

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ISPARTA BÜKLÜMÜ TEKTONİK YAPISI'NIN MANYETOTELLÜRİK
YÖNTEM İLE ARAŞTIRILMASI**

DOKTORA TEZİ

Ümit AVŞAR

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

EKİM 2013

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ISPARTA BÜKLÜMÜ TEKTONİK YAPISI'NIN MANYETOTELLÜRİK
YÖNTEM İLE ARAŞTIRILMASI**

DOKTORA TEZİ

**Ümit AVŞAR
(505032403)**

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. İlyas ÇAĞLAR

EKİM 2013

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün **505032403** numaralı Doktora Öğrencisi **Ümit AVSAR**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı "**Isparta Bölümü Tektonik Yapısı'nın Manyetotellürik Yöntem ile Araştırılması**" başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. İlyas ÇAĞLAR**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Gülçin Özürkan AĞAÇGÖZGÜ**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr.Serdar AKYÜZ
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Aysan GÜRER
İstanbul Üniversitesi

Doç. Dr. M. Emin CANDANSAYAR
Ankara Üniversitesi

Teslim Tarihi : **15 Ağustos 2013**
Savunma Tarihi : **11 Ekim 2013**

ÖNSÖZ

Bu tez kapsamında Türkiye'nin güney batısında yer alan Isparta Büklümü ile bu büklümün sınırlarında bulunan iki önemli fay zone Fethiye Burdur ve Akşehir Fay zonlarının jeolojik ve tektonik yapısı, manyetotellürik değerlendirme sonucu elde edilen jeoelektrik kesitler yardımıyla açıklanmaya çalışılmıştır.

Kendisinin eş başkanlığında Kanada Alberta Üniversitesi ile ortaklaşa gerçekleştirilen uluslararası projeye bağlı olarak yaptığı girişimle TÜBİTAK'dan yurtdışı bursu kazanıp tez çalışmalarımın bir kısmını bu üniversitede sürdürmem konusunda çaba sarfeden, tez konusunu önererek arazi çalışmaları için hazırladığı İTÜ BAP32437 nolu projesini gerçekleştiren. Doktora öğrenimim boyunca fikir ve görüşleri ile beni yönlendiren ve tez danışmanlığımı yürüten hocam Prof.Dr. H. İlyas ÇAĞLAR'a sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum. Ayrıca bu tezin gerçekleşmesinde kendi sorumluluğunda olan manyetotellürik cihazları kullanımına izin vererek en büyük katkıyı sağlayan ve arazi çalışmalarına katkı koyan B.Ü Kandilli Rasatanesi Deprem Araştırma Enstitüsü öğretim üyelerinden Doç.Dr. Bülent TANK'a teşekkürlerimi sunmayı borç bilirim.

Arazi çalışmalarında yardımlarını gördüğüm Doç.Dr. Turgay İŞSEVEN, Gökhan Karcioğlu, Berk YAKAR ve arazi hazırlıkları sırasındaki yardımlarından dolayı Elif TOLAK ÇİFTÇİ'ye ve son olarakta arazi ve tez yazım aşamasındaki yardımlarından dolayı Dr. Tülay KAYA'ya teşekkür ederim.

Tez çalışmasında oluşturulan bazı grafiklerin elde edilmesi için kullanılan programları yazan ve benimle paylaşan Dr. Erşan TÜRKOĞLU'na ve tez yazım aşamasındaki yardımlarından dolayı Kemal Mert ÖNAL'a teşekkürlerimi sunarım. Tez çalışmasında toplanan verilerin 3-B modellemelerini yaptığım Kanada Alberta Üniversitesi olanaklarını kullanmama izin veren Prof. Dr. Martyn UNSWORTH'a ve 3-B kodu kullanmama izin veren Dr. Weerachai SIRIPUNVARAPORN ile Kanada seyahatim boyunca giderlerimin bir kısmını verdikleri burs ile karşılamamı sağlayan TİNÇEL Kültür Vakfı'na son olarakta Kanada da kaldığım sürece bana yardımcı olan Dr. Ahmet ÖKELER Greg NIEUWENHUIS ile Celadet AYTEK'e teşekkür ederim.

Tez kapsamında yer alan topoğrafya haritaları Paul WESSEL ve Walter H.F. SMITH (1991) tarafından geliştirilen program kullanılarak hazırlanmıştır. Elektriksel doğrultu analizleri Alan JONES ve Gary McNEICE'ye tensör ayrıştırması programı kullanılarak yapılmıştır. Üç boyutlu modellerde kesitler Roman Shekhtman tarafından yazılan meshtools3d programı ile alınmıştır.

Son olarak tezi hazırlamamda yardımlarını esirgemeyen ve bana destek olan eşim Yanfei DING AVŞAR ile özellikle son bir yıldır ben ve eşime maddi desteklerini esirgemeyen aileme teşekkürlerimi sunmayı borç bilirim.

Ağustos 2013

Ümit Avşar
(Jeofizik Yüksek Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xix
SEMBOLLER	xxi
ÖZET.....	xxiii
SUMMARY	xxv
1. GİRİŞ.....	1
2. JEOLojİ VE TEKTONİK	5
2.1 Paleotektonik Dönem (Türkiye).....	5
2.2 Isparta Büklümü'nün Oluşumu	6
2.2.1 Paleotektonik dönem.....	6
2.2.2 Araştırma alanı ve çevresinde neotektonik dönem	11
2.2.2.1 Batı Anadolu ve Ege denizi.....	11
2.2.2.2 Orta Anadolu ve Kıbrıs yayı	20
2.2.2.3 Kıbrıs yayı ve Isparta Büklümü	24
2.3 Isparta Büklümü'nün Jeolojik Yapısı.....	34
2.3.1 Beydağları karbonat platformu:	35
2.3.2 Anamas-Akseki platformu	36
2.3.3 Likya (Teke) napları.....	36
2.3.4 Antalya Karmaşığı	38
2.3.5 Alanya Masifi.....	38
2.3.6 Beyşehir-Hoyran-Hadim napları (BHH).....	38
2.4 Isparta Büklümü Aktif Tektonik Yapılar ve Depremsellik.....	43
2.4.1 Fethiye Burdur Fay Zonu (FBFZ) ve Acıgöl, Baklan, Çivril, Dinar fayları	44
2.4.2 Sultandağı Fay Zonu (SFZ) veya Akşehir Fay Zonu (AFZ).....	46
2.4.3 Diğer aktif fay yapıları	48
2.5 Isparta Büklümü'nde önceden yapılan manyetotellürik çalışmalar	49
2.6 Özet	50
3. MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM.....	53
3.1 Kaynak Alanlar ve Elektromanyetik Dalga Yayınımı	53
3.2 Homojen ve İzotrop Ortamlarda Empedans, Görünür Öz direnç ve Faz Tanımı	59
3.3 Homojen Olmayan Ortamlarda Empedans	63
3.4 İki Boyutlu Ortamda Manyetotellürik Empedans	67
3.5 Empedans Tensörünün Boyutluluğu	68
3.5.1 1-B Ortam için empedans tensörü.....	68
3.5.2 2-B Ortam için empedans tensörü.....	69
3.5.3 3-B Ortam için empedans tensörü.....	70
3.6 İndüksiyon Vektörleri ve Tipper	70
3.7 Boyutluluk ve Bozunum	72

3.7.1 Bozunum	72
3.7.2 Boyutluluk.....	74
3.8 Manyetotellürikte Yerelektrik Doğrultusu Kestirimi ve Tensör Ayırıştırımı ..	75
3.9 Faz Tensörü	77
3.10 Faz Tensörü Özellikleri	79
3.10.1 1-B Ortam.....	79
3.10.2 2-B Ortam.....	80
3.10.3 3-B Ortam.....	82
4. VERİ TOPLAMA VE ANALİZİ.....	85
4.1 Genel	85
4.2 Veri Toplama.....	86
4.3 Veri İşleme ve Veri Analizi.....	90
4.3.1 Manyetotellürik zaman serisi analizi.....	90
4.3.2 Empedans tensörü'nün boyutluluğu ve yerelektrik doğrultusu kestirimi analizleri.....	91
5. ISPARTA BÜKLÜMÜ MANYETOTELLÜRİK VERİLERİNİN MODELLENMESİ	107
5.1 Genel	107
5.2 İki Boyutlu Ters Çözüm	108
5.3 Isparta Büklümü 2-B Manyetotellürik Ters Çözüm.....	113
5.3.1 ISP-B1 doğrultusu 2-B ters çözüm.....	118
5.3.2 ISP-B2 Doğrultusu 2-B ters çözüm.....	120
5.3.3 ISP-D1 Doğrultusu 2-B ters çözüm	124
5.3.4 ISP-D2 Doğrultusu 2-B ters çözüm	125
5.4 Üç Boyutlu Modelleme	128
5.5 Isparta Büklümü 3-B Manyetotellürik Modelleme.....	132
6. YORUMLAMA	137
6.1 Kabukta İletkenliğin Oluşma Nedenleri.....	137
6.2 Fay Zonları İletkenliğin Oluşma Nedenleri	139
6.3 Isparta Büklümü Manyetotellürik Kesitleri Yorumu	140
6.3.1. ISP-B1 doğrultusu	140
6.3.2. ISP-D1 doğrultusu.....	141
6.3.3. ISP-B2 ve ISP-D2 doğrultuları	144
7. SONUÇLAR	147
7.1 Sonuçlar.....	147
7.2 Öneriler.....	148
KAYNAKLAR.....	149
EKLER.....	173
ÖZGEÇMİŞ.....	211

KISALTMALAR

AFZ	: Akşehir Fay Zonu
BHH	: Beyşehir-Hoyran-Hadim
OAV	: Orta Anadolu Volkanları
CSD	: Cruie Sıcaklığı Derinliği
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
EM	: Elektromanyetik
FBFZ	: Fethiye Burdur Fay Zonu
G	: Düz çözüm operatörü
ISP	: Isparta Büklümü
İEFZ	: İnönü-Eskişehir Fay Zonu
GB	: Groom ve Bailey Yöntemi
GPS	: Global Positioning System
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAIV	: Kırka-Afyon-Isparta Volkanları
LVZ	: Düşük hız zonu
MJ	: McNeice ve Jones yöntemi
MSMF	: Çok istasyon çok frekans
MSSF	: Çok istasyon tek frekans
NLGC	: Non-Linear Conjugate Gradients
ÖDFZ	: Ölü deniz Fay Zonu
Q	: Soğrulma
RMS	: Root Mean Square
SFZ	: Sultandağı Fay Zonu
SSMF	: Tek istasyon çok frekans
SSSF	: Tek istasyon tek frekans
STEP	: Subduction Transform Edge Propagator
TE	: Transient Electric
TM	: Transient Magnetic
BAV	: Batı Anadolu Volkanikleri
YMA	: Yer Manyetik Alanı

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 2.1 : Türkiye Permien-Eosen arası tektonik gelişimi (Yılmaz ve diğ., 1997’de değiştirilerek).	6
Şekil 2.2 : Doğu Akdeniz Bölgesi allakton ve otokton birimlerin dağılımı (Robertson ve diğ., 2003’den değiştirilerek).	9
Şekil 2.3 : Antalya Karmaşığı oluşum modelleri (Waldron, 1984; Robertson ve diğ., 2003’den değiştirilerek).	10
Şekil 2.4 : Türkiye ve çevresinin Neotektonik yapısı, FBFZ: Fethiye-Burdur Fay Zonu, AFZ: Akşehir Fay Zonu, ÖDFZ: Ölüdeniz Fay Zonu, IB: Isparta Büklümü, STEP: Subduction Transform Edge Propagator. Fayı. Kırmızı oklar GPS hızlarını göstermektedir (McClusky ve diğ., 2000). Fay bilgileri ten Veen ve diğ., (2009) ve Zitter ve diğ., (2003)’den alınmıştır.	13
Şekil 2.5 : Türkiye ve çevresinde GPS hızları, kırmızı oklar Mc Clusky ve diğ., 2000), mor oklar Erdoğan ve diğ., (2009)’den alınmıştır.	13
Şekil 2.6 : (a) Ege Levhası’nın Ege altındaki dalımı (Papazachos ve diğ., 2000) (b)Güney Ege ve Kıbrıs yaylarının GPS hızları (Mc Clusky ve diğ., 2003).	14
Şekil 2.7 : Ege dalımı sismik tomografi sonuçları (a) Piromallo ve Morelli, (2003) (b)Facenna ve diğ., 2006 (c) Wortel ve Spakman, (2000) (d) Biryol ve diğ., (2011).	15
Şekil 2.8 : Güney Batı Anadolu’da volkanik bölgeler Dilek ve Altunkaynak, (2010)’dan değiştirerek.	16
Şekil 2.9 : Ege Denizi ve Batı Anadolu’nun Moho derinliği haritası (Sodoudi, ve diğ. 2005).	16
Şekil 2.10 : Güney batı Türkiye Moho derinlikleri Zhu ve diğ., (2006) solda, Tezel ve diğ., (2010) sağda.	17
Şekil 2.11 : Güneybatı Anadolu Manyetotellürik sonuçları (Bayrak ve Nalbant, 2001; Ulugergerli ve diğ., 2007).	17
Şekil 2.12 : Türkiye ve çevresi için (a) P_n tomografi sonuçları (Al-Zaki ve diğ. 2004’den değiştirerek), (b) S_n soğrulma (Gök ve diğ., 2003’den değiştirerek), (c) ve (d) S dalgası yayılımı (Salaün ve diğ., 2012’den değiştirerek) haritaları.	19
Şekil 2.13 : Türkiye ve çevresi için L_g -Q haritası (Şahin ve diğ., 2013’den değiştirerek).	19
Şekil 2.14 : Güneybatı Anadolu ısı akısı ve Curie derinliği haritası, kesikli kontur çizgileri Tezcan ve Turgay (1989)’dan hesaplanan ısı akısı değerlerini göstermektedir (Dolmaz ve diğ., 2005’den değiştirerek). ...	20
Şekil 2.15 : Güneybatı Anadolu graben yapıları (Bozkurt, 2001’den değiştirerek).	20
Şekil 2.16 : Türkiye ve çevresinde oluşan depremlerin fay mekanizması çözümleri (bu çalışmada hazırlanarak düzenlenmiştir).	21

Şekil 2.17 : Kıbrıs yayı sismik tomografi kesitleri ve astenosfer yükselimi ile ilişkili volkanik alanlar. KAIIV: Kırka-Afyon-Isparta volkanik alanı, OAV: Orta Anadolu Volkanik alanı, BAV: Batı Anadolu volkanik alanı (Biryol ve diğ., 2011'den değiştirerek).....	22
Şekil 2.18 : Kıbrıs yayı sismik tomografi sonuçları (a) tomografi kesiti (Dilek ve Sandvol, 2009'dan değiştirerek) (b) Levha yırtılması, (c) tomografi kesiti, (Faccenna ve diğ., 2006'dan değiştirerek).....	23
Şekil 2.19 : Sismik tomografi sonucu elde edilen Güney Ege ve Kıbrıs dalımlarının yapısı (Biryol ve diğ., 2011'den değiştirerek).	24
Şekil 2.20 : (a) Kıbrıs dalımın Antalya körfezi altındaki uzanımı, (b) güney Anadolu boyunca S dalga hızı yapısı (Salaün ve diğ., 2012'den değiştirerek).....	25
Şekil 2.21 : (a) Dalma-Batma kuşaklarında meydana gelen levha yırtılması (Wortel ve Spakman, 2000'den değiştirerek), (b) Akdeniz ve civarında yırtılma görülen dalma-batma bölgeleri (Govers ve Wortel, 2005'den değiştirerek).....	27
Şekil 2.22 : Güneybatı Anadolu'da levha yırtılması ile volkanizma arasındaki ilişki (Dilek ve Altunkaynak, 2009'dan değiştirerek).	28
Şekil 2.23 : Isparta Büklümü ve çevresinin tektonik yapısı (Glover ve Robertson, 1998'den değiştirerek).	29
Şekil 2.24 : Türkiye'de tektonik bölgeler, siyah yazılar Şengör ve diğ., (1985), kırmızı çizgiler (Barka ve Relienger, 1997)'ye göre.....	30
Şekil 2.25 : Türkiye'de tektonik bölgeler (Koçyiğit ve Özacar, 2003'den değiştirerek).....	32
Şekil 2.26 : Ege, Güneybatı Türkiye ve Isparta Büklümü için tektonik model (Taymaz ve diğ., 1991'den değiştirerek).....	33
Şekil 2.27 : Güneybatı Anadolu tektonizması, içi boş oklar gerilme yönlerini, taralı alan kinematik ayrışma bölgesini göstermektedir (ten Veen ve diğ., 2004'den değiştirerek).....	34
Şekil 2.28 : Isparta Büklümü ve çevresi temel jeolojik birimler (Dilek ve Rowland, 1993'den değiştirilerek).	35
Şekil 2.29 : Bey Dağları Karbonat Platformu ve Anamas- Akseki Karbonat platformları statigrafisi (Dilek ve Rowland, 1993'den değiştirerek).	36
Şekil 2.30 : Likya Napları yapısı (Collins ve Robertson, 1997'den değiştirerek).....	37
Şekil 2.31 : Antalya Karmaşığı ve çevresinin jeolojisi (Robertson, 2000'den değiştirerek).....	39
Şekil 2.32 : Isparta Büklümü'nde yer alan Miyosen havzalar (Robertson ve diğ., 2003'den değiştirerek).....	40
Şekil 2.33 : Isparta Büklümü'nde yer alan havzalar ve sınır fayları (Koçyiğit ve Deveci, 2007'den değiştirerek).	42
Şekil 2.34 : Isparta Büklümü ve çevresinin genel jeolojik yapısı, Hinsbergen ve diğ.,(2010) ve Turhan, (2002)'den değiştirerek.	43
Şekil 2.35 : Isparta Büklümü tektonik ve topoğrafya haritası. Fay bilgileri Koçyiğit ve Deveci (2007), Koçyiğit ve diğ., (2000), Robertson ve diğ., (2003)'den alınmıştır. FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, AFZ: Akşehir fay zonu. Deprem verileri (Büyükluğu 3.5 ve üstü) 2000-2013 UDİM.	46
Şekil 2.36 : Isparta Büklümü Mayetotellürik modelleme sonuçları (Gürer ve diğ., 2004a ve 2004b; Gürer ve Bayrak, 2007'den değiştirerek).	50

Şekil 2.37 : Isparta Büklümü Manyetotellürik sonuçlar (Çağlar ve diğ., 2005’den değiştirilerek).	50
Şekil 3.1 : (a) Güneş kaynaklı plazma akımlarının ilerleyişinin yer manyetik alanı tarafından engellenmesi. (b) Manyetik alan çizgilerinin oluşturduğu yer küre manyetosferi (Simpson ve Bahr, 2005’den değiştirilerek).	55
Şekil 3.2 : Homojen olmayan ortam, σ iletkenlik, d tabaka kalınlıkları (Zhdanov,2009’dan değiştirilerek).	64
Şekil 3.3 : İki boyutlu yer yapısı, elektrik ve manyetik alan bileşenleri. Jeolojik uzanım boyunca “x” öz dirençler sabit.	67
Şekil 3.4 : İndüksiyon vektörlerinin 2-B ortamda davranışları. İletken yapının üzerinde indüksiyon vektörlerinin genlikleri sıfırdır. İletken yapıdan uzaklaştıkça vektör genlikleri önce artar daha sonra nüfuz derinliğindendaha uzak mesafelerde sıfıra doğru yaklaşır.	72
Şekil 3.5 : Homojen olmayan ortam V^R ve yüzeye yakın iletken kütleler V^Y (Zhadanov, 2009’dan değiştirilerek)	72
Şekil 3.6 : Faz Tensörü Elipsi, Φ_{min} ve Φ_{max} tensor elipsinin uzun ve kısa eksenleri β tensör çarpıklığı, γ tensörün koordinat sistemine göre konumu.	79
Şekil 3.7 : Düz çözüm modellemesi sırasında kullanılan istasyon dağılımı.	79
Şekil 3.8 : Tek düze öz direnci 100 ohm-m olan yarı sonsuz bir ortam.	80
Şekil 3.9 : Tek düze iletkenliği 100 ohm-m olan yarı sonsuz bir ortam.	81
Şekil 3.10 : Tek düze iletkenliği 100 ohm-m olan yarı sonsuz bir ortam için elde edilen faz tensörü elipsleri. Birinci grafik A-doğrultusu için tüm periyotlardaki elipsleri göstermektedir. İkinci grafik faz tensörü elipsleri 0.01 100 sn periyot aralığındaki tüm elipslerin ortalamasının değerinin harita düzlemindeki görüntüsüdür.	81
Şekil 3.11 : Düşey süreksizlikle birbirinden ayrılan farklı iki öz dirence sahip ortam.harita düzleminde bakılırsa, dirençli bölgede faz tensörü elipslerinin uzun eksenlerinin fay ile aynı doğrultuda uzandığı görülür. Diğer taraftan iletken bölgede faz tensörü elipsleri ana eksen yönelimi fay doğrultusuna diktir. Sınırdan uzaklaştıkça ortam 1-B yapıya döndüğünden elipslerin daire şeklini aldığı görülür (Şekil 3.12).	82
Şekil 3.12 : Düşey süreksizlikle bir birinden ayrılan farklı iki öz dirence sahip ortam için faz tensörü elipslerinin görünümü.	82
Şekil 3.13 : 100 ohm-m öz dirence sahip yarı sonsuz ortam içine yerleştirilen 10ohm-m öz direncindeki yapının üstten görünümü.	83
Şekil 3.14 : 3-B ortam için faz tensörü elipsleri.	83
Şekil 4.1 : Isparta Büklümü Tektonik yapı haritası ve Manyetotellürik ölçü noktaları (Ters üçgenler). FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, AFZ: Akşehir Fay Zonu.	88
Şekil 4.2 : Isparta Büklümü Jeoloji haritası ve Manyetotellürik ölçü noktaları (Ters üçgenler). FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, AFZ: Akşehir Fay Zonu.	89
Şekil 4.3 : Isparta Büklümü Bölgesi arazi çalışmasında istasyon kurulumu.	90
Şekil 4.4 : Isparta Büklümü ISP-B1 nolu doğrultuda alınan manyetotellürik ölçümlerin boyutluluk analizleri. (a) Doğrultu boyunca Swift çarpıklık değeri, (b) Doğrultu boyunca Bahr çarpıklık değeri, (c) Doğrultu boyunca faz tensörü elipsleri ve Beta değerleri.	95

Şekil 4.5 :	Isparta Büklümü ISP-B2 nolu doğrultuda alınan manyetotellürik ölçümlerin boyutluluk analizleri. (a) Doğrultu boyunca Swift çarpıklık değeri, (b) Doğrultu boyunca Bahr çarpıklık değeri, (c) Doğrultu boyunca faz tensörü elipsleri ve Beta değerleri.	95
Şekil 4.6 :	Isparta Büklümü ISP-D1 nolu doğrultuda alınan manyetotellürik ölçümlerin boyutluluk analizleri. (a) Doğrultu boyunca Swift çarpıklık değeri, (b) Profil boyunca Bahr çarpıklık değeri, (c) Doğrultu boyunca faz tensörü elipsleri ve Beta değerleri.	96
Şekil 4.7 :	Isparta Büklümü ISB-D2 nolu profilde alınan manyetotellürik ölçümlerin boyutluluk analizleri. (a) Doğrultu boyunca Swift çarpıklık değeri, (b) Doğrultu boyunca Bahr çarpıklık değeri, (c) Doğrultu boyunca faz tensörü elipsleri ve Beta değerleri. Gölge alan gürültü veriyi temsil etmektedir.	97
Şekil 4.8 :	ISP-B1 doğrultusu için çeşitli periyot aralıklarında elektriksel doğrultu analizleri.....	99
Şekil 4.9 :	Tüm doğrultular için tüm periyot aralığında (0.01-2000 sn) elektriksel doğrultu analizleri ve İndüksiyon vektörleri. İndüksiyon vektörlerinde gül diyagramında siyah yapraklar gerçel beyaz yapraklar sanal bileşenleri göstermektedir.ISP-D2 doğrultusu için periyot aralığı (0.01-1 sn)'dir.	100
Şekil 4.10 :	Tüm doğrultular için MSMF değerlendirme sonuçları.	101
Şekil 4.11 :	ISP-B1 profili için faz tensörü elipslerinin periyota bağlı değişimi.	101
Şekil 4.12 :	ISP-B2 profili için çeşitli periyot aralıklarında elektriksel doğrultu analizleri.	102
Şekil 4.13 :	ISP-D2 doğrultusu için çeşitli periyot aralıklarında elektriksel doğrultu analizleri.....	103
Şekil 4.14 :	ISP-B2 ve ISP-D2 doğrultusu için faz tensörü elipslerinin periyota bağlı değişimi.	103
Şekil 4.15 :	ISP-D1 doğrultusu için çeşitli periyot aralıklarında elektriksel doğrultu analizleri.....	104
Şekil 4.16 :	ISP-D1 doğrultusu için faz tensörü elipslerinin periyota bağlı değişimi.	105
Şekil 5.1 :	ISP-B1 doğrultusunun TETMHz ters çözümü için $\tau=1,2,\dots,1000$ değerleri için L-Eğri grafiği.	114
Şekil 5.2 :	Ters çözümde düzgünleştirici değerinin etkisi. $\tau=5,10,50,500$ için elde edilenTETMHz ters çözüm sonuçları. RMS değerleri grafikler üzerinde verilmiştir.....	115
Şekil 5.3 :	Ters çözümde α parametresinin etkisi. "ISP-D1" doğrultusu " $\tau=10$ " düzgünleştirici parametresi değeri kullanılarak " $\alpha=1$ " ve " $\alpha=3$ " için elde edilen statik etkisi giderilmiş TETMHz ters çözüm sonuçları. "RMS" değerleri grafikler üzerinde yazılıdır. "ISP - D1" doğrultusunda "D1-4 "nolu istasyon verisi değerlendirmeye alınmamıştır.....	116
Şekil 5.4 :	Ters çözümde statik kayma etkisi. ISP-D1 nolu doğrultunun $\alpha=1$ ve $\tau=10$ için elde edilen statik kayma hesaplanmamış (solda) ve hesaplanmış (sağda) TETMHz ters çözüm sonuçları. RMS değerleri modellerin üzerinde yazılı.Modeller üzerinde her istasyon için "rms" değerleri ile hesaplanan statik kayma katsayıları çizdirilmiştir. Statik kayma değerleri logaritmik ölçektedir yani sıfır değeri statik kayma yok demektir.	118

Şekil 5.5 :	ISP-B1 doğrultusu için $\alpha=1, \tau=10$ TE, TM ve tipper verisi ters çözüm sonucu elde edilen elektrik özdirenç modeli. Her istasyon için RMS değerleri ve ters çözüm sonucu elde edilen statik kayma değerleri modelin üzerinde grafiklenmiştir. Çözümün toplam RMS değeri model üzerinde verilmektedir. ISP-B1 doğrultusu sonuç modelinde B1-1 ve B1-7 nolu istasyon verileri kullanılmamıştır.....	119
Şekil 5.6 :	ISP-B1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait özdirenç, faz ve tipper yapma kesitleri (pseudo sections).	120
Şekil 5.7 :	ISP-B1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait her istasyon için özdirenç, faz ve tipper eğrileri. Semboller gözlemsel veriyi, düz çizgiler modelleme sonucu elde edilen teorik veriyi göstermektedir.....	121
Şekil 5.8 :	ISP-B2 doğrultusu için $\alpha=1, \tau=10$ TE, TM ve tipper verisi modellemesi sonucu elde edilen elektrik özdirenç modeli. Her istasyon için RMS değerleri ve ters çözüm sonucu elde edilen statik kayma değerleri modelin üzerinde grafiklenmiştir. Çözümün toplam RMS değeri model üzerinde verilmektedir.	122
Şekil 5.9 :	ISP-B1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait özdirenç, faz ve tipper yapma kesitleri	123
Şekil 5.10 :	ISP-B2 TETMHz ters çözüm sonucuna ait her istasyon için özdirenç, faz ve tipper eğrileri. Semboller gözlemsel veriyi, düz çizgiler modelleme sonucu elde edilen teorik veriyi göstermektedir...	124
Şekil 5.11 :	ISP-D1 doğrultusu için $\alpha=1, \tau=10$ TE, TM ve tipper verisi modellemesi sonucu elde edilen elektrik özdirenç modeli. Her istasyon için RMS değerleri ve ters çözüm sonucu elde edilen statik kayma değerleri modelin üzerinde grafiklenmiştir. Çözümün toplam RMS değeri model üzerinde verilmektedir.	125
Şekil 5.12 :	ISP-D1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait özdirenç, faz ve tipper yapma kesitleri.	126
Şekil 5.13 :	ISP-D1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait her istasyon için özdirenç, faz ve tipper eğrileri. Semboller gözlemsel veriyi, düz çizgiler modelleme sonucu elde edilen teorik veriyi göstermektedir...	127
Şekil 5.14 :	ISP-D2 doğrultusu için $\alpha=1, \tau=10$ TE, TM ve tipper verisi ters çözümü sonucu elde edilen elektrik özdirenç modeli. Her istasyon için RMS değerleri ve ters çözüm sonucu elde edilen statik kayma değerleri modelin üzerinde grafiklenmiştir. Çözümün toplam RMS değeri model üzerinde verilmektedir.....	128
Şekil 5.15 :	ISP-D2 TETMHz ters çözüm sonucuna ait özdirenç, faz ve tipper yapma kesitleri.	129
Şekil 5.16 :	ISP-D2 TETMHz ters çözüm sonucuna ait her istasyon için özdirenç, faz ve tipper eğrileri. Semboller gözlemsel veriyi, düz çizgiler modelleme sonucu elde edilen teorik veriyi göstermektedir...	130
Şekil 5.17 :	Isparta Büklümü MT verisi 3-B modellemesinde kullanılan ağın görünümü.	132
Şekil 5.18 :	Isparta Büklümü 3-B manyetotellürik ters çözümümü için çeşitli derinliklerde kat haritaları.	134
Şekil 5.19 :	İki boyutlu modelleme (sağda) ve 3-B modelden alınan 2-B kesitler (solda). 3-B modellemelerde tipper verisi modellemeye katılmamıştır.....	135
Şekil 6.1 :	ISP-B1 doğrultusuna ait 2-B manyetotellürik ters çözüm sonucu. FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, H22:Acıpayam havzası,	

H1:Burdur havzası. Mavi çizgi CDP'ları göstermektedir (Dolmaz ve diğ.,2005).....	142
Şekil 6.2 : ISP-D1 doğrultusuna ait 2-B manyetotellürik modelleme sonucu. AFZ:Akşehir Fay Zonu, H3: Akşehir-Afyon havzası. Mor çizgi CDP'ları göstermektedir (Dolmaz ve diğ.,2005).	143
Şekil 6.3 : ISP-B2 doğrultusuna ait 2-B manyetotellürik modelleme sonucu. FBFZ:Fethiye Burdur Fay Zonu. Mor çizgi CSD'leri göstermektedir (Dolmaz ve diğ.,2005).	144
Şekil 6.4 : ISP-D2 doğrultusuna ait 2-B manyetotellürik modelleme sonucu. AFZ:Akşehir Fay Zonu. Mor çizgi CSD'leri göstermektedir (Dolmaz ve diğ.,2005).	145
Şekil A.1 : L halkası ile tanımlı S yüzeyi.	175
Şekil A.2 : L halkası üzerinden geçen I akımı.	176
Şekil A.3 : L halkası üzerinden geçen I akımı ve kapasitör.	177
Şekil A.4 : Yatay tabakalı yer altı yapısı, ρ , özdirenç değerleri, d tabaka kalınlıkları.	181
Şekil A.5 : Groom ve Bailey bataklık modeli, twist T shear S ve anizotropi A tensörlerinin birim genlikli elektrik alan vektörüne etkisi.	186
Şekil B.1 : ISP-B1 doğrultusu için Bostick Derinlik değerleri.	190
Şekil B.2 : ISP-B2 profili için Bostick Derinlik değerleri.	191
Şekil B.3 : ISP-D1 doğrultusu için Bostick Derinlik değerleri.	191
Şekil C.1 : Model ve Veri uzayları (Zhadanov, 2009'dan değiştirerek)	194
Şekil C.2 : Model ve veri uzayında denge fonksiyonunun uygulanması.	195
Şekil C.3 : Yamaç yüksekliği $h=1200m$, frekans $f=1$ Hz, Özdirenç $\rho=100$ ohm-m, d -nufuz derinliği sabit ve süreksizliğin köşesinden olan uzaklık 'x' değişken olmak üzere 4 farklı yamaç eğimi ' $a=x/d$ ' oranına karşı yamacın (a) üst, (b) alt yanında TM (c) üst (d) alt yanında TE durumlarında topoğrafik hatanın uzaklıkla değişimi. (Gürer, 1995'den değiştirerek).	195
Şekil C.4 : Yüksekliğin değişmesine bağlı olarak (a) TM durumu ve (b) TE durumunda frekansa karşı özdirenç tepkileri (Gürer, 1995'den değiştirerek).	196
Şekil C.5 : Yüksekliğin değişmesine bağlı olarak (a) TM durumu ve (b) TE durumunda frekansa karşı faz tepkileri (Gürer, 1995'den değiştirerek).	196
Şekil C.6 : ISP-B1 doğrultusu için 2-B modellemede topoğrafya etkisi; topoğrafya eklenmemiş model (üste), topoğrafya eklenmiş model (alta).....	197
Şekil C.7 : ISP-B1doğrultusu için elde edilen yerelektrik modeli. (a) Gölge alanı temsil edenmodel blokları iletkenlik değerleri 1000, 500, 200 ve 50 ohm-m olarak değiştirilmiştir. (b) Gölge alanı temsil eden model blokları 500 ve 10 ohm-m olarak değiştirilmiştir.	198
Şekil C.8 : ISP-B1doğrultusu B1-4 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları özdirenç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 500 ohm-m, kırmızı çizgi 200 ohm-m ve sarı çizgi 50 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.	199
Şekil C.9 : ISP-B1 doğrultusu B1-9 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları özdirenç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 500 ohm-m, kırmızı çizgi 200 ohm-m ve sarı çizgi 50 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.	199

Şekil C.10 : ISP-B1 doğrultusu B1-11 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 500 ohm-m, kırmızı çizgi 200 ohm-m ve sarı çizgi 50 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.	200
Şekil C.11 : ISP-B1 doğrultusu B1-11 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 500 ohm-m, kırmızı çizgi 200 ohm-m ve sarı çizgi 50 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.	200
Şekil C.12 : ISP-B1 doğrultusu B1-2 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 500 ohm-m, mavi çizgi 20 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.....	201
Şekil C.13 : ISP-B1 doğrultusu B1-3 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 500 ohm-m, mavi çizgi 20 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.	201
Şekil C.14 : ISP-D1 doğrultusu için elde edilen yerelektrik modeli. Gölge alanı temsil eden model blokları iletkenlik değerleri Test1 ve Test2 için 1000 ve 300, Test3 için 100 ve 10, Test4 için 300 ve 20 ohm-m olarak değiştirilmiştir.	202
Şekil C.15 : ISP-D1 doğrultusu D1-10 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 300 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.....	202
Şekil C.16 : ISP-D1 doğrultusu D1-12 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 300 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.....	203
Şekil C.17 : ISP-D1 doğrultusu D1-14 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 300 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.....	203
Şekil C.18 : ISP-D1 doğrultusu D1-12 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 100 ohm-m, mavi çizgi 10 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.....	204
Şekil C.19 : ISP-D1 doğrultusu D1-12 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 100 ohm-m, mavi çizgi 10 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.....	204
Şekil D.1 : ISP-B1 doğrultusu için 2-B ters çözüm çalışmasından bazı örnekler. (a) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı ters çözümler, (b) B1-1 ve B1-6 isimli istasyon verilerinin ters çözüme dahil edilmediği çözüm sonuçları, (c) D1-1 nolu istasyonun eklenmiş olduğu ters çözüm sonuçları. Tüm modellemeler için $\alpha=1$ ve $\tau=10$ alınmıştır, RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE, TM, TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır.	205
Şekil D.2 : ISP-B1 doğrultusu için 2-B ters çözüm çalışmasında seçilen son modeller (a) $\alpha=1$ ve $\tau=10$ ve (b) $\alpha=3$ ve $\tau=10$. Tüm ters çözümler için RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE, TM, TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır.	206
Şekil D.3 : ISP-B2 doğrultusu için 2-B ters çözüm denemelerinden bazı örnekler. (a) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=1$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (b) D2-2 nolu istasyonun eklenmiş olduğu $\alpha=1$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. (c) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=3$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (d) D2-2 nolu istasyonun	

eklenmiş olduğu $\alpha=3$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. Tüm ters çözümler için RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE,TM,TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır. 207

Şekil D.4 : ISP-D2 doğrultusu için 2-B ters çözüm çalışmasından bazı örnekler. (a) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=1$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (b) B1-1 nolu istasyonun eklenmiş olduğu $\alpha=1$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. (c) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=3$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (d) B1-1 nolu istasyonun eklenmiş olduğu $\alpha=3$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. Tüm ters çözümler için RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE,TM,TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır. 208

Şekil D.5 : ISP-D1 doğrultusu için 2-B ters çözüm çalışmasından bazı örnekler. (a) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=1$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (b) D1-4 nolu istasyonun çıkarılmış olduğu $\alpha=1$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. (c) D1-4 nolu istasyonun çıkarılmış olduğu $\alpha=3$ ve $\tau=10$ için modelleme sonuçları. Tüm ters çözümler için RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE,TM,TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır..... 209

Şekil D.6 : Isparta Büklümü 3-B manyetotellürik ters çözümümü için çeşitli derinliklerde kat haritaları (A) Hata miktarları Z_{xx} ve Z_{yy} %20, Z_{xy} ve Z_{yx} %10, (B). Hata miktarları Z_{xx} ve Z_{yy} %50, Z_{xy} ve Z_{yx} %10..... 210

ÇİZELGE LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Çizelge 2.1: Isparta Büklümü bölgesinde yapılan çalışmalar ve görüşler.....	51
Çizelge 2.2: Isparta Büklümü bölgesinde yapılan çalışmalar ve görüşler.....	52

SEMBOLLER

α_0	: Yer elektrik doğrultusu
γ	: Faz tensörü koordinat sistemi ile olan açı
ε	: Her hangi bir ortamın dielektrik permitivitesi
ε_0	: Boşluğun dielektrik permitivitesi
μ	: Bahr çarpılık değeri
μ_0	: Boşluğun manyetik geçirgenliği
ρ	: Elektriksel özdirenç
ρ	: Elektrik yük yoğunluğu (C/m^3)
σ	: Elektriksel iletkenlik
ω	: Açısal frekans
∂	: Kısmi Türev
$\therefore$	: Denklem devam işareti
∇	: Lambda operatörü
Δq	: Yük miktarı
$\vec{B}$	: Manyetik indüksiyon
$\vec{D}$	: Dielektrik yerdeğiştirme
$\vec{E}$	: Elektrik alan şiddeti
$\mathbf{G}^E$	: Elektrik Green Tensörleri
$\mathbf{G}^H$	: Manyetik Green Tensörleri
$\vec{H}$	: Manyetik alan şiddeti
Hz	: Tipper
$\mathbf{I}$	: Akım miktarı
$\mathbf{J}$	: Akım yoğunluğu
$\mathbf{k}$	: Dalga yayılım sabiti
L_g	: L_g Dalga hızı
P_n	: P_n hızı
S	: S hızı
S_n	: S_n hızı
$\mathbf{W}_{zx}$	: İndüksiyon oku
$\mathbf{Z}$	: Empedans tensörü

ISPARTA BÜKLÜMÜ TEKTONİK YAPISI'NIN MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM İLE ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Isparta Büklümü dünyanın en aktif ve karmaşık tektonizmasına sahip bölgelerinden biri olan doğu Akdeniz'de Güney Ege ve Kıbrıs yaylarının kesiştiği ve aralarında levha yırtılmasının meydana geldiği bir bölge olan Anadolu'nun güney batısında yer almaktadır. Ters üçgen şeklindeki büklüm doğudan Akşehir Fay Zonu (AFZ) batıdan ise Fethiye Burdur Fay Zonu (FBFZ) ile sınırlanır. Manyetotellürik (MT) yöntem yeraltı iletkenlik değişimlerine oldukça duyarlı bir yöntemdir. Aktif tektonik bölgelerde MT yöntem bölgenin tektonik yapısının ortaya konması için önemli ölçüde kullanılmaktadır. Bu amaçla, Isparta Büklümü'nde ikisi FBFZ'nu diğer ikisi AFZ'nu kesecek şekilde toplam 4 doğrultuda (47 istasyonda) MT ölçümleri alınmıştır. İki ve üç boyutlu algoritmalar yerelektrik yapılarının elde edilmesinde kullanılmıştır.

Batı yerelektrik kesitlerinde elde edilen en önemli yapı Isparta Büklümü'nün G-GB'sında yaklaşık 15 km derinlikten başlayan ve kısmi ergime ile ilişkilendirebileceğimiz 1-10 ohm-m iletkenlik değerleri ile temsil edilen , alt kabuk iletkenidir. Ayrıca FBFZ'nun kuzeybatısına doğru altkabuk iletkenin yanı sıra üst kabuk seviyelerinde de yüksek iletkenliğe (1-10 ohm-m) sahip bir alan söz konusudur. Bu iletken zonun bölgede yer alan Acı Göl, Baklan ve Çivril faylarının bulunduğu kesimlerde sığlaşması, bu fay kırık sistemlerinin meteorik sıvıların yanı sıra derinde kısmi ergime sonucu oluşan akışkan sıvılar tarafında beslendiğini göstermektedir. FBFZ fayı güneyden kesen doğrultuda iletken bir zon olarak tespit edilemezken, kuzeyden kesen doğrultuda iletken bir zon elde edilmiştir. Bu durum fayın geçirgenlik özelliğinin ve sıvı içeriğinin fay zonu boyunca değiştiğini gösterir.

Doğu yerelektrik kesitlerinde batı doğrultularından farklı olarak daha az iletken (30-100 ohm-m) bir alt kabuk iletkeni görüntülenmiştir. AFZ yaklaşık 10 km uzunlukta bir iletken zon olarak tespit edilmiştir bu fay zonunda iletkenlik faylarla ilişkili sıvılar veya ters faylanma ile alt kabukta kalan sedimanter birimlerle ilişkilendirilebilir.

Isparta Büklümü'nde bölgenin temelini oluşturan nap sistemleri, karbonat platformları ve metamorfikler yer elektrik kesitlerinde 500-1000 ohm-m öz direncine sahip bölgeler olarak görüntülenmiştir. Söz konusu iletken olmayan zonlar bölgenin batısında en fazla 10 km derinliğe kadar gözlenirken, doğusunda 15 km derinliklere kadar (Sultan Dağı) uzanmaktadır.

Bölgenin batısında sığ seviyelerde iletken bir bölgenin bulunması, buna karşın FBFZ doğusunda böyle bir iletkenin gözlemlenmemesi FBFZ'nun en azından depresel olarak aktif ve ince batı Anadolu kabuğu ile kalın Isparta Büklümü kabuğu arasında bir sınır olduğu sonucunu doğurur.

THE IMAGING OF THE TECTONIC STRUCTURE OF ISPARTA ANGLE BY MAGNETOTELLURIC METHOD

SUMMARY

Isparta Angle is a conundrum in the east Mediterranean region which is famous for complex and active tectonism in the world. It is located in the southwest Anatolia where Hellen and Cyprus arc systems are connecting and occurring a STEP fault type tearing between them due to the velocity differences between the Hellen and Cyprus arcs. This tearing causes rise of asthenosphere under the region. Isparta Angle is also an obstacle to Anatolia plate which is moving towards W-SW direction after the collision between Arab and Eurasia plates in eastern Turkey. Moreover, it is a transition zone between rising and moving central Anatolia and expanding west Anatolia. Nowadays the region is under the influence of all mentioned tectonic systems.

Isparta Angle was formed as reverse triangle shape by settlement of different autochthon nappe systems on allochthon carbonate platforms before Miocene. These autochthon and allochthon units are called as Mesozoic Bey Dag carbonate platform, Anamas-Akseki carbonate platform and Lycia Nappe, Antalya Complex and Beyşehir-Hoyran-Hadim (BHH) Nappes respectively.

Bey Dag carbonate platform which is forming the western flank of the Isparta Angle has 20-30 km in width. It represents the deepest unmetamorphosed geological structure in SW Anatolia. Anamas-Akseki carbonate platform is located the eastern flank of the Isparta Angle. Lycia Nappe is located on Bey Dag carbonate platform in south and Menderes metamorphics in northwest. The ophiolite units of Lycia Nappe are 3 km thick and cover 4500 km² region. Antalya complex which has 600 km² mostra in the region is located in the center of Isparta Angle and separates two mentioned carbonate platforms from each other.

The reverse triangle shaped region which is 120 km in length and 50 km in width is bordered by Akşehir Fault Zone (AFZ) in the east and Fethiye Burdur Fault Zone (FBFZ) in the west. Akşehir fault zone is located between Jura aged Sultan Dag metamorphics and Neogene Akşehir graben. It is a 200 km in length step-like normal fault trending mostly towards NW direction. However, AFZ draws an 'S' shape and has different strikes as 285° in the west, 320° in the middle and 270° in the east. Fethiye Burdur Fault Zone (FBFZ) is 300 km in length and not a monoblock structure. It consists of NE-SW trending Neogene graben border faults. They are parallel to each other and cut by NW trending normal and strike slip faults. The kinematics of FBFZ is still an argument between scientists.

Aksu thrust which is between Bey Dag and Anamas-Akseki carbonate platform is another important fault structure in Isparta Angle. It consists of many thrust faults which are parallel to each other in a 50 km wide zone. Lastly, N-S trending Kırkkavak normal fault is located between Anamas-Akseki platform and Aksu basin.

Besides all these main faults there are many NE, NW, N or S trending small normal faults which border hors-graben systems in Isparta Angle.

The magnetotelluric method (MT) is very sensitive to variation of the conductivity changes in subsurface and MT method is widely used to reveal tectonic structure in the active tectonic zones. The main reason for conductivity in these regions are aqueous fluids, partial melting or both.

In the region to image the geoelectric structure of the Isparta Angle magnetotelluric data were collected in 4 profiles (47 stations). Two of them (ISP-B1 and ISP-B2), which are intersect of FBFZ, are located in the western flank of the Isparta Angle and two of them (ISP-D1 and ISP-D2), which are located in the eastern flank of the Isparta Angle, intersect the AFZ.

Before MT data can be interpreted, dimensionality analysis is needed to determine is a 1-D, 2-D or 3-D analysis is required. A range of dimensionality analysis techniques were applied to Isparta Angle data. The results indicate 2-D and quasi-2D features in all profiles. Because of this and to be sure the robust of the structures, the geoelectric models are obtained by using 2-D and 3-D algorithms.

The geoelectric strike angle was calculated for each profile by using Bahr, Groom and Bailey and Phase tensor methods. The geoelectric strike angle is obtained as $N50^{\circ}E$ for FBFZ which is trending $N45^{\circ}E$ in the region. And the calculated geoelectric strike angle for AFZ is $N20^{\circ}E$. The strike of the AFZ is 270° in Isparta Angle so $S70^{\circ}W$ was chosen as geoelectric strike for the profile. This values indicate that the geoelectric strikes are compatible with the main faults geologic strikes.

The inversion algorithm (NLCG) of Rodi and Mackie (2001) was used for 2-D inversion. When the earth is assumed to be two-dimensional the data can be divided into two independent modes (1) TE mode which is particularly sensitive to along-strike conductors, whereas the TM mode is more sensitive to resistive features. And the tipper is part of the TE mode and is sensitive to lateral variations in conductivity. Because the TE and the TM modes and the tippers are sensitive to different features all combinations of these data sets should be inverted if possible to obtain the most comprehensive image of subsurface conductivity.

To overcome the non-uniqueness in 2-D inversion, a regularization is applied to resistivity models. The NLCG algorithm implements a type of regularization method, and seeks the smoothest model with the least deviation from an a priori model. The parameter τ determines the degree of smoothing and controls the trade-off between generating a smooth model and fitting the measured MT data. The selection of the optimal regularization parameter τ is important. Because a high value of τ gives a spatially smooth model at expense of poor data fit. On the other hand, a small value of τ produces a better fit to the data, but the model can be unrealistically rough. The L-curve method was used to determine appropriate value of τ . A range of τ values 1 to 1000 were investigated and $\tau=10$ was chosen as the optimal value.

Another regularization parameter in the NLCG algorithm is denoted by α , which controls the balance between vertical and horizontal smoothness of the resistivity model. A value of $\alpha > 1$ produces models with horizontal layering, while a value of $\alpha < 1$ produces vertical structures. The dependence of final model on α was investigated. Because of the rough topography and fault zones $\alpha=1$ was used to produce a resistivity model with vertical structures.

Isparta Angle data sets were inverted with an error floor of 20% data for resistivity, 10% for phase data and 0.02 for tipper data in all possible modes: TE, TM, TETM and TETMHz. After testing many inversions, the models obtained by joint inversions of TE, TM and tipper mode data were accepted as final model for all profiles. The models fit the measured MT data with statistically acceptable normalized root-mean-square (r.m.s) misfit of 1.96 (ISP-B1), 3.12 (ISP-B2) and 2.3 (ISP-D1), 2.41 (ISP-D2) for the west and east profiles.

Data analysis shows 3-D effects in Isparta Angle data, which suggests that 3-D inversion are needed to examine the validity of 2-D inversions. The 3-D inversion was carried out using the code WSINV3DMT. The full impedance tensor data were inverted at four periods per decade with an error floor 10% and 20% for off-diagonal elements, 20% and 50% for diagonal elements. The tipper data were not included in the inversion. The final 3-D inversion resistivity model was obtained with an r.m.s misfit 2.56 and 2.03 for the first and second error floors respectively. Two and three dimensional inversion results showed consistent model features, but the location of conductive bodies have some lateral offsets because of assumptions made for 2-D modelling.

The most striking feature is a lower crust conductor which is located S-SW of the Isparta Angle. It is imaged as a conductor (1-10 ohm.m) zone which is related to partial melting between 15-30 km. In addition there is a shallow conductor zone (1-10 ohm.m) at the upper crust depth toward the northwest of FBFZ. This zone becomes shallower in Acıgöl, Baklan Çivril fault region. This is an indication of fluids in these faults that are fed not only from meteoric fluids but also aqueous fluids produced by deep partial melting zone. While the FBFZ is not imaged as conductive zone in ISP-B1, it is imaged as conductive zone in ISP-B2. This maybe due to differences in permeability of fluid content of the fault.

A lower crust conductor is also imaged in the east profiles with less conductivity (30-100 ohm-m) than west one. AFZ is imaged as a 10 km wide conductor zone. The conductivity in this zone could be related to fluids in faults or the underthrust sedimentary layers due to previous thrust faulting mechanism. A conductive zone was illustrated just below the Kırkkavak fault between two resistive zones. Aksu thrust region has not a conductive zone in the section.

The basement geology which consists of nappes, carbonate platforms and metamorphics are imaged as 500-1000 ohm-m resistive zones in all profiles. The depth of these zones reaches 10 km and 15 km in west and east respectively.

Consequently, a conductive zone was imaged at upper crust level in west of the FBFZ and a lower crust conductor below this zone. However, although a lower crust conductive zone is imaged in east of the FBFZ, it is not present a wide conductive zone at upper crust levels. This could be an indication that the FBFZ could be a border between rising and moving central Anatolia's thick crust and expanding west Anatolia's thin crust.

1. GİRİŞ

Manyetotellürik (MT) yöntem, yer altı yapılarının elektriksel özelliklerini ortaya koymak için atmosfer (yıldırımlar) ve manyetosfer kökenli (yer manyetik alanındaki salınımlar) doğal kaynak alanlarının, yer içinde indüklem (uyartım) (elektrik akımları) oluşturmalarından yararlanan bir pasif kaynaklı araştırma yöntemidir. MT yöntemde kullanılan doğal elektromanyetik alanların frekans aralığı çok geniş bir bandı (10^{-4} - 10^4) kapsar ve geniş bir frekans aralığına sahip kaynak kullanması bizlere yer içinin elektriksel özelliklerinin geniş bir frekans spektrumunda bilgisinin getirmesine olanak sağlar. Böylelikle yer içinin elektriksel özelliklerinin bir kaç metreden, yüzlerce kilometreye kadar elde edilebilir.

Kayaçların elektriksel özellikleri çok küçük bir etki ile oluşan değişimleri bile yansıttığından, yer altının özelliklerinin tespiti açısından kayaçların elektriksel yapısının belirlenmesi önemlidir. Bu bağlamda, MT yöntem yer kabuğunda mineralli gazlı akışkan (aqueous) sıvılar, metalik madenler, grafit ve kısmi ergime gibi nedenlerle oluşabilecek olan iletkenlik artımının tespiti için çok güçlü bir yöntem olarak göze çarpar. Günümüzde aktif tektonik bölgelerde derin ve sık iletken yapıların görüntülenmesinde MT yöntem oldukça etkin olarak kullanılmaktadır (Bedrosian, 2007; Unsworth, 2010).

Ülkemizin bulunduğu neotektonik dönem Türkiye'nin güneyi boyunca etkin olan Ege (Helen)-Kıbrıs dalma-batmasının etkin olduğu bir dönemdir. Jeolojik geçmiş boyunca oluşan tektonik olaylar sonucu dalımın en doğusu kıta-kıta çarpışması ile sonuçlanmış, orta ve batı kesimi ise Ege (Helen) ve Kıbrıs dalma batmaları şeklinde farklılaşmışlardır. Sonuç olarak, her iki dalma-batma arasında hız farkları meydana gelmiş, bunun sonucunda oluşan farklı dalımlar (örn: levha dalımları açıları) ve doğuda oluşan kıta-kıta çarpışması Türkiye'nin tektonizması üzerinde önemli etkilere (örn:KAF, DAF ve Anadolu batıya kaçışı, orta Anadolu ve batı Anadolu tektonizma farkı) yol açmıştır. Dolayısıyla söz konusu farklı tektonik özelliklere sahip alanların MT olarak araştırılması önem arz etmektedir. Bu bağlamda Türkiye'nin doğusunda kıta-kıta çarpışma zonu bölgesinde MT yöntem uygulanmış

ve bölgenin derin ve sık elektriksel özellikleri ortaya konulmuştur (Türkoğlu ve diğ., 2008; Avşar ve diğ., 2013).

Isparta Büklümü doğuda kıta-kıta çarpışması ile sonlanan dalma-batma'nın daha önceki aşaması olan önülke alanlarında gözlemlenen yay ardı genişleme tektonizması ortak etki alanı içinde yer alan bir bölgedir. Buna ek olarak tektonik modellere göre bölge Kıbrıs ve Helen yayları arasındaki hız farkından oluşan levha yırtılması (tearing) veya ayrılması (detachmet), ve bununla ilişkili olarak oluşan astenosfer yükselimi bu bölge altında olmaktadır. Ancak söz konusu yükselime neden olan yapı sınırları ve dağılımı üzerinde tartışmalar halen sürmektedir. Buna ek olarak Fethiye Burdur Fay Zonu (FBFZ) ve Akşehir Fay Zonu (AFZ) gibi iki önemli fay zonu ile bir çok irili ufaklı faylar bölgede yer almaktadır. Hatta bazı bilim adamlarına göre söz konusu ana faylar dalma-batma veya yırtılma zonunun sınırlarıdır (Eyidoğan ve Barka, 1997). Dolayısı ile bölgede bir astenosfer yükselimi ve bununla ilişkili bir sıvı ve sıcaklık artışı söz konusu ise manyetotellürik verilerde iletkenlik artımına neden olacak olan bu etmenlerin yeri ve durumlarını kolaylıkla ortaya koyacaktır.

Bu tez kapsamında Isparta Büklümü'nün yerelektrik yapısını ortaya çıkarmak amacıyla 4 doğrultu boyunca MT ölçümleri alınmıştır. Bunlardan ilki olan FBFZ'nu kesen doğrultuda 17, ikincisi olan ve AFZ kesen doğrultuda ise 15 MT ölçüm noktası yer alır. Projenin devamında 2009 yılında bu doğrultuların arasında kalan bölgede söz konusu doğrultuların uzanımına uyumlu biri 7 diğeri ise 8 manyetotellürik istasyon içeren iki hat boyunca daha MT ölçümleri alınmıştır.

Isparta Büklümü'nün jeolojik ve tektonik durumu detaylı olarak Bölüm-2'de tartışılmıştır. Bölgenin tektonik geçmişi ve oluşumu üzerine yapılan çalışmalar ile jeolojisinin verildiği bu bölümde bölge üzerinde süren tektonik tartışmalar hem jeolojik hemde jeofizik açıdan özetlenmiştir.

Bölüm-3 manyetotellürik yöntemin fiziksel esasları ve kuramını kapsamaktadır. Bu bölümde MT yöntem ayrıntılı şekilde anlatılmaktadır. Bu bölüm aynı zamanda MT yöntemde uygulanan veri işlem adımlarını da içermektedir.

Bölüm-4 MT verinin nasıl toplandığı ve toplanan verinin boyutluluk analizleri ile yerelektrik uzanım yönünün kestirimi gibi veri işlem aşamalarını kapsamaktadır. Bu bölümde elde edilen yerelektrik doğrultu 2-B modelleme sırasında kullanılmıştır.

Bölüm-5 bu tez kapsamında toplanan verilerin 2-B ve 3-B ters çözümü anlatılmaktadır. Öncelikle 2-B ve 3-B ters çözüm teorik olarak anlatılmış daha sonra kullanılan Nonlinear Conjugate Gradient (NLCG) (Rodi ve Mackie, 2001) 2-B algoritması ve Weerachai Siripunvaraporn 3D Magnetotelluric Inversion (WSINV3DMT) (Siripunvaraporn ve diğ., 2005) algoritması özellikleri tartışılmış ve bu programlardan elde edilen 2-B ve 3-B modelleri verilmiştir.

Bölüm-6 Isparta Büklümü bölgesinde elde edilen yerelektrik yapı bilinen tektonik ve jeolojik unsurlar ışığında ve bölgede yapılan önceki jeofizik çalışmalar ile karşılaştırılarak değerlendirilmiştir.

Bölüm- 7 Isparta Büklümünde yapılan manyetotellürik çalışmadan elde edilen en çarpıcı sonuçları içermektedir.

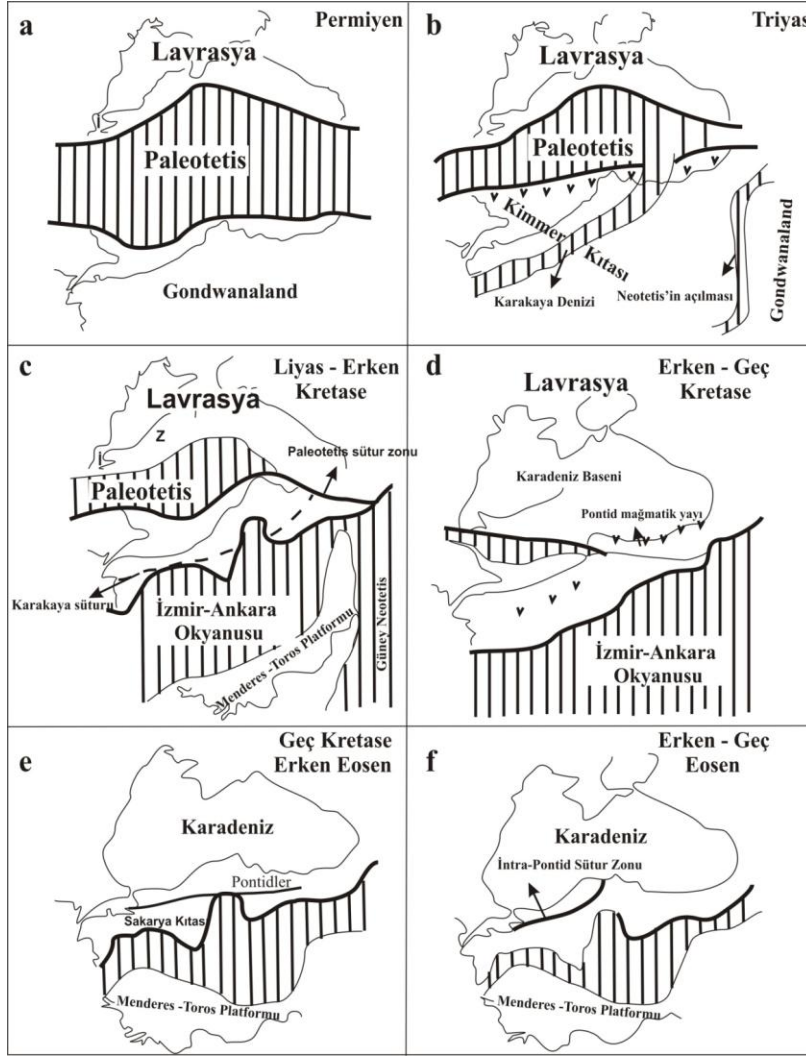
2. JEOLJİ VE TEKTONİK

2.1 Paleotektonik Dönem (Türkiye)

Permien döneminde, günümüzde Anadolu olarak adlandırdığımız bölgede Paleotetis adı verilen bir okyanus yer almaktaydı ve bu okyanusun güneyinde Gondwana kıtası kuzeyinde ise Lavrasya kıtaları bulunuyordu (Şekil 2.1a) (Şengör ve diğ., 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Şengör, 1990; Yılmaz ve diğ., 1995; Okay, 2008). Gondwana kıtasında farklı zamanlarda iki ayrı okyanus gelişimi görülür (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997). Birinci okyanus oluşumunda bugünkü Himalayalar'a kadar devam eden Neotetis okyanusu açılmıştır ve Gondwana kıtasından Kimmer kıtası adı verilen bir parçanın ayrılmasına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997). İkinci okyanus oluşumu ise Biga Yarımadası ile Erzincan arasında uzanan Karakaya kenar denizinin açılmasıdır (Şekil 2.1b). Ancak bu havza Paleotetis dalma-batma kuşağı üzerinde açılan kısa ömürlü bir okyanus olup Geç Triyas'ta kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997).

Lias döneminde (Şekil 2.1c) Neotetis okyanusunun kuzey kolu olan İzmir-Ankara okyanusu açılmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997). Bu açılan yeni kol Kimmer Kıtası'nın parçalanmasına ve Pontidler ile Sakarya Kıtası'nın Torid/Anatolid (Menderes-Toros) platformundan ayrılmasına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997).

Orta Jura döneminde Neotetis gelişimine devam ederken Paleotetis okyanusu güney yönlü dalımı sonucunda kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997). Erken Kratese döneminde (Şekil 2.1d) bölgede Neotetis okyanusunun bir bütün halinde olmadığı kuzey kolunun Anatolid-Torid platformuyla Pontidleri birbirinden ayırırken güney kolunun Arap-Afrika kıtası ile Anatolid-Torid platformu arasında uzandığı görülmektedir (Okay, 2008). Geç Kretase dönemi (Şekil 2.1e) Neotetis tektonik gelişiminin değişime uğradığı ve tüm levhalarda yakınlaşma ve sıkışma rejiminin başladığı dönem olarak kabul edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve diğ., 1986).



Şekil 2.1 : Türkiye Permian-Eosen arası tektonik gelişimi (Yılmaz ve diğ., 1997’de değiştirilerek).

Türkiye ile çevresinin günümüzdeki şeklini alması ve Isparta Büklümü’nün oluşumu bu dönemden sonra oluşan dalma-batma kuşakları, okyanus kapanımları, kıta-kıta çarpışmaları, riftleşmeler ile ilgilidir. İzleyen bölümlerde Isparta Büklümü oluşumu özelinde öncelikle Türkiye ve çevresinin günümüz aktif tektonik (Neotektonik) döneme gelinceye kadar olan süreci özetlenecek ve Isparta Büklümü’nün güncel tektonizması ve jeolojisi hakkında bilgi verilecektir.

2.2 Isparta Büklümü’nün Oluşumu

2.2.1 Paleotektonik dönem

Isparta Büklümü Türkiye’nin güneybatısında yer alan tektonik ve jeolojik açıdan önemli bir kesişim zonudur (Şekil 2.2). Türkiye üzerinde yapılan ilk çalışmalardan

biri olan Suess (1885)'e göre doğu Avrupa'nın kuzeyinden başlayıp Yunanistan'ı geçerek batı Anadolu'ya uzanan Dinarik-Torik Yayı ile Anadolu'dan başlayıp İran'a kadar uzanan İranik-Torik Yayı Isparta Büklümü bölgesinde birleşmektedir (Şengör, 1984). Isparta Büklümün'de ilk jeolojik çalışmayı Blumenthal (1947) yılında yapmış ve bölgedeki tüm karbonat platformları eş değeri kabul ederek bölgenin kıvrımsal yapısının oroklinal bir yapısı olduğunu ve buna dayanarak bölgenin Isparta Kıvrımı olarak adlandırılabilceğini belirtmiştir. Ancak daha sonraki yıllarda yapılan çalışmalara göre söz konusu platformlar sürekli değildir ve bundan dolayı da kimi araştırmacılar bölgeyi Isparta Açısı (Brunn ve diğ., 1976; Şengör, 1980) kimileri ise Isparta Büklümü (Koçyiğit, 1981) olarak adlandırmışlardır. Bu tez kapsamında "Isparta Büklümü" isimlendirmesi esas alınacaktır.

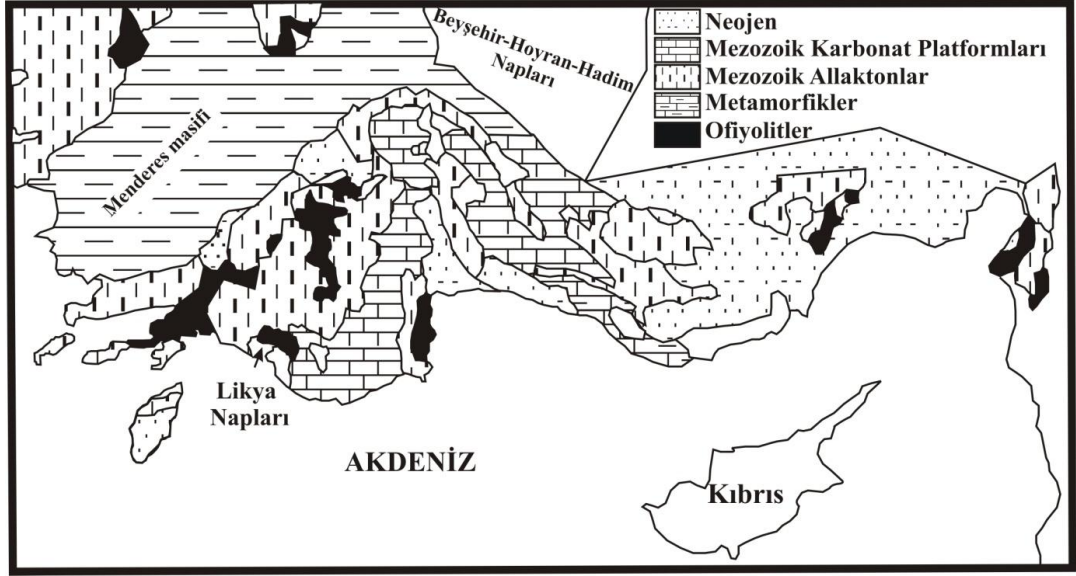
Isparta Büklümü'nün jeolojik yapısına bakıldığında, bir çok otokton ve allakton birimlerden oluştuğu görülür (Şekil 2.2). Otokton birimler Mezozoik Bey Dağları karbonat platformu, Anamas-Akseki karbonat platformu; allakton birimler ise Likya Napları, Antalya Napları (Lefevre, 1967), Antalya Karmaşığı (Woodcock ve Robertson, 1977) veya Antalya Bindirmesi (Marcoux, 1987) ve Beyşehir-Hoyran-Hadim (BHH) (Monod, 1977) napları şeklinde sıralanabilir. Söz konusu nap sistemleri bölgenin tektonik geçmişı süresince çeşitli zamanlarda bölgede yer alan karbonat platformları üzerine yerleşmişlerdir. Antalya Karmaşığı üzerinde yapılan çalışmalarda, söz konusu yapının Mezozoik döneme ait birimlerinin batı Kıbrıs ve Suriye'deki nap sistemleri ile aynı olduğu görüldü. Diğer taraftan, Antalya Karmaşığı ile Likya ve BHH naplarında bulunan benzerlikler bilim adamlarının napların güney veya kuzey kökenli mi sorusu ile karşılaşmalarına neden oldu (Robertson ve diğ., 2003). Yapılan çalışmalar sonucu günümüzde kabul gören ve bölgenin tektonik gelişimi ile nap yerleşimleri konusuna açıklık getiren farklı modeller söz konusudur.

Bu modellere göre, Likya ve BHH allaktonları Toros Karbonat (Anatolid-Torid) platformları kuzeyinde yer alan Kuzey Neotetis kökenlidir ve Paleosen – Erken Eosen aralığında Anatolid-Torid platformunun Pontid adayayı ile çarpışması sonucu yerleşmişlerdir (Monod, 1977; Marcoux, 1979; Ricou, 1980; Güvenç, 1981; Dumont, 1976; Yılmaz ve diğ., 1981) (Şekil 2.1). Likya napları ilk olarak Geç Kretase zamanında ofiyolitler şeklinde Torid platformu üzerine yerleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tekeli, 1981; Robertson ve Dixom, 1984; Stampfli, 2000). Bu

yerleşimin, bölgede sıkışma rejiminin devam etmesinden dolayı, Eosende GD-D yönünde devam ettiği görülmektedir (Şenel, 1991; Collins ve Robertson, 1998, 1999). Söz konusu napların Miyosen süresince platformun orta kesimlerine ulaştığı ve Geç Miyosende nap yerleşiminin tamamen sona erdiği söylenebilir (Poisson, 1977; Hayward, 1984). Benzer şekilde Beyşehir-Hoyran-Hadim napları, geç Kretase süresince Anatolid-Torid platformu üzerine güney yönlü yerleşmişlerdir (Özgül, 1984; Akay ve Uysal, 1988). Likya ve BHH nap sisteminin güney yönlü yerleşen ve Bozkır Napları diye isimlendirilen bir sistemin parçası olduğunu kabul edilir (Özgül ve Apart, 1973; Şengör ve Yılmaz, 1981). Ancak son yapılan çalışmalar bu iki sistemin farklı özellikler gösterdiğini dolayısı ile Isparta Büklümü batı ve doğusunun farklı paleocoğrafyalara sahip olduğu görülmektedir (Collins ve Robertson, 1997) .

Antalya allaktonu kökeni konusunda Neotetis okyanusunun kuzey kolu kökenli mi (Marcoux, 1987, Marcoux ve diğ., 1989; Ricou ve diğ., 1984) yoksa Neotetis okyanusunun güney kolu kökenli mi (Monod, 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dilek ve Rowland, 1993; Robertson, 1990; Poisson ve diğ., 2003) olduğu konusunda tartışmalar sürmektedir. Ancak, yerleşim zamanı olarak Geç Kretase – Paleosen – Erken Eosen arası verilir (Poisson, 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve diğ., 2003; Poisson ve diğ., 2003). Kökeni konusunda öne sürülen modeller kısaca aşağıdaki gibidir:

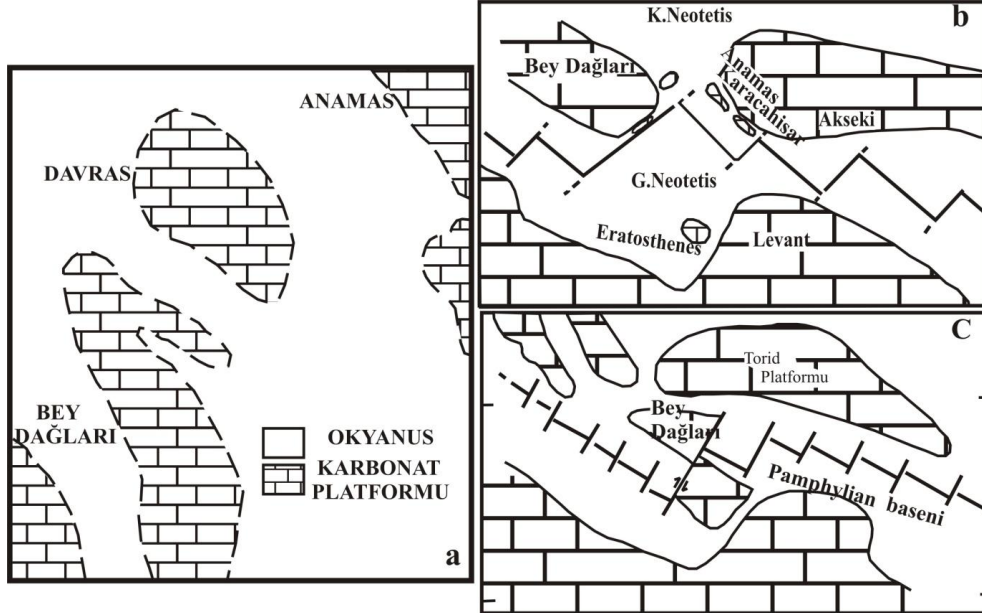
- (1) Likya Napları ve Antalya Karmaşığı kuzey kökenlidir ve KB-GD yönünde yerleşmişlerdir (Brunn ve diğ., 1970; Marcoux ve diğ., 1975; Ricou ve diğ., 1975; Marcoux ve Gorcian, 2001). Yine Marcoux, (1987) ve Stampfli ve diğ., (1991)'e göre Antalya Karmaşığı Avrasya sınırından kuzeyden gelmişlerdir.
- (2) Antalya Karmaşığı güney kökenlidir. Söz konusu kökenin kaynağı için 3 farklı model öne sürülmektedir bu modellerde Mezozoik dönemde tek bir Torid-Anatorid platformu yerine Gondwana kıtasında çeşitli riftleşmeler sonucu bir çok karbonat platformları (Kıta parçaları) ve bunların arasında okyanusal havzalar olduğu kabul edilir (Waldron, 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Poisson ve diğ., 1984 Garfunkel, 1998; Robertson ve diğ., 2003)



Şekil 2.2 : Doğu Akdeniz Bölgesi allakton ve otokton birimlerin dağılımı (Robertson ve diğ., 2003'den değiştirilerek).

- (a) Waldron (1984)'e göre Antalya Karmaşığı Anamas ve Bey Dağları platformları arasında yer alan bir havzada gelişmiştir ve daha önceden belirttiğimiz gibi Geç Kretasede Afrika-Avrupa göreceli hareketinin değişmesi (Smith,1971; Pitman ve Talwani, 1972) ve Afrika'nın Kuzey yönlü hareketi Antalya Karmaşığı'nın oluşmasına neden olmuştur (Şekil 2.3a).
- (b) Mezozoik döneminde Doğu Akdeniz bölgesi özelinde Isparta Büklümü bir çok karbonat platformlarının yer aldığı bir mozayik yapısındaydı (Şekil 2.3). Isparta Büklümü ise Güney Neotetis'in kuzeye doğru uzanan girinti şeklindeki körfez yapısını temsil ediyordu (Robertson, 2000). Mezozoik sonunda bu körfez boyunca güney ve Kuzey Neotetis okyanusları birleşti. Erken Kretase'de bu karbonat platformlarının güneyinde bir dalma-batma başladı ve bu sistemin 'roll-back' geri çekme hareketi kuzeyde çökmelere neden oldu. Geç Kretase – Erken Tersiyer arasında bu dalma batmanın kuzey yönlü ilerlemesi bölgenin sıkışması ve okyanus kabuğunun dilimlenmesi ile Antalya Karmaşığı oluştu (Şekil2.3b).
- (c) Diğer bir model ise, Antalya allaktonu Geç Mezozoik'de bölgede açılan KB-GD uzanımlı ve Pamphyliyan havzası olarak adlandırılan bir rift havzası kökenlidir (Poisson ve diğ., 1984; Poisson ve diğ., 2003). Geç

Kretase-Paleosen arası bu havzanın kapanması ve Toroslar üzerine bindirmesi sonucu Antalya Karmaşığı oluşmuştur (Robertson, 1993) (Şekil 2.3c).



Şekil 2.3 : Antalya Karmaşığı oluşum modelleri (Waldron, 1984; Robertson ve diğ., 2003'den değiştirilerek).

Yukarıda kısaca özetlenen ana tektonik birimlerin ayrıntılarına daha sonra değinilecektir. Görüldüğü gibi Isparta Büklümü Miyosen öncesi nap yerleşimleri sonucu oluşan bir yapıdır. Miyosen öncesi söz konusu kapanım ve nap yerleşimlerine ilave olarak Türkiye'nin güneyinde geç Eosen–erken Miyosen zaman aralığında Afrika–Avrasya yaklaşması sonucu kuzey yönelimli Doğu-Batı uzanımlı güney Türkiye'nin altına doğru bir dalımın olduğu görülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Rotstein ve Kafka, 1982; Le Pichon ve Angelier, 1979). Bu dalma-batma günümüzde Güney Ege ve Kıbrıs yayları olarak adlandırılan iki ayrı yay sistemi ile temsil edilmektedir. Doğu Akdeniz'in tektonizması Orta-Geç Miyosen'de Afrika–Avrasya göreceli hareket yönünün K-G'den KD-GB ya dönmesi ile değişmiştir (Le Pichon ve Angelier, 1979). Sonuç olarak, Türkiye ve Doğu Akdeniz için bir bölgede meydana gelen son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçmiş zaman içinde meydana gelen tektonik olayları içeren Neotektonik dönem başlamış olmaktadır.

2.2.2 Araştırma alanı ve çevresinde neotektonik dönem

2.2.2.1 Batı Anadolu ve Ege denizi

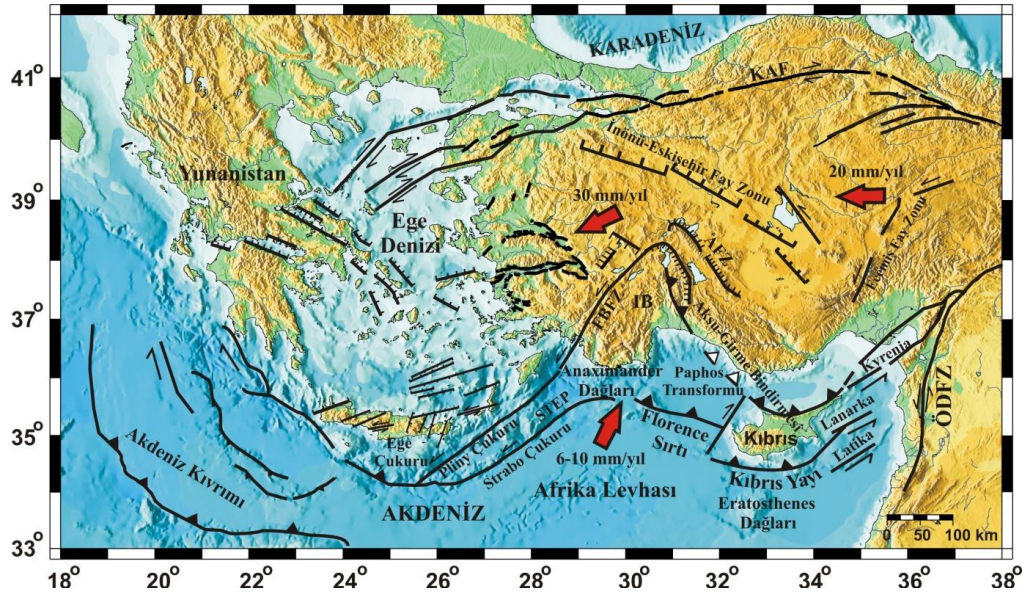
Doğu Akdeniz bölgesi Neotektonik dönemde karmaşık bir tektonizmaya sahiptir. Bu karmaşıklığın nedeni bölgede bir çok sistemin etkin olduğu bir yapının mevcut olmasıdır (Şekil 2.4). Bölgedeki en önemli yapı Afrika-Avrasya levha sınırını temsil eden aktif Kıbrıs ve Güney Ege (Helen) yaylarıdır (Şekil 2.4). Söz konusu yay sistemleri başlangıçta D-B uzanımlı bir dalma-batma kuşağı şeklinde olduğu düşünülmektedir (Nur ve Ben-Avraham, 1978; Rotstein ve Kafka, 1982). Zaman içinde meydana gelen tektonik etkenler sonucunda D-B uzanımlı yay, değişik tektonik özelliklere sahip kesimlere ayrılmıştır. Dalımın doğu kesimi Geç Miyosen'de, güneyde Arap levhası, kuzeyde Avrasya levhası olmak üzere Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca kıta-kıta çarpışması ile kapanmıştır (Mc Kenzie, 1972; Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Dewey ve diğ., 1986; Robertson ve Grasso, 1995; Barka ve Kadinski-Cade, 1988) (Şekil 2.4). Günümüzde, dünya çapında yapılan kinematik modellere ve deprem kayma vektörleri analizlerine göre Arap levhası K-KB yönünde 3 milyon yıldır 25 mm/yıl hız ile hareket etmektedir. Son yıllarda yapılan GPS (Global Position System) ölçümlerine göre ise, Avrasya levhası sabit alınması durumunda, Arap levhasının hızı K-KB yönünde 18 mm/yıl olarak verilmektedir. Buna karşın Afrika levhası Kuzey yönde ortalama 6-10 mm/yıl hız ile ilerlemektedir (Şekil 2.4 ve Şekil 2.5) (Reiher ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000). Çarpışma sonrası Geç Miyosen ile Erken Pliyosen aralığında kuzey-güney sıkışmaların etkisiyle doğu Anadolu bölgesi yaklaşık 2 km yükselmiştir (Şengör ve Kidd, 1979) ve 12 my önce Anadolu levhası sıkışma bölgesinden kuzeyinde Karadeniz Okyanus levhası gibi rijit bir yapının bulunmasından dolayı B-GB yönünde Afrika levhasının okyanusal litosferi üzerinde yer alan zayıf Ege-Kıbrıs dalma batma kuşağı üzerine doğru Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) boyunca kaçış hareketine başlamıştır (Şekil 2.4) (Mc Kenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Jackson ve Mc Kenzie, 1988). Afrika ve Arap levhaları arasındaki hız farkının nedeni, kaçış hareketi ile sıkışan yükselen dalma-batma kuşağının, doğu kesimini temsil eden Arap-Avrasya çarpışma bölgesinin rahatlaması ve sonuç olarak Arap levhasının Afrika levhasına göre daha hızlı hareket etmesidir (Şekil 2.6b). Levhalar arası hız farkı bölgedeki diğer önemli fay zonu olan sol yanal atım Ölü Deniz Fay Zonu ile giderilmektedir (Şekil 2.4).

Günümüzde Anadolu levhasının kaçış mekanizması halen sürmektedir ve GPS verilerine göre bu kaçış mekanizmasına, Nil deltasında Sina bölgesinde yer alan bir noktaya göre, saatin tersi yönünde dönme eşlik etmektedir. Anadolu'nun söz konusu hareket mekanizması hızı KAF üzerinde 24 mm/yıl DAF üzerinde ise 9mm/yıl olarak ölçülmektedir (Reilinger ve diğ., 1995). McClusky ve diğ (2000)'e göre ise orta Anadolu 20 mm/yıl hız ile hareket etmekte iken Güneybatı Anadolu GB-KD yönünde 30 mm/yıl lık hız ile gerilmektedir (Şekil 2.5) (Oral ve diğ., 1995; Le Pichon ve diğ., 1995; Kahle ve diğ., 1998). Söz konusu hız artımı bu bölgede levha hareketine Bitlis-Zagros çarpışması dışında Ege dalma batmasının yay ardı geri-çekim hareketinin yardımcı olduğu sonucunu ortaya koymaktadır (McClusky ve diğ., 2000; Le Pichon ve Angelier, 1979; Meulenkamp ve diğ., 1988; Mc Quarrie ve diğ., 2003).

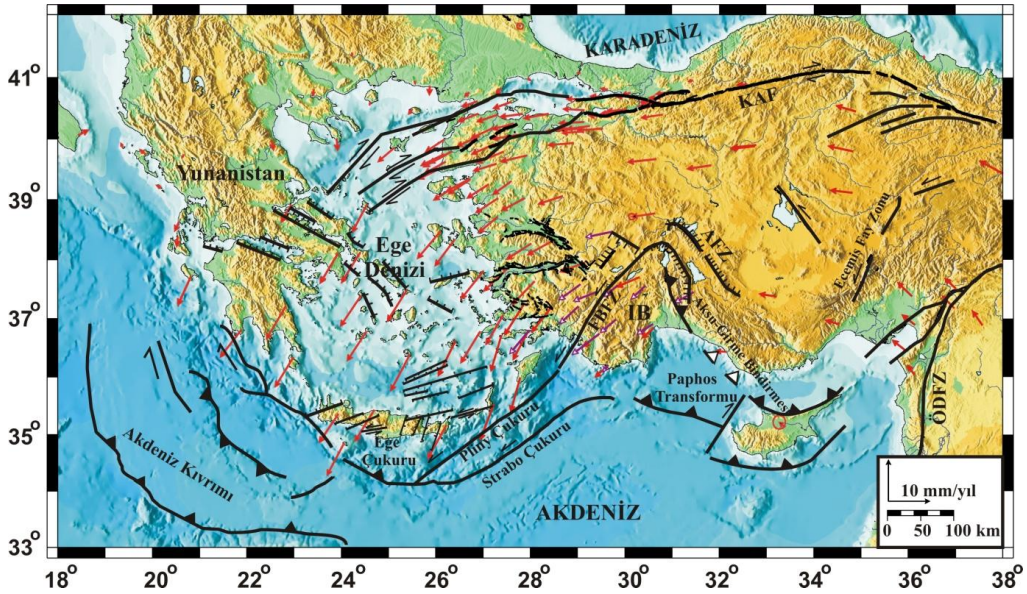
Güney Ege yayı dalımı Ege'de kuzey yönlü olup orta derinlikli deprem dağılımları açık şekilde Wadatii-Benioff zonu ile tanımlıdır ve levha 160-180 km derinliğe kadar izlenebilmektedir (Papazachos, 1990; Papazachos ve diğ., 2000; 2005) (Şekil 2.6a). Söz konusu dalım bölgesel ölçekli tomografi çalışmalarına göre yüksek dalım açısına sahiptir (Şekil 2.7) (Meulenkamp ve diğ., 1988, Spakman, 1991; Primallo ve Morelli, 2003; Faccenna ve diğ., 2006). Güney Ege Yayı'nın bu özelliği yay ardı geri-çekim hareketi oluşmasına (Le Pichon ve Angelier, 1979; Taymaz ve diğ., 1990), böylelikle Miyosen öncesi K-G kısalma tektoniğinin hakim olduğu Batı Anadolu-Ege bölgesinde genişleme (çekme) tektoniğinin başlamasına ve yayın kıvrımlığının artmasına neden olmuştur (Mc Kenzie, 1978; Jackson ve Mc Kenzie, 1988; Le Pichon ve Angelier, 1979; Şengör, 1982; Meulenkamp ve diğ., 1988; Armijo ve diğ., 1996).

Buna ek olarak, Anadolu'nun batıya kaçış hareketi ve Güney Ege yayının Libya ile başlayan çarpışmasında yayın kıvrımlanmasındaki etkisi yadsınamaz (ten Veen ve diğ., 2004). Yayın kıvrımlı yapısı son yapılan tomografi çalışmalarında açıkça izlenebilmektedir. Söz konusu çalışmalara göre, dalımın doğusu Pliny-Strabo çukurları tarafından sınırlanmaktadır ve bu bölgede levha 45° ile KB yönünde dalarken batı kesimde dalım K-KD yönüne dönmektedir buda yayın günümüzdeki kıvrımlı (konkav) yapısını açıklamaktadır (Şekil 2.4) (Biryol ve diğ., 2011). Güney Ege yayının doğusunu sınırlayan söz konusu Pliny çukuru ve Strabo çukuru sol yanal

atım karakterli faylarla tanımlanır (Şekil 2.4) (Le Pichon ve diğ., 1982; Huguen ve diğ., 2001).



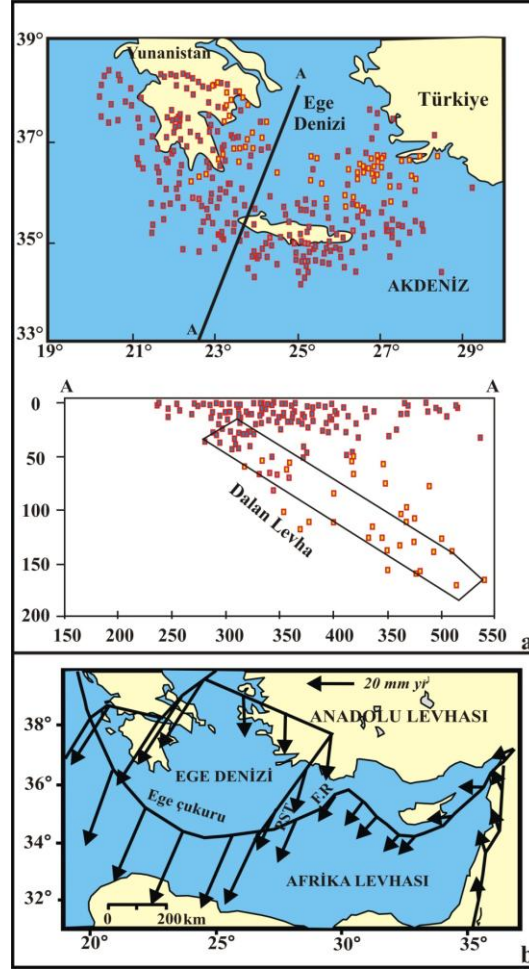
Şekil 2.4 : Türkiye ve çevresinin Neotektonik yapısı, FBFZ: Fethiye-Burdur Fay Zonu, AFZ: Akşehir Fay Zonu, ÖDFZ: Ölüdeniz Fay Zonu, IB: Isparta Büklümü, STEP: Subduction Transform Edge Propagator. Fayı. Kırmızı oklar GPS hızlarını göstermektedir (McClusky ve diğ., 2000). Fay bilgileri ten Veen ve diğ., (2009) ve Zitter ve diğ., (2003)'den alınmıştır.



Şekil 2.5 : Türkiye ve çevresinde GPS hızları, kırmızı oklar Mc Clusky ve diğ., (2000), mor oklar Erdoğan ve diğ., (2009)'den alınmıştır.

Dalma-batmanın oluşum yaşı konusunda tartışmalar sürmektedir kimi araştırmacılara göre 13my (LePichon ve Angelier, 1979), kimilerine göre 30-35 my (Meulenkamp ve diğ., 1988; Jolivet ve Facenna, 2000) olan yaş McKenzie (1978)'e göre 5 my'dır.

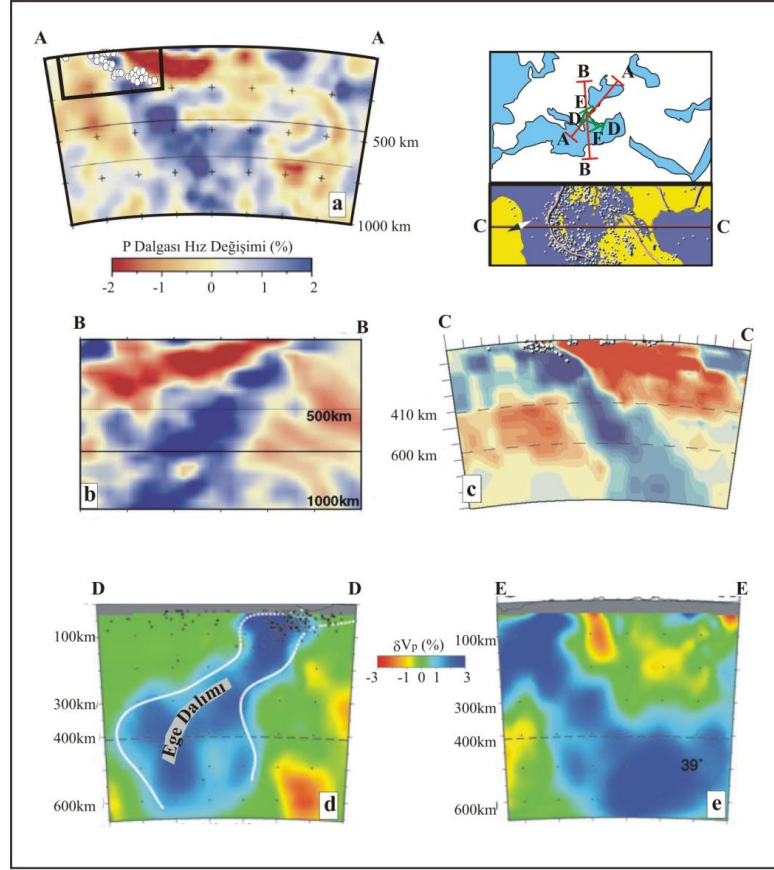
Batı Anadolu-Ege bölgesinde gerilme tektonizması ile ilgili kabuk incelmesine Geç Miyosen-Erken Pliyosen kuzeyden güneye doğru gençleşen mağmatizma eşlik etmektedir. Bu mağmatizma sonucunda Batı Anadolu Volkanikleri (BAV) ve Kırka-Afyon-Isparta (KAIV) volkanikleri meydana gelmiştir (Şekil 2.8) (Yılmaz, 1990; Yağmurlu ve diğ., 1997; Yılmaz ve diğ., 2001; Dilek ve Altunkaynak, 2007 ve oradaki referanslar).



Şekil 2.6 : (a) Ege Levhası'nın Ege altındaki dalımı (Papazachos ve diğ., 2000) (b)Güney Ege ve Kıbrıs yaylarının GPS hızları (Mc Clusky ve diğ., 2003).

Söz konusu volkanizma içeriğide kalk-alkali den alkaliye dönerken içindeki SiO_2 yoğunluğu da azalmaktadır. Volkanizmada gözlenen kimyasal değişim, volkanizmayı besleyen manto kaynağının değişimi sonucudur ve bu tür bir değişim dalma-batmadan levha yırtılmasına geçişi temsil eder (Çoban ve Flower, 2006 ve oradaki referanslar). Sonuç olarak, bölgedeki mağmatizma genişleme tektonizması yanı sıra, bölgede gelişen doğrultu atımlı transtensiyonal faylanma ile (Çoban ve Flower, 2006) bölge altında meydana gelen Güney Ege-Kıbrıs yayları arası levha

yırılmasına (slab tearing) veya levha ayrılmasına (slab detachment) bağlanmaktadır (Wortel ve Spakman, 1992; 2000; Doglioni ve diğ., 2002; Agostini ve diğ., 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Elitok ve diğ., 2010). İlerleyen paragraflarda söz konusu konu hakkında daha fazla bilgi verilecektir.

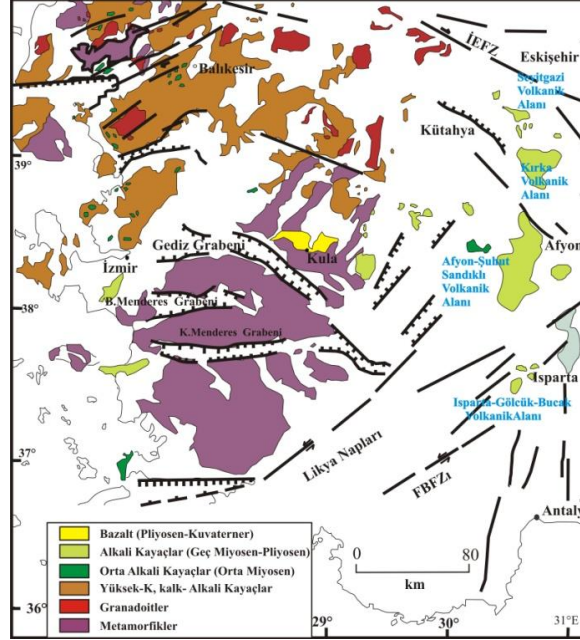


Şekil 2.7 : Ege dalımı sismik tomografi sonuçları (a) Piromallo ve Morelli, (2003) (b) Facenna ve diğ., 2006 (c) Wortel ve Spakman, (2000) (d) Biryol ve diğ., (2011).

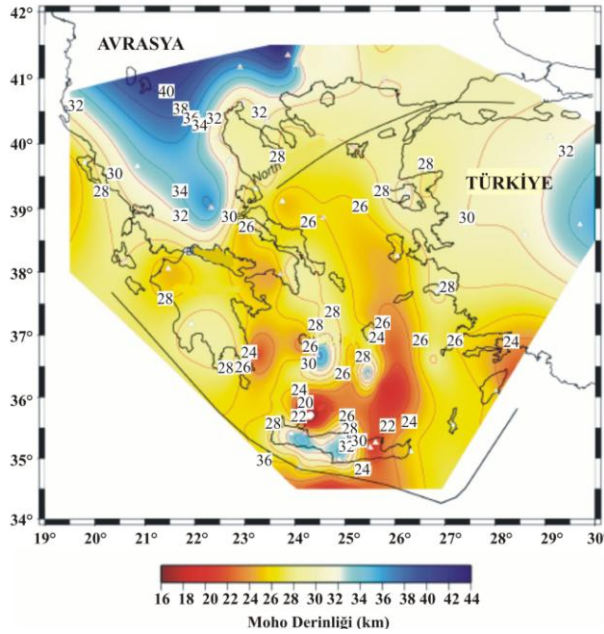
Günümüzde Batı Anadolu-Ege Denizi bölgesinde kabuk kalınlığı güney Ege’de 20-25 km aralığında değişirken kuzeyde 25-28 km’ye ulaşmaktadır (Şekil 2.9) (Makris,1978; Sodoudi ve diğ., 2005). Batı Anadolu’ya gelindiğinde ise kabuk kalınlığı 25-35 km arasında değişmektedir ve orta kabuk derinliklerinde volkanizma ile ilişkili düşük hız zonu tespit edilmiştir (Şekil 2.10) (Saunders ve diğ., 1998; Zhu ve diğ., 2006; Tezel ve diğ., 2010). Gravite verilerine göre ise bölgedeki moho derinliği 35-40 km kadardır (Yüksel, 2005).

Bölgede yapılan manyetotellürik çalışmalarda üst kabuk kalınlığını 8-12 km civarında verilmektedir. Söz konusu çalışmalarda moho derinliği 30-40 km kadardır (Bayrak and Nalbant, 2001; Gürer ve diğ., 2001). Benzer şekilde Ulugergerli ve diğ

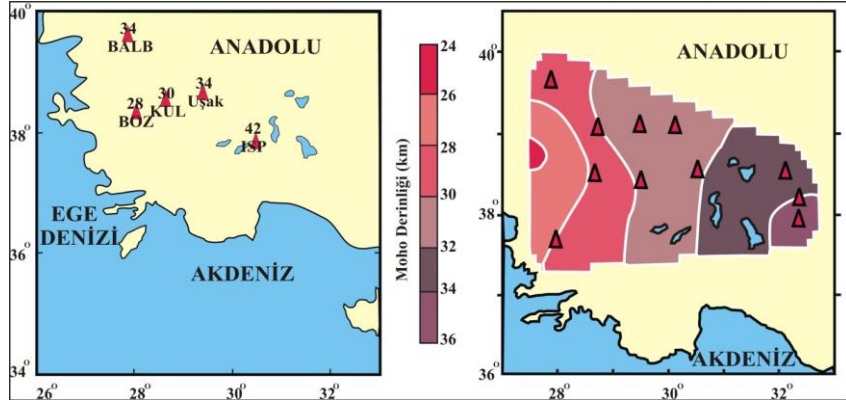
(2007) manyetotellürik çalışmasında kabuk kalınlığı 25 km olarak bulunmuş ve daha derinlerde mağmatizma ile ilişkili düşük öz direnç değerleri ile karşılaşmıştır (Şekil 2.11).



Şekil 2.8 : Güney Batı Anadolu’da volkanik bölgeler Dilek ve Altunkaynak, (2010)’dan değiştirerek.

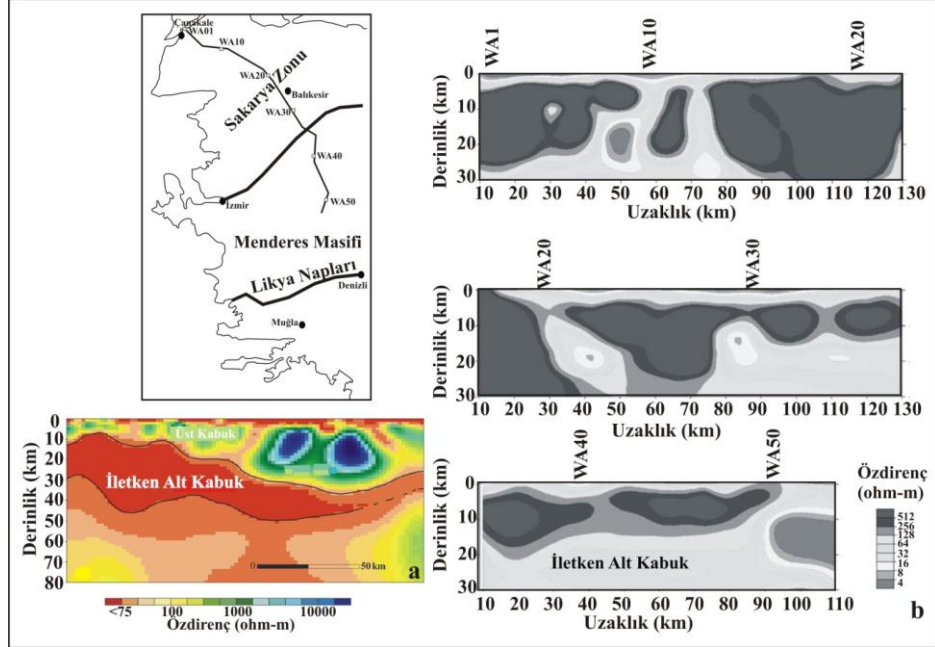


Şekil 2.9 : Ege Denizi ve Batı Anadolu’nun Moho derinliği haritası (Sodoudi, ve diğ. 2005).



Şekil 2.10 : Güney batı Türkiye Moho derinlikleri Zhu ve diğ., (2006) solda, Tezel ve diğ., (2010) sağda.

Batı Anadolu'da yapılan manyetotellürik çalışmalarda üst kabuk kalınlığını KB kesimlerde 35 km iken graben bölgelerinde 8-12 km civarında elde edilmektedir. Söz konusu çalışmalarda moho derinliği 30-40 km kadardır (Bayrak and Nalbant, 2001; Gürer ve diğ., 2001). Benzer şekilde Ulugergerli ve diğ (2007) manyetotellürik çalışmasında kabuk kalınlığı 25 km iken graben bölgelerinde 10-15 km kalınlığına düşmektedir. Daha derinlerde ise magmatizma ile ilişkili düşük öz direnç değerleri ile karşılaşmıştır (Şekil 2.11).



Şekil 2.11 : Güneybatı Anadolu Manyetotellürik sonuçları (Bayrak ve Nalbant, 2001; Ulugergerli ve diğ., 2007).

P_n tomografi çalışmaları GB Anadolu altında düşük hızlar gözlenmektedir ve hızlar özellikle Isparta Büklümü altında azalmaktadır, GB Anadolu altında S_n yayını gözlenmemektedir ve S hız yapısında Ege açıkça izlenebilmektedir (Gök ve diğ.,

2003; Al-Zaki ve diğ. 2004; Salaün ve diğ., 2012) (Şekil 2.12). Son olarak kabukta yayılımı gösteren L_g dalgasının soğrulma değeri (L_g - Q_0 değeri) bu bölge için düşüktür. Bu sonuç, Batı Anadolu için volkanizma ve bununla ilişkili kabuk incilmesi tezini desteklemektedir (Şekil 2.13) (Şahin ve diğ., 2013).

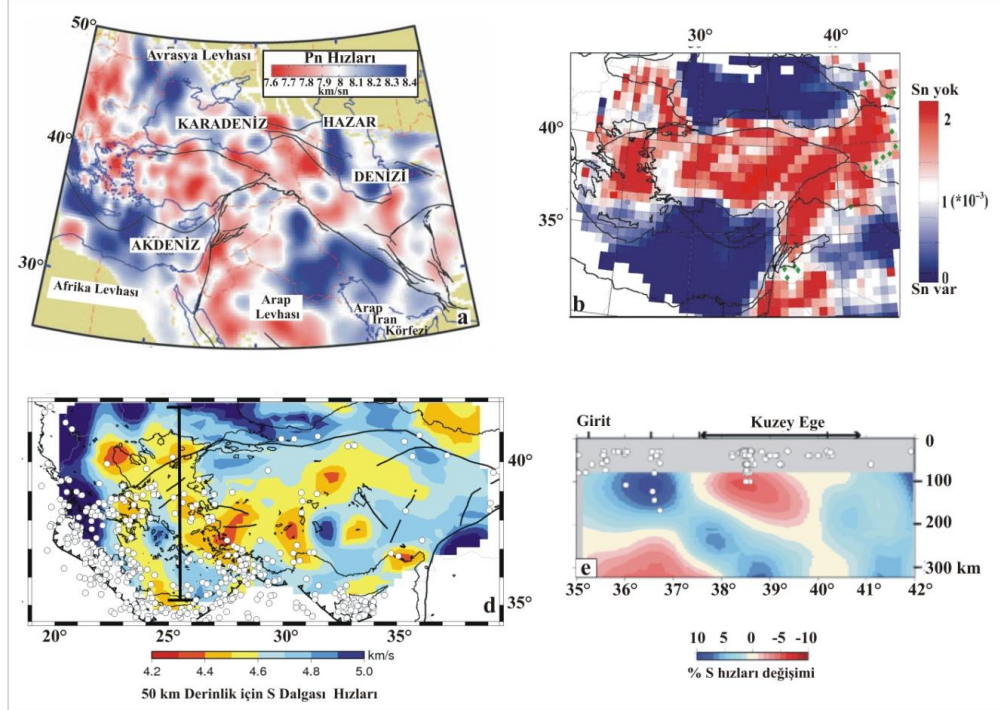
Isı akısı verilerine göre, bölge doğu Akdeniz bölgesinin en yüksek ($>140 \text{ mW/m}^2$, ortalama 120 mW/m^2) ısı akısı değerlerine sahiptir ve silika jeotermometrelerinden hesaplanan ortalama ısı akısı değeri $107 \pm 45 \text{ mW/m}^2$ olarak elde edilmiştir. Bu değer dünya ortalamasından %50 fazladır (Tezcan ve Turgay, 1991; İlkışık, 1995). Dolmaz ve diğ., (2005) çalışmasında Curie Sıcaklığı Derinliği (CSD) haritasından elde ettiği ısı akısı haritasına göre, Batı Anadolu-Ege bölgesi 100 km (K-G) genişlikte ve 350 km (D-B) uzunlukta bir ısı anomalisine sahiptir ve araştırmacılar bu anomaliyi CSD değerleriyle de ilişkilendirerek 8 km'ye kadar olabilecek bir astenosfer yükselimi ile açıklamıştır (Şekil 2.14). Benzer şekilde Aydın ve diğ., (2005) CSD derinliğini 10-15 km aralığında vermektedir. Tüm bu gözlemler astenosfer yükselimi, kısmi ergime ve sonucunda oluşan bir kabuk incilmesi tektonik yapısını desteklemektedir.

Batı Anadolu-Ege bölgesi'ndeki Neotektonik yapılara bakıldığında, K-G gerilme ile ilişkili horst-havza (graben) sistemleri ve D-B uzanımlı normal faylanmalar göze çarpmaktadır (Şekil 2.15) (Mc Kenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1984; Taymaz ve diğ., 1991; Bozkurt, 2001). Deprem odak mekanizması çözümleri de, Güney Ege yayı kesiminde bindirme ters faylanma özelliğinin etkin Ege ve batı Anadolu'da normal faylanmanın baskın olduğu bir sistemin işaretlerini göstermektedir (Şekil 2.16).

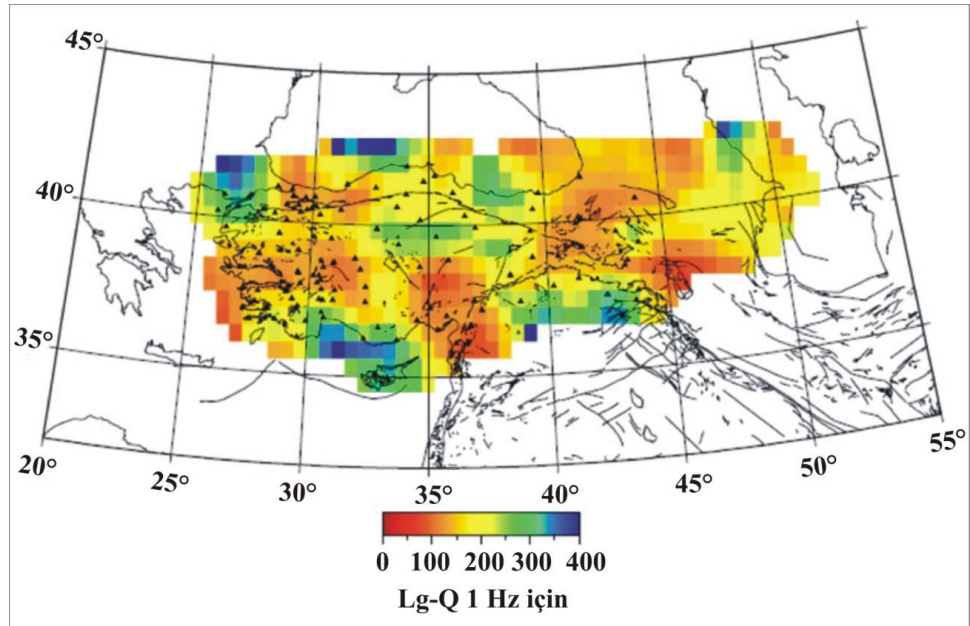
Ege'deki çekme tektoniğine neden olan gerilmenin yönü Pliyosen-Pleyistosen zamanında K-G yönünde iken Güney Ege yayının dalım hızının artması veya yukarıda bahsettiğimiz Libya çarpışması sonucu günümüzde KKB-GGD yönüne dönmüştür (ten Veen ve diğ., 2004; Angelier ve diğ., 1981; Mercier ve diğ., 1989).

Batı Anadolu-Ege çekme tektoniğinin dahan levha geri çekilimine eşlik eden, Anadolu'nun batıya kaçışının Yunan makaslama tarafından engellenmesi sonucu oluşan D-B sıkışma ile ilişkili K-G çekme tektoniği (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ. 1985; Kalafat, 1988) veya orojenik çökme (Seyitoğlu ve Scott, 1996; Jolivet, 2001) sonucu oluştuğu da bazı araştırmacılar tarafından öne sürülmektedir. Ancak son yapılan çalışmalar Anadolu'nun batıya kaçış hareketini Pliyosen veya yukarıda

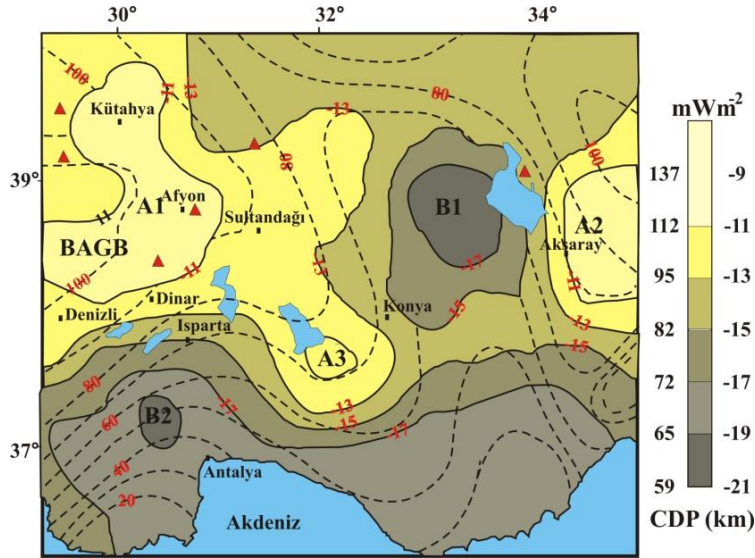
belirttiğimiz gibi 11-12 my olarak vermektedir buda KAF deformasyonunun engellenmesi olayının açılmaya fazla bir etkisi olmadığını göstermektedir (Husing ve diğ., 2009; Hubert-Ferrari ve diğ., 2002; Şengör ve diğ., 2005).



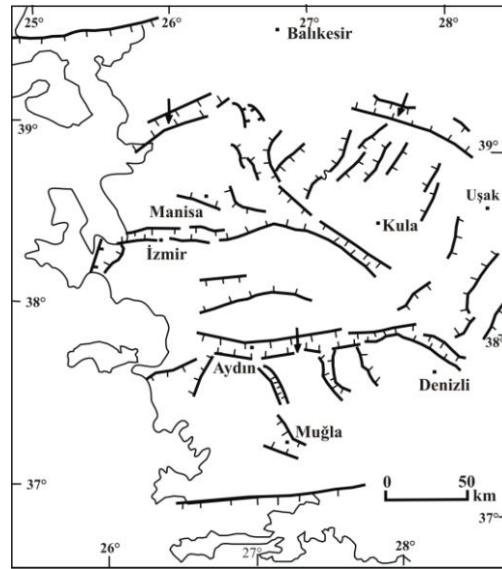
Şekil 2.12 : Türkiye ve çevresi için (a) P_n tomografi sonuçları (Al-Zaki ve diğ. 2004'den değiştirilerek), (b) S_n soğrulma (Gök ve diğ., 2003'den değiştirilerek), (c) ve (d) S dalgası yayılımı (Salaün ve diğ., 2012'den değiştirilerek) haritaları.



Şekil 2.13 : Türkiye ve çevresi için L_g -Q haritası (Şahin ve diğ., 2013'den değiştirilerek).



Şekil 2.14 : Güneybatı Anadolu ısı akısı ve Curie derinliği haritası, kesikli kontur çizgileri Tezcan ve Turgay (1989)'dan hesaplanan ısı akısı değerlerini göstermektedir (Dolmaz ve diğ., 2005'den değiştirilerek).



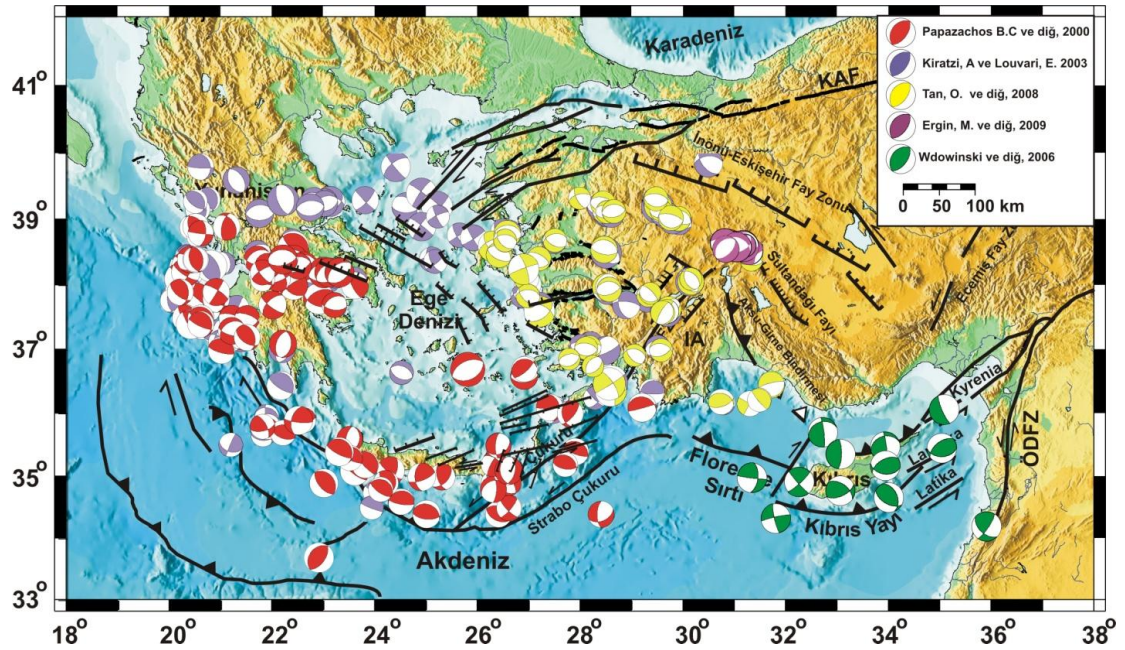
Şekil 2.15 : Güneybatı Anadolu graben yapıları (Bozkurt, 2001'den değiştirilerek).

2.2.2.2 Orta Anadolu ve Kıbrıs yayı

Dalma-batma kuşağının doğusu ve batısı bu şekilde şekillenirken orta kesimi yani bugün Kıbrıs yayı olarak adlandırılan kesimde dalma-batma ve onunla ilişkili yay ardı geri-çekim (roll-back) hareketi, Anadolu levhasının batıya kaçış hareketi sonucu engellenmiştir ve dalan levha Güney Ege dalımına göre daha sıgıdır (Barka ve Relienger, 1997; Glover ve Robertson, 1998a; Wortel ve Spakman, 1992). Ayrıca Kıbrıs'ın güneyinde yer alan Eratosthenes dağlarının Kıbrıs yayına ulaşması sonucu da bu bölgede dalma-batmanın yavaşladığı görülmektedir (Robertson, 1998).

Tomografik verilere göre, dalım 200 km den sığ kesimlerde yüksek eğimli olup daha sonra 45° açı ile kuzeye doğru 400 km derinliğe kadar dalmakta ve daha derinlerde ise dalım yavaş yavaş yataya yaklaşmakta olup 600 km’de ise yatay hale gelmektedir (Şekil 2.17) (Biryol ve diğ., 2011).

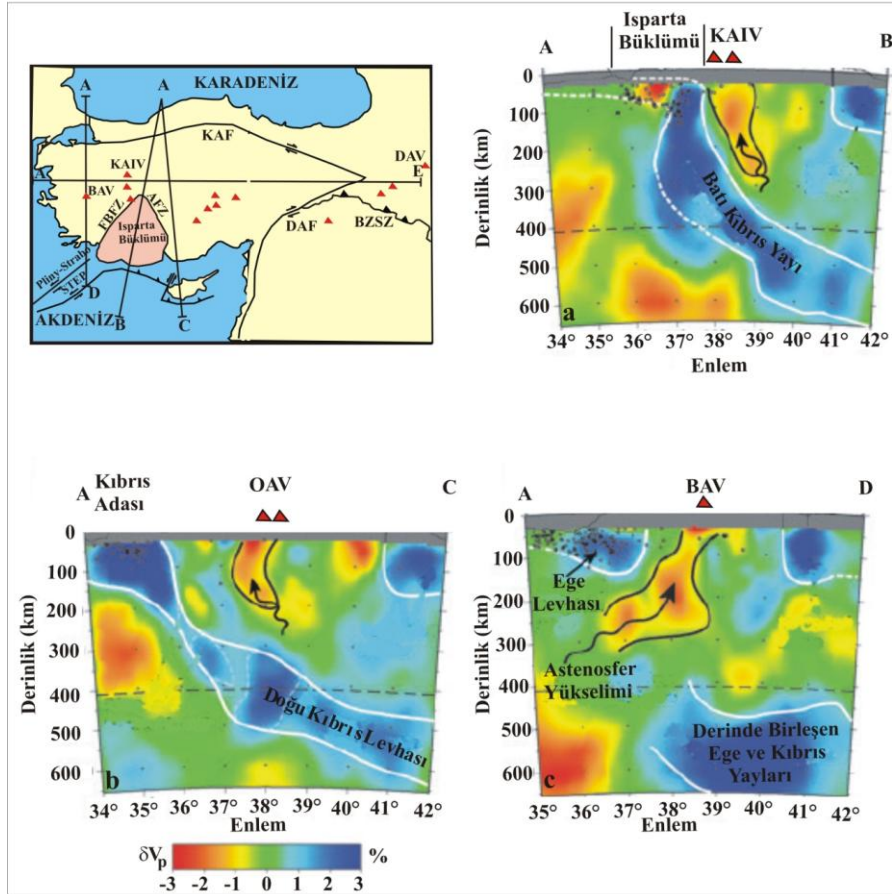
Kıbrıs yayının yapısına doğudan batıya doğru bakıldığında, yayın geometrik yapısının doğu kesimde KD-GB yönlü olup levha dalımına dik olması ve yukarıda bahsedilen etkenler sonucu dalma-batma hareketinin engellenmesi yayın 34°-35° enlemlerinin doğusunda dalma-batma özelliğini kaybetmesine ve doğrultu atım tektonizması karakterine bürünmesine neden olmuştur. Söz konusu tektonizma deniz sismiği çalışmalarında ortaya konulmaktadır ve Kıbrıs ile Suriye arasında Kyrenia-Larnaka-Latika yükselimleri boyunca 100 km bir alanda gözlemlenmektedir (Şekil 2.4) (Ben-Avraham ve diğ., 1995; Vidal ve diğ., 2000; Biryol ve diğ., 2011; Wdowinski ve diğ., 2006).



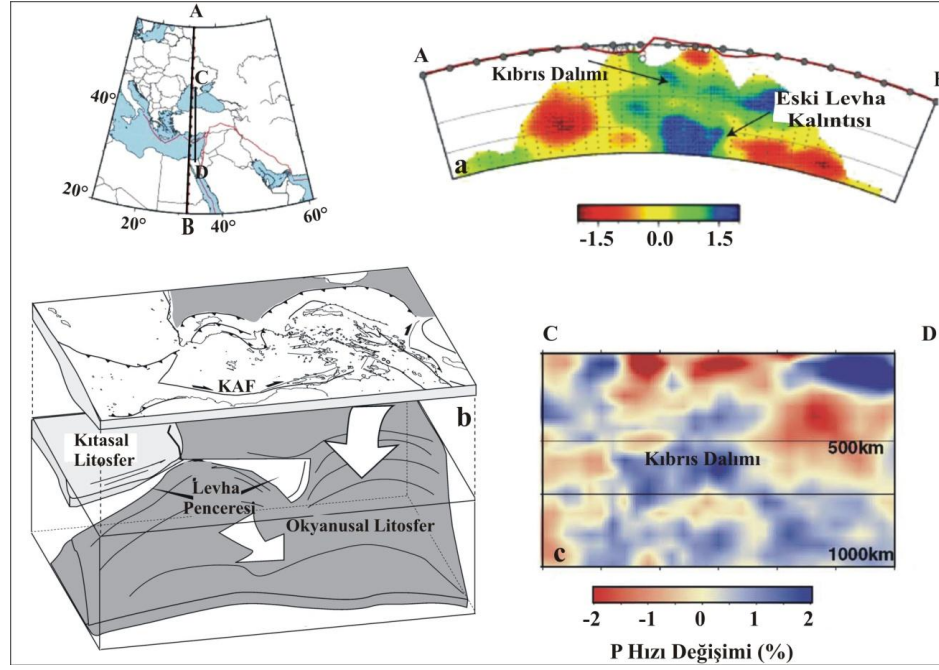
Şekil 2.16 : Türkiye ve çevresinde oluşan depremlerin fay mekanizması çözümleri (bu çalışmada hazırlanarak düzenlenmiştir).

Bu bölgede gözlemlenen depremler küçük ve orta büyüklüklü depremler olup 40-60 km derinliktedir. Birkaçı dışında (K-G ve KD-GB bindirme) doğrultu atım tektonizmasını desteklemektedirler (Jackson ve Mc Kenzie, 1988; Wdowinski ve diğ., 2006). Yayın bu kesimindeki dalma-batmanın Anadolu’da havza oluşumlarına (Adana-Klikya havzaları) neden olduğu da öne sürülmektedir (Aksu ve diğ., 1992; Robertson, 1998).

Kıbrıs'ın güneyinde ise dalım, sismik verilere göre belirgin değildir, hatta bölgesel ölçekte yapılan tomografik modellemelere göre, GB Anadolu ve Kıbrıs arasında Afrika litosferi tam tanımlı olmayıp düşey yönde devamlı değildir (Primallo ve Morelli, 2003; Faccenna ve diğ., 2006). Yine benzer şekilde tomografi çalışmalarına dayanarak dalan Afrika litosferinin Bitlis-Zagros çarpışma bölgesinden itibaren sığ ve derin dalımlar şeklinde birbirinden dalma-batma çukuruna paralel meydana gelen bir yırtılma ile ayrıldığı ve söz konusu kopmanın Kıbrıs'ın batısına kadar devam ettiği öne sürülmektedir. Günümüzde de sığ levha halen Isparta Büklümü doğusunda dalımına devam etmekte ve orta Anadolu'daki Kuvaterner volkanizmanın (OAV) söz konusu sığ dalımın sonucu olduğu düşünülmektedir (Şekil 2.18) (Dilek ve Altunkaynak, 2009; Faccenna ve diğ., 2006).



Şekil 2.17 : Kıbrıs yayı sismik tomografi kesitleri ve astenosfer yükselimi ile ilişkili volkanik alanlar. KAIV: Kırka-Afyon-Isparta volkanik alanı, OAV: Orta Anadolu Volkanik alanı, BAV: Batı Anadolu volkanik alanı (Biryol ve diğ., 2011'den değiştirilerek).

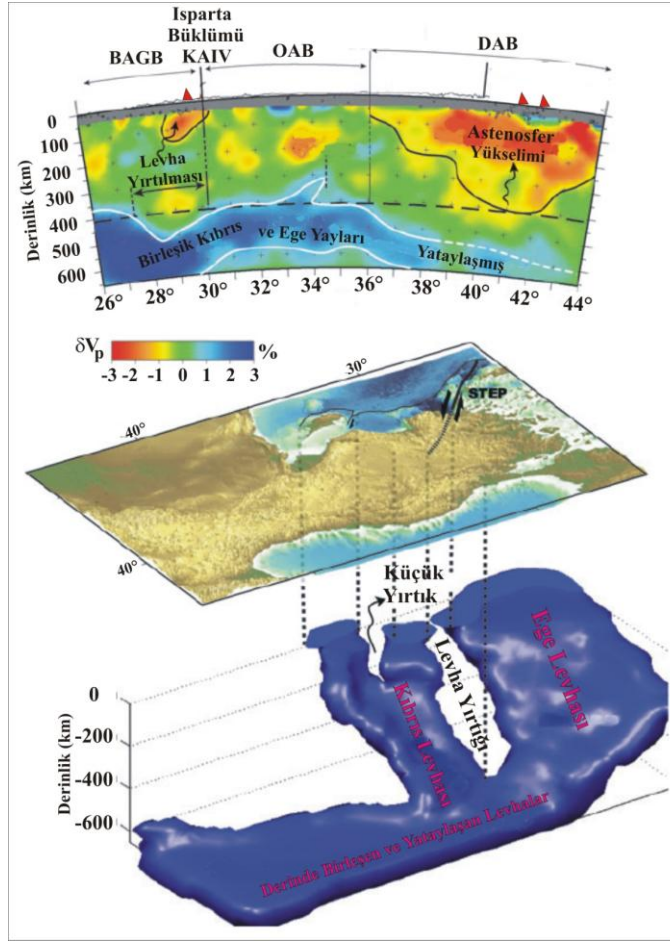


Şekil 2.18 : Kıbrıs yayı sismik tomografi sonuçları (a) tomografi kesiti (Dilek ve Sandvol, 2009'dan değiştirerek) (b) Levha yırtılması, (c) tomografi kesiti, (Faccenna ve diğ., 2006'dan değiştirerek).

Biryol ve diğ., (2011)'e göre ise bu şekilde bir ayrışma söz konusu değildir. Ancak benzer şekilde, Kıbrıs yayı dalımı doğudaki söz konusu doğrultu atım karakterli bölgeden başlayarak Kıbrıs adasının güneyinden bir bütün olarak devam eder ve yatay süreklilik Kıbrıs adası batısında dalan-levhada sığ kesimde (<200 km) meydana gelen bir yırtılma ile kesilir (Şekil 2.19). Söz konusu yırtılmanın yüzeydeki karşılığı Paphos Transform Fayı olarak adlandırılır (Şekil 2.4) ve bu fay üzerinde 1996 yılında $M_w=6.8$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Söz konusu depremin odak mekanizması çözümü KD-GB doğrultu atım karakterlidir (Arvidsson ve diğ., 1998). Yine bu fay zonu Kıbrıs yayını GPS hız ölçümlerine göre Sina ve Nubiya şeklinde iki farklı levhadan oluştuğunu öngören modele göre levhalar arası sınırı oluşturmaktadır (Wdowinski ve diğ., 2006). Kıbrısın güneybatısında depremler doğrultu-atımlı yapıda iken güneyinde bindirme türü depremler hakimdir (Şekil 2.16).

Bu bölgede meydana gelen dalım nedeni ile orta Anadolu K-G ve KKD-GGB yönünde sıkışmakta ve böylece saatin tersi yönünde dönen orta Anadolu bölgesi aynı zamanda yükselmektedir (Şengör ve diğ., 1985; Relienger ve diğ., 1997; Barka ve Reilinger, 1997). Günümüzde Orta Anadolu sağ ve sol yanal doğrultu atım oblik

faylanma türünün hakim olduğu bir bölgedir ve sismik olarak batı Anadolu'ya göre daha sakindir (Reilienger ve diğ., 1997; Şengör ve diğ., 1985; Taymaz ve diğ., 2007).

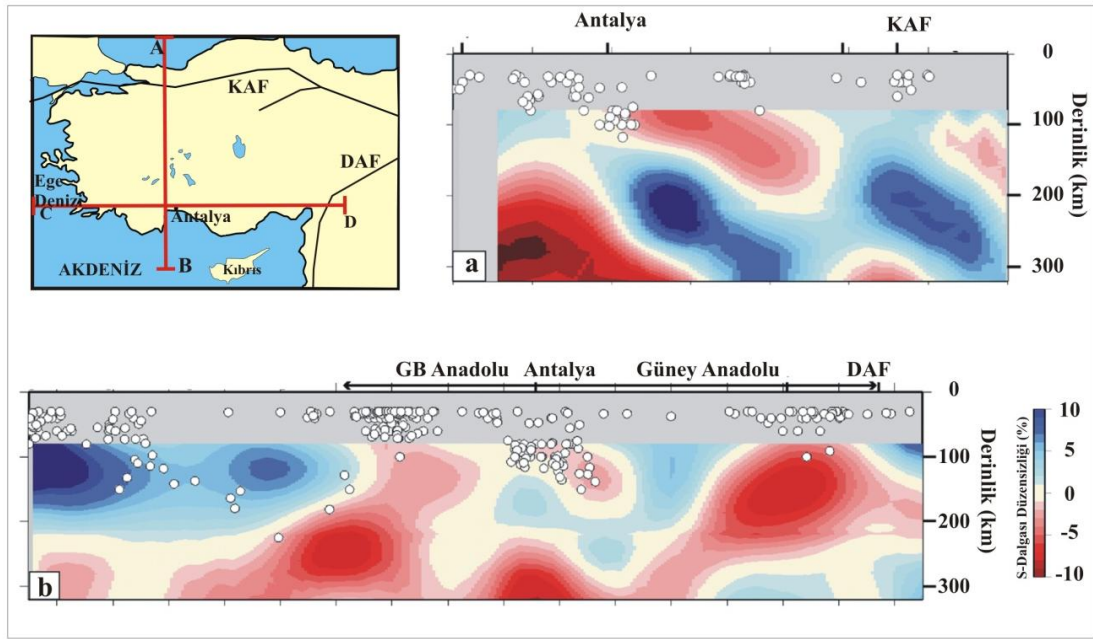


Şekil 2.19 : Sismik tomografi sonucu elde edilen Güney Ege ve Kıbrıs dalımlarının yapısı (Biryol ve diğ., 2011'den değiştirerek).

2.2.2.3 Kıbrıs yayı ve Isparta Büklümü

Kıbrıs'ın batısına kadar olan yay yapısı ve Anadolu'ya etkisi bu şekilde tanımlanırken bu noktadan sonra Kıbrıs Yayı'nın Florans yükselimi kuzeyinden geçtiği ve Akdeniz yükseliminin kuzey köşesinde sivri bir uç şeklinde Ege yayı ile birleştiği varsayılır (Şekil 2.4) (Mc Kenzie., 1972; Nur ve Ben-Avraham, 1978; Rostein ve Kafka, 1982; Anastakis ve Kelling, 1991). Birleşim yeri konusunda tartışmalar mevcut olup bir grup araştırmacıya göre birleşim yeri Anaximander deniz dağlarının güneyidir (Zitter ve diğ., 2003; ten Veen ve diğ., 2004). Dalma bu bölgeden başlayarak Antalya körfezi altında derin depremler (> 60km) ile tanımlanmaktadır ve 130 km derinliğe dek ulaşmaktadır (Mc kenzie, 1972; Jackson ve Mc Kenzie, 1988; Ben-Avraham ve diğ., 1988; Wdonwiski, ve diğ., 2006).

Deprem episantır dağılımları ve b-değerlerine göre dalma-batma Kıbrısın batısından Isparta Büklümü altına kadar uzanmaktadır (Kalyoncuoğlu ve diğ., 2011). Son olarak yüzey dalgası tomografi çalışmasına göre, Antalya körfezi altında kuzey yönlü dalım 130 km derinlere kadar yüksek hızlı bir yapı şeklinde gözlenmektedir (Şekil 2.20) (Salaün ve diğ., 2012). Sismik yansıma çalışmalarına göre, Florans yükselimi, Anaximander deniz dağları ve Antalya havzası sıkışma yapıları içermektedir (Biju-Duval ve diğ., 1978; Kempler ve Ben Avraham, 1987; Poisson., 1990).



Şekil 2.20 : (a) Kıbrıs dalımının Antalya körfezi altındaki uzanımı, (b) güney Anadolu boyunca S dalga hızı yapısı (Salaün ve diğ., 2012'den değiştirerek).

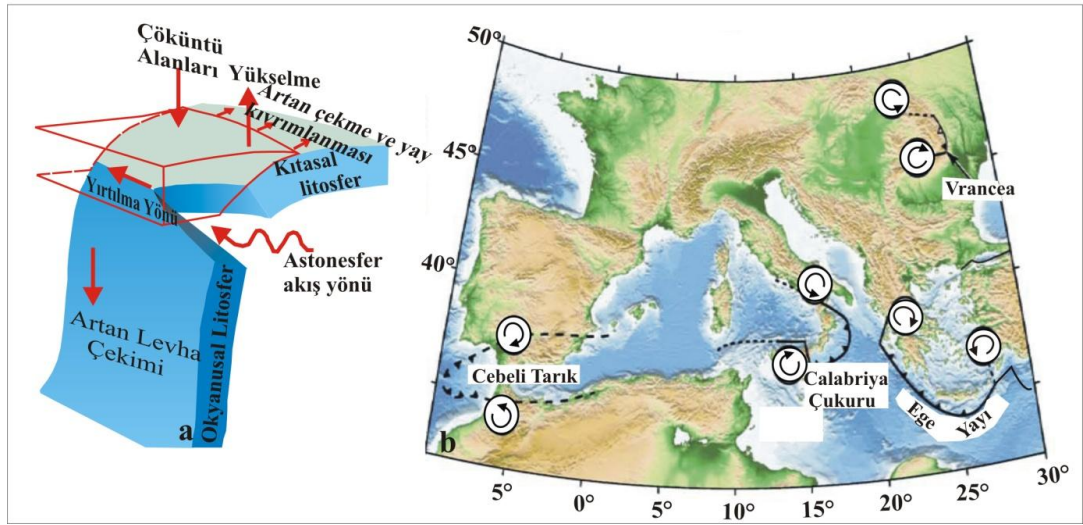
Buna karşın bölgede herhangi bir dalma-batma çukuruna (trench) ve yığışım prizmasına rastlanmamaktadır. Sismisite ise düşük ve dağınıktır (Ben-Avraham ve Grasso, 1981; Woodside ve diğ., 2002). Yapılan son çalışmalara göre, Florans yükselimi ve Anaximander dağlarının bulunduğu kesim olan bölge, sıkışma yapılarından daha ziyade Güney Ege dalımı doğu ucunu oluşturan sol yanal atım karakterli yapılar ile Kıbrıs yayı batı ucunu oluşturan sağ yanal atım karakterli yapıların etkisi altındadır (Zitter ve diğ., 2003). Buna ek olarak Glover ve Robertson'un (1998)'de yapmış oldukları yüksek çözünürlüklü sismik yansıma çalışmalarına göre; Antalya Körfezi'nin günümüzde sıkışma yapılarından daha ziyade Geç Miyosen yaşlı normal faylar ile dolu olan bir yapıda olduğunu göstermiştir (Şekil 2.4).

Diğer bir grup araştırmacıya göre ise levha sınırları Anadolu içlerine dek uzanmaktadır ve Güney Ege Yayı'nın doğu uzanımı (Pliny-Strabo fayları) Isparta Büklümü'nün batı sınırını teşkil eden Güney Batı Anadolu Fayı (Karaman, 1988) veya daha çok bilinen adı ile Fethiye Burdur Fay Zonunca (FBFZ), Kıbrıs Yayı'nın batı uzanımı ise Isparta Büklümü'nün doğu sınırını teşkil eden Sultandağı Fay Zonu (SFZ) veya Akşehir Fay Zonu (AFZ) (Koçyiğit ve diğ., 2000) tarafından temsil edilmektedir (Dumont ve diğ., 1979; Rotstein ve Kafka, 1982; Barka ve diğ., 1997; Eyidoğan ve Barka, 1997; Yağmurlu ve diğ., 1997; Glover ve Robertson., 1998; Bozkurt, 2001; Zitter ve diğ., 2003). Ten Veen ve diğ. (2004)'e göre ise Pliny-Strabo çukurları FBFZ ile değil Finike havzası ile ilişkilidir.

Dalma-batma bölgelerinde yapılan araştırmalara göre, kıtasal litosferin dalma-batma kuşağına ulaşması veya bölgede bir transform fayın bulunması gibi durumlarda dalan levhada yırtılma oluşabilecektir. Söz konusu yırtılma küçük bir alandan başlayıp yanal olarak göç edebilir ve yırtılmanın sonucu olarak mağmatizma ile astenosfer yükselimi 50 km ve daha sığ derinliklerde görülmesi mümkündür (Şekil 2.21a) (Wong ve diğ., 1997; Wortel ve Spakman, 2000). Bu görüşe benzer olarak Govers ve Wortel (2005) yapmış oldukları litosferik modelleme çalışmalarında levha sınırlarında yer alan transform faylarla sınırlı çukurluklarda dalan levhada yırtılmalar meydana gelebileceğini belirtmişler ve bu oluşuma STEP fayı (Subduction Transform Edge Propagator) adını vermişlerdir.

Daha önce de belirttiğimiz gibi Akdeniz'de dalan levha üzerinde Güney ege ve Kıbrıs yayları arasında Pliny-Strabo transform fayları (çukurları) boyunca levha dalım hızları farkı ile ilişkili bir yırtılma veya levha ayrılmasının olduğu ve GB Anadolu ile Isparta Büklümü'nde astenosferik yükselime neden olduğu düşünülmektedir (Wortel ve Spakman, 1992, 2000; Doglioni ve diğ., 2002; Çoban ve Flower, 2006; 2007; Agostini ve diğ., 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Elitok ve diğ., 2010). Barka ve Reilinger (1997)'de söz konusu yırtılmanın yüzeydeki izinin FBFZ olduğunu belirtmiş ve Orta Anadolu'nun yükseliminin ise ayrılan Kıbrıs yayı ile ilişkili olduğunu söylemiştir. Benzer şekilde volkanizma Isparta Büklümü'nde yer alan litosferik ölçekli faylar ile ilişkilendirilmektedir (Yağmurlu ve diğ., 1997; Elitok ve diğ., 2010). Govers ve Wortel (2005)'e göre ise Güney Ege ve Kıbrıs yayları arasında meydana gelen yırtılma Akdeniz havzasında yer alan (Şekil 2.21b) dalma-batma bölgelerinde çoğunlukla görülen STEP fayı türü bir yırtılmadır ve bu

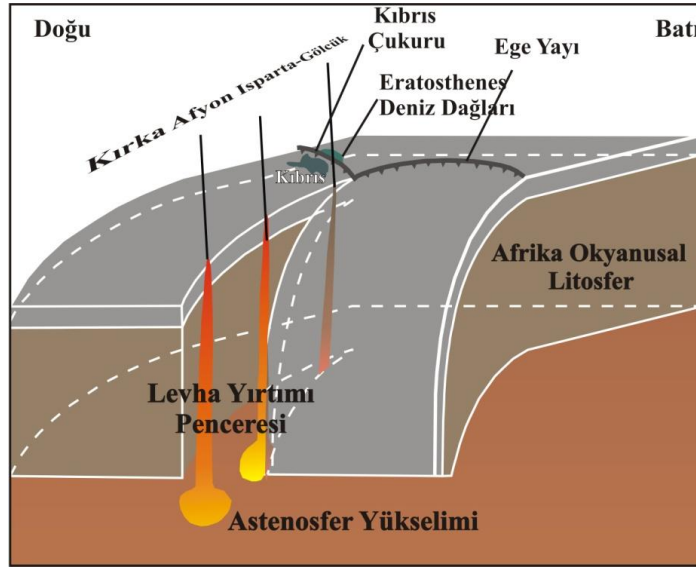
tür yapılar da STEP fayları dalma-batma yönünün tersi yönde ilerler ve astenosferik yükselimi bu fayların altında veya uç kısmında oluşur. Isparta Büklümü ve civarında volkanik alanlar kuzeyden-güneye gençleşen yaşlarla 21–17 my Seyitgazi-Kırka, 14–8.7 my Afyon-Şuhut-Sandıklı 4.6–4.00 my, 200–24 ky ile Isparta-Gölcük-Bucak şeklinde sıralanmaktadır (Şekil 2.8 ve Şekil 2.22). Volkanizmanın bu özelliği ve volkanizma içeriği değişimine dayanarak Dilek ve Altunkaynak, (2009)’da Güney Ege ve Kıbrıs yayları arasındaki yırtılmanın STEP türü bir yırtılma olduğunu öne sürmektedir.



Şekil 2.21 : (a) Dalma-Batma kuşaklarında meydana gelen levha yırtılması (Wortel ve Spakman, 2000’den değiştirerek), (b) Akdeniz ve civarında yırtılma görülen dalma-batma bölgeleri (Govers ve Wortel, 2005’den değiştirerek).

Nitekim son yapılan P-dalgası ve yüzey dalgası tomografi çalışmalarında, Batı Anadolu ve Isparta Büklümü altında, Kıbrıs ve Güney Ege yayları arasındaki yırtılma ve sıcak astenosferik manto yükselimi ile ilişkili düşük hız yapıları açıkça görülmektedir (Şekil 2.17, 2.18, 2.19 ve 2.20) (Biryol ve diğ., 2011; Salaün ve diğ., 2012). Isparta Büklümü altında elde edilen düşük P_n (<7.8 km/sn) ve S_n (~ 4.5 km/sn) hızları da tomografi sonuçları ile uyum içindedir (Şekil 2.12a) (Al-Lazki ve diğ., 2004; Saunders ve diğ., 1998; Erduran, 2009). Ayrıca, Gölcük yakınlarında yer alan ISP istasyonu verilerini kullanarak yapılan telesismik ters çözüm sonuçlarına göre 20-30 km derinliklerde kısmi ergime ile ilişkilendirilen düşük hız zonu (DHZ) yapısı elde edilmiştir (Erduran, 2009). Buna ek olarak bölgede özellikle Aksu bindirmesi doğusunda manto yükselimi ve yüksek ısı ile ilişkilendirilebilecek düşük L_g - Q_0 değerlerine rastlanmaktadır (Şekil 2.13) (Şahin ve diğ., 2013).

Isparta Büklümü'nde Gölçük volkanizması üzerinde yapılan petrolojik ve jeokimyasal çalışmalar volkanizmanın iki aşamada oluştuğu ve bölgede bir mağma odasının bulunduğu şeklindedir (Kumral ve diğ., 2006). Isparta büklümü kuzey kesimlerinde CSD derinliği 9-11 km arasında değişmekte ve üst kabuğun bu bölgede ince olduğunu göstermektedir. Toroslar bölgesinde ise CSD derinliği 15-20 km değerlerine ulaşmaktadır (Şekil 2.14) (Dolmaz ve diğ., 2005). Aydın ve diğ. (2005)'e görede Isparta Büklümü kuzeyinde 12-16 km arasında değişen CSD, FBFZ civarında 18-22 km Isparta yakınlarında ise 20 km değerlerine ulaşmaktadır.

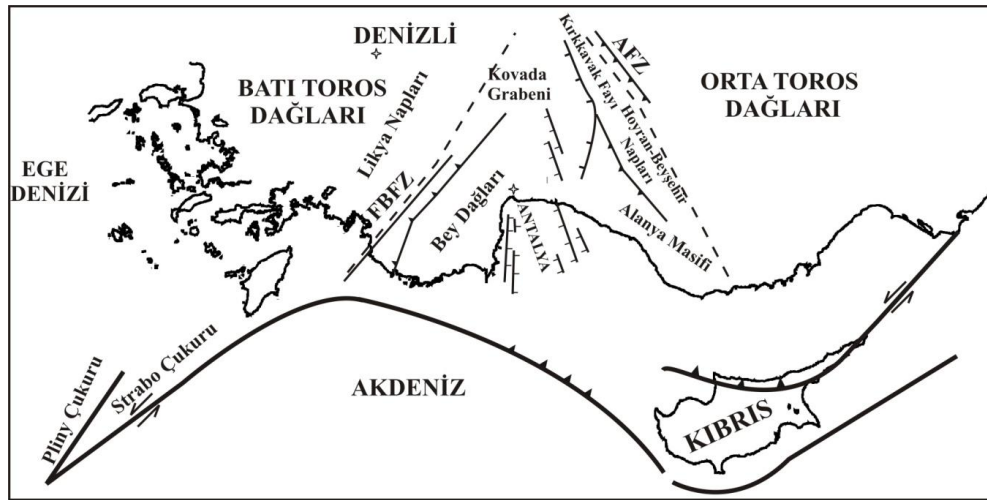


Şekil 2.22 : Güneybatı Anadolu'da levha yırtılması ile volkanizma arasındaki ilişki (Dilek ve Altunkaynak, 2009'dan değiştirilerek).

Bölgedeki kabuk kalınlığı, ISP istasyonu telesismik sonuçlarına göre 40 km, S-S_p, P ve S dalga modellemesi sonuçlarına göre ise ~32 km olarak bulunmuştur (Kalyoncuoğlu ve Özer, 2003; Erduran, 2009). Alıcı fonsiyonları (Receiver Functions) analizine göre ise moho derinliği kuzeyde 32 km iken Isparta yakınlarında 42 km ye ulaşmaktadır (Şekil 2.10) (Zhu ve diğ., 2006; Tezel ve diğ., 2010). Gravite ölçümlerinden elde edilen kabuk kalınlığı bölge için 33 km ve 37.5 km (Dolmaz, 2007) iken manyetotellürik ölçümler sonucu elde edilen üst kabuk kalınlığı 18-25 km ve toplam kabuk kalınlığı (moho derinliği) 30-45 km arasındadır (Şekil 2.34) (Gürer ve diğ., 2004a).

Görüldüğü üzere Isparta Büklümü yukarıda özetlenen tüm sistemlerin etkisi altında bulunan kritik bir konumda yer almakta olup günümüzde 120 km K-G uzanımlı 50 km genişlikli üçgen bir yapıdadır (Şekil 2.23). Orta ve batı Torosları birbirinden

ayırır ve denizde Antalya Körfezi'nin içlerine dek uzanır (Glover ve Robertson, 1998). Söz konusu üçgen şeklin Miyosen öncesinde nap yerleşimleri ile ilişkili olduğundan önceki bölümlerde söz edilmişti. Geç Miyosen döneminde Anadolu'nun batıya kaçış hareketi ve Likya Naplarının yerleşimlerine devam etmesi sonucu bölge sıkışma ve transpresyon tektoniği etkisindedir (Collins, 1977; Poisson, 1977). Miyosen boyunca Isparta Büklümü'nün batı kanadı saatin tersi yönde 30° dönmüştür (Kissel ve Poisson, 1986). Doğu kanadı ise Eosen'den beri 40° saat yönü dönmüştür (Kissel ve diğ., 1990). Mengene tipi bu hareket sonucu Isparta Büklümü'nün doğu kanadı batı yönlü bir bindirmeye batı kanadı ise doğu yönlü bindirmeye maruz kalmıştır, Aksu fazı olarak adlandırılan bu olay, Isparta Büklümü'nün orta kesiminin şekillenmesinde büyük rol oynamıştır (Poisson., 1977; Hayward ve Robertson, 1982; Woodcock ve Robertson, 1982). Böylelikle Isparta Büklümü üçgen şekline kavuşmuştur. Son 10 my sürecinde Isparta Büklümü'nde kayda değer bir rotasyon görülmemektedir (Tatar ve diğ., 2002).



Şekil 2.23 : Isparta Büklümü ve çevresinin tektonik yapısı (Glover ve Robertson, 1998'den değiştirilerek).

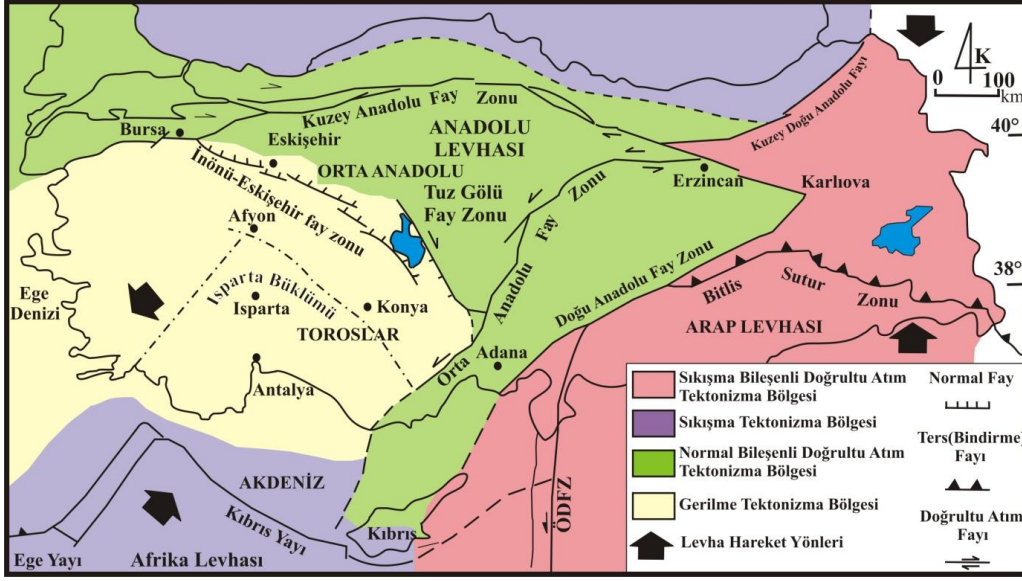
Günümüzde bölgenin Neotektoniği ve jeodinamik evrimi tartışma konusudur. Yukarıdaki bölümlerde kısaca bahsedildiği gibi farklı deformasyon sistemleri ve GPS hızları Anadolu levhasının rijit olmadığını (Rotstein, 1984) ve mikrolevhlerden oluştuğunu göstermektedir (Şengör ve Dyer., 1979; Şengör ve diğ., 1985; Relienger ve diğ., 1997; Koçyiğit ve Özacar, 2003). Anadolu levhasını ilk olarak Şengör ve diğ., (1985)'de deformasyon özelliklerine göre, 4 farklı levhadan oluşan bir yapıda tanımlamıştır. Bu bölgeler sırasıyla (1) Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi, (2) Orta Anadolu "Ova" bölgesi, (3) Batı Anadolu Genişleme Bölgesi ve (4) Kuzey Türkiye

gözlenen D-B kıvrımlar ile, KD-GB ve KB-GD sol ve sağ yanal atımlı faylar meydana gelmiştir.

Günümüzde Isparta Büklümü Orta Anadolu 'Ova' bölgesi ile Batı Anadolu Genişleme Bölgesi arasında yer alan bir geçiş zonudur ve bu iki bölge arasındaki sınır Isparta Büklümü ile Karadeniz Ereğlisi arasını birleştiren bir çizgi gibi düşünülebilir ancak gerçek sınır KD-GB uzanımlı FBFZ ve Isparta Büklümü'nün kuzey doğusunda yer alan BKB-DKD uzanımlı İnönü-Eskişehir Fay Zonu (İEFZ) dur (Şekil 2.24). Ayrıca FBFZ daha önceden de belirtildiği gibi levha yırtılmasının yüzeydeki izini temsil etmektedir. Bölgenin doğu sınırını oluşturan Sultandağı Fay Zonu (SFZ) veya Akşehir Fay Zonu (AFZ) ise Pliyo-Kuvaternerde ters faylanma ile yükselmiştir (Boray ve diğ., 1985; Şaroğlu ve diğ., 1987). Bu tektonik yapı günümüzde de halen devam etmekte ve Isparta Büklümü GB-KD sıkışma tektoniği etkisinde kalmaktadır (Boray ve diğ., 1985; Barka ve diğ., 1995; Barka ve diğ., 1997; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Bozcu ve diğ., 2007).

GPS verileri büyük ölçekte sıkışma tektonizmasını desteklemektedir, Isparta Büklümü'nün hemen batısında hızlar 30 mm/yıl, doğusunda 20mm/yıl kadardır. Isparta Büklümü'nde ise hızlar 10 mm/yıl ile 15 mm/yıl değerine sahiptir ve levha hareket yönleri Ege gerilme bölgesi ile uyumlu gibi görünmektedir (Şekil 2.5). Ancak istasyon bazında bakıldığında iki istasyonda hızlar sıfırdır (Relienger ve diğ., 1997). Bu durum; Isparta Büklümü'nün Anadolu levhasından bile bağımsız hareket eden bir levha olabileceği sorusunu akla getirmektedir. Hatta büklümün Afrika levhasının parçası bile olabileceği öne sürülmektedir (Barka ve Reilinger, 1997; Mc Clusky ve diğ., 2000).

Bir diğer modele göre; Geç Miyosen'de Isparta Büklümü batısında çekme tektoniği görülen Batı Anadolu-Ege, doğusunda ise yükselen/dönen ve batıya doğru ilerleyen Anadolu arasında yer almaktadır ve bunun sonucunda bölgede sağ-yanal tektonik gerilmenin (stress) hakim olduğu bir yapı söz konusudur. Ege açılma bölgesini saatin tersi yönde dönen çubuklar ile tanımlayan Taymaz ve diğ., (1991), söz konusu deformasyonların Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de Anadolu rijit levhası ile karşılaşması sonucu sağ-yanal bir kesme zonu oluştuğunu belirtir. Isparta Büklümü de doğu Ege'nin oluşumuna ilişkin söz konusu saatin tersi yönü dönmelerin bittiği bu kesme zonunda yer almaktadır (Şekil 2.26a) (Taymaz ve Price, 1992; Barka ve diğ., 1997).

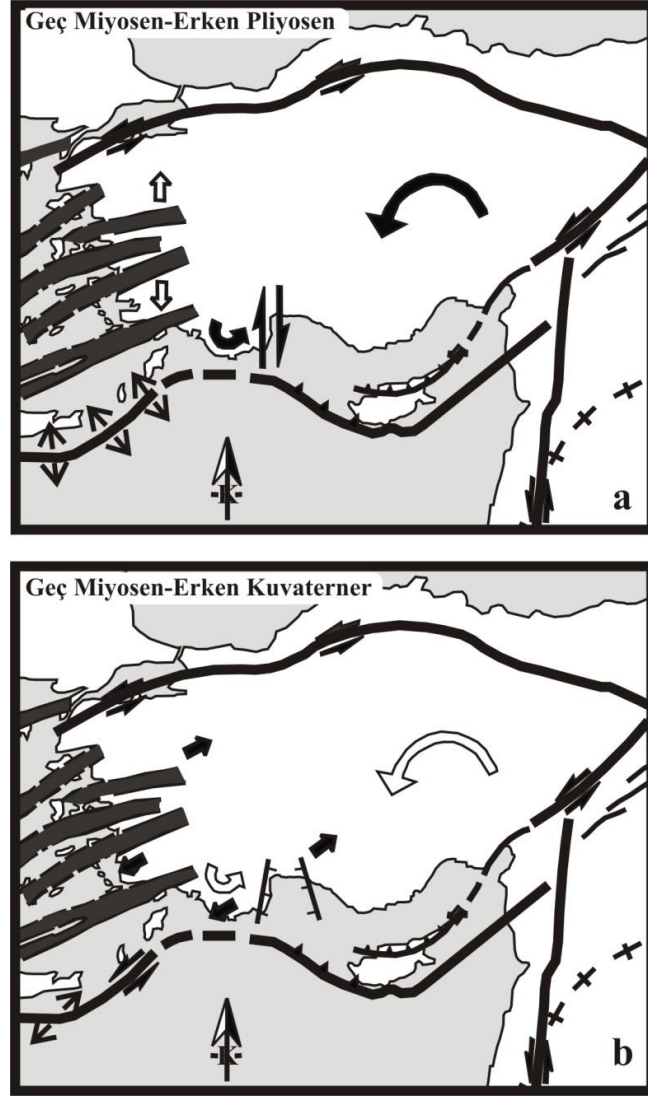


Şekil 2.25 : Türkiye’de tektonik bölgeler (Koçyiğit ve Özacar, 2003’den değiştirilerek).

Daha sonra Anadolu’nun batıya kaçış hareketinin güçlenmesi ile bu durum sona ermiş ve durgun bir döneme girilmiştir. Pliyosene gelince bölgesel ölçekte Ege çekme tektoniği rejiminin yön değiştirmesi bölgede bir önceki dönemde oluşan sağ-yanal atım karakterli fayların normal faylanma karakterine dönmesine ve çeşitli havzalar oluşmasına neden olmuştur (Şekil 2.26b) (Glover ve Robertson 1998a,1998b; Robertson, 2003). Bu jeodinamik modeli savunan araştırmacılar günümüzde Isparta Büklümü’nü Batı Anadolu-Ege genişleme rejimi arasında geçiş zonu olduğunu ve bölgede gerilme tektoniğinin hakim olduğunu savunmaktadır. Benzer şekilde Isparta Büklümü’nün gerilme rejimi etkisinde olduğunu söyleyen diğer bir grup araştırmacı ise Batı Anadolu Genişleme Bölgesi sınırını Isparta Büklümü değil, büklümün Kuzey doğusunda yer alan İnönü-Eskişehir Fay Zonu (İEFZ) olarak tanımlamaktadır. Söz konusu zon, batıda Yunanistan, Arnavutluk, Makedonya ve Bulgaristanı içine almakta ve Ege bu büyük sistemin içinde ayrı bir gerilme zonunu temsil etmektedir (Koçyiğit ve Özacar, 2003; Koçyiğit ve Deveci, 2007). Isparta Büklümü de bu gerilme zonu içinde bulunduğundan tektonik olarak aynı şekilde genişleme tektoniği etkisindedir (Şekil 2.25).

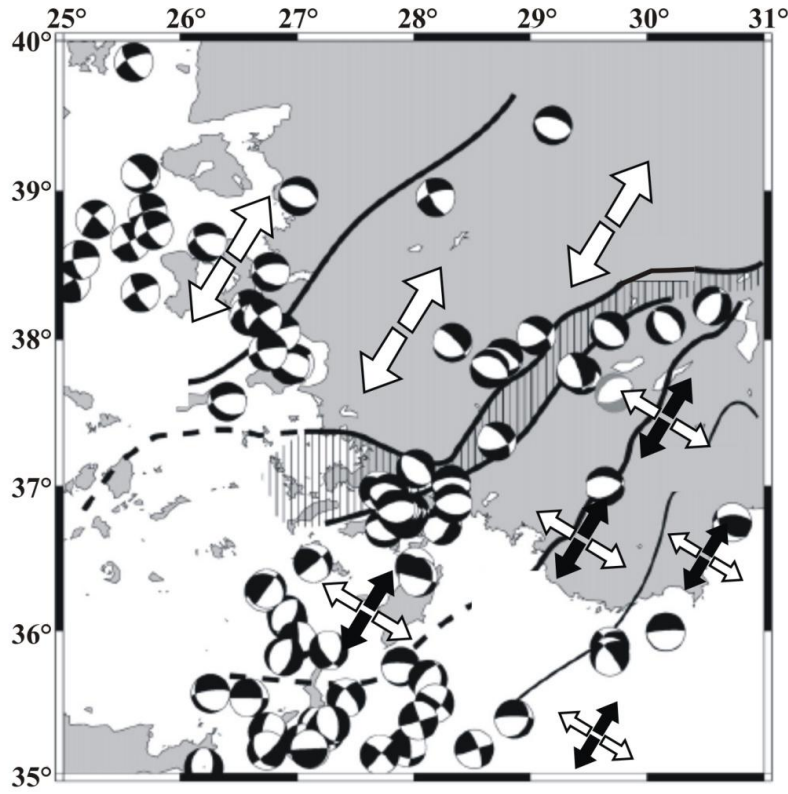
Son olarak 2009 yılında ten Veen ve diğerlerinin Batı Anadolu-Ege genişleme bölgesi ile Isparta Büklümü üzerinde yaptıkları çalışmaya göre, Geç Miyosen – Pliyosen arasındaki dönemde Isparta Büklümü batısında kalan alanlar için Batı Anadolu-Ege genişlemesi ile ilişkili olarak oluşan KKD-GGB gerilme, doğusunda ise

(FBFZ ve Isparta Bükümü bölgesinde) Güney Ege dalımı önölkesi uzanımı ile ilişkili olarak oluşan BKB-DGD gerilme varlığı söz konusudur.



Şekil 2.26 : Ege, Güneybatı Türkiye ve Isparta Bükümü için tektonik model (Taymaz ve diğ., 1991'den değiştirerek).

Pleyistosen'den itibaren Batı Anadolu genişleme bölgesi ile ilişkili gerilmeye Anadolu'nun batıya kaçışıyla ilişkili gerilmelerin eklenmesi genel yapıyı bozmamıştır. Günümüzde de halen bu gerilme zonları arasında farklılık gözlemlenmektedir. Bu iki zonun arasında Menderes masifi ve Likya napları sınırını izleyen bir kinematik ayrışma bölgesi yer almaktadır (Şekil 2.27) (ten Veen ve diğ., 2004).

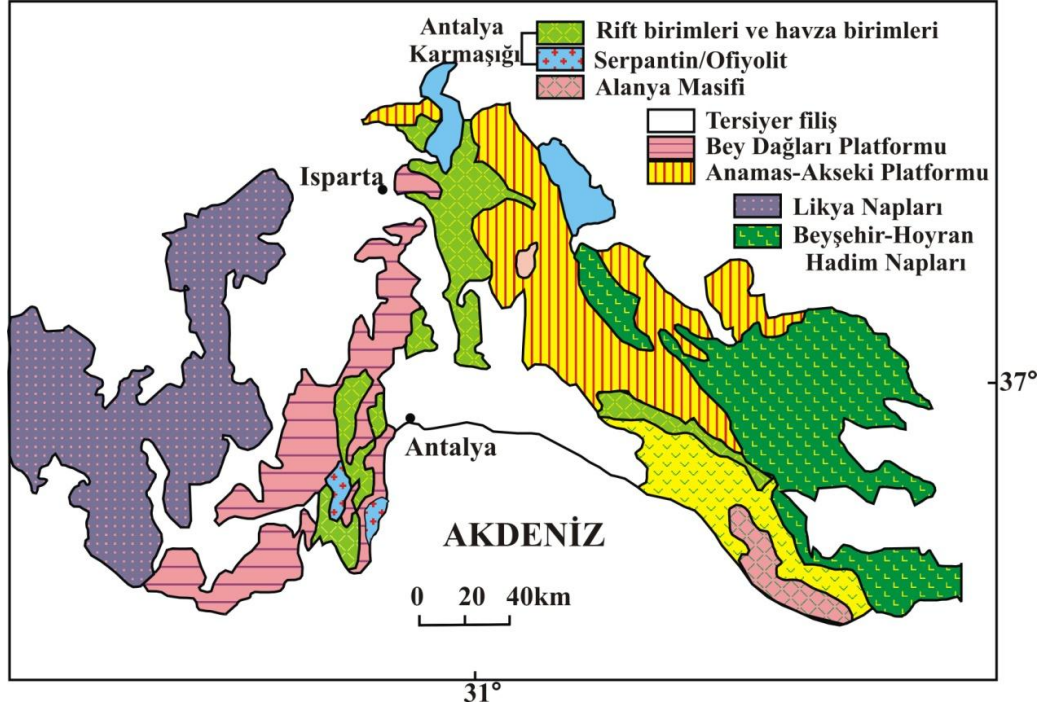


Şekil 2.27 : Güneybatı Anadolu tektonizması, içi boş oklar gerilme yönlerini, taralı alan kinematik ayrışma bölgesini göstermektedir (ten Veen ve diğ., 2004'den değiştirilerek).

2.3 Isparta Büklümü'nün Jeolojik Yapısı

Önceki paragraflarda da bahsedildiği üzere Isparta Büklümü bir çok otokton ve allokton birimlerden oluşmaktadır (Şekil 2.2). Otokton birimler Tetis okyanusunun güney kıta kenarını temsil eden ve Muğla – Beydağları - Hoyran Gölü -Anamas Dağları – Silifke'ye kadar uzanan Toros Karbonat Platformu üyesi olan Mezozoyik Bey Dağları karbonat platformu ve Anamas-Akseki karbonat platformlarıdır (Ricou,1980). Söz konusu karbonat platformlarından ilki Isparta Büklümü'nün batı kanadını ikincisi ise doğu kanadını oluşturur. Allokton birimler ise Likya Napları, Antalya Napları (Lefevre, 1967), Antalya Karmaşığı (Woodcock ve Robertson, 1977) veya Antalya Bindirmesi (Marcoux, 1987) ve Beyşehir-Hoyran-Hadim (BHH) Napları (Monod,1977) şeklinde sıralanabilir (Şekil 2.28). Söz konusu birimler bölgenin temel yapısını oluştururken Isparta Büklümü'nde birbirini takip eden çarpışma ve kapanma dönemi sonunu temsil eden daha önce bahsettiğimiz Aksu bindirmesi (Aksu Fazı) (Poisson 1977) döneminden sonra bölgede Oligosen ve Neojen sedimanter havzaların gelişimi görülür (Koçyiğit ve Deveci, 2007). Zaten

günümüzde bölge bir çok havza ve yarı havza sistemleri ile tanımlıdır (ten Veen ve diğ., 2004; Alçiçek ve diğ., 2005). Bu bölümde ilk olarak temel birimler şeklinde düşünebileceğimiz otokton ve allokton birimler hakkında bilgi verilecek daha sonra ise bahsi geçen havza yapılarına değinilecektir.

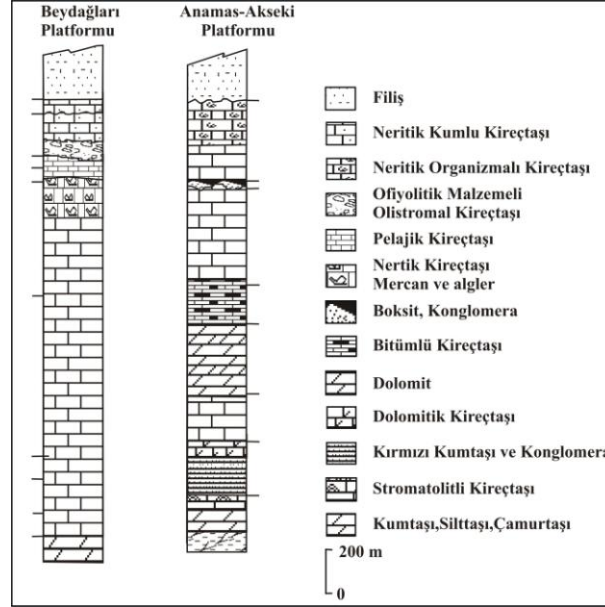


Şekil 2.28 : Isparta Büklümü ve çevresi temel jeolojik birimler (Dilek ve Rowland, 1993'den değiştirilerek).

2.3.1 Beydağları karbonat platformu:

Beydağları Karbonat Platformu veya Beydağları Masifi (Yılmaz, 1981) Batı Anadolu'da metamorfizma olmamış en derin yapıyı temsil eder (Şengör ve Yılmaz, 1981). Platform 20-30 km genişlikli bir antiklinal forma sahiptir ve güneyde Triyas-Eosen arası, kuzeyde ise Triyas-Senoniyen arası sığ denizel karbonat platformu birimlerini içerir (Poisson, 1977; Poisson ve diğ., 2003). Mezozoik Beydağlar Karbonat platformu stratigrafisi Triyas yaşlı sığ denizel birimler ve dolomit kireç taşları ile başlar. Bu birimleri Üst Kretase zamanına kadar kalınlığı 1.5 km kadar olan neritik kireçtaşları takip eder (Poisson ve diğ., 1984; Şenel, 1984). Üst Kretase sonunda istif resif kireçtaşları ile devam eder ve bu birimi Paleosen pelajik kireç taşları örter. Bunların üzeri Eosen yaşlı ollistromal çökeller ile örtülüdür ve bunu kumlu neritik kireçtaşı izler. Bunların üzerine ise türbitik filiş ve ofiyolit kökenli delta konglomeraları gelmektedir (Şekil 2.29a) (Dumont, 1976; Hayward, 1984; Poisson ve diğ., 1984; Dilek ve Rowland, 1993; Okay ve diğ., 2001). Poisson ve

diğ., (2003)'e göre Beydağları Karbonat Platformu kuzey kesimlerde Triyas-Eosen arası kesintisiz bir sığ denizel karbonat platformu özelliği gösterirken güney kesimlerde bu yapı Kretase sonunda sona ermektedir.



Şekil 2.29 : Bey Dağları Karbonat Platformu ve Anamas- Akseki Karbonat platformları stratigrafisi (Dilek ve Rowland, 1993'den değiştirerek).

2.3.2 Anamas-Akseki platformu

Anamas-Akseki platformu ilk olarak Triyas yaşlı klastik kayaçlar ve resif kireçtaşları ile başlar. Bunların üstü geç Triyasik dolomitte örtülüdür. Jura zamanı tekrar karstikler ile başlar. Bunu neritik kireçtaşı ve dolomit takip eder. Bu dizilim Üst Jura pelajik kireçtaşları ile biter, Kretase zamanı neritik ve sonunda karasal konglomeralar içerir. Sonra tekrar neritik birimler ve bunun üzerinde filyşle örtülüdür (Şekil 2.29b) (Özgül, 1984; Poisson ve diğ., 1984).

2.3.3 Likya (Teke) napları

Likya (Teke) Napları (Graciansky, 1967) ilk olarak Geç Kretase'de ofiyolitler şeklinde Torid platformu üzerine yerleşmiştir. Bu yerleşim sırasında Likya napları ön kesiminde bir çok havza oluşumu gözlemlenmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tekeli, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Stampfli, 2000; Collins ve Robertson, 2003). Günümüzde ise kuzeybatıda Menderes metamorfikleri üzerine güneydoğuda ise Beydağları üzerine tektonik olarak uzanırlar. Bu birimlerin üzeri ise Antalya Karmaşığı bindirmesi sonucu oluşan Tersiyer döküntü sedimanter birimleri ile örtülüdür (Graciansky 1972; Poisson 1977; Gutnic ve diğ., 1979; Hayward ve

Robertson, 1982; Collins and Robertson 1997). Likya Napları, Mezozoyik ten başlayarak Erken Tersiyer yaşa sahip kayaçlar içerir ve beş anabirim ile tanımlanır (Şekil 2.30) (Brunn ve diğ., 1971; Poisson, 1977; Collins ve Robertson, 1997);

(1) Likya Temeli: Menderes Metamorfik masifi ve Beydağları

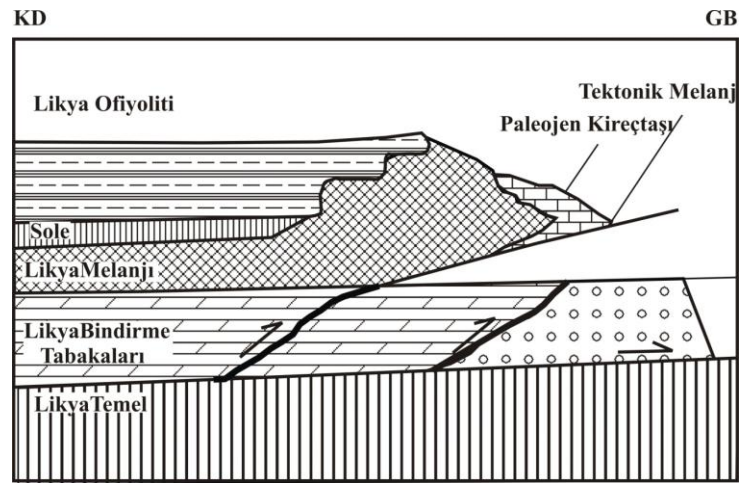
(2) Likya Bindirme Tabakaları: Paleozoyik-Oligosen yaşlı Karbonat tabakaları, Şeyl, Volkanik-Klastik sedimanlar

(3) Likya Melanjı: Okyanus kökenli sediman, volkanik kayaçlar oluşan melanj, tabakalı ve ofiyolitik melanj olmak üzere iki kısımdan oluşur (Collins ve Robertson, 1997).

(4) Likya Peridotit: Triyas – Geç Kretase yaşlı olan Melanj, Amfibol, Bazalt, Gabro, Çört, Mermer, Şeyl, Serpantinleşmiş Peridotit ve Metamorfiklerden oluşur. Peridotitler kloryum ve titanyum bulundurlar (Poisson, 1977; Collins ve Robertson, 1998).

(5) Sedimanter kayaçlar: Paleojen yaşlı pasif kıta kenarı sığ denizel kireçtaşı, söz konusu sedimanter kayaçlar kuzey kesimlerde metamorfizmaya uğramışken güney kesimlerde herhangi bir metamorfizmaya maruz kalmamışlardır.

Genel olarak Likya Napları ofiyolitleri 3 km kalınlıktadır ve 4500 km² alan kaplarlar. İçinde ultramafik Dünit Kromit, Harzburgit ve Piroksen bulundurlar ve tüm bu birimler dolarit dayklar ile kesilmektedirler (Collins and Robertson 1998; Çelik ve Delaloye, 2003).



Şekil 2.30 : Likya Napları yapısı (Collins ve Robertson, 1997'den değiştirerek)

2.3.4 Antalya Karmaşığı

Bilindiğı gibi, Antalya Karmaşığı Isparta Büklümü merkezinde Mezozoyik Karbonat platformunu ikiye ayıracak şekilde 600 km² lik bir alanda yüzlek verir. Daha doğuda ise Alanya Masifi'nin altında yer alır (Lefevre, 1967; Brunn ve diğ., 1970; Juteau, 1975; Marcoux, 1976; Poisson, 1977; Monod, 1977; Waldron, 1984; Woodcock and Robertson, 1985). Antalya karmaşığı içinde çok çeşitli Mezozoyik sedimanter fasiyesler bulundurur. Türbiditik kumtaşı, şeyl, çört, kireçtaşı ve ofiyolitik kökenli kumtaşları gibi birimler bunlardan bazılarıdır. Buna ek olarak, sığ denizel karbonat ve karbonat masifleri, Kretase yaşlı ofiyolit ve bu ofiyolitle ilişkili dolarit, gabro, dünit, peridotit ve az miktarda da metamorfik kayaçlar içerir (Waldron, 1984 ve oradaki referanslar).

Çalışma alanı içinde yer alan Antalya Karmaşığı içinde bahsi geçen birimler ilk olarak üç kısımdan oluşan nap sistemi olarak tanımlanmıştır. Buna göre en altta yeralan nap Mezozoyik havza kalıntıları içerir, orta nap Mezozoyik volkanik sedimanlar ve ofiyolitlerden oluşurken, en üst nap Mezozoyik neritik karbonatça zengin birimlerden oluşur. Ancak aynı birimler Woodcock ve Robertson (1977)'ye göre şu şekilde sınıflanmaktadır (Şekil 2.31);

Kumluca zonu: Mezozoyik havza birimleri (Alt-Orta Antalya Napları),

Gödene Zonu: Volkanik sedimanter birimler, melanj ofiyolitik kayaçlar, metamorfik kayaçlar neritik mezozoyik karbonatlar (Orta-Üst Antalya Napları),

Kemer zonu: Mezozoyik karbonat platform (Üst Antalya Napı),

Tekirova zonu: Üst Kretase Ofiyolit. (Orta Antalya Napı).

2.3.5 Alanya Masifi

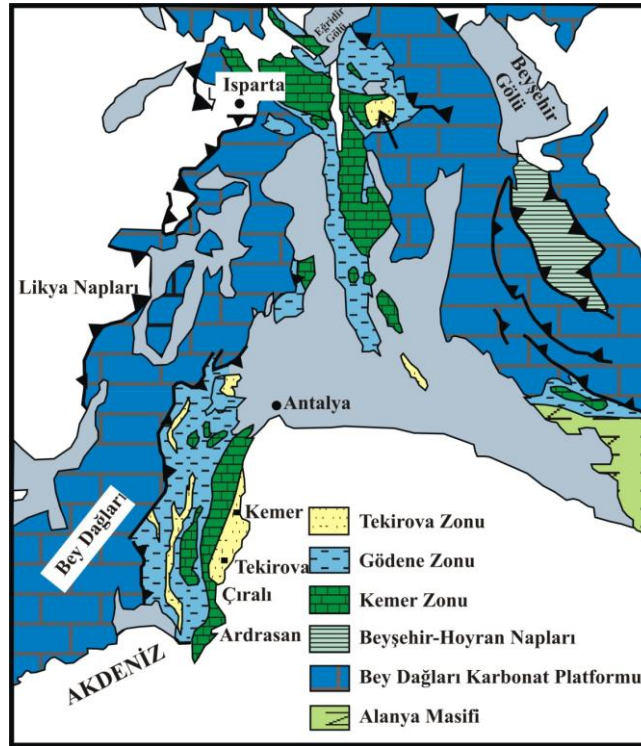
Alanya Masifi Antalya Karmaşığı'nın güneybatısında Isparta Büklümü'nün doğu kanadında yer alır. Bu masif allokton tabakalardan oluşur ve Antalya Karmaşığı üzerine bindirmiştir (Waldron, 1984).

2.3.6 Beyşehir-Hoyran-Hadim napları (BHH)

Monod (1977)'de Beyşehir Gölü, Alanya Masifi ve Toroslar boyunca yapmış olduğu çalışmalarda, güney kesimlerde yer alan Antalya Napları'nın (Karmaşığı) yanı sıra kuzey kesimlerde yeni bir Nap Sistemi'nin bulunduğunu belirtmiştir. Söz konusu nap

sistemi Beyşehir-Hoyran-Hadım nap sistemi olarak adlandırılır ve Paleozoyik-Geç Kretase arası birimler içerir. Söz konusu birimler karbonat platformu birimleri (neritik karbonat), sıg ve derin denizel birimler, volkanolojik birimler, ultramafikler ve ofiyolitler içerirler (Gutnic ve diğ., 1968; Monod, 1977; Dumont, 1978; Koçyiğit ve Deveci, 2007).

Bölgenin temelini oluşturan söz konusu otokton ve allakton yapıların üzerinde Miyosen sonrası değişen tektonik rejim ile birlikte çeşitli Oligosen sonu ve Neojen havza oluşumlarının olduğu



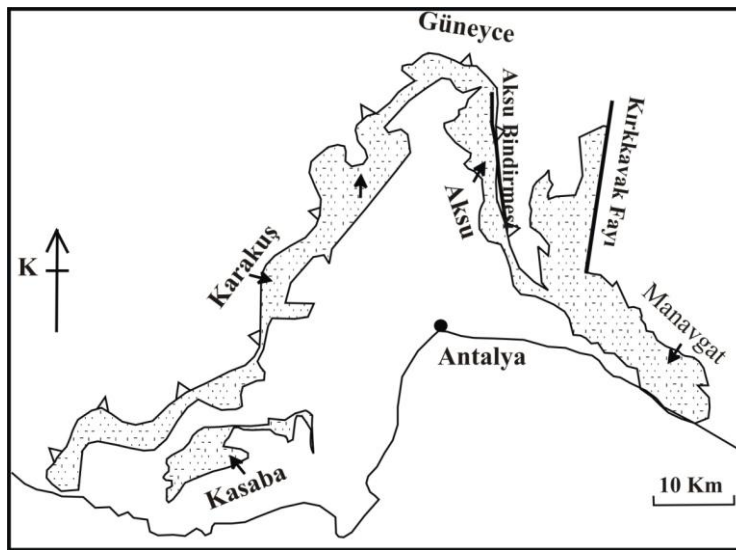
Şekil 2.31 : Antalya Karmaşığı ve çevresinin jeolojisi (Robertson, 2000'den değiştirerek).

görülmektedir (Koçyiğit ve Deveci, 2007). Tezin bu kısmında söz konusu havzalar hakkında bilgi verilecek çalışma sahası dahilindeki havza yapıları hakkında ayrıntıya girilecektir.

Genel olarak bölgedeki havzalar iki kısımda sınıflandırılmaktadırlar (1) Kıbrıs dalma-batması yay ardı gerilme etkisi ile birlikte Likya Napları yerleşimi ile ilişkili yerel sıkışma tektoniği sonucu oluşan Isparta Büklümü güney kesiminde yer alan havzalar (Flecker ve diğ., 2005) ve (2) Çarpışma sonrası oluşan kuzey havzaları (Koçyiğit ve Deveci, 2007). Güney havzaları, batıda Miyosen boyuca oluşan Likya Napları ile sınırlı Karakuş Havzası (Poisson, 1977), Kasaba Havzası (Hayward,

1984) ve Darıören Havzası (Flecker ve diğ., 1998) olarak sıralanabilir (Şekil 2.32). Söz konusu havzaların Likya Napları yerleşimi sırasında Miyosen ön havza veya önülke havzası şeklinde oluştuğuda kabul edilmektedir (Poisson, 1977; Hayward, 1984). Orta ekseninde Aksu ve Köprü (Köprüçay) havzaları (Flecker ve diğ., 1998), güneydoğuda ise Manavgat Havzası (Robertson ve diğ., 2003) güney havzaları grubunda sayılabilir. Aksu, Köprü ve Manavgat havzaları aslında batıda Beydağları Karbonat Platformu doğuda ise Anamas-Akseki Karbonat platformu üzerinde yer alan Antalya havzası olarak adlandırılan büyük bir havzanın Aksu Bindirmesi ve Kırkkavak Fayı ile oluşmuş alt havza yapılarıdır.

Isparta Büklümü bölgesinde Miyosen dönemi havzaların çökme ortamlarına baktığımızda dört farklı çökme ortamı (fasiyes) görmekteyiz, bunlar sırasıyla; (1) Kıtasal, (2) Resifal, (3) Okyanus sınırı ve (4) Şelf-Havza fasiyesleri olarak sayılabilir (Flecker ve diğ., 1998). Antalya Havzası dolgu malzemesi Miyosen-Pliyosen denizel ve denizel olmayan breş, konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ve kilitaşı bunların altında mercan kayaları, resifal kıta şelfi birimleri ve marl şeklinde sıralanabilir (Çiner ve diğ., 2008). Miyosen sonrası bölgede etkin olan gerilme tektoniği devam etmiş ve havzalar gelişimlerini sürdürmüşlerdir. Örneğin Aksu havzası Miyosen dolgu üzerine, resifal kireçtaşı, sığ denizel klastikler, delta alüvyonları ve konglomeralar şeklinde sıralanan Pliyosen-Kuvaterner havza dolgu yapısına sahiptir. Sonuç olarak güney havzaların dolgu kalınlıkları 2 km yi bulmaktadır (Akay ve Uysal, 1985; Karabıyıklıoğlu ve diğ., 2005).



Şekil 2.32 : Isparta Büklümü'nde yer alan Miyosen havzalar (Robertson ve diğ., 2003'den değiştirilerek)

Kuzey havzaları Toros molas havzalarıdır ve Çameli, Acıpayam, Karamanlı, Burdur, Isparta, Senirkent, Dinar, Dombayova-Sandıklı, Karadirek, Sinanpaşa, Haydarlı-Karaadilli, Gelendost, Beyşehir-Yarıkkaya, Şuhut ve Akşehir-Afyon havzaları olarak sıralanabilir (Şekil 2.33) (Koçyiğit ve Deveci, 2007 ve oradaki referanslar).

Kovada Havzası Eğridir Gölü güneyinden başlar ve K-G uzanır, havza 2-3 km genişliğinde ve 25 km uzunluğundadır ve batıdan Beydağları Karbonat Platformu doğudan ise Anamas-Akseki Karbonat Platformu ile sınırlıdır (Poisson, 1984; Poisson ve diğ., 2003). Havzayı doğudan Kuvaterner yaşlı K-G uzanımlı faylar sınırlar (Robertson, 1993). Kovada Grabeni Miyosen-Pliyosen yaşlı linyit ve jips içeren gölsel karasal çökel birimleri içerir (Yağmurlu ve Karaman, 2007).

Akşehir-Afyon havzası 4-20 km genişlikte ve 130 km uzunlukta BKB-DGD yönünde uzanan bir yapıya sahiptir. Havza çökelleri stratigrafik olarak Jura yaşlı metamorfik kayaların üzerinde Erken-Geç Miyosen yaşlı gölsel-nehirsel çökeller ve bunun üzerinde de Plio-Kuvaterner yaşlı deforme olmamış göl ve nehir çökelleri şeklinde sıralanabilir (Koçyiğit ve Özacar, 2003).

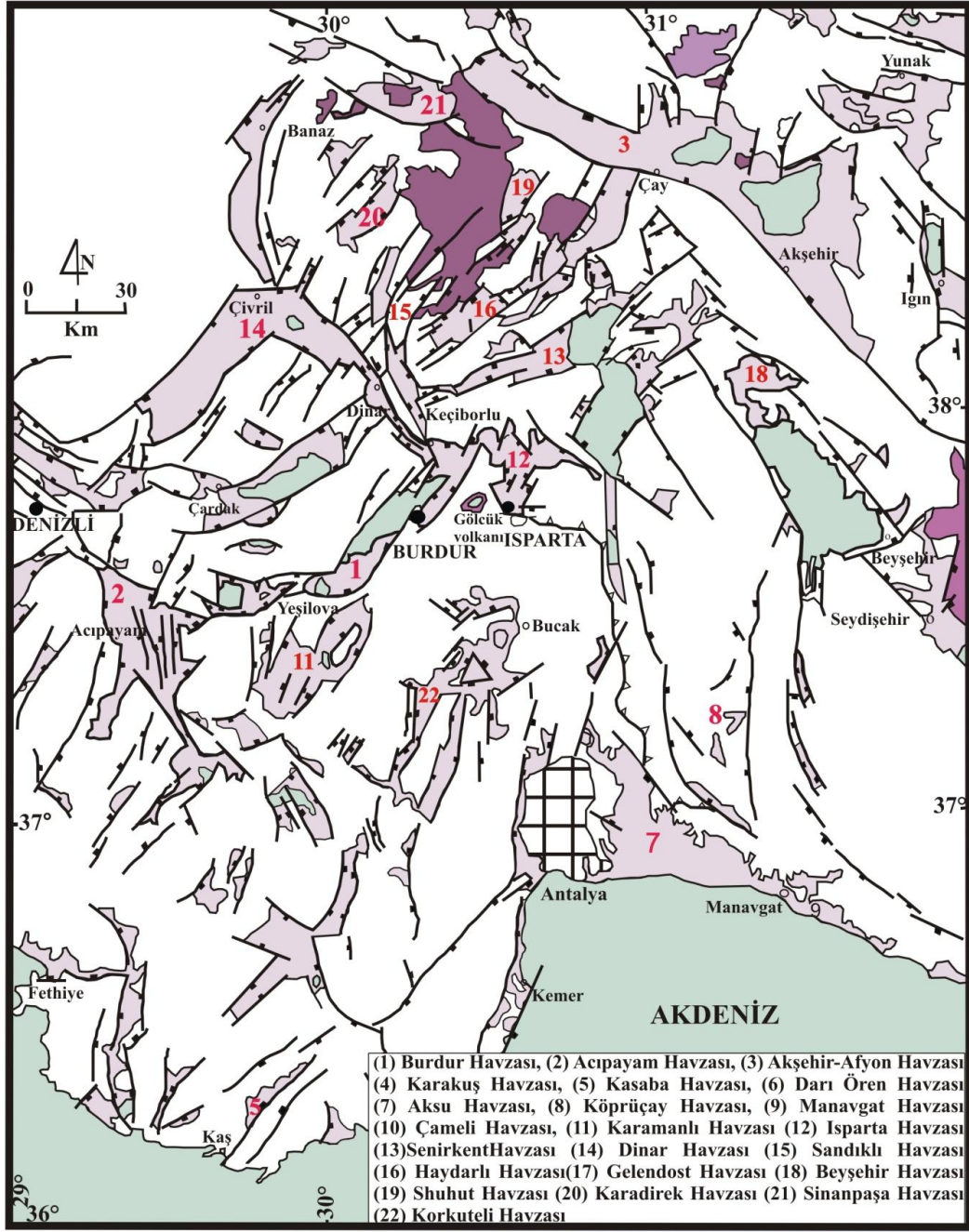
Çivril havzası, 100 km uzunluğunda ve güneye bakan bir yay geometrisinde olup KD ve KB uzanımlı Baklan ve Dinar havzaları olmak üzere iki ana geometrik bölümden oluşur. Bu havzaların kuzey kenarı ana faylar (Çivril ve Dinar fayları), güney kenarı ise bunların antitetik yapılarıyla sınırlanır. Graben dolguları Pliyo-Kuvaterner yaşlı göl-akarsu çökelleri ile Geç Pleyistosen-Holosen yaşlı taşkın ovası, göl-bataklık ve alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşur.

Burdur Havzası KD-GB uzanımlı olup sınır fayı grabenin GD kesiminde yer alır. Söz konusu fay KB dalımlı listrik fay özelliğine sahiptir. Bu özelliği ile havza yarı graben olarak tanımlanır. Graben içinde dolgu birimleri birikimi Üst Miyosen – Alt Pliyosen döneminde başlamıştır. Kuvaterner döneminde ise sınır faylarının hareketi ile önceki grabenin içinde Kuvaterner havza oluşumu gözlemlenmektedir (Price ve Scott, 1991).

Acıgöl Havzası Burdur Havzası ile aynı özelliklere sahiptir ve GD tarafından 15 km uzunlukta olan bir fayla (Acıgöl Fayı) sınırlıdır (Taymaz ve Price, 1992).

Isparta Büklümü kuzey kesimlerinde yukarıda sayılan tüm havzaların dışında kalan havzalar karasal çökellidir ve Alt-Üst Miyosen - Orta Pliyosen yaşlar arasında değişen 0.5-3 km kalınlığa sahip nehirsel ve gölsel birimlerden oluşur (Koçyiğit ve

Deveci, 2007). Bu havza oluşumlarına bazı bölgelerde daha önceden ayrıntılarını verdiğimiz kalk-alkali volkanizma eşlik etmiştir.



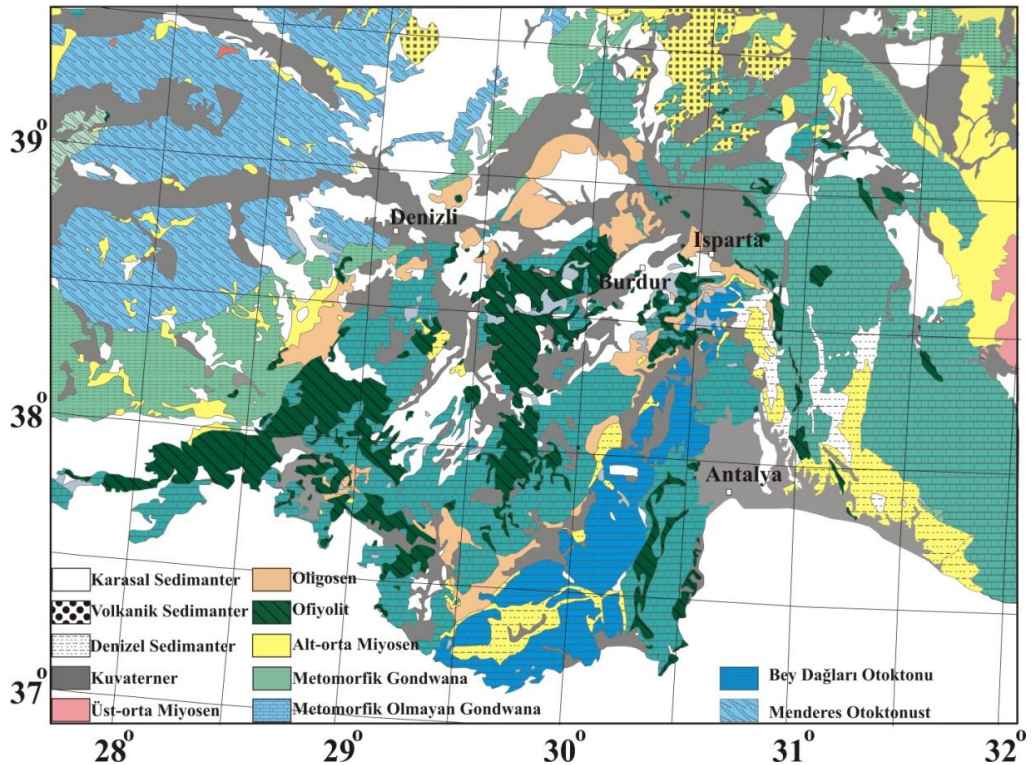
Şekil 2.33 : Isparta Bölümü'nde yer alan havzalar ve sınır fayları (Koçyiğit ve Deveci, 2007'den değiştirerek).

Sonuç olarak bölgenin temeli Beydağları, Anamas-Akseki karbonat platformları gibi otokton yapılar ile bunların üzerine yerleşmiş Likya, Beyşehir-Hadim-Hoyran napları ile Antalya Karmaşığı gibi allohton yapılardan oluşur. Bu temelin üzerinde Miyosen boyunca gerek nap yerleşimleri ile ilişkili, gerekse Avrasya-Afrika dalma-batma yay ardı genişlemesi ile ilişkili havza sistemleri (Karakuş, Kasaba...) gelişmiştir. Bu

havzalar gelişimlerine Pliyosen süresince devam etmişlerdir. Buna ek olarak yukarıdaki paragraflarda kısaca özetlenen havza gelişimlerinde, Pliyosenden günümüze kadar meydana gelmiştir. Tüm bu unsurlar bölgenin genel jeolojik yapısını oluşturmaktadırlar (Şekil2.34).

2.4 Isparta Büklümü Aktif Tektonik Yapılar ve Depremsellik

Daha önceki bölümlerde de belirtildiği gibi Isparta Büklümü'nün batı sınırını FBFZ, doğu sınırını ise SFZ veya AFZ ile temsil etmektedir (Dumont ve diğ., 1979; Rotstein ve Kafka, 1982; Barka ve diğ., 1997; Eyidoğan ve Barka, 1997; Yağmurlu ve diğ., 1997; Glover ve Robertson., 1998; Koçyiğit, ve diğ., 2000; Bozkurt, 2001; Zitter ve diğ., 2003). Önceki bölümlerde Isparta Büklümü sınırını temsil eden bu fay sistemleri üzerine yapılan tartışmalara kısaca değinilmişti. Bu bölümde ise ilk olarak söz konusu iki fay zonunun uzanımı, yapısı ve depremselliği üzerinde durulacak daha sonra Isparta Büklümü içinde yer alan diğer fay sistemleri hakkında bilgi verilecektir.



Şekil 2.34 : Isparta Büklümü ve çevresinin genel jeolojik yapısı, Hinsbergen ve diğ.,(2010) ve Turhan, (2002)'den değiştirilerek.

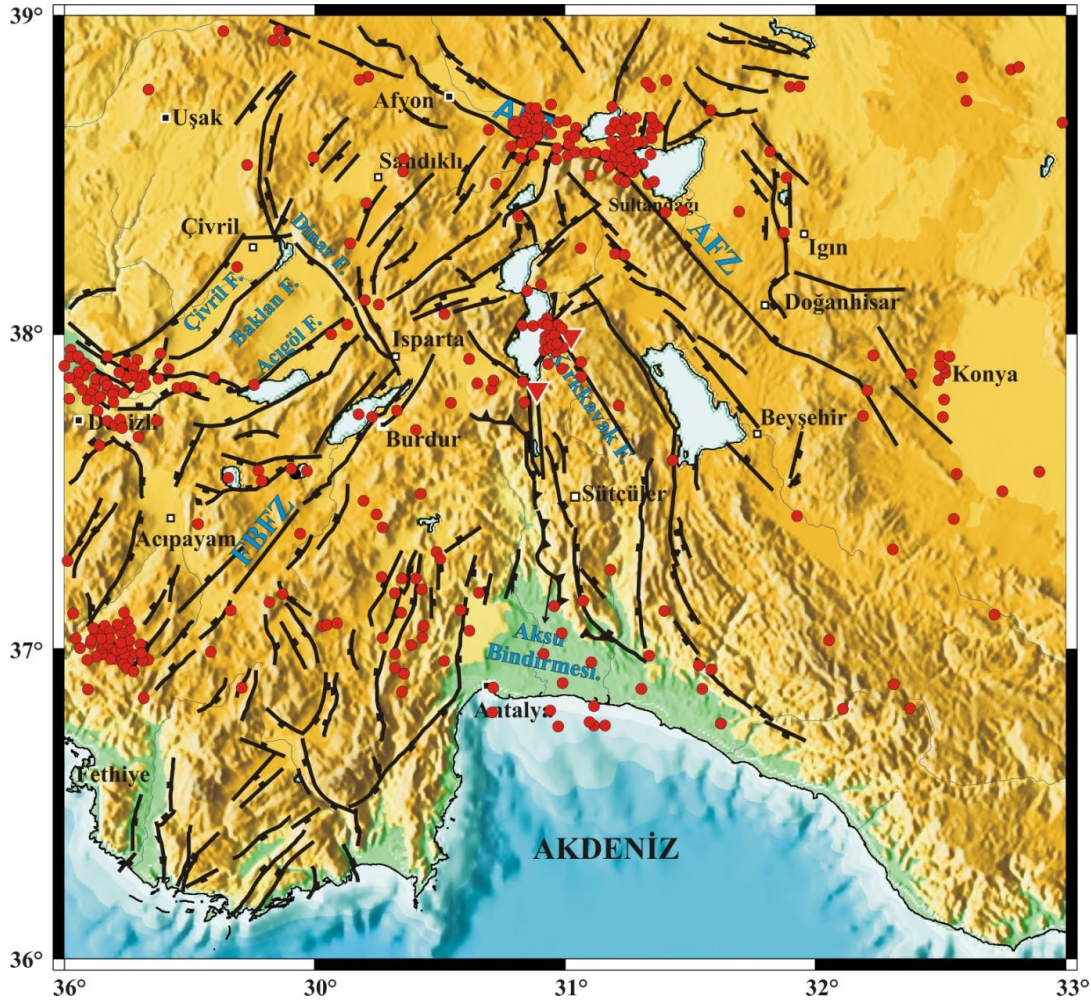
2.4.1 Fethiye Burdur Fay Zonu (FBFZ) ve Acıgöl, Baklan, Çivril, Dinar fayları

Fethiye Burdur Fay Zonu, Fethiye ile Burdur (Keçiborlu) arasında uzanmaktadır fay zonu monoblok bir yapıdan daha çok KB uzanımlı normal ve doğrultu-atım karakterli faylarca kesilmiş KD-GB uzanımlı bir birine paralel ve yarı paralel basamaklı yapı gösteren ve Neojen havzaları sınırlayan fay parçalarından oluşmaktadır. Burdur bölgesinde, Burdur fay parçasına paralel gelişen ve aynı sistem içinde değerlendirildiğinde bölgedeki yarı graben türü havzaları güneybatıdan KD dalım ile sınırlayan K50°D uzanımlı Acıgöl ve Baklan listrik normal fayları mevcuttur (Koçyiğit, 1984; Price ve Scott, 1994). FBFZ'nun uzunluğu 300 km kadarken genişliği 3-10 km arasında değişmekte ve kuzeydoğuda Dinar normal fayı tarafından kesilmektedir (Özer ve diğ., 2002; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Yağmurlu, 2000). Söz konusu Dinar Fayı 290°-320° doğrultuda ve 75 km uzunluğunda olup Dinar ile Çivril arasında uzanmaktadır (Koçyiğit, 1984; Koral, 2000). Daha önceden de bahsedildiği gibi Dinar Fayı Çivril Havzasını sınırlayan faylardan birini temsil ederken diğeri Çivril Fayı olarak adlandırılmaktadır. Çivril Fayı 38 km uzunluğunda, KD genel doğrultulu bir faydır ve fayın düzlem eğimleri 40°-75° GD arasında değişir. Söz konusu fay ile ilişkilendirilen en son deprem 1875 yılında meydana gelmiştir (Şekil 2.35).

Fethiye Burdur Fay Zonu kinematiki üzerine tartışmalar söz konusudur. Bir grup yazara göre, fay zonu Pliny-Strabo fay zonunun karadaki devamıdır ve sol yönlü bir transtensiyonel fay zonudur (Dumont ve diğ., 1979; Şaroğlu ve diğ., 1987; Eyidoğan ve Barka, 1996; Barka ve diğ., 1997; Yağmurlu ve diğ., 1997; Bozkurt, 2001; ten Veen, 2004). GPS verileri 15 mm/yıl sol-yönlü hareket göstererek sol-yönlü mekanizmasını desteklemektedir (Barka ve Reilinger, 1997; Kahle ve diğ., 1999). Ayrıca Akyüz ve Altunel, (2001) paleosismoloji çalışmasında 417 AD yılında eski Likya kasabası Cibyra'da FBFZ üzerinde meydana gelen bir deprem sonucunda bir hipodromun duvarlarının sol yönlü 50 cm kaydığını belirtmektedir. Ancak deprem ilk hareket mekanizması çözümlerinde FBFZ üzerinde sol-yönlü doğrultu atım hareket mekanizması yerine normal faylanma (KB-GD yönlü gerilme) mekanizması gözlenmektedir (Taymaz ve diğ., 1991; Taymaz ve Price, 1992). Ayrıca gerek arazi gözlemleri gerekse deprem çözümleri fay zonunun bir çok sol oblik atım bileşenine sahip normal faylardan oluştuğunu göstermektedir (Koçyiğit ve Özacar, 2003; Koçyiğit, 1984; 2000; Taymaz ve Price, 1992; Price ve Scott, 1994).

FBFZ orta ve küçük büyüklükte depremler ile tanımlıdır (Taymaz ve diğ., 1991; Jackson, 1994). Bu durum bu bölgenin deprem riski açısından tehlikesiz olduğu anlamına gelmemelidir. Zira tarihsel döneme bakıldığında özellikle fay zonunun orta kesimlerine karşılık gelen tarihi yaşam alanlarında büyük ve yıkıcı depremler (örneğin: Hierapolis, Sagalasoss; Cibyra) olduğu FBFZ üzerinde yapılan tarihsel deprem araştırmaları ve trenç kazıları sonucu ortaya konulmuştur (Hancock ve Altunel, 1997; Akyüz ve Altunel, 2001; Sintubin ve diğ., 2003). Yine benzer şekilde 1889 yılında Sagalasoss yakınlarında bölgede zarara yol açan bir deprem olduğu bilinmektedir (Smilox-Tohon, ve diğ., 2008). Aletsel döneme gelindiğinde ise son yüz yıl içinde Rodos-Burdur arasında büyüklükleri 4.6 ile 7.0 arasında değişen yedi deprem kayıt edilmiştir (Yağmurlu, 2000). Bu depremlerden yıkıcı olanları ilk olarak 4 Ekim 1914 yılında FBFZ'nun Burdur parçasında meydana gelmiştir ($M_s=7.0$, 10.000 evsiz 2344 yaşam kaybı (Özer, 2006; Ambraseys ve Finkel, 1987) ve etkisi Denizli'den Konya'ya Antalya'dan Kütahya'ya tüm GB Türkiye'de gözlenmiştir. Bu büyük depremden sonra Baklan Fayı üzerinde 1925 ve 1933 yıllarında büyüklükleri $M_s=6.8$ ve $M_s=3.8$ olan depremlerin olduğu bilinmektedir (Eyidoğan ve Barka, 1996; Koral, 2000; Verhaert ve diğ., 2006). Bu iki depremin Dinar Fayı üzerinde oluştuğuna dair görüşlerde söz konusudur (Smilox-Tohon, ve diğ., 2008). Bununla beraber asıl fay zonunu oluşturan FBFZ üzerinde ise 1922-1971 yılları arasında güneyden başlayıp kuzeybatı yönünde ilerleyen depremler göze çarpmaktadır. Bu depremler 1922 Karpothas, 1926 Rodos, 1957 Fethiye, 1963 Tefenni ve 1971 Burdur depremleri olarak sıralanabilir (Yağmurlu, 2000). 12 Mayıs 1971 Burdur depremi $M_s=6.2$ büyüklüğünde olup normal faylanma mekanizmasına sahiptir (Eyidoğan ve diğ., 1991; Taymaz ve Price, 1992; Eyidoğan ve Barka, 1996). Bu depremden sonra yakın zamanda oluşan 1 Ekim 1995 Dinar depremi ($M_w=6.2$) bölgedeki en önemli sismolojik olaydır. Deprem normal atım bileşenli azda olsa doğrultu atım bileşenli iki şoktan oluşmaktadır (Pınar, 1998).

Sonuç olarak, bölgedeki deprem aktivitesi ve FBFZ boyunca topoğrafyada gözlenen kayma eşikleri, breşlenme zonları, Kuvaterner yaşlı genç tortullarda yer alan biçim değiştirme yapıları ile yersel gözlenen H_2S çıkışları, fay zonunun aktif bir fay zone olduğu şeklinde yorumlanabilir (Bozcu ve diğ., 2007).



Şekil 2.35 : Isparta Bölümü tektonik ve topoğrafya haritası. Fay bilgileri Koçyiğit ve Deveci (2007), Koçyiğit ve diğ., (2000), Robertson ve diğ., (2003)'den alınmıştır. FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, AFZ: Akşehir fay zonu. Deprem verileri (Büyükliği 3.5 ve üstü) 2000-2013 UDİM.

2.4.2 Sultandağı Fay Zonu (SFZ) veya Akşehir Fay Zonu (AFZ)

Sultandağı Fay Zonu ilk olarak Atalay (1975) tarafından incelenmiş ve normal fay olarak nitelendirilmiştir. İlk adlandırma Koçyiğit (1984) yılında yapılarak faya Akşehir Fayı ismi verilmiş ve fay çok az bir doğrultu atım bileşenine sahip normal fay olarak tanımlanmıştır. Buna karşılık Boray ve diğ., (1985)'de Pliyosen ve sonrası taşlı K-G uzanımlı kıvrımlar tespit etmiş ardından Şaroğlu ve diğ., (1987) yılında Sultandağı ve çevresinde yapmış olduğu çalışmada Pliyosen-Kuvaterner aralığında GB yönlü bindirmenin ve yükselmenin etkin olduğu sonucuna varmıştır. Ayrıca Isparta Bölümü'nün doğu kanadında da Pliyosen'de D-B sıkışma gözlemlendiği sonucundan (Akay ve Uysal, 1985) yola çıkarak SFZ'nu bindirme fayı olarak tanımlamışlardır. Buna ek olarak GPS verilerine göre bölgede sıkışma rejiminin etkin olduğuda belirtilmektedir (Barka ve diğ., 1995; Barka ve diğ., 1997). Ancak son

yıllarda bölgede yapılan arazi gözlemleri sonucunda yukarıda belirtilen SFZ'nun (Yakasenek bindirme fayı (Koçyiğit ve Özacar, 2003) aktif olmayan bir bindirme fayı olduğu ve Akşehir Fayı'nın da bu fayı kesen oblik atımlı normal fay zone olduğu belirlenmiş ve fay zonuna Akşehir Fay Zonu adı verilmiştir (Koçyiğit ve diğ., 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2003). Nitekim bölgede meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümlerinde bu görüşü desteklemektedir (Taymaz ve Tan, 2001; Taymaz ve diğ., 2002; Ergin ve diğ., 2009; Aksarı ve diğ., 2010; Aktuğ ve diğ., 2010). Diğer yandan, bölgede son yıllarda alınan GPS ölçümleri ve Çay depremi sonrası yapılan arazi gözlemleri etkin bir sol-yanal kaymayı işaret etmektedir (Aktuğ ve diğ., 2010).

Akşehir Fay Zonu, Sultandağı Jura dönemi metamorfikleri ile Akşehir Havzası Neojen çökelleri arasında oluşmuş olup egemen olarak KB gidişli ve 60°KD dalımlı oblik normal bir faydır. Fay Zonu 2-7 km genişlikli basamaklı bir yapı gösterir ve 200 km uzunluğa sahiptir (Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Koçyiğit, 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2003). Kuzey blok düşmekte ve bu blok üzerinde yer alan Akşehir havzası ve bu havza içinde de Akşehir ve Eber Göl'leri oluşmaktadır (Koçyiğit ve diğ., 2002). AFZ doğrultusu oldukça değişkendir ve fay bir 'S' şekli çizmektedir. Örneğin, fay batıda 285°, ortada 320° doğuda ise 270° doğrultuya sahiptir. Fay üzerinde yapılan dalım yüzey ölçümlerine göre fayın dalım açısı 56°-61° arasındadır.

Bölgede kayıt altına alınmış ilk deprem tarihi 94 MS yılına kadar uzanmaktadır (Özer, 2006). Ayrıca paleosismoloji çalışmaları Ms 1150 ve Ms 760 yıllarında Çay depremi bölgesinde depremler olduğunu göstermektedir (Akyüz ve diğ., 2006). Bölgede 1766 ile 1964 yılları arasında 45 deprem olmuştur. Bunlardan yalnızca bir kaç ş u şekilde sıralanabilir: 3 Nisan 1901 Akşehir, 26 Eylül 1921 Argıthanı (M_s=5.9), Ocak 1931 Argıthanı ve Akşehir, Nisan 1931 Ilgın (M_s=6.2), Şubat 1946 Ilgın (M_s=5.7) (Özer, 2006; Aktuğ ve diğ., 2010). Son yıllarda ise, söz konusu fay zone üzerinde iki önemli deprem meydana gelmiştir. Bunlardan ilki 15 Aralık 2000 tarihinde merkez üstü Eber Gölü güney ucu (AFZ'nun GD parçası üzerinde) ve büyüklüğü M_w=6.0 olan Sultandağı depremidir. Deprem odak mekanizması çözümlerine göre fay oblik normal fay mekanizmasına sahiptir (Taymaz ve Tan, 2001; Utku ve diğ., 2003; Aksarı ve diğ., 2010). Deprem 5.8-15 km derinliğinde oluşmuş fay doğrultusu 285°-294° iken dalımı 40°-41° kadardır (Taymaz ve Tan, 2001).

Depremlerden ikincisi ise, 3 Şubat 2002 yılında meydana gelen Çay depremidir. Deprem, Eber ve Akşehir Gölleri arasındaki fay bölümünde 2000 yılında meydana gelen depremin bitiş noktasında meydana gelmiştir. Çay depremi oluşumundan iki saat sonra bölgeyi etkileyen orta büyüklükte bir artçı şokta meydana gelmiştir. Söz konusu depremlerin büyüklükleri (örneğin: İlk deprem $M_w=6.2$, 6.5 ve 6.7, artçı deprem 5.6, 5.8 ve 6.0) çeşitli araştırmacılarca farklılık gösterebilir deprem odak mekanizması çözümleri $62^\circ K$ dalımlı bir oblik normal faylanma mekanizmasını işaret etmektedir (Ergin ve diğ., 2009; Aksarı ve diğ., 2010; Aktuğ ve diğ., 2010).

2.4.3 Diğer aktif fay yapıları

Bilindiği üzere geç Miyosen döneminde Isparta Büklümü'nün doğu kanadı batı yönlü bir bindirmeye maruz kalmıştır. Aksu Fazı olarak adlandırılan bu olay sonucu köke sahip Aksu Bindirmesi oluşmuştur (Poisson., 1977; Poisson ve diğ., 2003). Başka bir ifadeyle Aksu bindirmesi derin bir yapıya sahiptir ve eski bir suture zonu olarak Anamas-Akseki karbonat platformu ile Beydağları karbonat platformu arasında yer alır (Poisson ve diğ., 1984). Aksu Bindirmesi tek bir fay olmayıp birbirine paralel karmaşık bir dilimlenme veya çok katlı bindirme fayları özelliği gösteren 50 km genişlikli bir fay zonudur (Şekil 2.35). Isparta ile Serik arasında KB yönünde yaklaşık olarak 150 km'lik uzanım gösterir (Poisson, 2003). Son yüzyıl içinde Aksu Fayı üzerinde fayın aktif olduğuna işaret eden büyüklüğü $M_w=5.0$ ve $M_w=5.8$ olan iki önemli deprem meydana gelmiştir (Kalafat, 1988; Barka ve diğ., 1995; Demirtaş ve diğ., 1996).

Bölgedeki diğer önemli bir fay ise 90 km uzunluklu K-G uzanımlı bir fay olan Kırkkavak Fayıdır (Şekil 2.35) (Dumont ve Kerey, 1975). Söz konusu fay, Anamas-Akseki platformu ve Mezozoyik sedimanter birimler ile Miyosen Aksu Havzası arasında uzanır ve denize ulaşmadan Kızıldağ mevkiinde sonlanır (Akay ve Uysal, 1988). Miyosen'de doğrultu atım olarak çalışan Kırkkavak fayı daha sonrasında bindirme fayı karakterine bürünmüştür (Dumont ve Kerey, 1975; Boray ve diğ., 1985; Poisson ve diğ., 2003). Pliosen'den sonra bölgedeki tüm faylanmalar bölgede etkin olan gerilme tektoniği nedeni ile normal fay karakterine bürünmüşlerdir (Glover ve Robertson, 1998; Koçyiğit ve diğ., 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2003).

Tüm bu ana fay yapıları dışında Isparta Büklümü'nde daha önceden anlatılan jeodinamik etmenler sonucunda (örneğin: Dalma-batma, levha geri çekilimi) geç

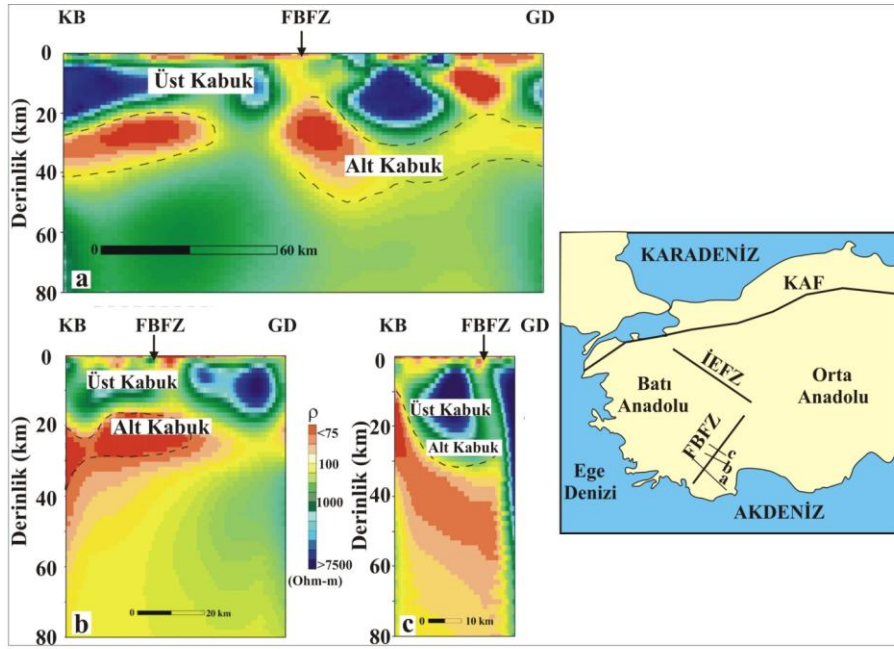
Pliyosen ve sonrası gerilme tektonizması etkin olmaya başlamış bunun sonucunda da yeni gerilme türü faylanmalar (Blok faylanmalar) oluşmuştur (Koçyiğit, 1984; Glover ve Robertson, 1998; Koçyiğit ve Deveci, 2007). Bu blok faylanmalar Isparta Büklümü'nün Horst ve Graben sistemlerine ayrılmasına neden olmaktadır. Söz konusu horst-graben sistemleri genellikle KD, KB, K veya G nadiren D-B uzanımlıdır. Söz konusu grabenleri sınırlayan faylar günümüzde halen aktiftir ve oblik normal mekanizmaya sahiptir (Koçyiğit ve Deveci, 2007). Nitekim son yıllarda oluşa çok sayıda depremde bölgenin aktif bir tektonizmaya sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 2.35).

2.5 Isparta Büklümü'nde önceden yapılan manyetotellürik çalışmalar

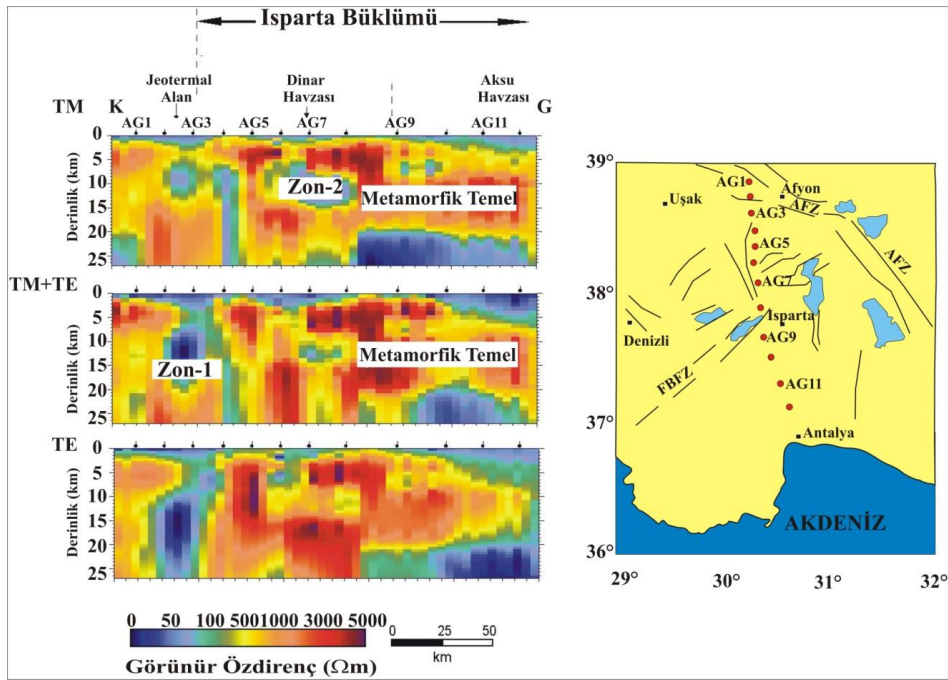
Bu tez kapsamında yapılan Manyetotellürik (MT) çalışma öncesi, Isparta Büklümü bölgesinde iki ayrı manyetotellürik çalışma bulunmaktadır. Bunlardan ilki FBFZ üzerinde KB-GD yöneliminde birbirine paralel olan üç doğrultu boyunca alınan MT ölçümlerinin değerlendirilmesini (Gürer ve diğ., 2004a ve 2004b), diğeri ise Isparta Büklümü'nü neredeyse K-G uzanımında kesen 12 istasyonda alınmış MT ölçümlerinin (Çağlar ve diğ., 2005) değerlendirilmesini içeren çalışmalardır.

İlk çalışmanın modelleme sonuçlarına göre, her üç doğrultuda yaklaşık 75 ohm-m öz dirence sahip bir alt kabuk ve 1000 ohm-m öz dirence sahip bir üst kabuk yapısı göstermektedir. Alt-üst kabuk sınırı 10-25 km arasında değişirken bazı kesimlerde dirençli üst kabuk düşey iletken zonlar ile kesilmektedir. Söz konusu zonlar bazı bölgelerde FBFZ'na karşılık gelmektedir (Şekil 2.36) (Gürer ve diğ., 2004a ve 2004b; Gürer ve Bayrak, 2007).

Çağlar ve diğ., (2005) nin aldığı ölçümlerde TE, TM ve TETM modellemesi yapılarak bölgenin elektrik yapısı ortaya konmuştur. Söz konusu modellere göre, Isparta Büklümü altında yüksek öz dirençli kabuk yapısı (5000 ohm-m) göze çarpmaktadır. Bu değer, bölgenin temelini oluşturan metamorfik kayalar olarak yorumlanmıştır. Aksu Havzası altında yer alan ve 5-8 km derinliğe uzanan öz direnci 5-30 ohm-m arasında değişen güneye dalımlı yapı kabuksal ölçekte fay olarak yorumlanmaktadır. Ayrıca Sandıklı Grabeni altındaki iletken alan bu bölgedeki hidrotermal alan ile ilişkilendirilmektedir (Şekil 2.37).



Şekil 2.36 : Isparta Bükümü Mayetotellürik modelleme sonuçları (Gürer ve diğ., 2004a ve 2004b; Gürer ve Bayrak, 2007'den değiştirerek).



Şekil 2.37 : Isparta Bükümü Manyetotellürik sonuçlar (Çağlar ve diğ., 2005'den değiştirerek).

2.6 Özet

Özetlemek gerekir ise Isparta Bükümü günümüzde ve geçmiş jeolojik dönemlerde bir çok farklı tektonik sistemin etkisinde gelişimini sürdürmüştür ve sürdürmektedir.

Bunun nedeni bölgenin bir çok değişik tektonik etmenin kesişim zonunda yer almasıdır. Sonuç olarak günümüzde bölgede etkin olan tektonizma konusunda farklı araştırmacıların farklı görüşleri ve önerileri bulunmaktadır. Çizelge 2.1’de bölgenin neotektonik dönemdeki evrimi ve yapıların gelişme nedenleri özetlenmiştir. Çizelge 2.2’de ise bölgenin temel tektonik yapıları özetlenmiştir.

Çizelge 2.1: Isparta Büklümü bölgesinde yapılan çalışmalar ve görüşler.

Isparta Büklümü GüneyEge-Kıbrıs yayları ilişkisi.	Yazarlar
IB batı sınırını oluşturan FBFZ güney Ege yayının doğu sınırını oluşturan AFZ Kıbrıs yayının Anadolu içine uzanımlarını temsil etmektedir.	Dumont ve diğ., 1979; Rotstein ve Kafka, 1982; Barka ve diğ., 1997; Eyidoğan ve Barka, 1997; Yağmurlu ve diğ., 1997; Glover ve Robertson., 1998; Bozkurt, 2001; Zitter ve diğ., 2003.
FBFZ güney Ege yayı ile ilişkili değildir.	Ten Veen ve diğ., 2004
IB güney Ege yayı ile Kıbrıs yayları arasında meydana gelen levha yırtılması veya ayrılması bölgesinin üzerinde yer almaktadır.	Wortel ve Spakman, 1992; Doglioni ve diğ., 2002; Çoban ve Flower, 2006; Agostini ve diğ., 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Elitok ve diğ., 2010.
Isparta Büklümü Neotektoniği.	
IB orta Anadolu sıkışma bölgesi ile batı Anadolu genişleme bölgesi arasında bir geçiş zonedir ve bölge günümüzde sıkışma rejimi etkisi altındadır.	Barka ve Relienger, 1997; Barka ve diğ., 1995; Barka ve diğ., 1997; Yağmurlu, 2005; Bozcu ve diğ., 2007.
IB orta Anadolu “OVA” bölgesi ile batı Anadolu genişleme bölgesi arasında yer almaktadır.	Şengör ve diğ., 1985
IB aslında batı Anadolu genişleme bölgesi içinde yer almaktadır ve etkin tektonizma genişleme tektoniğidir.	Koçyiğit ve Özacar, 2003; Koçyiğit ve Deveci 2007; Robertson, 2003; Glover ve Robertson, 1998a ve 1998b.
Isparta Büklümü’nde Önceki Jeofizik, Jeolojik ve Jeokimyasal Çalışmalarda Elde Edilen Bulgular.	
Isparta Büklümü altında astenosfer yükselimi ile ilişkili düşük hız zonu varlığı söz konusudur.	Biryol ve diğ., 2011; Salün ve diğ., 2012;
IB altında düşük P_n ve S_n hız yapısı varlığı.	Al-Lazki ve diğ., 2004; Saunders ve diğ., 1998; Gök ve diğ., 2003.
IB altında 20-30 km derinlikleri arasında DHZ varlığı.	Erduran , 2009
IB altında Aksu bindirmesi ve doğusunda düşük L_g -Q varlığı	Şahin ve diğ., 2012
IB altında mağma odası varlığı	Kumral ve diğ., 2006
IB CSD derinliği kuzey kesimlerde 9-11 km iken toroslar bölgesinde 15-20 km kadardır. Buda bölgede üst kabuğun ince olduğunu göstermektedir.	Dolmaz ve diğ., 2005; Aydın ve diğ., 2005.

Çizelge 2.2: Isparta Büklümü bölgesinde yapılan çalışmalar ve görüşler.

Tektonik Gelişim	Yazarlar
(1) D-B uzanımlı Güney Ege-Kıbrıs dalma-batma kuşağı jeolojik zaman süresince farklılaşarak değişik tektonik özelliklere sahip bölgelere ayrıldı.	Nur ve Ben-Avraham, 1978; Rotstein ve Kafka, 1982.
(2) Geç Miyosen'de Güney Ege-Kıbrıs dalma-batma kuşağının doğu ucu Arap ve Avrasya levhalarının Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyuca çarpışması ile kapandı.	Mc Kenzie, 1972; Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Dewey ve diğ., 1986; Robertson ve Grasso, 1995; Barka ve Kadinski-Cade, 1988.
(3) Kapanım sonrası yaklaşık 12 my öncesinden günümüze Anadolu levhası B-GB yönünde Güney Ege-Kıbrıs dalma-batma kuşağı üzerine doğru ilerlemeye başladı.	Mc Kenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Jackson ve Mc Kenzie, 1988.
(4) Güney Ege-Kıbrıs dalımının en batı ucu yani, Güney Ege yayı'nın dalımı yüksek dalım açısına sahip olarak gelişti. Yayın bu özelliği yay ardı çekim hareketinin oluşmasına sebep olurken Ege ve Batı Anadolu'da görülen Miyosen öncesi sıkışma tektoniği yerini gerilme tektonizmasına bıraktı. Bunun sonucunda batı Anadolu'da kabuk volkanizma erken Pliyosene kadar volkanizma görüldü. Günümüzde de bölgede gerilme devam etmekte ve Batı Anadolu-Ege bölgesi'nde kabuk incelmeleri ile horst-havza (graben) sistemleri ile D-B uzanımlı normal faylanmalar göze çarpmaktadır.	Mc Kenzie, 1978; Jackson ve Mc Kenzie, 1988; Le Pichon ve Angelier, 1979; Şengör, 1982; Meulenkamp ve diğ., 1988; Armijo ve diğ., 1996; Yılmaz, 1990; Yağmurlu ve diğ., 1997; Yılmaz ve diğ., 2001; Dilek ve Altunkaynak, 2007; Mc Kenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1984; Taymaz ve diğ., 1991; Bozkurt, 2001.
(5) Güney Ege-Kıbrıs dalımının orta kesiminde yani Kıbrıs yayında ise gerek Anadolu levhasının batıya hareketi gerekse Erotoshenes dağlarının Kıbrıs dalımına ulaşması nedeni ile dalımın yavaşladı.	Barka ve Relienger, 1997; Glover ve Robertson, 1998a; Wortel ve Spakman, 1992; Robertson, 1988.
(6) Kıbrıs yayındaki dalım yavaşlaması yayın doğu kesminin (Kıbrıs-Suriye arası) dalma-batmadan çok doğrultu atım özelliği göstermesi sonucunu doğurdu.	Ben-Avraham ve diğ., 1995; Vidal ve diğ., 2000; Biryol ve diğ., 2011; Wdowski ve diğ., 2006.
(7) Kıbrıs yayının Kıbrıs adası güneyindeki kesiminde ise yavaşta olsa dalma-batma devam etti ve orta Anadolu'da Kuvaterner volkanizmaya neden oldu. Günümüzde ise devam eden dalımdan dolayı, B-GB yönünde ilerleyen Anadolu levhası aynı zamanda da yükselmektedir. Sonuç olarak orta Anadolu sağ ve sol yanall doğrultu atımlı oblik faylanma türünün hakim olduğu bir bölge durumundadır.	Dilek ve Altunkaynak, 2009; Faccenna ve diğ., 2006; Şengör ve diğ., 1985; Relienger ve diğ., 1997; Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve diğ., 1997; Şengör ve diğ., 1985; Taymaz ve diğ., 2007.
(8) Güney Ege yayı ve Kıbrıs yayı arasında ise Kıbrıs'ın batısında dalma-batma hızı farklarından dolayı Pliny-Strabo çukuru boyunca STEP türü bir levha yırtılması meydana geldi. Bunun sonucunda batı Ege ve Isparta Büklümü bölgesinde astenosfer yükselimi ve bununla ilişkili volkanizma oluştu. Kimi yazarlarca bu yırtılma Anadolu içlerine kadar uzanmakta ve günümüzde yırtılmanın yüzeydeki izinin Fethiye Burdur Fay Zonu (FBFZ) temsil etmektedir. Ayrıca Kıbrıs yayının yüzeydeki izi ise Akşehir Fay Zonu (AFZ) tarafından belirtilmektedir.	Wortel ve Spakman, 1992, 2000; Doglioni ve diğ., 2002; Çoban ve Flower, 2006; 2007; Agostini ve diğ., 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Elitok ve diğ., 2010; Dumont ve diğ., 1979; Rotstein ve Kafka, 1982; Barka ve diğ., 1997; Eyidoğan ve Barka, 1997; Yağmurlu ve diğ., 1997; Glover ve Robertson., 1998; Bozkurt, 2001; Zitter ve diğ., 2003
(9) Günümüzde de Isparta Büklümü FBFZ ve AFZ ile temsil edilen iki yay sistemi ile farklı tektonik özellikler gösteren bölgelerinin arasında kalmaktadır ve Miyosen öncesi görülen K-G sıkışma rejimi yerini yay ardı geri çekim hareketi ile ilişkili gerilme tektonizmasına bırakmıştır.	Glover ve Robertson 1998a; Robertson, 2003; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Koçyiğit ve Devci, 2007.

3. MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM

3.1 Kaynak Alanlar ve Elektromanyetik Dalga Yayınımı

Uzayda ve yer kürede oluşan doğal manyetik alanların oluşum kaynakları yer içinden galaksilere kadar geniş bir yelpazeyi kapsar ve çok geniş bir frekans bandı içerir. Bu tezin ana bileşeni olan Manyetotellürik (MT) yöntem, yer altı yapılarının analizi için, bu çok geniş spektruma sahip doğal kökenli kaynaklardan frekans aralığı $0.001-10^4$ Hz aralığındaki kaynakları kullanır. Söz konusu alanlar atmosfer ve manyetosfer kökenlidir. Aslında kaynak dış etmenler sonucu Yer Manyetik Alanı (YMA) üzerine binen (Superimpose olan) alanlar başka bir ifadeyle YMA'daki değişimlerdir. İşte MT yöntem, söz konusu alanı yer içindeki yapıların elektriksel özelliklerini incelemek amacıyla, yer içinde oluşan doğal kaynaklı akımları kullanan pasif bir araştırma yöntemidir.

Yukarıda da belirttiğimiz gibi doğal elektromanyetik alanlar (EM), çok geniş bir frekans aralığında çok güçlü enerji içermektedirler. Dolayısıyla MT yöntem yer içinde derinlerde yer alan, ve bundan dolayı elektriksel özelliklerinin incelenmesi çok büyük güç kaynağı gerektiren yapıların araştırılmasında kolaylıkla uygulanabilecek doğal kaynaklı bir yöntem olarak karşımıza çıkmaktadır. Ayrıca geniş bir frekans aralığına sahip kaynak kullanması bizlere yer içinin geniş bir frekans spektrumunda bilgisinin getirmesine olanak sağladığından MT tabanlı yöntemler yer içinin elektriksel özelliklerinin bir kaç metreden, yüzlerce kilometreye kadar incelenmesine olanak verir.

Öncedende belirtildiği gibi yer manyetik alanının büyük kesimi dış çekirdekteki manyetohidrodinamik işlemler sonucu oluşur. Buna karşın, MT yöntemin ilgilendiği elektromanyetik alanların kökeni, manyetik alanda meydana gelen yer dışı kaynaklı ve daha küçük genlikli kısa süreli salınımlardır. Bu salınımların genellikle 0.5-5 Hz bandında azaldıkları ve yaklaşık 1 Hz de minimum seviyede oldukları görülür. Bu kesim, düşük-genlikli sinyallerin bulunmadığı ölü-bant (dead-band) zonu olarak tanımlanır. MT ölçümlerde bu zonda veri kalitesinin düştüğü görülmektedir. Sonuç

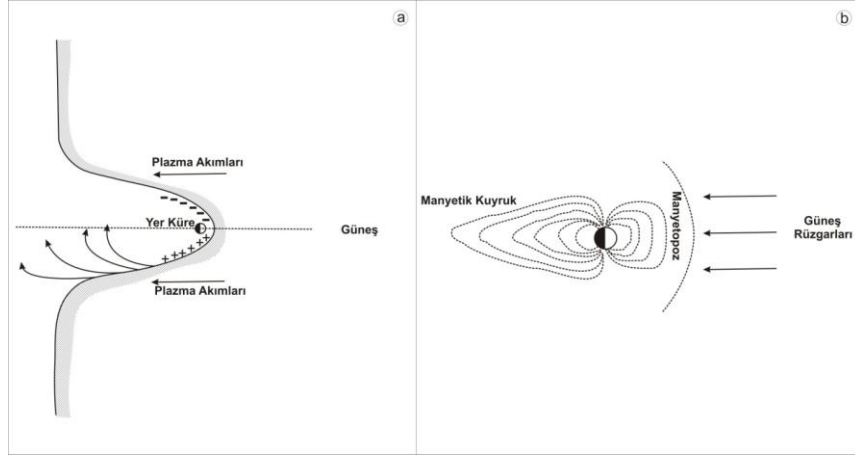
olarak 1 Hz sınır olarak kabul edilirse, bu değerdan yüksek ve düşük frekanslar için ilgilenilen elektromanyetik alanın kaynakları daha etkin ve birbirinden farklıdır.

1 Hz'den yüksek frekanslı alanların kaynağı yıldırım gibi meteorolojik olaylardır. Yıldırım olayı sonucu oluşan sinyallerin yayınıını “Sferics” olarak adlandırılır. MT yönteminin kullandığı sinyaller yerel yıldırım olaylarından çok ekvator bölgelerinde meydana gelen yıldırım olaylarıdır. Dünya çapında oluşan yıldırım sayısı saniyede 100-1000 arasındadır. Oluşan sinyaller iyonosfer ile yer yüzü arasında yer alan bölge boyunca (iyonosfer=100-250km) tüm dünyaya yayılır.

1 Hz'den düşük frekanslı alanlar ise güneş rüzgarları ile Manyetosfer arasındaki etkileşimden oluşur. Kısaca açıklamak gerekirse güneş rüzgarları aslında bir plazma yapısına sahiptir ve sürekli olarak güneşten yer yüzüne proton ve elektronlar taşımaktadır. Söz konusu yüklü parçacıklar yermanyetik alanı ile karşılaştıklarında iki farklı yöne dağılırlar ve böylelikle bir elektrik alanının oluşmasına neden olurlar (Şekil 3.1). Güneş rüzgarlarının hızındaki, yoğunluğundaki ve manyetik şiddetlerindeki değişimler ise yer Manyetosferinde çeşitli bozulmalara/salınımlara yol açar. Örneğin, güneş rüzgarlarının baskısının artması manyetosferde ani daralmalara ve manyetik alan çizgilerinin sıkışmasına dolayısı ile yatay manyetik alanın artmasına neden olur. Söz konusu salınımlar YMA'nında yarı periyodik “Quasi-Periyodik” değişimlere neden olur. Bu değişimlere “Jeomanyetik Pülsasyonlar” adı verilir. Sonuç olarak doğal elektromanyetik alanlar yer yüzünden yeterince uzakta bulunan iyonosferdeki büyük ölçekli akım sistemleri ile ilişkilidir. Dolayısı ile söz konusu EM alanlar “tek düze (uniform), doğrusal, düzlem dalga”olarak düşünülebilir. Bu kabul Manyetotellürik yöntemin temel ilkelerinden biridir.

Söz konusu EM alanların (Sferics ve Pülsasyonlar) yer yüzündeki yayınımları birbirinden oldukça farklıdır. Sferics yatay yönde yayılırken, Pülsasyonlar dikey yönde yayılmaktadırlar. Bu EM alanların büyük bir kısmı geri yansısada bir kısmı hava ile yer küre arasındaki yüksek özdirenç farkından dolayı “yer içine neredeyse dik (1-2°) ilerler”. Yani yer içinde her iki farklı kaynaktan gelen EM alanlar benzer şekilde davranırlar. Yer içinde her hangi bir EM alan kaynağı söz konusu değildir yer yalnızca EM alanın yayınıını ve difüzyonunu sağlar. Söz konusu elektromanyetik alanların yayıldığı yer içi homojen, izotrop ve doğrusal kabul edilir. Bu nedenle yer içi modellenirken birçok homojen, izotrop ve doğrusal ortamın bir araya gelmesi ile

oluştugu kabul edilir. Dalga her ortamın kendi içsel özelliklerine göre yayılır bir birlerine geçiş ise tanımlanacak olan sınır koşulları ile sağlanır (Simpson ve Bahr, 2005; Kaufman ve Keller, 1981; Nabighian, 1991).



Şekil 3.1 : (a) Güneş kaynaklı plazma akımlarının ilerleyişinin yer manyetik alanı tarafından engellenmesi. (b) Manyetik alan çizgilerinin oluşturduğu yer küre manyetosferi (Simpson ve Bahr, 2005'den değiştirilerek).

Yapılan tekrarlı çalışmalar ve deneyler bize, büyük ölçekli (makroskopik) elektromanyetik olayların örneğin, elektromanyetik alanların atmosfer ve yer içindeki yayılımının **Maxwell denklemleri** tarafından tanımlandığını veya yönetildiğini göstermektedir (Stratton, 1941).

Homojen (tekdüze), izotrop (tektip) bir ortam elektromanyetik olarak “ σ ”, “ ϵ ” ve “ μ ” parametreleri ile tanımlanabilmektedir. Birinci parametre ortamın iletkenliğini, ikinci parametre ortamın kapasitesini (dielektrik geçirgenlik) ve sonuncu parametre ortamın indüktif özelliğini (manyetik geçirgenlik) tanımlamaktadır (Stratton, 1941). Bir ortamdaki elektromanyetik alan ise dört adet vektör fonksiyonu ile tanımlanır. Söz konusu vektör fonksiyonlar;

$\vec{E}$: Elektrik alan şiddeti (V/m), $\vec{B}$: Manyetik indüksiyon (Tesla)

$\vec{D}$: Dielektrik yerdeğiştirme (C/m²), $\vec{H}$: Manyetik alan şiddeti (A/m)

şeklindedir.

Her hangi bir ortam için $\vec{D}$ vektörü $\vec{E}$ vektörünün fonksiyonu olarak, benzer şekilde $\vec{H}$ vektöründe $\vec{B}$ vektörünün fonksiyonu olarak ifade edilebilir. Bir devre içinde yer alan devamlı olmayan elemanlarda (ör:Kondansatör) akım akışını tanımlamak için

her iki ayrıık yüzeyde toplanan yüklerle elektrik yerdeğıştirme adını verilir ve bu yerdeğıştirmenin uygulanan elektrik alan ile ilişkisi boşluk için

$$\vec{D} = \epsilon_0 \vec{E} \quad (3.1)$$

Olarak tanımlanır. Benzer şekilde $\vec{H}$ vektörü ve $\vec{B}$ vektörü arasındaki ilişki doğrusaldır ve aşağıdaki gibi yazılır.

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} \quad (3.2)$$

ϵ_0 : Boşluğun dielektrik permitivitesi 8.85×10^{-12} F/m

μ_0 : Boşluğun manyetik geçirgenliği $4\pi \times 10^{-7}$ Henry/m

Homojen izotrop ortamlarda $\vec{D}$ ile $\vec{E}$ vektörleri ve $\vec{H}$ ile $\vec{B}$ vektörleri birbirlerine paraleldirler ve (3.1) ve (3.2) ifadeleri herhangi bir ortam içinde aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad \vec{B} = \mu \vec{H} \quad (3.3)$$

ϵ : Her hangi bir ortamın dielektrik permitivitesi 8.85×10^{-12} F/m

μ : Herhangi bir ortamın manyetik geçirgenliği $4\pi \times 10^{-7}$ Henry/m

Genellikle yeri oluşturan kayaçların manyetik geçirgenliği ve elektrik permitiviteleri, sahip oldukları öz dirençlere göre daha az değişken olduğundan, “ ϵ ” ve “ μ ” değerlerinin yer içinde sabit olduğu ve boşlukta aldıkları değerlere eşit olduğu kabul edilir.

Bir elektromanyetik alanın kaynağı yük dağılımı ve akımdır. Büyük ölçekte düşünüldüğünde yük yoğunluğu “ ρ ” ve akım yoğunluğu “ J ”, zaman ve uzayda sürekli kabul edilir.

Herhangi bir ortamın her hangi bir noktasında alan vektörleri Maxwell denklemleri ile tanımlanabilir. Maxwell denklemlerinin ilki “**Faraday Yasası**” olarak bilinir. Bu yasa zamanla değişen manyetik alanın bu alanın etkisi sonucu söz konusu manyetik alan yönünde oluşan ve kapalı bir halka boyunca akan, elektrik alanla ilişkisini tanımlar (Ek A1).

$$\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad \text{veya} \quad \nabla \times \vec{E} + \mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad (3.4)$$

ikinci Maxwell denklemi “**Ampere Yasası**” olarak bilinir. Bu yasa her hangi bir elektrik akımının bir manyetik alan oluşturacağını ve oluşan manyetik alanın büyüklüğünün toplam akım akışı ile orantılı olduğunu matematiksel olarak ifade etmektedir (Ek A2).

$$\nabla \times \vec{H} - \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{J} \quad \text{veya} \quad \nabla \times \vec{H} - \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = \sigma \vec{E} \quad (3.5)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (3.6)$$

(3.6) denklemi “**Ohm Yasası**” olarak adlandırılır ve her hangi bir cismin bir elektromanyetik alan içine konulması sonucu oluşan voltaj düşümü ile akım arasındaki ilişkiyi tanımlar. (3.2) ve (3.5) denklemleri ise malzeme denklemleri olarak adlandırılırlar (Simpson ve Bahr, 2005; Kaufman ve Keller, 1981; Nabighian, 1991).

Maxwell üçüncü denklemini elde etmek için (3.4) denkleminin diverjansı alınırsa

$$\nabla \cdot (\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t}) = 0, \quad \nabla \cdot (\nabla \times \vec{E}) + \nabla \cdot (\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}) = 0, \quad \nabla \cdot (\nabla \times \vec{E}) = 0$$

$$\nabla \cdot (\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}) = 0$$

$$\therefore \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.7)$$

Yani herhangi bir kapalı yüzeyden çıkan net manyetik akı miktarı sıfırdır.

Benzer şekilde (3.5) denkleminin diverjansı alınır ise

$$\nabla \cdot (\nabla \times \vec{H} - \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}) = \nabla \cdot \vec{J}, \quad \nabla \cdot (\nabla \times \vec{H}) = 0,$$

$$\nabla \cdot \vec{J} + \frac{\partial}{\partial t} \nabla \cdot \vec{D} = 0 \quad \text{ve} \quad \nabla \cdot \vec{J} = -\frac{\partial \rho}{\partial t}$$

$$-\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \nabla \cdot \vec{D} = 0$$

$$\therefore \nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (3.8)$$

ρ = Elektrik yük yoğunluğu (C/m^3)

Sonuç olarak Maxwell’in dördüncü denklemi, bir hacmi saran yüzeyde meydana gelen elektiriksel yerdeğiştirme akımları bu hacim içindeki yük miktarı ile orantılıdır.

Yer içi ve yer dışı kökenli etkenler sonucu oluşan ve düzlem dalga olarak kabul ettiğimiz elektromanyetik dalga'nın yayılım denklemi, Maxwell denklemleri kullanılarak elde edilebilir (Ek A.3). Aşağıdaki iki denklem dalga yayılımını zaman ve kartezyan koordinatlar sisteminde tüm yönler için ifade etmektedir (Stratton, 1941).

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \varepsilon \frac{\partial^2}{\partial t^2} \mathbf{E} + \mu \sigma \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{E} \quad (3.9)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu \varepsilon \frac{\partial^2}{\partial t^2} \mathbf{H} + \mu \sigma \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{H} \quad (3.10)$$

Sonuç olarak düzlem dalga'nın yayılım denklemleri (3.9) ve (3.10)'da verildiği gibidir. Bu denklemlerden yola çıkarak “E” ve “H” vektörel alanlarının herhangi bir doğrultudaki yayılımı söz konusu denklemlere değişkenlere ayırma yöntemi uygulanarak elde edilebilir (Ek A.3). Buna göre herhangi bir yönelimde elde edilen çözüm;

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{ik\zeta - pt} + \mathbf{E}_2 e^{-ik\zeta - pt} \quad (3.11)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_1 e^{ik\zeta - pt} + \mathbf{H}_2 e^{-ik\zeta - pt} \quad (3.12)$$

Söz konusu denklemlerde “p=iω” elektromanyetik alanın zamanda harmonik oluşunu temsil etmektedir. “k” ise dalga sayısı olarak adlandırılır. “k” ve “p” sabitleri aslında bir birleri ile ilişkilidir ve seçimi önem arz eder (Ek A.3). Bu tez kapsamında zaman yayılımını “e^{-iωt}” olarak kabul edilecektir. Dolayısı ile “k” dalga sayısı (A.35)'den

$$k^2 = \mu \varepsilon \omega^2 + i \mu \sigma \omega \quad (3.13)$$

olur.

Yüksek frekanslı ve düşük frekanslı elektromanyetik alanların davranışları farklılık göstermektedir. Yer küreyi oluşturan maddeler için 10⁵'den düşük frekanslı alanlarda $\mu \varepsilon \omega^2 \ll i \mu \sigma \omega$ şeklinde yazılabilir yani yer değiştirme akımlarının etkisi ihmal edilebilir (Ward ve Hohman, 1988). Dolayısı ile (3.13) eşitliği aşağıdaki hale dönüşür;

$$k^2 = i \mu \sigma \omega \quad (3.14)$$

Zaman ortamında elde edilen yayılım denklemlerinin Fourier dönüşümleri alınarak

frekans ortamında Maxwell'in birinci ve ikinci yasası ile elektrik ve manyetik dalga yayılım denklemleri aşağıdaki şekilde elde edilir;

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + i\omega \mathbf{E} \quad (3.15)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\mu\omega \mathbf{H} \quad (3.16)$$

$$\nabla^2 \mathbf{E} + (\mu\epsilon\omega^2 + i\mu\sigma\omega) \mathbf{E} = 0 \quad (3.17)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + (\mu\epsilon\omega^2 + i\mu\sigma\omega) \mathbf{H} = 0 \quad (3.18)$$

ancak yer değiştirme akımları ihmal edildiğinden elektromanyetik dalga denklemleri birer difüzyon denklemine dönüşür ve aşağıdaki şeklini alır;

$$\nabla^2 \vec{\mathbf{E}} + i\mu\sigma\omega \vec{\mathbf{E}} = 0 \quad (3.19)$$

$$\nabla^2 \vec{\mathbf{H}} + i\mu\sigma\omega \vec{\mathbf{H}} = 0 \quad (3.20)$$

Yukarıda yazılan son iki denklem takımı “**Helmholtz eşitlikleri**” olarak adlandırılırlar ve elektrik alan ile manyetik alanın yarı-durağan (quasi-stationary) ortamda difüzyonunu temsil ederler.

3.2 Homojen ve İzotrop Ortamlarda Empedans, Görünür Özdirenç ve Faz Tanımı

Daha öncedende belirtildiği gibi Manyetotellürik yöntemde kaynak çok uzaklarda kabul edilip yer içine yayılan dalga düzlem dalga yani doğrusal polarize olarak tanımlanır. Elektromanyetik düzlem dalganın iletkenliği “ σ ” ve manyetik geçirgenliği “ μ ” olan homojen ve izotrop bir tabakada “x”, “y” ve “z” (yer içine doğru pozitif z) kartezyan koordinat sisteminde yeryüzüne dik yönde ilerlediğini, elektrik alanın “x” manyetik alanında “y” yönünde polarize olduğunu kabul edilirse. Düzlem dalga tanımına göre ilerleme yönüne (yer yüzüne) dik düzlemlerde $\mathbf{E}_x$ ve $\mathbf{H}_y$ sabittir. Bu alanların “z” yönünde ilerlemesi (3.11) ve (3.12)’den

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{ikz+i\omega t} + \mathbf{E}_2 e^{-ikz-i\omega t} \quad (3.21)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_1 e^{ikz+i\omega t} + \mathbf{H}_2 e^{-ikz-i\omega t} \quad (3.22)$$

şeklinde yazılabilir. Görüldüğü üzere elektromanyetik dalga yalnız “z” yönünde ilerlemektedir ve “z” yönüne dik olan düzlemler üzerinde dalga polarize olduğundan

$$\frac{\partial E_x}{\partial x} \equiv \frac{\partial E_x}{\partial y} \equiv \frac{\partial H_y}{\partial x} \equiv \frac{\partial H_y}{\partial y} \equiv 0$$

yazılabilir. Sonuç olarak MT yönteminin kabullerinden (3.19) ve (3.20) eşitlikleri homojen doğrusal ikinci dereceden bir difreansiyel denklem haline dönüşürler;

$$\frac{d^2 E_x}{dz^2} + i\omega\mu\sigma \vec{E}_x = 0 \quad (3.23)$$

$$\frac{d^2 H_y}{dz^2} + i\omega\mu\sigma \vec{H}_y = 0 \quad (3.24)$$

(3.23) ve (3.24) bir boyutlu Helmholtz denklemleri olarak adlandırılırlar. Bu denklem takımı için genel çözümü tekrar aşağıdaki gibi yazılabilir

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{-i\omega t} e^{+ikz} + \mathbf{E}_2 e^{-i\omega t} e^{-ikz} \quad (3.25)$$

Görüldüğü gibi EM alan yer içinde “ $e^{\pm ikz}$ ” terimini ile yayınım göstermektedir. Bu terim “z” ve “k” dalga sayısına bağlıdır. (3.14) denkleminin kökleri aşağıdaki gibidir

$$k = (i\mu\omega\sigma)^{1/2} = \pm(1+i)\sqrt{\left(\frac{\mu\omega\sigma}{2}\right)} \quad (3.26)$$

Burada kolaylık açısından gerçel kök $\text{Re}(k) > 0$ ve sanal kök $\text{Im}(k) > 0$ kökü alınırsa

$$k = (1+i)\sqrt{\left(\frac{\mu\omega\sigma}{2}\right)} = e^{(\pi/4i)} (\omega\mu\sigma)^{1/2} \quad (3.27)$$

elde edilir. Dolayısıyla,

$$e^{-ikz} = e^{+gz} e^{-igz} \quad (3.28)$$

$$e^{ikz} = e^{-gz} e^{+igz} \quad (3.29)$$

(3.28) ve (3.29) incelendiğinde eksponansiyel ifadelerden sanal olanı ± 1 arasında değerler alırken gerçel kısım negatif olması durumunda sıfıra, aksi durumunda ise sonsuza yakınsar. Matematiksel olarak verilen bu ifadeler ilgilendiğimiz fiziksel problemde z’nin çok büyük değerler alması durumunda belirli sınırlarda tutulmasını gerektirir. Böylelikle fiziksel problemimiz için ilk sınır koşulumuz tanımlanmış olur. Sınır koşulunun sağlanması için matematiksel denklemde z sonsuza giderken ıraksayan kesimi temsil eden kısmın sıfır ile çarpılması gerekir (Zhadonov, 2009). Sonuç olarak $E^- = 0$ olacaktır ve (3.25) tekrar düzenlenirse;

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{-i\omega t} e^{ikz} \quad (3.30)$$

olacaktır.

Burada dikkat edilmesi gereken hususlardan biride “ $\mathbf{E}_2$ ” değerinin homojen yarı sonsuz ortamda yayılan bir elektromanyetik alan ifadesi için sıfır değerini aldığıdır. Ortam çeşitli tabakalardan oluşuyor ise ilerleyen dalga yanısıra tabaka sınırlarından yansıyacak dalgalarda söz konusu olacağından “ $\mathbf{E}_2$ ” sıfır değerini almayacaktır.

İkinci sınır koşulu olarak ise yer yüzünde elektirik alanın değerinin $\mathbf{E} = \mathbf{E}_2 = \mathbf{E}_0$ ($z=0$) şeklinde tanımlanmasıdır. Sonuç olarak;

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{-i\omega t} e^{+ikz} \quad (3.31)$$

şeklinde tanımlanır.

(3.27)’nin gerçel kısmının tersi nüfuz (δ) derinliği olarak bilinir. Bu derinlik elektromanyetik dalganın genliğinin yer yüzündeki genliğin “ e^{-1} ” ne düştüğü derinlik olarak tanımlanır ve aşağıdaki ifade ile verilir;

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \sigma \mu} \right)^{1/2} \quad (3.32)$$

$$\omega = 2 \pi f$$

İletkenlik yerine MT yöntemde daha çok kullandığımız öz direnç eşleniğini yazarsak ($\rho=1/\sigma$) ve gerekli düzenlemeleri yapar, öz direnci “ohm-m”, periyodu “sn” cinsinden alırsak nüfuz derinliği metre cinsinden;

$$\delta = 503.2 \sqrt{\rho T} \quad (3.33)$$

elde edilir. Elektrik alanın yayılım denkleminde sonra benzer şekilde Faraday yasasını kullanarak, (3.4) manyetik alan için düzlem yayılım denklemini takip eden şekilde yazılır

$$\begin{aligned} \nabla \times \vec{\mathbf{E}} &= i\omega \mu \vec{\mathbf{H}} \\ \frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial z} &= i\omega \mu \mathbf{H}_y \end{aligned} \quad (3.34)$$

$$\mathbf{H}_y = \frac{k}{\omega \mu} (\mathbf{E}_0 e^{ikz}) \quad (3.35)$$

nüfuz derinliğine sadık kalarak yayılan “**E**” ve “**H**” alanlarının genlikleri, fazları, yayılım doğrultuları ve aralarındaki ilişkiler yer içindeki iletkenlik dağılımıyla ilgilidir. Özellikle bu alanların oranları, iletkenliğin yer içindeki uzamsal dağılımından etkilenir. Söz konusu elektrik ve manyetik alanların yer yüzündeki her bir frekans için yapılan ölçümleri “Empedans Tensörü” olarak adlandırılan bir transfer fonksiyonu ile tanımlanabilir. Birbirinden habersiz olarak Tikhonov (1950) ve Cagniard (1953) Empedans Tensörü’nü bir yöndeki elektrik alanın kendisine dik yöndeki manyetik alana oranı olarak tanımlar ve genel olarak tensör aşağıdaki gibi yazılır

$$[Z_{ij}] = E_{ij} / H_{ij} \quad (3.36)$$

Bundan dolayı, yer içinin elektriksel yapısını ortaya koymak için elektrik ve manyetik alanların elde edilmesi gerekmektedir. İşte bu nedenle MT yönteminde doğal kaynaklı oluşan ve yer içine nüfuz eden elektromanyetik alanın bileşenlerinden, elektrik alanının “**E_x**” ve “**E_y**” bileşenleri ile manyetik alanın üç bileşeni (**H_x**, **H_y** ve **H_z**) $10^{+4} - 10^{-4}$ Hz aralığında ölçülür. Sonuç olarak çeşitli frekanslar için, empedans bağıntısı kullanılarak belli bir empedans frekans spektrumuna ulaşılabilir. Buradan da nüfuz derinliği kavramına sadık kalarak yer altının çeşitli derinliklerdeki elektriksel iletkenlik yapısı elde edilebilir.

Empedans tensörü homojen izotrop yarı sonsuz ortam için aşağıdaki şekilde yazılabilir;

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} \quad (3.37)$$

“k” yayılım sabiti yerine yazılır ve gerekli düzenlemeler yapılırsa;

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{(i\sigma\mu\omega)^{1/2}}$$

$$\therefore \rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (3.38)$$

(3.38) Tikhonov-Cagniard görünür öz direnci olarak adlandırılır.

Yer altındaki öz direnç değişimleri aynı zamanda ölçülen elektrik ve manyetik alan arasındaki faz farklarında etkiler. Daha önceden belirtildiği gibi iletken ortamlarda yayılım sabiti karmaşık yapıdadır (3.36), dolayısı ile elektrik ve manyetik alanlar arasında faz farkı oluşur ve aşağıdaki ifade ile tanımlanır;

$$\phi_{xy} = [\text{Im}(Z_{xy})/\text{Re}(Z_{xy})] \quad (3.39)$$

Tikanov-Cagniard görünür öz direnci yarı sonsuz tekdüze bir ortam için öz direnç değerini vermektedir. Bu bağlamda eğer yer içi her biri kendi içinde homojen olan “N” adet, “d_i” kalınlıklı “ρ_i” öz dirençli tabakalardan oluşuyor ise yani öz direnç yalnız yerin içine doğru değişiyor ise yer yüzünde elde edilecek olan empedans aşağıdaki şekilde verilir (Ek A.4);

$$Z_{xy}(0) = \frac{\omega\mu}{k_N} R_N \quad (3.40)$$

R_N (A.58) tabakalı ortamda tabakalı-ortam düzeltme faktörü.

Ancak yer içi şu andaki bahsi geçen yer modeli kadar basit ve tekdüze bir yapıda değildir. Yer içinde meydana gelen çeşitli homojen olmayan koşullar manyetotellürik değerlendirmelerde anomali olarak karşımıza çıkacaktır. Bu anomaliler aslında yer içindeki yatay homojen olmayan yerelektrik etkiler sonucu oluşur. Anomaliler eğer yüzlerce binlerce kilometre uzanıyor ise bunlara bölgesel anomaliler adlandırılır ve bu tür anomaliler büyük jeolojik (ör: üst manto) yapılar tarafından oluşturulur. Bunun yanı sıra boyutları birkaç 10 kilometre civarında değişen yerel anomaliler olarak adlandırılan yapılarda söz konusudur. Bu anomalilerin nedeni olarak faylar, yanal yönde meydana gelen kayaç yapısı değişimleri, hidrotermal etkiler gibi etmenler sayılabilir. Sonuç olarak yatay tabakalı bir yer modeli gerçek yeri temsil edememektedir ve (3.40) eşitliği karmaşık yer modellerinde gücünü kaybedecektir. Yani elde edilen öz direnç yeri temsil eden gerçek öz direnç değerinden uzaklaşacaktır (Zhdanov, 2009; Berdichevsky ve Dimitriev, 2008). Bundan dolayı, söz konusu karmaşık yer yapısı için Manyetotellürik kuram homojen olmayan ortamlar için düzenlenmelidir.

3.3 Homojen Olmayan Ortamlarda Empedans

Homojen olmayan durum için de kaynak alanların yer yüzünden çok yükseklerde olduğu ve yer içinde dik olarak (kartezyan koordinat sisteminde “z” yönünde)

düzlem dalga şeklinde yayıldığı kabul edilir ve söz konusu alanlar normal alanlar ($\mathbf{E}^N$ ve $\mathbf{H}^N$) olarak adlandırılır. Yer modeli her biri $\sigma_N(z)$ iletkenlik değerlerine sahip homojen izotrop tabakalardan oluşuyor olsun (Şekil 3.2). Söz konusu tabakalı ortamın içinde “V” ile adlandırılan bir iletken yapı bulunsun (Zhdanov, 2009). Bu durumda bu yapı ortamın homojenitesini bozacaktır dolayısı ile ortamın homojen olması durumundaki iletkenlik yapısında bir anomali meydana getirecektir ki bu anomali aşağıdaki şekilde ifade edilebilir ;

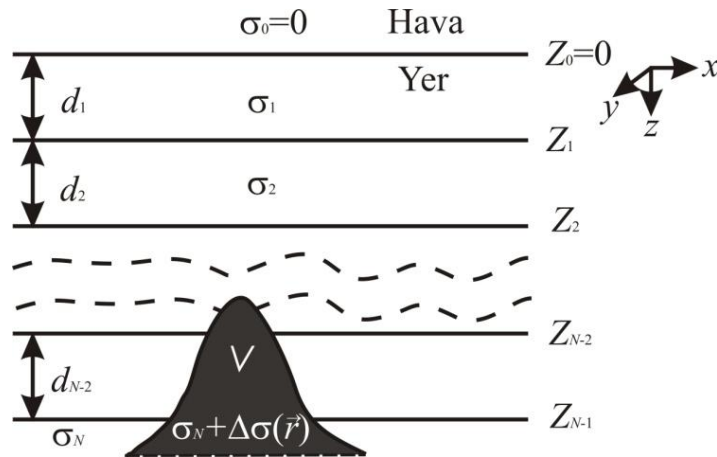
$$\Delta\sigma(x, y, z) = \sigma(x, y, z) - \sigma_N(z) \quad (3.41)$$

budurumda (3.15) ve (3.16) eşitlikleri aşağıdaki şekilde yazılabilir;

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} = \sigma_N \mathbf{E} + \mathbf{j} \quad (3.42)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu\mathbf{H} \quad (3.43)$$

$$\mathbf{j} = \Delta\sigma \mathbf{E} \quad (\text{V alanı içinde oluşan akım yoğunluğu}) \quad (3.44)$$



Şekil 3.2 : Homojen olmayan ortam, σ iletkenlik, d tabaka kalınlıkları (Zhdanov,2009’ dan değiştirerek).

(3.42) ve (3.43) denklemleri homojen bir ortam için düşünülür ise

$$\nabla \times \mathbf{H}^N = \sigma_N \mathbf{E}^N \quad \mathbf{E}^N (E_x^N, E_y^N, 0), \mathbf{H}^N (H_x^N, H_y^N, 0) \quad (3.45)$$

$$\nabla \times \mathbf{E}^N = i\omega\mu\mathbf{H}^N \quad (3.46)$$

benzer şekilde homojen olmayan durum için

$$\nabla \times \mathbf{H}^A = \sigma_N \mathbf{E}^A + \mathbf{j}, \mathbf{E}^A (E_x^A, E_y^A, E_z^A), \mathbf{H}^A (H_x^A, H_y^A, H_z^A) \quad (3.47)$$

$$\nabla \times \mathbf{E}^A = i\omega\mu\mathbf{H}^A \quad (3.48)$$

Maxwell denklemleri lineer yapıda olduğundan anomali alanı için elektrik ve manyetik alanlar akım yoğunluğu vektörünün doğrusal transformasyonu şeklinde integral denklemi olarak yazılabilir,

$$\mathbf{E}^A(\mathbf{r}) = \iiint_V [\mathbf{G}^E(\mathbf{r} - \mathbf{r}_v)] \mathbf{j}(\mathbf{r}_v) dv \quad (3.49)$$

$$\mathbf{H}^A(\mathbf{r}) = \iiint_V [\mathbf{G}^H(\mathbf{r} - \mathbf{r}_v)] \mathbf{j}(\mathbf{r}_v) dv \quad (3.50)$$

Denklemde, G^E ve G^H tabakalı ortam için elektrik ve manyetik Green Tensörleri (Zhdanov,2009; Berdichevsky ve Dmitriev, 2008). “ $\mathbf{r}_v$ ” kaynak noktası konumu (“V” alanı içinde), “ $\mathbf{r}$ ”, alanın gözlenildiği yerin konumu ve $\mathbf{j}(\mathbf{r}_v)$ ise “V” alanı içindeki akım yoğunluğudur (Ek A.4).

Normal alan bileşenleri yer yüzündeki manyetik alan bileşenine göre normalize edilirse,

(1) E_x^N, H_y^N için;

$$\hat{E}_x^N(z) = \frac{E_x^N(z)}{H_y^N(0)}, \quad \hat{H}_y^N(z) = \frac{H_y^N(z)}{H_y^N(0)}$$

(2) E_y^N, H_x^N için;

$$\hat{E}_y^N(z) = \frac{E_y^N(z)}{H_x^N(0)}, \quad \hat{H}_x^N(z) = \frac{H_x^N(z)}{H_x^N(0)}$$

Elde edilir ve bu alanlar yer yüzünde (3.34) eşitliğini sağlarlar. Dolayısı ile

$$\hat{E}_x^N(0) = Z_N, \quad \hat{H}_y^N(0) = 1 \quad (3.51)$$

$$\hat{E}_y^N(0) = -Z_N, \quad \hat{H}_x^N(0) = 1 \quad (3.52)$$

Şeklinde elde edilir. Burada “ Z_N ” Tikanov –Cagniard empedansıdır.

V ile tanımladığımız homojen olmayan kesimde normalize alanlar tarafından “ $\mathbf{j}_1$ ” ve “ $\mathbf{j}_2$ ” akım yoğunlukları meydana gelir. Buradan üst üste eklenme ve oluşan yeni akımların etkiside eklenerek anomali alanı aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\mathbf{E}^A(\mathbf{r}) = H_{x0} \iiint_V [\mathbf{G}^E(\mathbf{r} - \mathbf{r}_v)] \mathbf{j}_2(\mathbf{r}_v) dv + H_{y0} \iiint_V [\mathbf{G}^E(\mathbf{r} - \mathbf{r}_v)] \mathbf{j}_1(\mathbf{r}_v) dv \quad (3.53)$$

$$\mathbf{H}^A(\mathbf{r}) = \mathbf{H}_{x0} \iiint_V [\mathbf{G}^H(\mathbf{r} - \mathbf{r}_v)] \mathbf{j}_2(\mathbf{r}_v) dv + \mathbf{H}_{y0} \iiint_V [\mathbf{G}^H(\mathbf{r} - \mathbf{r}_v)] \mathbf{j}_1(\mathbf{r}_v) dv \quad (3.54)$$

kapalı formda

$$\mathbf{E}^A(\mathbf{r}) = \mathbf{H}_{x0} \mathbf{J}^{E2}(\mathbf{r}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}^{E1}(\mathbf{r})$$

$$\mathbf{H}^A(\mathbf{r}) = \mathbf{H}_{x0} \mathbf{J}^{H2}(\mathbf{r}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}^{H1}(\mathbf{r})$$

burada,

$$\mathbf{J}^{F\lambda}(\mathbf{r}) = \iiint_V [\mathbf{G}^F(\mathbf{r} - \mathbf{r}_v)] \mathbf{j}_\lambda(\mathbf{r}_v) dv \quad (\mathbf{F}=\mathbf{E}, \mathbf{H}; \lambda=1,2)$$

(3.52) ve (3.53) denklemleri dikkate alınarak aşağıdaki ifadeler elde edilebilir,

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_x &= \mathbf{E}_x^N + \mathbf{E}_x^A = \mathbf{H}_{x0} \mathbf{J}_x^{E2} + \mathbf{H}_{y0} (\mathbf{Z}_N + \mathbf{J}_x^{E1}) \\ \mathbf{E}_y &= \mathbf{E}_y^N + \mathbf{E}_y^A = \mathbf{H}_{x0} (-\mathbf{Z}_N + \mathbf{J}_y^{E2}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}_y^{E1} \\ \mathbf{H}_x &= \mathbf{H}_x^N + \mathbf{H}_x^A = \mathbf{H}_{x0} (1 + \mathbf{J}_x^{H2}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}_x^{H1} \\ \mathbf{H}_y &= \mathbf{H}_y^N + \mathbf{H}_y^A = \mathbf{H}_{x0} (1 + \mathbf{J}_y^{H2}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}_y^{H1} \end{aligned} \quad (3.55)$$

Gerekli düzenlemeler yapıldığında $\mathbf{E}_x$ ve $\mathbf{E}_y$ aşağıdaki şekilde elde edilir (Cantwell, 1960)

$$\mathbf{E}_x = \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y + \mathbf{Z}_{xx} \mathbf{H}_x \quad \mathbf{E}_y = \mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x + \mathbf{Z}_{yy} \mathbf{H}_y \quad (3.56)$$

Elektromanyetik alanlar arasındaki ilişkiyi veren (3.55) doğrusal denklemleri genel olarak bir matris ifadesi şeklinde yazılabilir.

$$\begin{bmatrix} \mathbf{E}_x \\ \mathbf{E}_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{Z}_{xx} & \mathbf{Z}_{xy} \\ \mathbf{Z}_{yx} & \mathbf{Z}_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{H}_x \\ \mathbf{H}_y \end{bmatrix} \quad (3.57)$$

$$\mathbf{E} = [\mathbf{Z}] \mathbf{H}$$

Yani empedans aslında karmaşık değerli (elemanları frekans bağımlı) bir tensör ifadesidir, ve yatay manyetik alandan, yatay elektrik alana geçişi sağlar. $\mathbf{Z}_{xy}$, $\mathbf{Z}_{yx}$ (A.76 ve A.77) birincil empedanslar olarak adlandırılırken, $\mathbf{Z}_{xx}$ ve $\mathbf{Z}_{yy}$ (A.74 ve A.75) yardımcı empedanslar olarak adlandırılırlar (Ekler-B6).

3.4 İki Boyutlu Ortamda Manyetotellürük Empedans

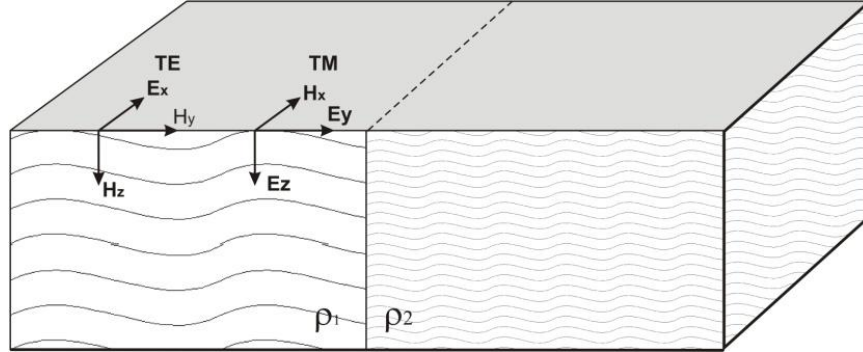
Önceki bölümlerde homojen bir boyutlu (1-B) ve homojen olmayan ortamlar için empedans hesabı verildi. Bu bölümde ise yer altı yapısının iki boyutlu (2-B) olması durumunda empedans hesabı hakkında bilgi verilecektir.

Litaratürde genellikle 2-B yapının homojen ekseninin kartezyan koordinat sisteminde yatay yönlerden ‘x’ yönünde olduğu varsayılır. Bu kabule göre Maxwell denklemlerinde “x” yönünde fiziksel parametrelerde herhangi bir değişim olmayacağından tüm türevler sıfır olacaktır. Sonuç olarak bu ön koşul Maxwell denklemlerine uygulanır ise

$$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x \quad \frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu H_y \quad -\frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu H_z \quad (3.58)$$

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega\mu H_x \quad \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y \quad -\frac{\partial H_x}{\partial x} = \sigma E_z \quad (3.59)$$

elde edilir.



Şekil 3.3 : İki boyutlu yer yapısı, elektrik ve manyetik alan bileşenleri. Jeolojik uzanım boyunca “x” öz dirençler sabit.

Görüldüğü üzere (3.58) eşitlikleri H_y , H_z ve E_x alan bileşenleri ile ilişkiliyken, (3.59) eşitlikleri E_y , H_x ve E_z alan bileşenleri ile ilişkilidir. Bu Maxwell denklemlerinin iki farklı sistemi temsil ettiklerini göstermektedir. Bu sistemlerden ilki TE (Transverse Electric, E-Polarizasyonu) modu olarak adlandırılır ve elektrik alan yerelektrik uzanım yönüne paralelken manyetik alan söz konusu yöne diktir. Diğer mod TM (Transverse Magnetic, B-Polarizasyonu) modu olarak adlandırılır ve manyetik alan yerelektrik uzanıma paralel, elektrik alan ise diktir.

TM modunda E_y elektrik uzanım yönüne dik olduğundan öz direnç değişim sınırında galvanik etkiden dolayı yük birikmesi oluşacaktır. Elektrik yüklerinin korunumu yasasına bağlı olarak bir sınırla karşılaşılması durumunda akımın sürekli olması gerekir. Bu durumda TM modunda “ j_y ” ‘in sınır geçişinde korunumunu gerektirdiğinden Ohm yasası uyarınca (3.6) öz direnç değişimi E_y bileşeninde de bir değişime neden olacaktır ve bu ölçümler sonucu elde edilecek öz direnç ve faz değerlerini de etkileyecektir. Söz konusu sebepten dolayı TM modu yatay öz direnç değişimlerine daha duyarlıdır. Buna karşın, TE modu daha çok düşey manyetik alanla ilişkilidir ve yer altındaki iletken yapılara duyarlıdır.

Özetle TE ve TM modları farklı yapılara duyarlıdır genellikle TE modu yerelektrik uzanım boyunca yer alan iletkenlere ve derin iletken yapılara duyarlı iken TM modu sıg dirençli yapılar ile düşey sınırlara duyarlıdır (Wannamaker ve diğ., 1989; Berdichevsky ve diğ., 1998; Tuncer, 2003).

3.5 Empedans Tensörünün Boyutluluğu

Empedans tensörünün özellikleri yer altı yapısının (manyetotellürik modelin) boyutluluğu ile ilişkilidir. Yer altı yapısının boyutluluk özelliğine göre empedans elemanları sayısı değişiklik göstermektedir.

3.5.1 1-B Ortam için empedans tensörü

Bir boyutlu durumda elektrik öz direnç yalnızca düşey yönde değişecektir. Dolayısıyla ölçülen empedans tensörü MT ölçümleri yapılırken kullandığımız koordinat sisteminden bağımsız olur. Faraday yasasından (A.3) değişken manyetik alanın kendine dik yönde elektrik alan oluşturduğu bilinmektedir. Dolayısı ile empedans tensöründe paralel manyetik ve elektrik alan çiftlerinin ilişkisini tanımlayan Z_{xx} ve Z_{yy} bileşenleri, paralel alanların birbiri ile ilişkisi bulunmadığından sıfır değerini alacaktır. Diğer taraftan birbirine dik elektrik ve manyetik alan çiftlerini temsil eden Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri aynı genlikte olmalarına karşın farklı işaretli olacaktır. Bu durumda 1-B ortam için empedans tensörü aşağıdaki şekilde yazılır;

$$\begin{bmatrix} \mathbf{E}_x \\ \mathbf{E}_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \mathbf{Z}_{xy} \\ -\mathbf{Z}_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{H}_x \\ \mathbf{H}_y \end{bmatrix} \quad (3.60)$$

3.5.2 2-B Ortam için empedans tensörü

Önceki bölümlerde belirtildiği gibi yeraltının iki boyutlu olması durumunda elektrik öz direnç seçilen koordinat sisteminin yatay eksenlerinden biri yönünde ve düşey yönde değişmektedir. Yeryüzünde ölçülen empedans genellikle ölçülen yatay elektrik ve manyetik alan bileşenlerinin seçilen koordinat sistemine göre yönelimine bağlı olarak değişir (Simpson ve Bahr, 2005). Eğer arazi ölçüm eksenlerinden biri ile yerelektrik uzanım yönü paralel ise empedans tensörü aşağıdaki hali alır;

$$[Z_{2D}] = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.61)$$

Burada, Z_{TE} ve Z_{TM} , TE ve TM modları için empedans değerleridir. Söz konusu empedans değerleri (3.54)'den aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$Z_{TE} = \frac{Z_N + J_x^{E1}}{1 + J_y^{H1}} \quad Z_{TM} = \frac{Z_N - J_y^{E2}}{1 + J_x^{H2}} \quad (3.62)$$

Manyetotellürikte ölçümler genellikle yerelektrik doğrultuda alınmaz. Bundan dolayı 2-B yorumlama yapılabilmesi için ölçüm eksenleri yerelektrik doğrultuya döndürülmesi gerekir. Eğer arazi ölçüm eksenleri “x” ve “y” yerelektrik uzanım yönü “x'” ve “y'” ve eksenler arasındaki döndürme açısı saat yönünde “α” açısı kadar ise, döndürme işlemi matematiksel olarak elektrik alan ve manyetik alan bileşenlerini “R(α)” döndürme matrisi ile çarpmak demektir (Ek A.7).

$$E(\alpha) = [R(\alpha)]E, \quad H(\alpha) = [R(\alpha)]H \quad (3.63)$$

Böylece “E” ve “H” alanlarının “α” kadar döndürülmesi ile “E(α)” ve “H(α)” elektrik ve manyetik alanları elde edilmiş olur.

$$\begin{aligned} E &= [Z]H \\ \therefore E(\alpha) &= [R(\alpha)][Z]H = [R(\alpha)][Z][R(\alpha)^{-1}]H(\alpha) \\ \therefore [Z(\alpha)] &= [R(\alpha)][Z][R(\alpha)^{-1}] \end{aligned} \quad (3.64)$$

Genellikle yerelektrik uzanım konusunda kesin bir bilgi söz konusu değildir. Bu konuda ilk çalışma Swift (1967) tarafından yapılmıştır. Yerelektrik doğrultusu “α₀”

$$4\alpha_0 = \tan^{-1} \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \quad (3.65)$$

ifadesi ile bulunabilir (Ek A.7).

3.5.3 3-B Ortam için empedans tensörü

Yer içi genellikle karmaşık ve 3-B bir yapıdadır. Manyetotellürikte ölçülen veri hiçbir zaman tam anlamıyla 1-B veya 2-B'lu bir yapı göstermez yani empedans tensörünün köşegen elemanları hiçbir zaman sıfır değerini almaz. Ancak yeraltı yapısı genel olarak 1-B veya 2-B özelliği gösteriyorsa 3-B yer yapısı 1-B veya 2-B a indirgenerek değerlendirme yapılabilir. 3-B yeraltı yapısında iletkenlik her yöne değişken olduğundan empedans tensörünün köşegen elemanlarını sıfırlayacak bir yön söz konusu değildir. Bundan dolayı 3-B ortam için empedans tensörü tüm elemanlarını içerir ve her biri farklı değerler alır.

3.6 İndüksiyon Vektörleri ve Tipper

Önceki bölümlerde belirtildiği gibi empedans tensörünün elemanları elektrik ve manyetik alanın yatay bileşenlerinin oranından elde edilir. Söz konusu empedans tensörü aslında bir doğrusal operatör şeklinde çalışır ve Manyetotellürik alanlar arasında geçişi (transfer fonksiyonu) sağlar. Bu operatörün elemanları yer içi iletkenlik dağılımıyla doğrudan ilişkilidir. Benzer şekilde, yer içi iletkenlik dağılımı ile ilişkili bir diğer durum ise yatay homojen olmayan yapıların (yanal iletkenlik değişimleri) düşey manyetik alan oluşmasına neden olması ile ilgilidir. Bu durumda yer içi iletkenlik durumu ile ilgili bilgi verecek yeni bir kaynak söz konusu olacaktır. (Şekil 3.2) de tanımlanan homojen olmayan model ile (3.53), (3.54) ve (3.55) denklemleri göz önüne alınırsa,

$$\mathbf{H}_x = \mathbf{H}_x^N + \mathbf{H}_x^A = \mathbf{H}_{x0} (1 + \mathbf{J}_x^{H2}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}_x^{H1}$$

$$\mathbf{H}_y = \mathbf{H}_y^N + \mathbf{H}_y^A = \mathbf{H}_{x0} (1 + \mathbf{J}_y^{H2}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}_y^{H1}$$

$$\mathbf{H}_z = \mathbf{H}_z^A = \mathbf{H}_{x0} \mathbf{J}_z^{H2} + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}_z^{H1}$$

yazılabilir verilen denklemler yeniden düzenlenir ise,

$$\therefore \mathbf{H}_z = \mathbf{W} \mathbf{H}_\tau$$

$$\mathbf{W} = [\mathbf{W}_{zx} \ \mathbf{W}_{zy}], \mathbf{H}_\tau = \begin{bmatrix} \mathbf{H}_x \\ \mathbf{H}_y \end{bmatrix} \quad (3.66)$$

Elde edilir. (3.65) denklemini Wiese-Parkinson ilişkisi ve “**W**” tipper matrix olarak adlandırılır (Parkinson, 1959; 1962; Wiese, 1962) (Ekler-B8).

Tipper fonksiyonu, indüksiyon vektörleri adı verilen vektör gösterimi ile grafiklenebilir (Şekil 3.4). Bu vektörler gerçel ve sanal bileşenlere sahiptirler.

$$\mathbf{W} = W_{zx}\mathbf{i} + W_{zy}\mathbf{j}$$

$$\therefore \text{Re}(\mathbf{W}) = \text{Re}(W_{zx})\mathbf{i} + \text{Re}(W_{zy})\mathbf{j} \quad , \quad \text{Im}(\mathbf{W}) = \text{Im}(W_{zx})\mathbf{i} + \text{Im}(W_{zy})\mathbf{j} \quad (3.67)$$

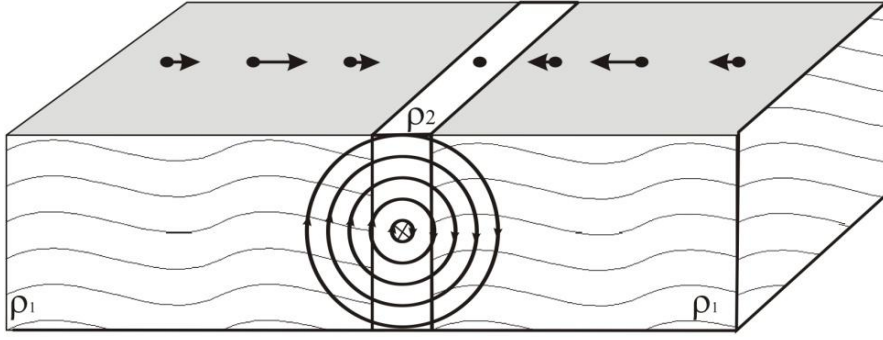
“**W**” indüksiyon vektörü veya tipper olarak adlandırılır. Söz konusu vektörün bileşenleri aslında bize yer altı iletkenlik yapısı hakkında önemli ipuçları vermektedir. Maxwell’in ilk yasasına göre (3.4) yatay yöndeki elektrik alanlar yalnız yatay yönde değil düşey yönde de manyetik alanlar üretmektedir. Öyle ise Biot-Savart yasasının da dikkate alarak “ W_{zx} ” için “y” yönünde akan fazla akımların katkısı, “ W_{zy} ” için “x” yönünde akan fazla akımların katkısı şeklinde düşünülebilir.

Bir boyutlu durum düşünüldüğünde her hangi bir fazla akım söz konusu olmayacağından W_{zx} ve W_{zy} sıfır değerini alacaktır. İki boyutlu durumu ele alırsak Şekil 3.3 deki model için W_{zx} sıfır değerine sahip olacaktır. Bu durumda da (3.66)’dan

$$\text{Re}(\mathbf{W}) = \text{Re}(W_{zy})\mathbf{j} \quad \text{Im}(\mathbf{W}) = \text{Im}(W_{zy})\mathbf{j} \quad (3.68)$$

şeklinde olacağı açıktır. (3.68)’den anlaşılacağı gibi indüksiyon vektörlerinin gerçel ve sanal bileşenleri aynı doğrultudadır ve 2-B modelin yerelektrik doğrultusuna diktir. Görüldüğü üzere indüksiyon vektörleri iletken yapı hakkında önemli bilgiler vermektedir. Bundan dolayı söz konusu vektörler genellikle harita düzleminde grafiklenir. Söz konusu grafiklere “indüksiyon okları” adı verilmektedir.

Grafiklemede iki farklı yön seçimi söz konusudur. Bunlardan birincisinde indüksiyon okları gerçel kısmı iletkenin uzaklaşan yönü gösterirken (Wiese, 1964), ikincisinde iletkenin doğru yönelirler (Parkinson, 1962). Bu tez kapsamında Parkinson gösterim tarzı benimsenmiştir. İndüksiyon okları büyüklüğü ise iletkenlik değişimi ile doğru orantılıdır (Jones ve Price, 1970).

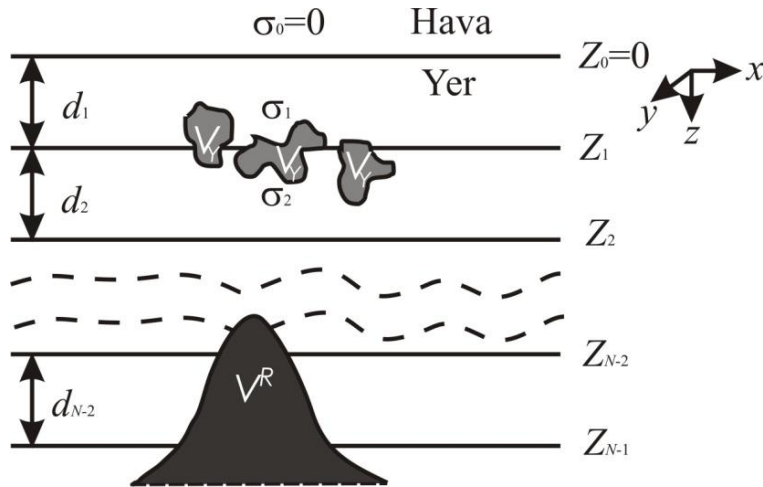


Şekil 3.4 : İndüksiyon vektörlerinin 2-B ortamda davranışları. İletken yapının üzerinde indüksiyon vektörlerinin genlikleri sıfırdır. İletken yapıdan uzaklaştıkça vektör genlikleri önce artar daha sonra nüfuz derinliğindendaha uzak mesafelerde sıfıra doğru yaklaşır.

3.7 Boyutluluk ve Bozunum

3.7.1 Bozunum

Bu bölüme kadar Manyetotellürikte yer altı yapısını temsil edecek 1-B, 2-B ve 3-B model tasarımları ile söz konusu yapılar için empedans şekilleri tartışıldı. Ancak bahsi geçen tüm model tiplerine rağmen, gerçek yeraltı yapısını tam olarak temsil edilemeyebilir. Çünkü, bölgesel iletken yapıdan (2-B veya 3-B) kaynaklanan indüktif elektromanyetik cevap, yerel homojen olmayan iletken yapılardan etkilenerek gerçek değerinden sapmalar gösterir. Bu tür yer altı yapıları sonucu oluşan empedansa “eklentili (superimposition) empedans tensörü” adı verilmektedir. Bu çeşit bir isimlendirmenin yapılmasının nedeni bölgesel anamoli üzerine yüzeye yakın söz konusu heterojen kütlelerin etkisinin (superimpose) eklenmesidir.



Şekil 3.5 : Homojen olmayan ortam V^R ve yüzeye yakın iletken kütleler V^Y (Zhadanov, 2009'dan değiştirerek)

Bu tür bir yeraltı yapısı Şekil 3.5 ile temsil edilebilir ve modelde her bir heterojen kütle bölgesel elektrik alanın ve bölgesel manyetik alanın yönünün ve genliğinin değişmesine neden olur (Caldwell, 2004; Bibby ve diğ., 2005; Berdichevsky ve Dimitriev, 2008). Söz konusu modelde yer yüzünde ölçülen alanlar “**E**”, “**H**” ve empedans “**Z**” ile ve bölgesel iletken yapıdan kaynaklanan alanlar “**E^R**”, “**H^R**” ve empedans “**Z^R**” ile gösterilir ise;

$$\mathbf{E}(\omega) = [\mathbf{e}^b] \mathbf{E}^R(\omega) \quad (3.69)$$

$$\mathbf{H}(\omega) = \mathbf{H}^R(\omega) + [\mathbf{h}^b] \mathbf{E}^R(\omega) \quad (3.70)$$

$$\mathbf{H}(\omega) = \{[\mathbf{I}] + [\mathbf{h}^b] [\mathbf{Z}^R(\omega)]\} \mathbf{H}^R(\omega) = [\mathbf{h}^{bb}] \mathbf{H}^R(\omega) \quad (3.71)$$

(3.69) ve (3.70) eşitliklerinde **[I]** birim matris, **[e^b]**, **[h^b]**, **[h^{bb}]** ise elektrik ve manyetik alan üzerinde yüzeye yakın iletken kütleler tarafından oluşturulmuş bozucu etkiyi temsil etmektedir.

$$\begin{bmatrix} \mathbf{e}^b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} e^{b_{xx}} & e^{b_{xy}} \\ e^{b_{yx}} & e^{b_{yy}} \end{bmatrix} \quad \mathbf{h}^b = \begin{bmatrix} h^{b_{xx}} & h^{b_{xy}} \\ h^{b_{yx}} & h^{b_{yy}} \end{bmatrix} \quad (3.72)$$

Bozunum matrisleri karmaşık elemanlı matrislerdir. (3.57), (3.69) ve (3.70) eşitliklerinden

$$[\mathbf{Z}] = [\mathbf{e}^b][\mathbf{Z}^R][\mathbf{h}^b]^{-1} \quad (3.73)$$

elde edilir. (3.73) eşitliğinde bölgesel empedansa yüzeye yakın iletken kütlelerin etkileri açıkça gözlenmektedir.

Manyetotellürik sinyalin periyodu arttıkça veya başka bir deyişle indüktif elektromanyetik cevap daha derinlerden gelmeye başladıkça yüzeye yakın kütlelerin indüktif etkisi azalır hatta belli bir periyot değerinden sonra ihmal edilebilir (Jiracek, 1990). Bundan dolayı yüzeye yakın kütlelerin indüktif etkisi ihmal edilebilir ve sadece fazla yükler sonucu oluşan bozunumlar dikkate alınır. Yani yüzeye yakın heterojen iletken yapıların bozucu etkisi frekanstan bağımsızdır ve ‘Galvanik Bozulma’ (Galvanic Distorsions) olarak adlandırılır (Jiracek, 1990; Chave ve Smith, 1994; Smith, 1997; Caldwell, 2004). Bu durumda **[e^b]** ve **[h^{bb}]** bozunum matrisleri frekans bağımsızdır yani gerçel bileşenlidir. Bunun dışında yüzeye yakın iletken kütlelerce oluşan manyetik anomaliler (bozucu etkiler) “ $\omega^{1/2}$ ” hızla azaldığından hmal edilir (Groom ve Bailey, 1991).

Sonuç olarak (3.72) eşitliği aşağıdaki gibi yazılabilir

$$[Z]=[e^b][Z^R] \quad (3.74)$$

Yani yüzeye yakın iletken kütleler frekans bağımsızdır dolayısı ile genlikler üzerinde etki yaparken faz üzerinde bir etkisi söz konusu değildir.

Günümüze değin bozulmamış empedans tensörün elde edilmesi için bir çok yöntem geliştirilmiştir (Groom ve Bailey, 1989; Bahr 1991; Zhang ve diğ., 1987). Bu yöntemlerin ayrıntılarına ileriki bölümlerde değinilecektir.

3.7.2 Boyutluluk

Boyutluluk analizi verinin tanınması açısından önem arz etmektedir. Verinin yanlış boyutlandırılması yanlış değerlendirmelere, dolayısıyla yanlış yorumlamalara neden olacaktır. Bu açıdan ortamın boyutluluk analizi üzerine bir çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan en önemlileri Swift (1967) ve Bahr (1991) olarak sayılabilir.

Swift (1967) lmler sonucu elde edilen empedans tensörünü ele alarak arpıklık (skewness) parametresini tanımlamıştır. Bu parametre aslında 1-B veya 2-B ideal durum koşulundan uzaklaşmayı ifade eder.

$$\kappa = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \quad (3.75)$$

Kısaca açıklamak gerekir ise bulunan yerelektrik doğrultusu yönündeki empedanslardan (A.78) aşağıdaki eşitlikler yazılabilir

$$\begin{aligned} Z_{xx}(\alpha) + Z_{yy}(\alpha) &= Z_{xx} + Z_{yy} \\ Z_{xy}(\alpha) - Z_{yx}(\alpha) &= Z_{xy} - Z_{yx} \end{aligned} \quad (3.76)$$

buradan asıl empedans elemanları toplamı ve tali empedans elemanları toplamının döndürmeden bağımsız (rotation invariant) oldukları görülmektedir. Yine benzer şekilde (A.78) ve (3.61) ifadeleri incelenir ise ideal 2-B ortamda $Z_{xx}(\alpha) = -Z_{yy}(\alpha)$ olduğu görülür. Öyle ise (3.75) oranı 1-B veya 2-B ortam durumuna yaklaşıldıkça sıfıra yaklaşacaktır. Buna karşın daha düşük Swift arpıklık değerleri verinin iki boyutluluğunu tek başına ifade edemez. Bu değerin sıfırdan büyük olması durumunda ortam 3-B veya Galvanik 2-B ortam olarak düşünülebilir. Pratikte bu değer 0.2'den küçükse ortam 2-B olarak kabul edilebilir.

Benzer şekilde 2-B durumuna yönelik çalışmalar Bahr (1991) tarafından da yapılmıştır. Bölgesel anomali 2-B’lu yapıda ise ve empedans tensörü (3.74) eşitliğindeki gibi tanımlı ise bölgenin 2-B ölçüsü “ μ ” Bahr çarpıklık değeri ile tanımlanır ve aşağıdaki gibi hesaplanır;

$$\mu = \frac{(\|D_1, S_2\|) + (\|S_1, D_2\|)^{1/2}}{|D_2|} \quad (3.77)$$

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}, \quad S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}, \quad D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}, \quad D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$$

$$[A, B] = \text{Sanal}(BA^*) = \text{Gerçel}(A)\text{Sanal}(B) - \text{Gerçel}(B)\text{Sanal}(A) \quad \text{*eşlenik ifadesi}$$

“ μ ” aynı zamanda faz duyarlı çarpıklık olarakta adlandırılmaktadır ve $\mu > 0.3$ ise bölgesel anomalinin 2-B olma kabulü geçerliliğini yitirir. Bölge 3-B bir yapıdadır (Bahr, 1991; Simpson ve Bahr, 2005).

3.8 Manyetotellürikte Yerelektrik Doğrultusu Kestirimi ve Tensör Ayırıştırımı

Günümüze kadar yerel, yüzeye yakın kütleler tarafından oluşan bozucu etkilerin bölgesel etkiden ayrılması üzerine (tensör ayırıştırımı) bir çok çalışma yapılmıştır (Groom ve Bailey, 1989; Smith 1995; Bahr 1991; Zhang ve diğ., 1987; Chave ve Smith, 1994; Caldwell ve diğ., 2004). Bu bölümde son yıllarda en çok kullanılan ayırıştırma teknikleri ve yerelektrik doğrultu belirlenmesi üzerinde bilgi verilecektir. Bu yöntemlerin büyük kısmı bölgesel anomaliyi 2-B olarak kabul etmektedirler. Ortam 2-B ise teorik olarak ölçülen empedans (3.64) ve (3.74) den aşağıdaki gibi yazılabilir;

$$[Z] = R(\alpha)[e][Z^R]R(\alpha)^T \quad (3.78)$$

ifadede “ $R(\alpha)$ ” döndürme matrisi, $[e]$ 2x2 bozulma tensörü, $[Z^R]$ bölgesel yerelektrik doğrultu yönündeki empedans tensörü olarak verilir.

Groom ve Bailey (1989) bozulma tensörünü parametrize eden bir ayırıştırma yöntemi uygulamıştır. Bu amaçla elektriksel alanda meydana gelecek bozunmaları karşılayacak bir model ortaya atmıştır (Ek A.9). Bu modele göre bozunum matrisi aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$[e] = g T S A \quad (3.79)$$

(3.79) eşitliği tanımlanabilir ve tanımlanamaz kısımlardan oluşur. “g”, ‘site gain’ olarak adlandırılır ve “A” anizotropi matrisiyle birlikte bozunum tensörünün

tanımlanamaz kısmını oluşturur ve empedans genliğini değiştirir. Bundan dolayı durağan kayma etkisi gibi düşünülebilir (Jones, 1988).

Durağan kayma galvanik bozulmalar nedeni ile tüm periyotlarda empedans tensörü genliklerinde meydana gelen sabit değişimdir (Smith, 1995). Bir başka deyişle, öz direnç eğrilerinde aşağı veya yukarı doğru kaymalar gözükcektir. Gerek öz direnç eğrileri gerekse faz eğrilerinin şeklinde her hangi bir değişim söz konusu değildir. Durağan kayma etkisinin düzeltilmesine yönelik birçok çalışma söz konusudur. Sığ manyetotellürik çalışmalarda geçici elektromanyetik yöntem (TEM) veya doğru akım elektrik öz direnç yöntemi durağan kayma etkisinin düzeltilmesinde kullanılan yöntemlerden biridir (Ogawa ve Uchida, 1996; Simpson ve Warner, 1998). Son yıllarda ters çözümleme sırasında model görünür öz dirençleri ile durağan kayma katsayılarını birlikte çözen programlama teknikleri gelişmiştir (de Groot-Hedlin, 1991; Ogawa ve Uchida, 1996; Rodi ve Mackie, 2001).

Durağan kayma etkisi tensor ayrıştırması dışında tutulur ise (3.78)'in ayrıştırılmış hali aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$[\mathbf{Z}] = \mathbf{R}(\alpha)[\mathbf{e}][\mathbf{Z}^R]\mathbf{R}(\alpha)^T \quad (3.80)$$

(3.80) denklemi yerelektrik uzanım “ α ” twist ve shear açıları ve 4 elemanlı empedans tensörü bilinmeyenleri ile 8 adet denklemden oluşur ve en küçük kareler yaklaşımı ile çözülebilir. McNeice ve Jones (2001), Groom-Bailey ayrıştırma yaklaşımından yola çıkarak tüm ölçüm istasyonları ve frekansları kullanan bir hesaplama yöntemi geliştirmiştir. Söz konusu yöntemde istatistiksel yaklaşımlar kullanılarak optimum yerelektrik uzanım yönü her bir periyot veya istasyon için elde edilebilir.

Groom ve Bailey (1989) analizine benzer olarak Bahr (1991), yine bölgesel yapının 2-B olduğu ve yüzeye yakın 3-B iletken kütlelerin bozucu etkilerini (galvanik bozulmalar) öngörerek, (3.77) de verilen ölçülen empedans tensöründen yerelektrik uzanım yönünün bulunmasına yönelik başka bir yöntem geliştirmiştir. (3.74) eşitliğinden;

$$[\mathbf{Z}] = [\mathbf{e}^b][\mathbf{Z}^R]$$

$$\therefore [\mathbf{Z}] = \begin{bmatrix} \mathbf{e}^b_{xx} & \mathbf{e}^b_{xy} \\ \mathbf{e}^b_{yx} & \mathbf{e}^b_{yy} \end{bmatrix} \mathbf{x} \begin{bmatrix} 0 & \mathbf{Z}_{xy} \\ -\mathbf{Z}_{yx} & 0 \end{bmatrix}$$

$$[Z] = \begin{bmatrix} -e_{xy}^b Z_{yx} & e_{xx}^b Z_{xy} \\ -e_{yy}^b Z_{yx} & e_{yx}^b Z_{xy} \end{bmatrix} \quad (3.81)$$

(3.81) de görüldüğü gibi, her sütun kendi içinde aynı faza sahiptir. Bu koşul ancak ve ancak ortamın 2-B olması durumu için geçerlidir. Yani yerelektrik açısı sütun elemanları arasındaki faz farkını minimize eden açıdır bundan dolayı da faz duyarlı elektrik uzanımı olarak adlandırılmaktadır ve aşağıdaki gibi ifade edilir;

$$\tan(2\alpha) = \frac{([S_1, S_2]) - ([D_1, D_2])}{([S_1, D_1]) + ([S_2, D_2])} \quad (3.82)$$

ifadede yer alan S_1, S_2, D_1 ve D_2 değerleri (3.77) eşitliğindeki ile aynıdır.

3.9 Faz Tensörü

Önceki bölümde yüzeye yakın heterojen üç boyutlu yapılardan kaynaklanan galvanik bozulmaların empedans tensörüne etkisi ve iki boyutlu değerlendirmede ideal empedans tensörünün elde edilmesinde bu bozucu etkilerden kurtulma yöntemlerine değinildi. Söz konusu yöntemlerde eksik tanımlı (3.80) denkleminin çözümü bazı kabuller ve sabitler atanarak yapılmaktadır (Bibby ve diğ., 2005). Ancak son yıllarda söz konusu denklemin çözümünü kısmi olarak sağlayan, ortamın 3-B yapıda olması veya 3-B bozucu etkilerin bulunması durumunda dahi, ölçülen manyetotellürik verilerden elde edilen empedans tensöründen bölgesel faz bilgisinin doğrudan elde edilmesini sağlayan bir yaklaşım ortaya atılmıştır. Söz konusu yöntem Faz Tensörü olarak adlandırılır (Caldwell ve diğ., 2004).

(3.74)'de $[Z]$ ile ifade edilen empedans tensörü karmaşık 'kompleks' bir yapıda olduğundan matris gerçel ve sanal kısımlarına ayrılır ise;

$$[Z] = [e^b]([X_R] + i[Y_R]) \quad (3.83)$$

şeklinde yazılabilir. Karmaşık matris için faz tensörü ifadesi şu şekile tanımlanır;

$$[\Phi] = [X^{-1}][Y] \quad (3.84)$$

(3.83), (3.84)'de yerine yazılırsa yüzeye yakın 3-B kütlelerce oluşturulan galvanik bozunumların faz tensörünü etkilemediği görülür (Ek A.10) (Caldwell ve diğ., 2004; Bibby ve diğ., 2005).

faz tensörünün açık ifadesi;

$$[\mathbf{Z}] = \begin{bmatrix} \mathbf{Z}_{xx} & \mathbf{Z}_{xy} \\ \mathbf{Z}_{yx} & \mathbf{Z}_{yy} \end{bmatrix} \quad (3.85)$$

$$\begin{aligned} (3.84)'de \text{ yerine yazılırsa } &= \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{xx} & \mathbf{X}_{xy} \\ \mathbf{X}_{yx} & \mathbf{X}_{yy} \end{bmatrix} + \mathbf{i} = \begin{bmatrix} \mathbf{Y}_{xx} & \mathbf{Y}_{xy} \\ \mathbf{Y}_{yx} & \mathbf{Y}_{yy} \end{bmatrix} \\ [\Phi] &= \frac{1}{\det(\mathbf{X})} \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{yy} & -\mathbf{X}_{xy} \\ -\mathbf{X}_{yx} & \mathbf{X}_{xx} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{Y}_{xx} & \mathbf{Y}_{xy} \\ \mathbf{Y}_{yx} & \mathbf{Y}_{yy} \end{bmatrix} \\ &= \frac{1}{\det(\mathbf{X})} \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{yy}\mathbf{Y}_{xx} - \mathbf{X}_{xy}\mathbf{Y}_{yx} & \mathbf{X}_{yy}\mathbf{Y}_{xy} - \mathbf{X}_{xy}\mathbf{Y}_{yy} \\ \mathbf{X}_{xx}\mathbf{Y}_{yx} - \mathbf{X}_{yx}\mathbf{Y}_{xx} & \mathbf{X}_{xx}\mathbf{Y}_{yy} - \mathbf{X}_{yx}\mathbf{Y}_{xy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} \\ \det(\mathbf{X}) &= \mathbf{X}_{xx}\mathbf{X}_{yy} + \mathbf{X}_{xy}\mathbf{X}_{yx} \end{aligned} \quad (3.86)$$

şeklinde elde edilir. Söz konusu faz tensörünün dönmeden bağımsız parametreleri (Ek A10) kullanılarak aşağıdaki ifadeler elde edilir.

$$\begin{aligned} \Phi_{\min} &= (\Phi^2_1 + \Phi^2_3)^{1/2} - (\Phi^2_1 + \Phi^2_3 - \Phi^2_2)^{1/2} \\ \Phi_{\max} &= (\Phi^2_1 + \Phi^2_3)^{1/2} + (\Phi^2_1 + \Phi^2_3 - \Phi^2_2)^{1/2} \end{aligned} \quad (3.87)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_3}{\Phi_1} \right) \quad (3.88)$$

Simetrik olmayan, rank'ı 2 olan iki boyutlu her hangi bir matris grafik olarak bir elipsle gösterilebilir (Şekil 3.6). Elipsin eksenleri “ $\Phi_{\min}$ ” ve “ $\Phi_{\max}$ ” iken “ β ” tensörün çarpıklığı, (skew angle) tensörün simetrik olması durumunda oluşacak elipsin uzun eksenini ile olan farkı veren açıdır ve tensörün asimetrisini ifade eder (Caldwell ve diğ., 2004; Heise ve diğ., 2007; 2008; Hill ve diğ., 2009).

Faz tensörü SVD (Singular Value Decomposition) analizine benzer şekilde takip eden biçimde yazılabilir (Caldwell ve diğ., 2004).

$$\Phi = \mathbf{R}^T (\gamma - \beta) \begin{bmatrix} \Phi_{\max} & 0 \\ 0 & \Phi_{\min} \end{bmatrix} \mathbf{R} (\gamma + \beta) \quad (3.89)$$

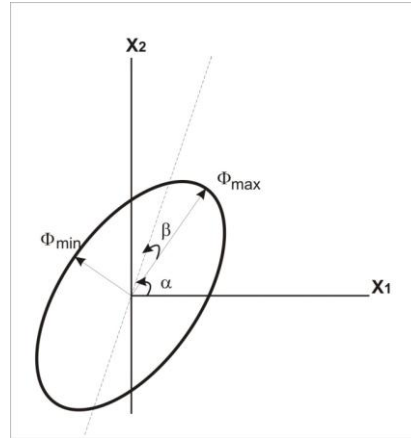
“ $\mathbf{R} (\gamma + \beta)$ ” döndürme matrisi. “ γ ” tensörün koordinat sistemi ile ilişkisini verir ve aşağıdaki ifadeyle hesaplanır;

$$\gamma = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{xy} + \Phi_{xy}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}} \right) \quad (3.90)$$

Simetrik olmayan tensörün uzun ekseninin yönelimide $\gamma - \beta$ açısıyla tanımlanır.

3.10 Faz Tensörü Özellikleri

Faz tensörünün 1-B, 2-B ve 3-B ortamlarda ne gibi özellikler gösterdiğini anlamak amacı ile çeşitli sentetik modelleme çalışmaları yapılmıştır. Faz tensörünün hesaplanmasında kullanılan veriler WinGLink programı bünyesinde bulunan 3-B Düz (forward) çözüm kodu kullanılarak elde edilmiştir. Düz çözümde Manyetotellürik verilerin periyot aralığı 0.01-100 sn olarak alınmıştır. 49 adet istasyon eşit aralıklı bir karelay oluşturacak şekilde seçilmiştir (Şekil 3.7).

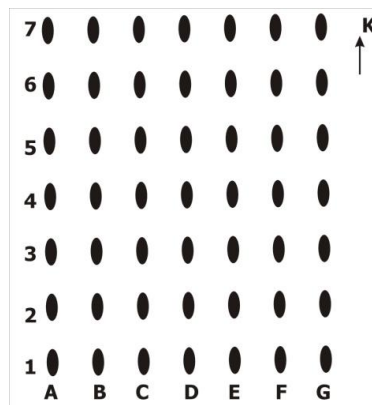


Şekil 3.6 : Faz Tensörü Elipsi, $\Phi_{\min}$ ve $\Phi_{\max}$ tensor elipsinin uzun ve kısa eksenleri β tensör çarpıklığı, γ tensörün koordinat sistemine göre konumu.

3.10.1 1-B Ortam

1-B ortam için (x_1, x_2) kartezyan koordinat sisteminde empedans tensörü (3.60)'dan aşağıdaki gibi yazılabilir;

$$[Z] = \begin{bmatrix} 0 & Z_{12} \\ -Z_{12} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{1B} \\ -Z_{1B} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.91)$$

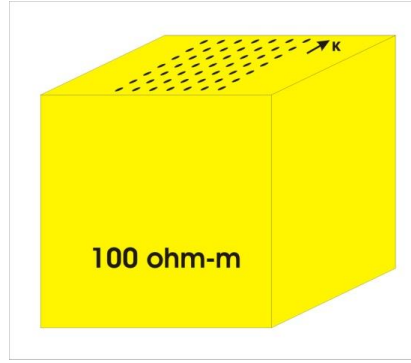


Şekil 3.7 : Düz çözüm modellemesi sırasında kullanılan istasyon dağılımı.

Buradan faz tensörü empedans tensöründen $[Z_{1B}] = [X_{1B}] + i[Y_{1B}]$ şeklinde gerçel ve sanal bileşenlerine ayırarak aşağıdaki gibi elde edilir;

$$[\Phi_{1B}] = \begin{bmatrix} Y_{1B} / X_{1B} & 0 \\ 0 & Y_{1B} / X_{1B} \end{bmatrix} \quad (3.92)$$

Tek düze iletkenliğe sahip yarı-sonsuz bir ortam, 1-B yapı için örnek olarak verilebilir (Şekil 3.8). Bu durumda, birim yarıçaplı bir daire tüm periyotlar için faz tensörünü temsil edecektir (Şekil 3.9 ve 3.10).



Şekil 3.8 : Tek düze öz direnci 100 ohm-m olan yarı sonsuz bir ortam.

3.10.2 2-B Ortam

2-B bir yeraltı yapısı durumunda bölgesel iletkenlik dağılımının doğrultusu koordinat sisteminin yönelimini belirler. Bir (x_1^l, x_2^l) koordinat sistemi için eğer x_1^l bilinmeyen elektrik uzanım yönünde ise ve ölçüm noktası ile ” α ” kadar bir açı yapılıyorsa (3.61)’den

$$[Z_R(\alpha)] = \begin{bmatrix} 0 & Z(\alpha)_{12} \\ Z(\alpha)_{21} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.93)$$

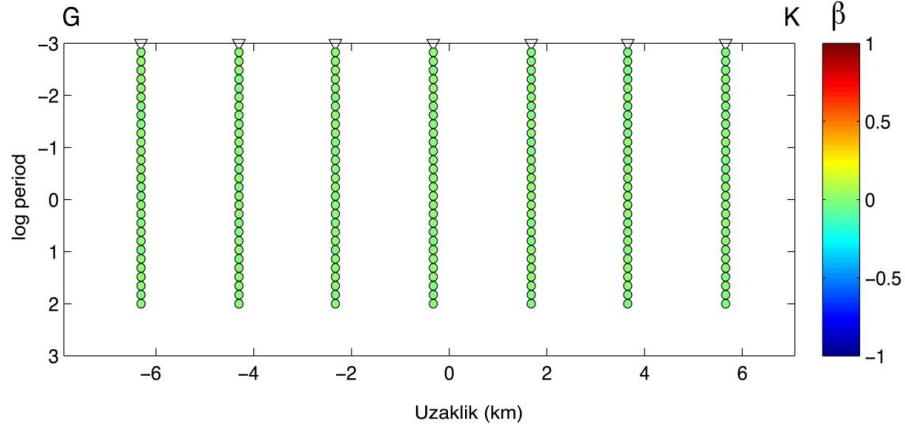
Yazılabilir. Faz tensörünü bilinmeyen ” α ” açısı kadar döndürülürse (Ek A.10);

$$[\Phi_R] = \begin{bmatrix} Y_{\perp} / X_{\perp} & 0 \\ 0 & Y_{\parallel} / X_{\parallel} \end{bmatrix} \quad (3.94)$$

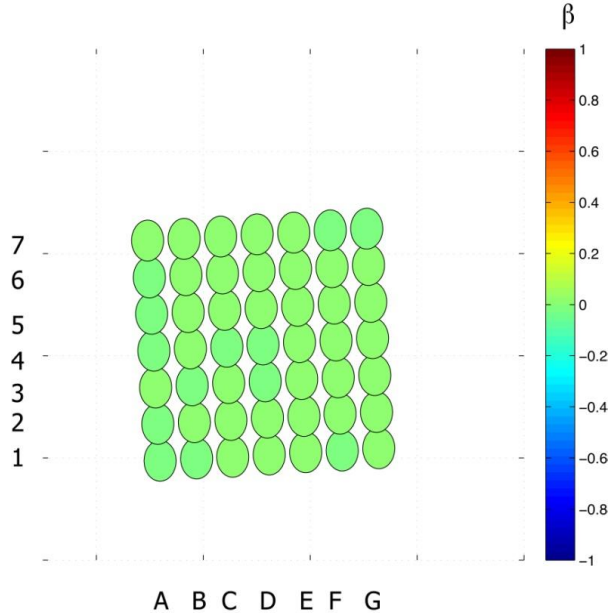
elde edilir.

Görüldüğü gibi iki boyutlu durum için birincil eksen elemanları Y_{TM} / X_{TM} ve Y_{TE} / X_{TE} şeklinde tanımlı iken “ $\beta = 0$ ” değerini alır. İki boyutlu durumda “ $\beta = 0$ ” olması gereklidir ama yeterli değildir. “ $\beta = 0$ ” olması faz tensörü elipsinin uzun

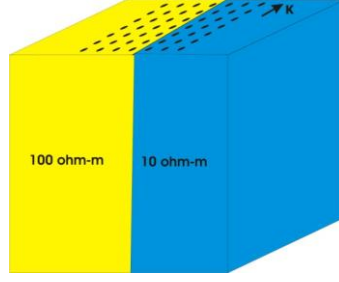
ekseni yönelimi elektrik doğrultuya dik yada paralellliğini gerektirir. Elektrik uzanım yönü bulunmasında hesaplamalarında karşılaşılan 90° 'lik ikilem faz tensörü içinde geçerlidir. Yer altında düşey bir süreksizlikle bir birinden ayrılan 100 ohm-m ve 10 ohm-m öz dirençlerine sahip iki ortam olsun (Şekil 3.11). Bu durumda faz tensörü elipslerine



Şekil 3.9 : Tek düze iletkenliği 100 ohm-m olan yarı sonsuz bir ortam.



Şekil 3.10 : Tek düze iletkenliği 100 ohm-m olan yarı sonsuz bir ortam için elde edilen faz tensörü elipsleri. Birinci grafik A-doğrultusu için tüm periyotlardaki elipsleri göstermektedir. İkinci grafik faz tensörü elipsleri 0.01 100 sn periyot aralığındaki tüm elipslerin ortalamasının değerinin harita düzlemindeki görüntüsüdür.

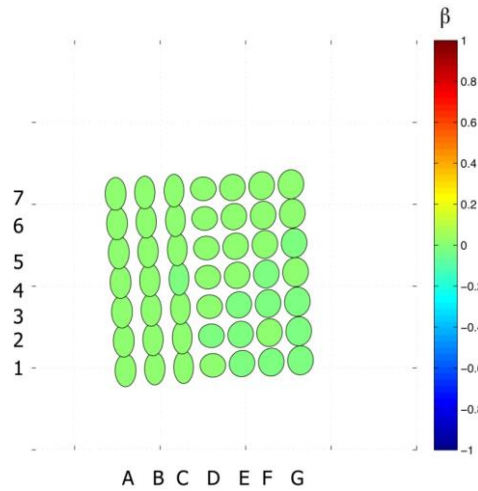


Şekil 3.11 : Düşey süreksizlikle birbirinden ayrılan farklı iki öz dirence sahip ortam harita düzleminde bakılırsa, dirençli bölgede faz tensörü elipslerinin uzun eksenlerinin fay ile aynı doğrultuda uzandığı görülür. Diğer taraftan iletken bölgede faz tensörü elipsleri ana eksen yönelimi fay doğrultusuna diktir. Sınırdan uzaklaştıkça ortam 1-B yapıya döndüğünden elipslerin daire şeklini aldığı görülür (Şekil 3.12).

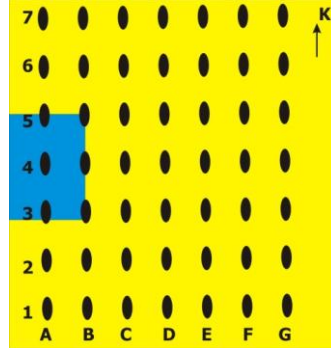
3.10.3 3-B Ortam

3-B ortamda faz tensörünün davranışını incelemek amacıyla yüzeyden 50m aşağıdan başlayan bir iletkenin 100 ohm-m lik bir ortam içinde bulunduğu düşünülerek sentetik modelleme yapılmıştır (Şekil 3.13). 3-B bir iletken kütlenin belli bir derinlikten itibaren başlamasından dolayı kısa periyotlarda faz tensörü elipsleri kütlenin etkisi dışındadır.

Buna karşın periyot aralığı arttıkça iletken kütlenin etkileri kütleye yakın istasyonlarda faz tensörü elipsleri üzerinde açıkça görülmektedir. Faz tensörü elipslerinin uzun eksenlerinin iletken kütlenin köşelerine yöneldiği gözlemlenirken ‘ β ’ sıfırdan farklı değerler alarak 3-B yapının varlığını işaret etmektedir. Periyot aralığı büyüdükçe 3-B iletken kütlenin etkileri ortadan kalkmakta faz tensörü elipsleri ve ‘ β ’ değerleri 1-B yapı koşullarına dönmektedir (Şekil 3.14).

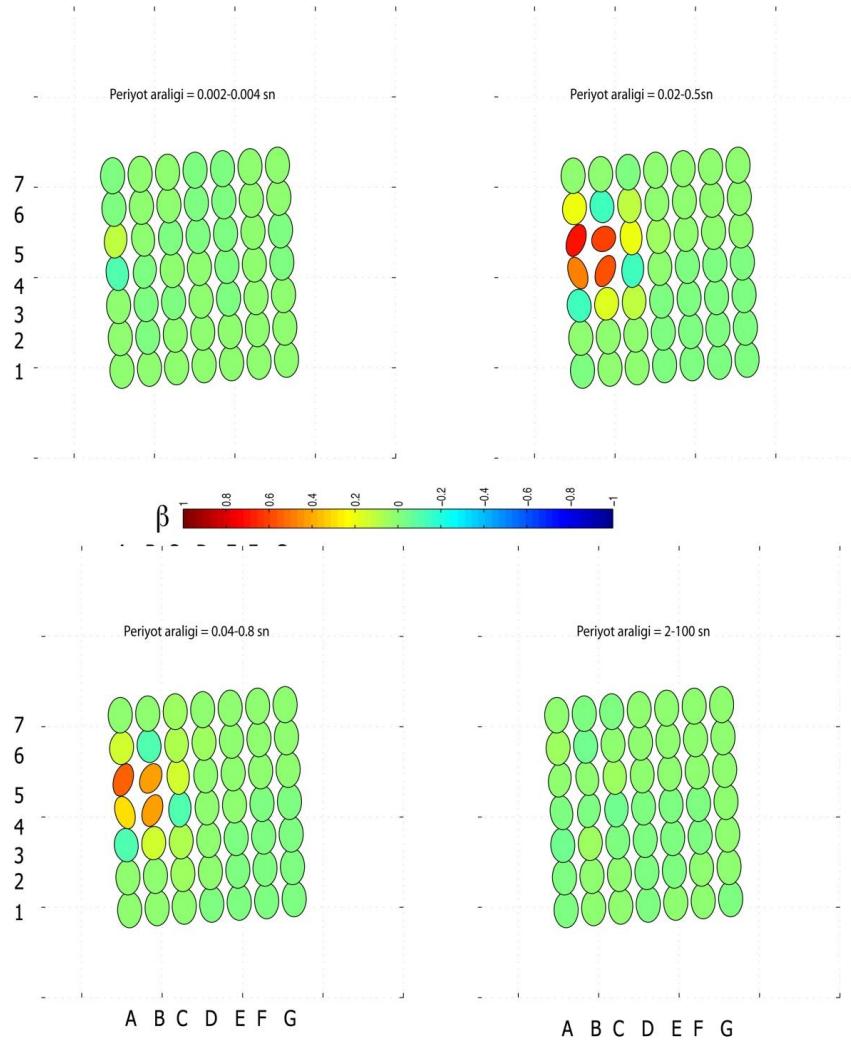


Şekil 3.12 : Düşey süreksizlikle birbirinden ayrılan farklı iki öz dirence sahip ortam için faz tensörü elipslerinin görünümü.



Şekil 3.13 : 100 ohm-m öz dirence sahip yarı sonsuz ortam içine yerleştirilen 10ohm-m öz direncindeki yapının üstten görünümü.

Sonuç olarak faz tensörü ortamın boyutluluğu hakkında bize bilgi verirken aynı zamanda galvanik bozulmalardan etkilenmemiş elektriksel uzanım yönünün değerini vermektedir.



Şekil 3.14 : 3-B ortam için faz tensörü elipsleri.

4. VERİ TOPLAMA VE ANALİZİ

4.1 Genel

Isparta Büklümü Türkiye'nin güneybatısında yeralan, tektonik ve jeolojik açıdan karmaşık bir yapıya sahip, önemli bir kesişim zonudur. Bölgenin oluşumu üzerine çeşitli teoriler bulunmaktadır, ancak genel kanı büklümün Miyosen öncesi nap yerleşimi sonucu oluştuğudur. Neotektonik dönem ise bu bölgede bir çok sistemin etkin olduğu bir yapı göstermektedir. Günümüzde Isparta Büklümü bir birinden değişik deformasyon özelliklerine sahip alanlar (Batı Anadolu genişleme bölgesi, orta Anadolu Bölgesi) arasında sınır teşkil etmektedir. Söz konusu deformasyon zonları Doğu Akdeniz'in tektonik gelişimi ile ilişkili olarak meydana gelmiştir ve günümüzde de halen aynı tektonizmayı göstermektedirler.

Neotektonik dönemin başlangıcında tek bir Afrika-Avrasya dalma-batma sistemi söz konusuyken, zaman içinde bu sistem çeşitli nedenler ile farklı özelliklere sahip bölümlere ayrılmıştır. Bu bölümlerden ilki dalma-batma sisteminin en doğu ucunun Bitlis-Zagros çarpışması ile sonuçlanan kesimidir ki bu olay Anadolu levhasının batıya kaçış hareketini meydana getirmiştir. Sistemin batı ve orta kesimleri ise jeolojik dönem içinde çeşitli nedenler ile oluşan farklı dalma-batma hızları sonucu ayrıışmışlar ve günümüzde Ege ve Kıbrıs yayları olarak adlandırılan sistemleri meydana getirmişlerdir. Gerek teorik çalışmalar gerekse yapılan jeoloji, jeofizik ve jeokimya çalışmaları söz konusu iki levha arasında levha yırtılması (slab tearing) veya levha ayrılmasının (slab detachment) bulunduğunu göstermektedir. Bu yırtılma veya ayrılmanın sınırı Isparta Büklümü olarak düşünülmekte ve bölgenin en önemli aktif fay yapılarından olan FBFZ ile bölgede yer alan genç volkanizma alanlarının bu yırtılmanın yer yüzündeki izleri olduğu öne sürülmektedir (Barka ve Reilinger 1997; Yağmurlu ve diğ., 1997; Elitok ve diğ., 2010). Söz konusu modellerde, yırtılma sonucu astenosfer yükselimi meydana geldiği ve bahsi geçen volkanizmanında bununla ilişkili olduğu belirtilmektedir. Manyetotellürik yöntem yerin elektriksel iletkenlik (elektriksel direnç) özelliklerini doğal elektromanyetik alanları kullanarak

inceleyen ve bu yollarda yer içinin yapısını ortaya koyan bir yöntemdir. Kısaca söylemek gerekirse yer içinde iletkenlik sıvı (su, sıvı), mağma (kısmi ergime) ve iletken mineraller (Grafit, metalik mineraller) gibi birçok etmene bağlı olarak değişir. Söz konusu sıvıların kökeni meteorik, metamorfizma veya kısmi ergime olabilir (Haak ve Hutton, 1986; Jones 1996). Isparta Büklümü bölgesi için yukarıda bahsedilen jeolojik ve tektonik modeller bir astenosfer yükselimi sonucunu ile rtşebilmektedir. Ancak söz konusu yükselime neden olan yapı sınırları ve dağılımı üzerinde tartışmalar halen bilimsel platformda sürmektedir. Buna ek olarak FBFZ ve AFZ gibi iki önemli fay zone ile bir çok irili ufaklı faylar bölgede yer almaktadır. Hatta bazı bilim adamlarına göre söz konusu ana faylar dalma-batma veya yırtılma zoneunun sınırlarıdır (Eyidoğan ve Barka, 1997). Bilindiği gibi bir bölgedeki fay yapıları bölgedeki sıvı hareketliliğini kontrol eden en önemli etmenlerdir. Fay zone sıvı hareketi için bir yol veya bir engel olarak davranabilir (Canie, ve diğ., 1996; Gudmundsson, 2000). Dolayısı ile bölgede bir astenosfer yükselimi ve bununla ilişkili bir sıvı ve sıcaklık artışı söz konusu ise manyetotellürik yöntem iletkenlik artımına neden olacak olan bu etmenlerin yeri ve durumlarını kolaylıkla ortaya koyacaktır.

Bundan dolayı 2008 ve 2009 yılları yaz aylarında Isparta Büklümü bölgesinde bölgeyi en iyi şekilde temsil edecek iki boyutlu ve üç boyutlu modellemeye imkan verecek şekilde dört ayrı doğrultuda ölçümler alınmıştır. Bu bölümde yapılan arazi çalışması sırasında kullanılan cihazların özellikleri, ölçü noktalarının dağılımı ve ölçümler süresince karşılaşılan zorluklar ile kayıt edilen zaman serilerinden bölgenin boyutluluk ve elektriksel uzanım analizlerinin yapılmasına değinilmiştir.

4.2 Veri Toplama

Isparta Büklümü'nde bölgenin günümüzdeki tektonik yapısına açıklık getirmek amacıyla derin elektrik modeli elde etmek için 2008 yılı yaz aylarında öncelikle bölgenin batı ve doğu sınırlarınında teşkil eden iki önemli fay zone olan FBFZ ve AFZ'nu kesen iki doğrultu boyunca manyetotellürik ölçümler alınmıştır (şekil 4.1 ve şekil 4.2). Söz konusu ölçüm doğrultularından FBFZ'nu kesen doğrultuda 17, AFZ kesen doğrultuda ise 15 MT lm noktası yer alır. Projenin devamında 2009 yılında bu doğrultuların arasında kalan bölgede söz konusu doğrultuların uzanımına uyumlu

biri 7 diğeri ise 8 manyetotellürik istasyon içeren iki hat boyuncada MT ölçümler alınmıştır.

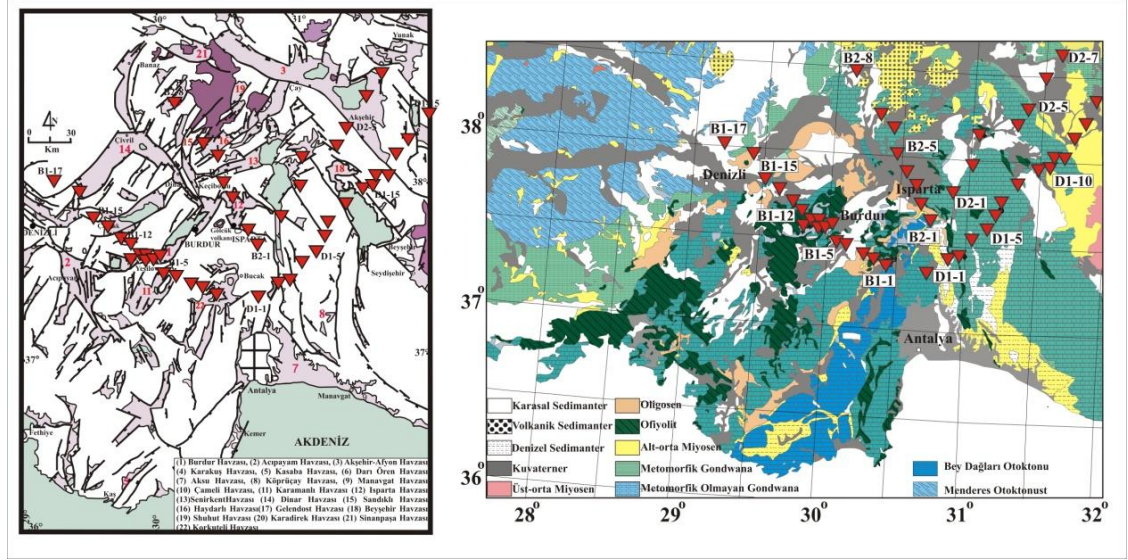
Bu tür bir ölçü noktası dağılımı seçiliminin nedeni, elimizdeki olanakları optimum seviyede kullanarak ölçü noktalarının (alınan verinin) hem 2-B hemde 3-B modellemelerde kullanıma uygun şekilde dağılımının sağlanmasıdır. Ancak, kimi yerlerde topoğrafya, bazı yerlerde ise elektromanyetik gürültü kaynakları (yüksek gerilim hatları, bölgede yer alan radar istasyonu) gibi nedenler, bazı bölgelerde MT istasyon kurulmasını veya düzgün veri elde edilmesini mümkün kılmamıştır. Dolayısıyla söz konusu bölgelerde doğrultu oluşturacak ölçüm doğrultusundan fazla sapmayacak şekilde ölçüm yapılmasına gayret gösterilmiştir. Sonuç olarak farklı yıllarda yapılan arazi çalışmaları ile ters “V” yapısındaki Isparta Büklümü iki farklı “V” oluşturacak şekilde dizilen, dört adet MT doğrultusu ile örneklenmiştir. Dış V yi oluşturan doğrultular 2008 yılında alınan ölçümleri kapsar ve asıl ana doğrultular olarak düşünülebilir. İç V yapısını oluşturan doğrultular ise bu ilk çalışmaya ek olarak atılan doğrultulardır.

Söz konusu doğrultulardan batıda olan ikisi “ISP-B1”, “ISP-B2” olarak adlandırılırken doğuda olan ikisi “ISP-D1” ve “ISP-D2”, olarak adlandırılmaktadır (Şekil 4.1 ve Şekil 4.2).

Arazi çalışmalarında istasyonlar arası mesafeler genellikle 10-20 km arasında tutulmaya çalışılmıştır ancak gerekli görüldüğü zaman özellikle muhtemel fay zonları yakınlarında istasyonlar arası mesafeler azaltılmıştır. Yukarıda da belirtildiği gibi MT istasyon noktası seçimi sırasında, ölçümlere bozucu etkide bulunacak elektrik hatları, boru hatları, su pompaları ve demir yolları gibi gürültü kaynaklarından uzak durulmasına özen gösterilmiştir. Benzer şekilde veri kalitesi düşümüne neden olan rüzgar ve sıcaklık gibi etmenlerden korunmak amacı ile, ölçüm kabloları, manyetik ölçüm bobinleri ve ölçü cihazı toprak altına gömülerek izole edilmişlerdir (Şekil 4.3).

Manyetotellürik ölçümler sırasında Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü kurumuna ait olan 2 adet “Phoenix Geophysics MTU V5-2000” geniş-bant manyetotellürik cihazlar kullanılmıştır. Bu cihazlar elektrik ve manyetik alanı birlikte ölçebilmektedir. Ayrıca cihazlar birbirleri ile GPS (global Positioning Satellites) yardımıyla, senkronize çalışabilmeleri sayesinde zaman

tarafından yapılmıştır. Kullanılan cihaz, manyetik alan bileşenlerini, manyetik alan değişimlerinin bobinlerin üzerinde meydana getirdiği elektrik voltajın ölçülmesi ile belirler. Dolayısıyla bobinler üzerinde benzer akımların oluşmasına neden olacak durumlardan örneğin rüzgar titreşimlerinden etkilenmemek amacı ile 3 bobinde toprak altına gömülmüştür (Şekil4.3).



Şekil 4.2 : Isparta Büklümü Jeoloji haritası ve Manyetotellürik ölçü noktaları (Ters üçgenler). FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, AFZ: Akşehir Fay Zonu.

Öncedende belirtildiği gibi arazi çalışmaları iki ayrı kamp döneminde yapılmıştır. Bu dönemlerden ilkinde dış “V” yi oluşturan ISP-B1ve ISP-D1 doğrultuları boyunca manyetotellürik ölçümler alınmış (yaklaşık 2 günlük) ve en iyi kalitede veri elde etmek için manyetik alan gürültüsünün azaltılması amacıyla istasyonlar biri diğerinin Uzak Noktası (Remote Referansı) olacak şekilde kayıt alınmasına özen gösterilmiştir. Her iki doğrultudada istasyonlar arası mesafeler 10 km seçilirken kimi durumlarda (fay zonları) 5km’ye kadar düşürülmüştür.

İkinci kamp döneminde ise iç “V” yi oluşturan ISP-B2 ve ISP-D2 doğrultuları boyunca ölçümler yapılmıştır. Ancak söz konusu ölçümler sırasında yalnız bir adet MT aleti bulunmasından dolayı bu ölçümlere “Uzak Nokta” yöntemi uygulanamamıştır.



Şekil 4.3 : Isparta Büklümü Bölgesi arazi çalışmasında istasyon kurulumu.

4.3 Veri İşleme ve Veri Analizi

4.3.1 Manyetotellürik zaman serisi analizi

Zaman ortamında ölçülen manyetotellürik alan bileşenlerinden frekans ortamında elektromanyetik empedans transfer fonksiyonlarının elde edilmesi bir seri zaman serisi veri-işlem tekniklerinin uygulanmasını gerektirir. Manyetotellürik empedans (3.56) ve (3.57) bir tensör ifadesidir ve frekans ortamında yatay elektrik alan ile yatay manyetik alan arasındaki ilişkiyi tanımlar. “Z” empedans ifadesi yer içinin sabit elektriksel özelliklerine bağlıdır. Dolayısı ile “Z” empedansındaki salınımlar zaman ortamında çeşitli zaman pencerelerinde “E” ve “H” da meydana gelen salınımlar ile ilişkilidir. Empedansın elde edilmesi için çeşitli kestirim yöntemleri söz konusudur ve bu yaklaşımlarda zaman serilerinden birbirlerine uyumlu ve yerin tepkisini verebilecek kesimlerin elde edilmesi amaçlanmaktadır (Booker, 2013 ve oradaki referanslar). Kestirimin en iyi şekilde yapılması elektromanyetik alanın ne kadar düzlem dalgaya yaklaştığı, “E” ve “H” daki gürültü miktarı ve Gauss dağılımı gibi etmenlerle ilişkilidir (Booker, 2013). Empedans kestirimi işleminin ilk aşaması, zaman serilerinden frekans ortamına geçilmesidir. Frekans ortamına geçildikten sonra empedans kestirimi yapılabilir. Ancak burada unutulmaması gereken nokta ölçülen alanların gürültü içerdiği. Empedans kestiriminde Sims ve diğ., (1971),

eğer dış kaynak tek düze ise ve gürültü Gauss dağılımı gösteriyor ise en küçük kareler yönteminin kullanılabileceğini belirtmiştir. (Ek B.1)

Ancak kestirimlerin elde edilmesinde özgüç değerlerinin gürültü tarafından kaydırılması (Bias) olarak adlandırılan bir sorun söz konusudur. Bu sorun ölçülen manyetik ve elektrik alanın içerdiği gürültüden kaynaklanmaktadır. Örneğin;

$$\mathbf{H}_{xölçülen} = \mathbf{H}_x + \mathbf{H}_{xgürültü} \quad (4.1)$$

Öz gücü alındığında;

$$\langle \mathbf{H}_{xölçülen} \mathbf{H}_{xölçülen}^* \rangle = \langle \mathbf{H}_x \mathbf{H}_x^* \rangle + \langle \mathbf{H}_{xgürültü} \mathbf{H}_{xgürültü}^* \rangle \quad (4.2)$$

Görüldüğü üzere $\mathbf{H}_x$ bileşeninde bulunan gürültü, öz güç değerine eklenecek böylelikle daha büyük bir değer elde edilecektir. Bu olumsuzluğun giderilmesi için Öz güçlerin hesabında aynı istasyon yerine eş zamanlı olarak bağımsız iki istasyonda alınan ölçümlerin kullanılması önerilmiştir (Gamble ve diğ., 1979). Bu yöntemde manyetik alan eş zamanlı olarak iki farklı istasyonda kayıt edilir. Manyetik alanın seçilmesindeki neden ise manyetik alandaki değişimlerin bölgeden bölgeye elektrik alan üzerinde meydana gelen değişimlerden oldukça az olmasıdır. Böylelikle bir istasyonda empedans kestirimi yapılırken öz güçler farklı iki istasyonun manyetik alan değerleri kullanılarak hesaplanır ve böylelikle gürültüden meydana gelecek aksaklıklar giderilmiş olur. Uzak Nokta yöntemi adı verilen bu yöntem önceki bölümlerde bahsedildiği gibi bu tez kapsamında ISP-B1 ve ISP-D1 doğrultularında alınan ölçümlere uygulanmıştır. Sonuç olarak tüm istasyonlara ait zaman serilerinden modellemede kullanılacak olan öz direnç ve faz eğrileri 0.001-2000 sn aralığında elde edilmiştir .

4.3.2 Empedans tensörü'nün boyutluluğu ve yerelektrik doğrultusu kestirimi analizleri

Daha önceki bölümde ayrıntılarını verdiğimiz empedans tensörünün çeşitli yeraltı modellerine göre (1-B, 2-B, 3-B, 2-B+3-B gibi) yapısı değişmektedir. Dolayısı ile tensörden elde edilecek çıkarımlar tamamıyla tensör elemanları ile ilişkili olduğundan, empedans tensörünün özellikleri ve boyutluluğu manyetotellürikte oldukça önem arz etmektedir. Ancak tensör üzerine yapılan çalışmalar iki önemli sorun ile karşılaşmaktadır; bunlardan birincisi “galvanik bozunum” ikincisi ise tensörün 3-B yapısıdır. Her iki durumda da tensörün köşegen elemanlarını

sıfırlayacak bir eksen çifti bulmak olanaksızdır. Buna karşın empedansta 3-B bazı bozunumlar görülmesine rağmen empedansa çoğunlukla iki boyutluluk hakim ise 2-B modellemede yapılabilir (Ledo, 2005). Bu nedenden dolayı günümüze kadar yapılan çalışmalarda, 2-B empedans tensörü özellikleri taşımayan tensörlerden galvanik bozunumların giderilerek değerlendirmeler yapmak üzerine çeşitli matematiksel ve fiziksel yaklaşımlarda bulunulmuştur. Bu yaklaşımlardan matematiksel olanları genellikle rankı 2 olan tensörlerin genel matematiksel özelliklerine dayanarak (matris çarpıklığı, trace vb.) bazı çıkarımlarda bulunmaktadırlar (Swift, 1967; Eggers, 1982; Spitz, 1985; Chakridi ve diğ., 1992; Zhang ve diğ., 1993). Ancak gerçek dünyada bu yöntemlerin uygulanmasında sorunlar çıkmaktadır. Bu sorunların nedeni ise bu yaklaşımların galvanik bozunum gibi önemli bir etmeni göz ardı etmeleridir (Bahr, 1988). Fiziksel yaklaşımlar ise bölgesel yapının 2-B kabulü esasına dayanır (Groom ve Bailey, 1989; Bahr, 1988; Bahr, 1991; Chave ve Smith, 1994; Weaver ve diğ., 2000). Bölüm-3 de bu yöntemlerden günümüzde en çok kullanılanlar açıklanmıştır bu bölümde ise uygulamaya yönelik bilgiler ve Isparta Büklümün’de alınan manyetotellürik ölçümler sonucu elde edilen empedans tensörlerine uygulanan boyutluluk analizi ile elektriksel doğrultu analizleri hakkında açıklamalarda bulunulacaktır.

Bir manyetotellürik ölçümde elde edilen empedans tensörü (3.74)’den aşağıdaki gibi yazılabilir;

$$[Z]=[e^b][Z^R]$$

görüldüğü gibi 4 bilinmeyenli bozunum matrisi, 8 bilinmeyenli empedans yani toplam 12 bilinmeyene karşı, ölçülen empedanstan 8 bilinen bulunmaktadır. Bu sistemin çözülmesi için çeşitli kabullerin yapılması zorunludur (Smith, 1995). Bundan dolayı ilk olarak bölgesel yapının 2-B olması kabulü yapılmış ve empedans tensörü (3.78)’den aşağıdaki gibi yazılmıştır

$$[Z]=R(\alpha)[e][Z^R]R(\alpha)^T$$

Yukarıdaki eşitlik incelenirse “e” bozunum matrisi 4 elemanlı, “α” döndürme açısı ve Z^R bölgesel empedans 4 elemanlı bir yapıda olduğu görülür. Sonuç olarak 9 bilinmeyene karşı ölçülen empedans 8 elemanlı, yani eksik bir sistem söz konusudur. Groom ve Bailey, (1989)’ da (3.79) da verilen tensör ayrıştırma tekniği uygulamış

$$[Z] = R(\alpha) g T S A [Z^R] R(\alpha)^T \quad (4.3)$$

“gA” hesaplanamaz olarak kabul edilip eşitliği “Z^R” bölgesel empedans 4 elemanlı, “α” döndürme açısı, shear açısı “S”, twist açısı “T” şeklinde ayrıştırarak bilinmeyen sayısını 7 ye düşürmüştür. Böylece eksik tanımlı sistem düzeltilmiş ve 8 bilinene karşın 7 bilinmeyen koşulu oluşmuştur. Bu bilinmeyenler ise her frekans için kolaylıkla hesaplanabilir. Groom ve Bailey (1989) (GB) yöntemi her istasyon için ayrı ayrı uygulanan bir yapıya sahipken Mc Neice ve Jones (2001), (GB) yönteminin tüm veri kümesine uygulabilmesini sağlayan bir algoritma geliştirmişlerdir. Bu algoritma için “S” adet manyetotellürik ölçü noktası “N” frekans sayısı için düşünülürse, (SxNx8) adet ölçülen veriye karşın, Sx(Nx4+2)+1 adet bilinmeyen söz konusu olacaktır. Algoritma bu bilinmeyenleri gözlemsel ve model parametreleri arasındaki misfit’i (çakışmazlık) denetleyerek en küçük kareler bağlamında çözülmesi esasına dayanır. Çözümlemeler yapılırken algoritma çeşitli şekillerde veriye uygulanabilir. Bunlar

- (1) SSSF (Single Site Single Frequency): İstasyon ve Frekans bağımsız hesaplama yöntemidir. Bu yöntem ile her istasyon kendi içinde değerlendirilir ve parametreler (elektiriksel doğrultu, Twist, Shear) her frekans için ayrı ayrı hesaplanır.
- (2) SSMF (Single Site Multi Frequency): İstasyon bağımsız frekans bağımlı değerlendirme tekniğidir ve her istasyon kendi içinde değerlendirilirken tüm frekanslarda aynı parametreler değerleri elde edilir.
- (3) MSSF (Multi Site Single Frequency): Frekans bağımsız, istasyon bağımlı değerlendirme tekniğidir. Tüm istasyonlar değerlendirmededir ancak tüm istasyonlarda farklı frekanslar için farklı parametreler elde edilir. Ancak her istasyondaki değerler aynıdır.
- (4) MSMF (Multi Site Multi Frequency): İstasyon ve Frekans bağımlı tüm istasyon ve frekanslar için bir tek parametre değeri elde edilir.

Bu yöntemlerden her hangi biri amaca yönelik olarak uygulanabilir.

Diğer bir yöntem ise temelde GB ile aynı olan ve Bahr (1991) tarafından tanımlanan yöntemdir. Yöntemin esası tellürik vektörler kavramına dayanır ve (3.81) ile (3.82)’den faz duyarlı elektrik uzanımı elde edilebilir.

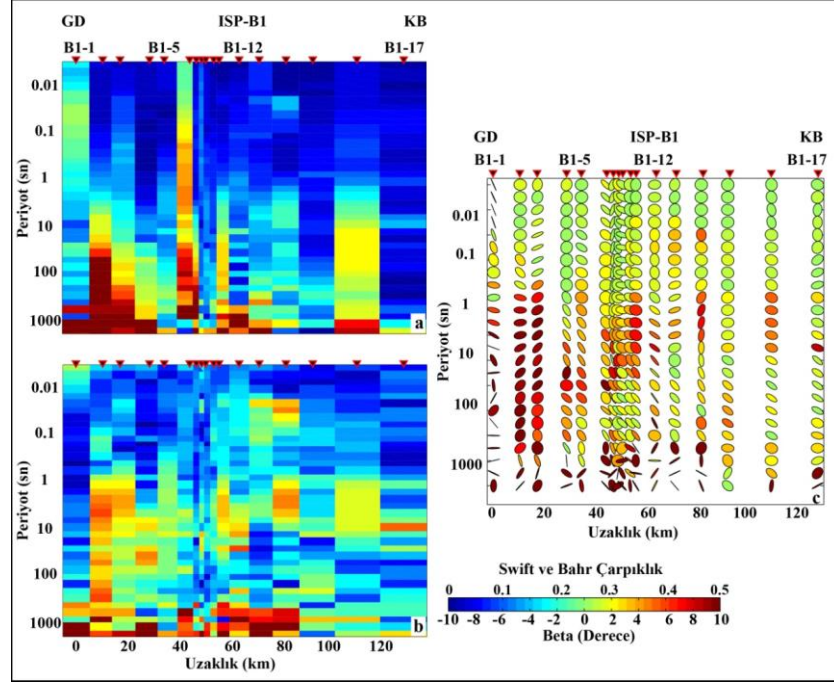
Tüm bu yöntemlerden sonra Caldwell ve diğ., (2004) her hangi bir kabulün yapılmadığı faz tensörü kavramını ortaya atmıştır. Bölüm-3'te de belirtildiği gibi faz tensörü yöntemi ile bölgesel elektrik değişim yönü (2-B durumda elektriksel doğrultu), bozunumdan bağımsız olarak tanımlanabilmekte, böylelikle kısmi bir çözüm elde edilebilmektedir (Bibby ve diğ., 2005).

Isparta Büklümü manyetotellürik verilerinin boyutluluk analizleri Swift çarpıklık, Bahr çarpıklık ve faz tensörü beta açısı bağlamında her doğrultu için ayrı ayrı değerlendirilmiş ve takip eden çıkarımlar yapılmıştır.

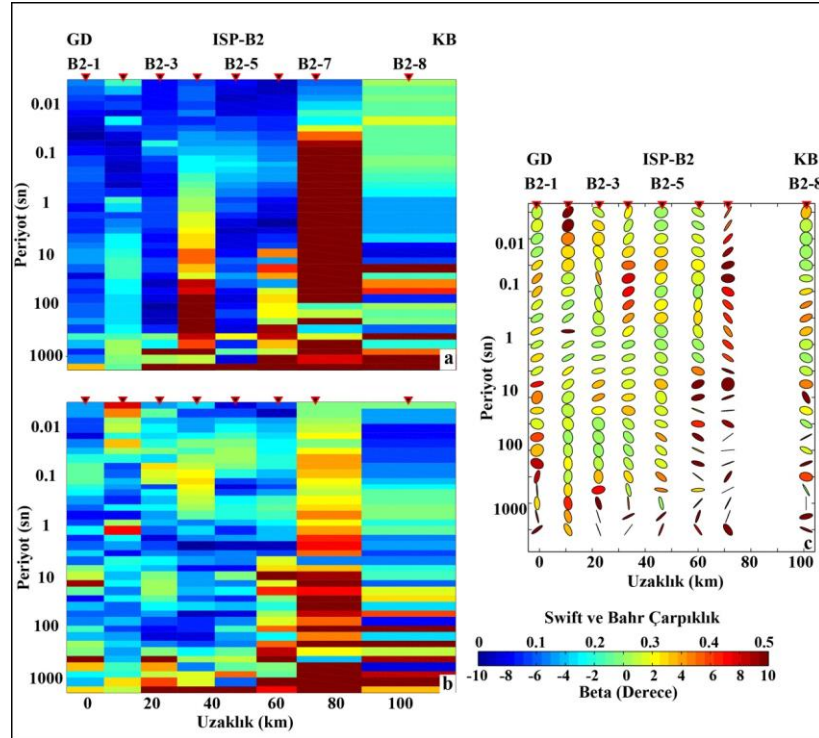
ISP-B1 nolu doğrultuya bakıldığında Swift değerlerinin 10 sn civarına kadar 0-0.2 arasında değişim gösterdiği görülmektedir (B1-6 hariç). Buna ek olarak Bahr çarpıklık değerleride 1 sn periyot değerine kadar 0-0.2 baskınlığı izlenmektedir (Şekil 4.4). Bu periyot değerinden sonra yüksek periyotlar hariç 0.2-0.3 arasında değişen değerlerin doğrultu boyunca hakim olduğu söylenebilir. Her iki çarpıklık değeri göz önüne alındığında doğrultu boyunca yer altı yapısı değerlendirilirken 2-B bir yaklaşımın uygulanması mümkündür. Bu çıkarımı faz tensörü elipsleri kısmen desteklemektedir. Şekil4.4c dikkatli incelenirse Beta değerlerinin özellikle dorultunun GD kesiminde 1sn den yüksek periyotlar için 3° den büyük olduğu gözlemlenmektedir. Veri her nekadarkı ilk iki boyutluluk parametresine göre genelde 2-B yapıyı desteklesede B1-1 ile B1-12 arası 1sn sonrası gerek Swift ve Bahr parametrelerindeki gerekse Beta'daki yüksek değerler ile 3-B'luluk özelliği göstermektedir. Söz konusu 3-B bölge Bostick derinlik analizine göre yaklaşık 10 km sonrasına denk gelmektedir (Ek B.2).

Bu doğrultunun yanındaki yardımcı doğrultu olan ISP-B2 isimli doğrultunun boyutluluk analizi değerlendirmelerine göre doğrultunun genelinde 90-100 sn sonrası yüksek periyotlar için Swift değerleri 0.2'den büyüktür (Şekil 4.5). Benzer sonuçlar Bahr çarpıklık değerinde de görülmektedir. Faz tensörü Beta parametresi de söz konusu periyot değerleri için bu sonucu desteklemektedir.

Batıdaki doğrultuların boyutluluk sonuçlarına göre derin kesimler 2-B yapıdan uzaklaşsa da genel olarak sanki veya sözde 2-B (quasi-2-D) gibi düşünülebilir. ISP-B1 doğrultusunda olduğu gibi bu doğrultu içinde periyoda karşı Bostick derinlikleri elde edilmiştir. Buna göre ISP-B2 doğrultusu için 15-20 km sonrası 3-B yapıdadır denebilir (Ek B.2).

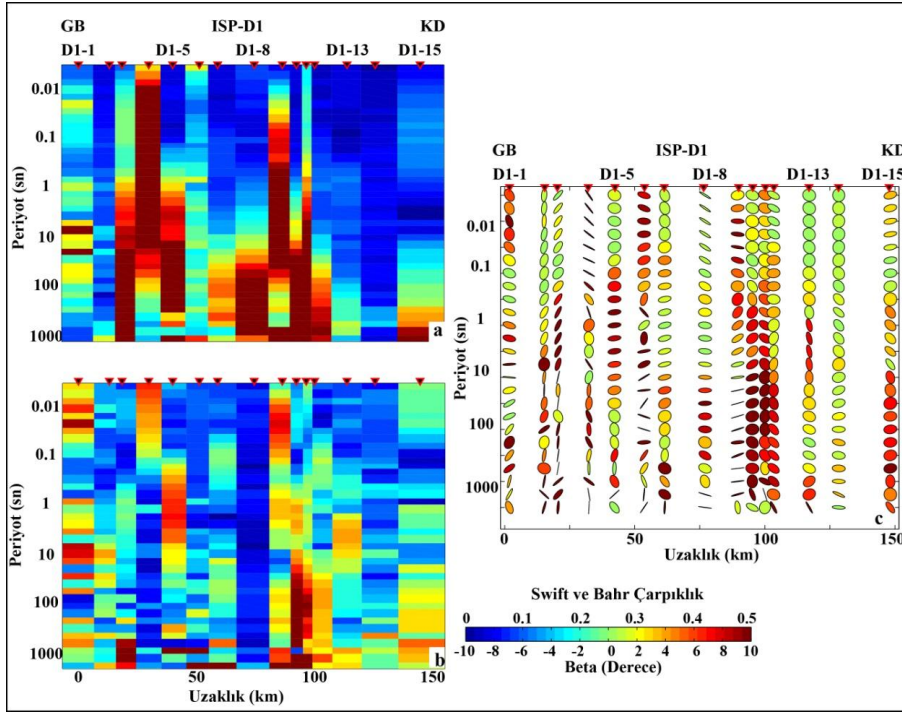


Şekil 4.4 : Isparta Büklümü ISP-B1 nolu doğrultuda alınan manyetotellürik ölçümlerin boyutluluk analizleri. (a) Doğrultu boyunca Swift çarpıklık değeri, (b) Doğrultu boyunca Bahr çarpıklık değeri, (c) Doğrultu boyunca faz tensörü elipsleri ve Beta değerleri.



Şekil 4.5 : Isparta Büklümü ISP-B2 nolu doğrultuda alınan manyetotellürik ölçümlerin boyutluluk analizleri. (a) Doğrultu boyunca Swift çarpıklık değeri, (b) Doğrultu boyunca Bahr çarpıklık değeri, (c) Doğrultu boyunca faz tensörü elipsleri ve Beta değerleri.

Doğu doğrultularının değerlendirilmesine gelince ilk olarak dış doğrultusu yani ISP-D1 isimli doğrultuyu ele alırsak. D1-1 ile D1-12 arasında yüksek Swift ve Bahr çarpıklık değerleri hakim. Beta değerleri de benzer şekilde yüksek bir yapı göstermekte (Şekil 4.6). Dikkatlice incelenirse D1-3 ile D1-5 arası ve yine D1-9 ile D1-12 arası büyük boyutluluk parametrelerine sahip alanlar olarak göze çarpmakta. Bundan dolayı bu doğrultu 2-B'lu olarak değerlendirilirken dikkatli olunması gereken bir yapı arz etmektedir.



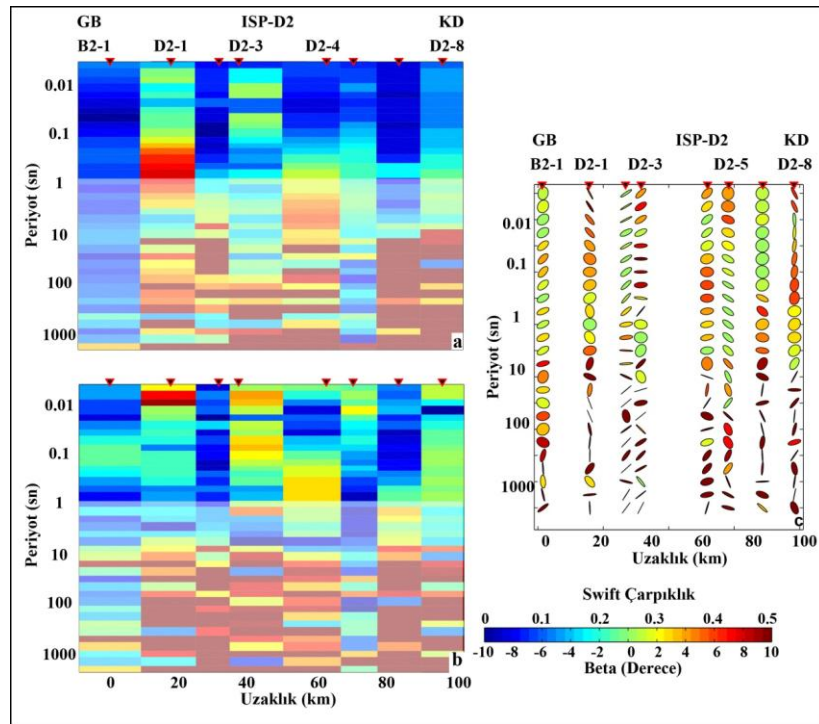
Şekil 4.6 : Isparta Büklümü ISP-D1 nolu doğrultuda alınan manyetotellürik ölçümlerin boyutluluk analizleri. (a) Doğrultu boyunca Swift çarpıklık değeri, (b) Profil boyunca Bahr çarpıklık değeri, (c) Doğrultu boyunca faz tensörü elipsleri ve Beta değerleri.

ISP-D1'e komşu olan ISP-D2 isimli profilin boyutluluk analizi sonuçları Şekil 4.7 de görüldüğü gibidir. Söz konusu veriler toplanırken tüm çabalara karşın gürültü kaynaklarından arındırılmamış ve dolayısı ile 1 sn sonrası veri kullanılamayacak derecede gürültülü olarak elde edilmiştir. Bundan dolayı değerlendirmeler 1 sn öncesi veri üzerinde söz konusu olmaktadır. Boyutluluk parametrelerine bakıldığında profil boyunca hakim yapı iki boyutluluktur. Benzer analiz doğu doğrultularından ISP- D1 doğrultusu üzerinde yapılırken doğu doğrultularından ikincisi olan ISP-D2 doğrultusu için veri kalitesi iyi olmadığından yapılmamıştır. ISP-D1 için D1-1 ve D1-5 istasyonları arasındaki bölge için 5-10 km, D1-9 ve D1-12 arası için 10km ve

D1-13 ve D1-15 arası için 10-15 km, derinlikleri sonrası için 3-B yapı öngörülmektedir.

Genel olarak bakıldığında tüm doğrultular için, ISP-D1 profilinin bazı kesimleri haricinde, 2-B kabul edilebilir. Ancak yorumlamalarda özellikle 3-B özellik gösteren kısımlarda dikkatli olunması gerekmektedir.

İki boyutlu modellemede daha önceki bölümlerde bahsi geçtiği üzere manyetotellüriğin temel kabullerine göre bir birine dik, doğrusal polarize elektrik ve manyetik alanlar yalnız iki yönde sağlanırlar. Bu yönler tensörün birincil eksenleri ile ilişkilidir ve TE ve TM modları olarak adlandırılmaktadır. Elimizdeki veriden maksimum bilgiyi alabileceğimiz bu yönlerden biri yerelektrik doğrultusuna paralelken diğeri diktir. Yularıda da kısaca özetlendiği gibi yerelektrik doğrultu kestirimi için çeşitli yöntemler söz konusudur.



Şekil 4.7 : Isparta Büklümü ISB-D2 nolu profile alınan manyetotellürik ölçümlerin boyutluluk analizleri. (a) Doğrultu boyunca Swift çarpıklık değeri, (b) Doğrultu boyunca Bahr çarpıklık değeri, (c) Doğrultu boyunca faz tensörü elipsleri ve Beta değerleri. Gölge alan gürültü veriyi temsil etmektedir.

Bu yöntemlerden bölgesel manyetotellürik etkiyi 2-B kabul ederek geliştirilen Swift elektriksel doğrultu yöntemi galvanik bozunumları içerirken, Bahr elektriksel doğrultu ve Groom ve Bailey elektriksel doğrultu yöntemleri bu bozunumların etkilerini gidererek elektriksel doğrultu kestirimi yapılmasını sağlamaktadır. Faz

tensörü ise galvanik bozunumlardan tamamiyle bağımsız olarak verinin 2-B olması durumunda elektriksel doğrultu elde edilimini sağlamaktadır. Unutulmaması gereken nokta elektriksel doğrultu analiz sonuçlarının ikilem içerdiği ve elde edilen açının 90° karşıtında elektriksel doğrultu olabileceğidir.

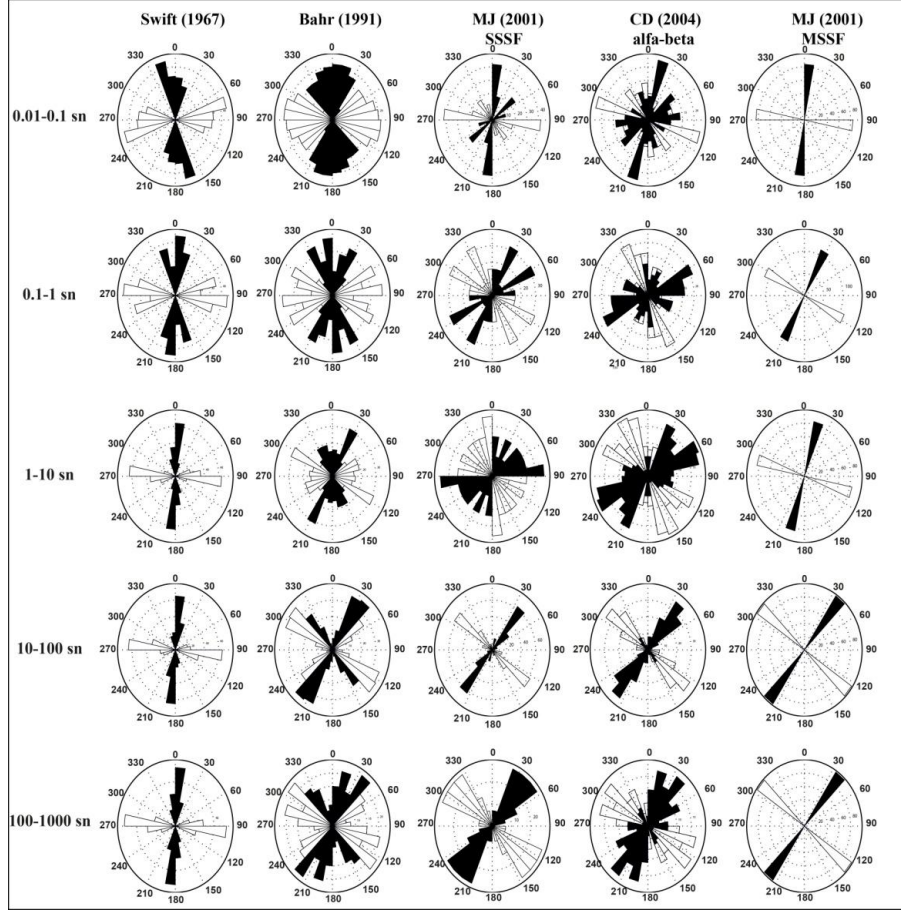
Söz konusu elektriksel doğrultu kestirim yöntemlerinden günümüzde en çok kullanılanların her biri her bir doğrultu için uygulanmıştır. İlk olarak belirli frekans aralıkları için elektriksel doğrultu kestirimi uygulanmıştır. Şekil4-8’de takip edildiği gibi, Swift elektriksel doğrultu değerleri tüm frekans aralıkları için “ 0° - 10° ” arasındadır. Ancak ortamın 2-B olması durumunda dahi söz konusu değerlerin galvanik bozunumdan etkilendiği unutulmamalıdır.

Bundan dolayı galvanik bozunumların giderildiği Mc Neice ve Jones (MJ) elektriksel doğrultu değerlerini SSSF ve MSSF için incelenirse, 0.01-0.1 sn dışındaki periyotlar için baskın yönelimin “ 30° - 50° ” arasında olduğu söylenebilir. Faza duyarlı yani Bahr elektriksel doğrultu değerleri ise 0.01-0.1 sn dışındaki değerler için “ 30° - 40° ” arasında değişmektedir. Son olarak galvanik bozunumlardan etkilenmeyen faz tensörü α - β değerleri incelenir ise elektriksel doğrultu düşük periyotlarda 60° yüksek periyotlarda ise 40° civarlarında bulunmaktadır.

ISP-B1 doğrultusu elektriksel doğrultu analizi tüm periyot aralığı için incelendiğinde ise tüm analiz yöntemlerinin (Swift hariç) “ 30° - 50° ” arasında bir elektriksel doğrultu verdikleri görülür (Şekil 4.9). Son olarak MJ’nin MSMF analizine göre elektriksel doğrultu 50° çıkmaktadır (Şekil 4.10).

ISP-B1 doğrultusu FBFZ’nu verev olarak kesmektedir ve bu fay zonu $K50^\circ D$ doğrultuya sahiptir. Yukarıda anlatılan elektriksel doğrultu analizleriyle birlikte değerlendirildiğinde bu açının elektriksel doğrultu olarak alınması mümkündür.

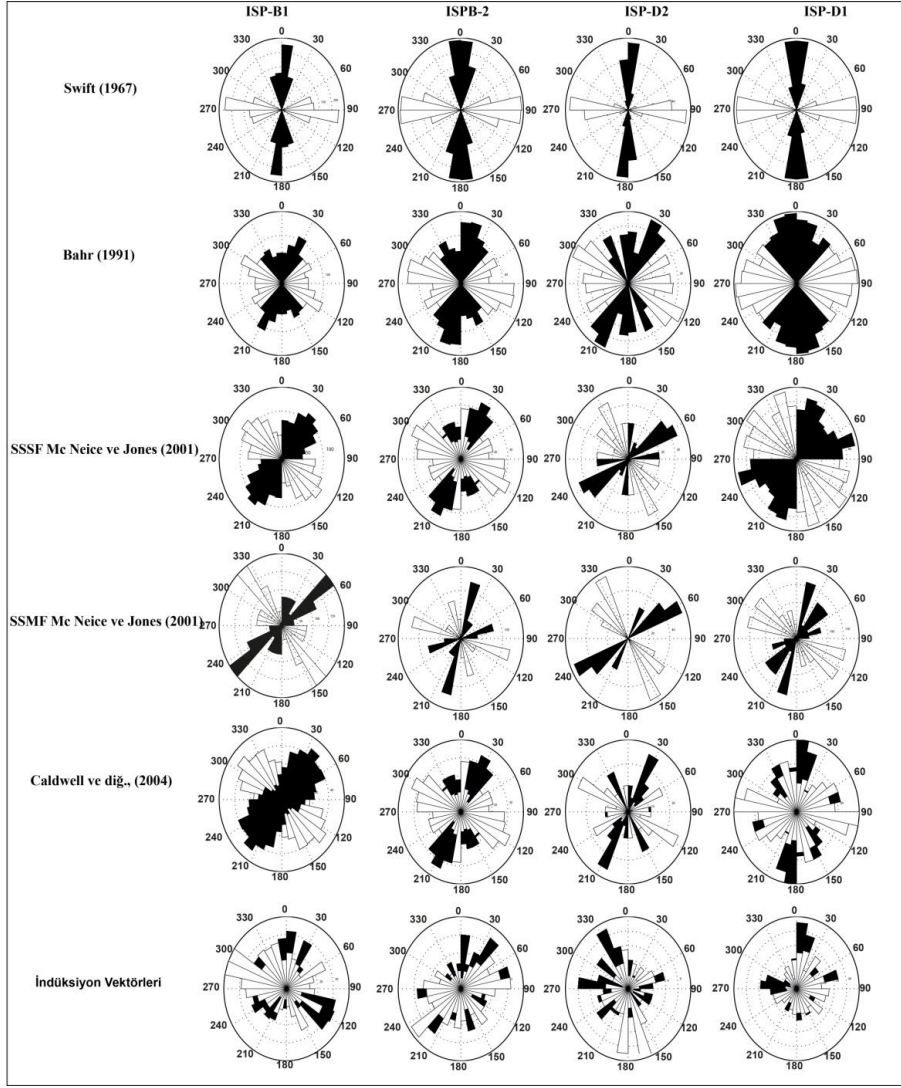
Yapı 2-B kabul edildiğinde faz tensörü elipsleri beta değerleri küçük ($<3^\circ$) ve elipslerin uzun eksenleri 2-B yapıya dik veya yatay olmalıdır. Buna ek olarak indüksiyon vektörlerinin gerçel ve sanal kesimleri bir birine paralel yönünde uzanmalıdır. Bu bağlamda faz tensörü elipsleri incelendiğinde genel olarak 0.01-1 sn aralığında beta değerlerinin düşük ve elipslerin çoğunun uzun eksenlerinin fay yapılarına paralel veya dik olması 2-B’luluğu işaret ederken bu periyot değerlerinden daha uzun periyotlarda özellikle profilin GD kesimine gidildikçe (son 4 istasyon) 3-B etkinin baskın olduğu görülmektedir.



Şekil 4.8 : ISP-B1 doğrultusu için çeşitli periyot aralıklarında elektriksel doğrultu analizleri

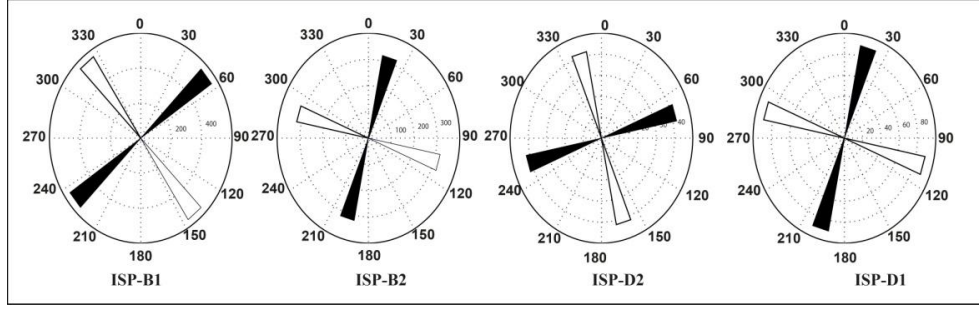
İndüksiyon vektörleri gerçel ve sanal bileşenleri ISP-B1 için çoğunlukla bir birinin tersi yönde paraleldirler. Sonuç olarak boyutluluk analizleriyle birlikte irdelendiğinde her ne kadar doğrultunun bazı kesimlerinde 3-B luluk etkin olsada 2-B kabul bu doğrultu için rahatlıkla yapılabilir.

ISP-B2 doğrultusunda da benzer analizler uygulanmıştır. İlk olarak çeşitli periyot aralıkları için elektriksel doğrultu değişimi incelenirse, Swift değerleri yine tüm periyot aralıkları için “0°-10°” arasında değiştiği görülmektedir. MJ sonuçları incelenirse genel olarak elektriksel doğrultu “0°-30°” arasındadır (Şekil 4.12). Bahr elektriksel doğrultusu ve Faz tensörü α - β açı değerleri benzer şekilde sonuçlar vermekte ve 0.1-10 sn arası 10° baskınken 10-1000 sn arası 30° baskın hale gelmektedir. Bu doğrultunun tüm periyot aralığı için elektriksel doğrultu analizi 20°-30° nin baskın olduğunu işaret etmektedir. MSMF sonuçları ise 20° lik bir elektriksel doğrultu değeri vermektedir (Şekil4-10). Dolayısı ile bu doğrultu için 20° elektriksel doğrultu olarak kabul edilebilir.



Şekil 4.9 : Tüm doğrultular için tüm periyot aralığında (0.01-2000 sn) elektriksel doğrultu analizleri ve İndüksiyon vektörleri. İndüksiyon vektörlerinde gül diyagramında siyah yapraklar gerçel beyaz yapraklar sanal bileşenleri göstermektedir. ISP-D2 doğrultusu için periyot aralığı (0.01-1 sn)'dir.

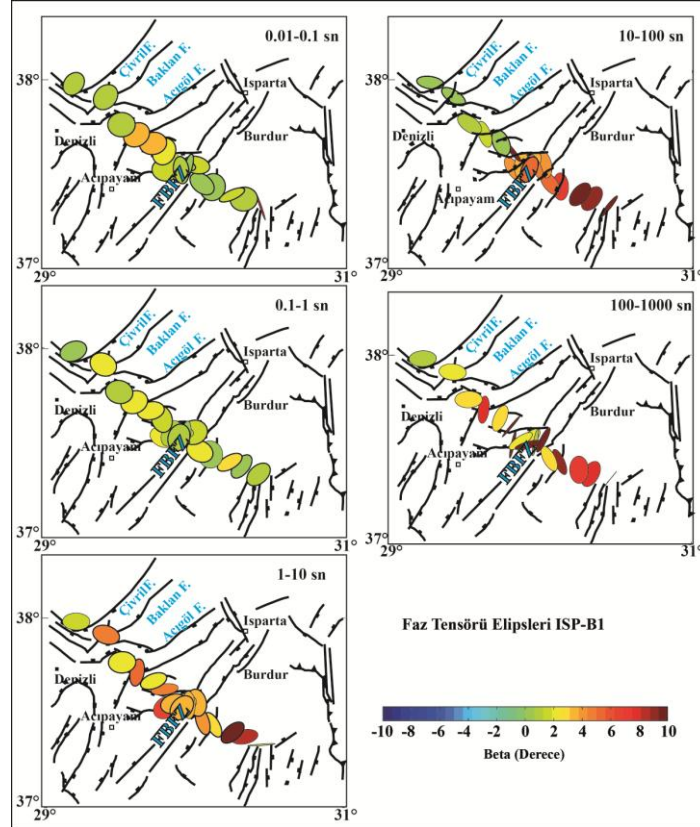
ISP-B2 doğrultusunun boyutluluk analizi yüksek periyot değerlerinin haricinde genel yapının iki boyutluluk kabulünü desteklediğini göstermekteydi. Benzer şekilde faz tensörü elipslerinin uzun eksenlerin yönelimi incelendiğinde Beta değerleri küçük ve elipslerin ana fay yapılarına paralel oldukları gözleniyor (Şekil 4.14). Buna ek olarak indüksiyon vektörleri gerçel ve sanal kesimlerinin büyük kısmı bir birlerine paralel yapıdadır (Şekil 4.9). Tüm bu değerlendirmeler bu profil için 2-B kabulün yapıla bileceğini göstermektedir.



Şekil 4.10 : Tüm doğrultular için MSMF değerlendirme sonuçları.

ISP-D2 doğrultusu verileri 1 sn den sonrası için oldukça gürültülü olduğu daha önceden de belirtilmişti. Dolayısı ile bu doğrultu için elektriksel doğrultu analizleri 0.01-1 sn arasında yapıldı. Şekil 4.13’de izlendiği gibi elektriksel doğrultu 0.1-1sn aralığında “60°-70°”aralığındadır. Tüm periyot değerleri için yine benzer sonuçlar sözkonusudur (Şekil 4.9). MSMF değerlendirmesi ise 70°’lik bir elektriksel doğrultu sonucu vermektedir (Şekil 4.10).

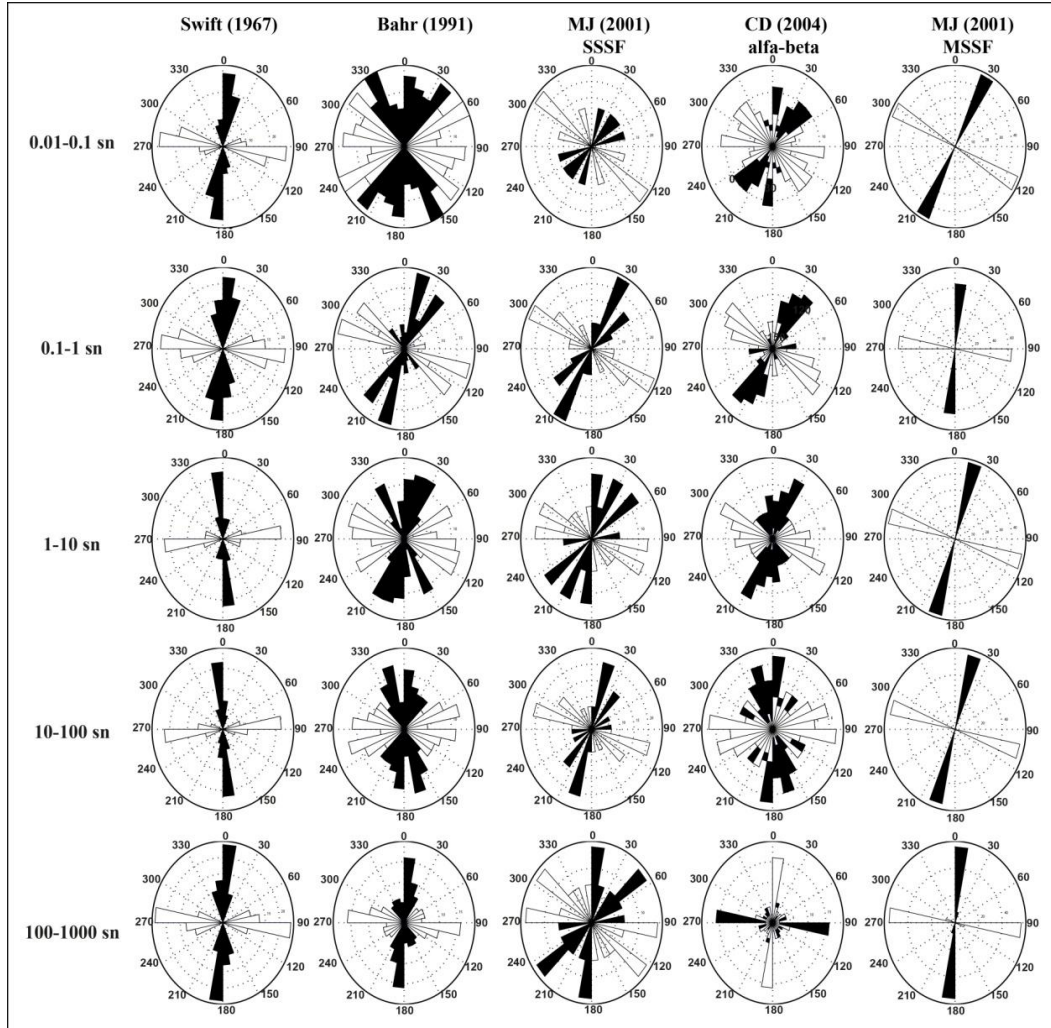
MSMF değerlendirmesi ise 70°’lik bir elektriksel doğrultu sonucu vermektedir (Şekil 4.10). Jeolojik bilgidten bölgede AFZ’nun doğrultusu 320° derecedir (Koçyiğit ve diğ., 2002). Dolayısı ile G20°B elektriksel doğrultu olarak alınabilir.



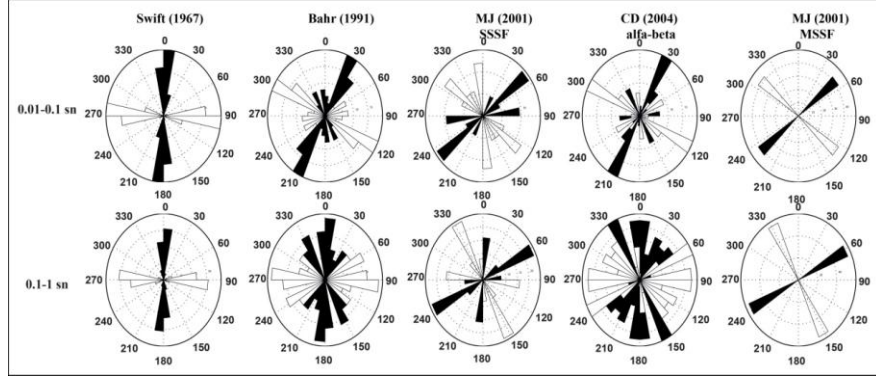
Şekil 4.11 : ISP-B1 profili için faz tensörü elipslerinin periyota bağlı değişimi.

Bu doğrultu için faz tensörü elipslerinin durumu incelenir ise genel olarak 2-B luluğun baskın olduğu söylenebilir (Şekil 4.14).

AFZ'nunu ve Isparta Büklümü sağ kanadını vev kesen ISP-D2 isimli doğrultunun elektriksel yönelim analizi benzer yöntemler uygulanarak yapılmış ve takip eden sonuçlar elde edilmiştir. İlk olarak çeşitli periyot aralıklarına göre elektriksel doğrultu değerlerini irdelersek, Swift elektriksel doğrultu değerlerinin “0°-10°” arasında olduğu görülmektedir. MJ SSSF ve MSSF analizleride “20° ve 90°” baskın elektriksel doğrultu yönlerini göstermektedir. Bahr ve Faz tensörü elektriksel yönelimleri bir biri ile benzer sonuçlar vermektedir. Buna göre 0.01-1 sn aralığında baskın yön 20° ve “70°-90°” aralığı iken bu periyot değerinden sonra baskın yön 20° dir (Şekil 4.15).

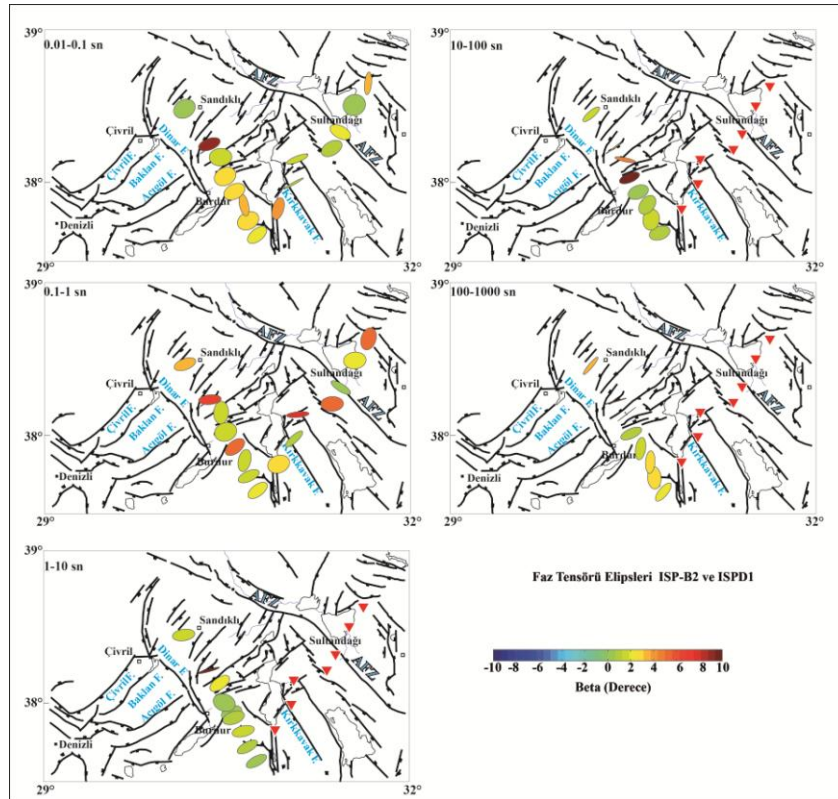


Şekil 4.12 : ISP-B2 profili için çeşitli periyot aralıklarında elektriksel doğrultu analizleri.

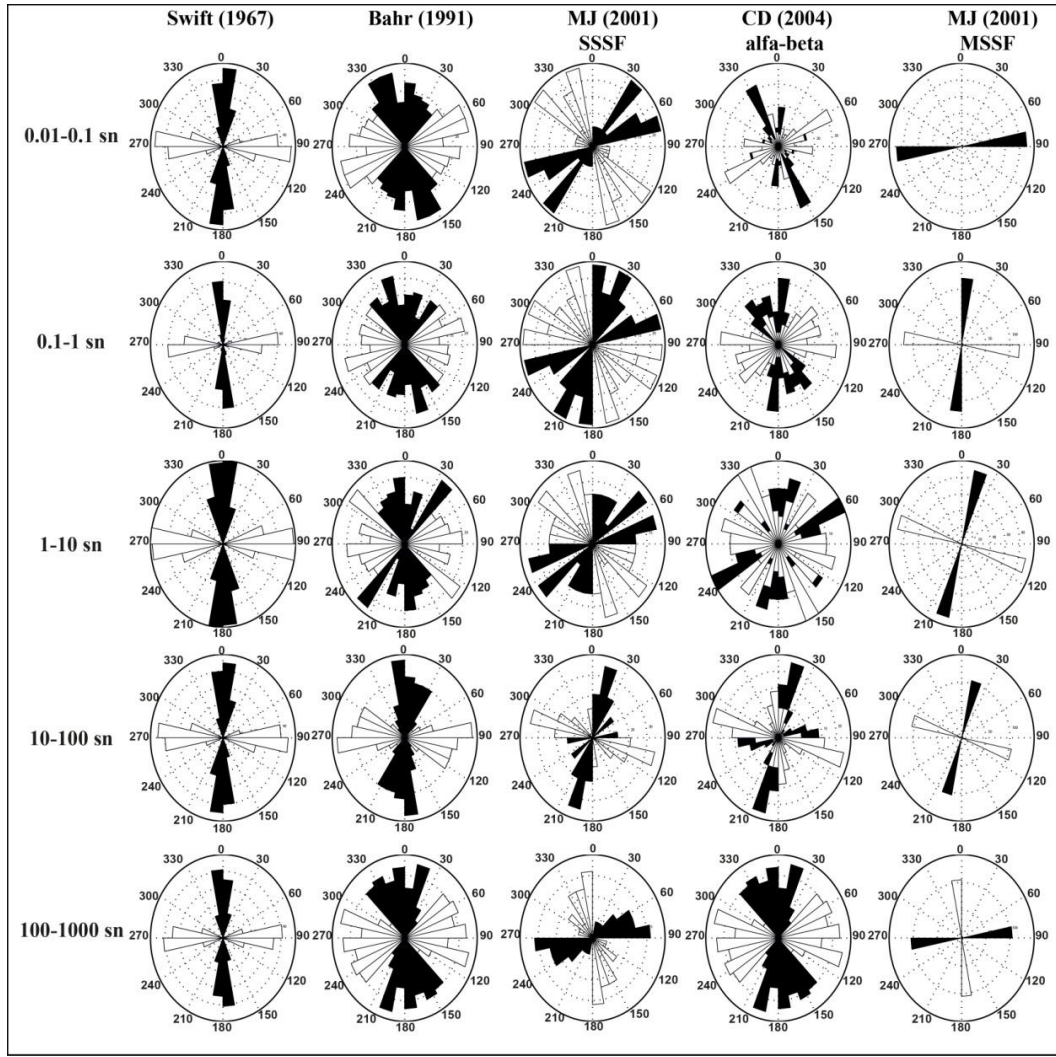


Şekil 4.13 : ISP-D2 doğrultusu için çeşitli periyot aralıklarında elektriksel doğrultu analizleri.

Tüm frekans bandının analizinde de çoğunlukla 20° nin baskın olduğu görülmektedir (Şekil 4.9). MJ MSMF analizleride $K20^\circ D$ yönelimini elektriksel doğrultu olarak vermektedir. Ancak sığ kesimlerde ve derin kesimlerde elektriksel yönelimde farklılıklar gözlemlenmektedir. Bu farklılıklar daha öncedende boyutluluk analizinde belirtildiği gibi bölgenin 3-B yapısının bazı istasyonlarda özellikle uzun periyotlarda etkin olmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.16). İndüksiyon vektörleri gerçel ve sanal kısımları dağılımıda 3-B etkiyi yansıtmaktadır (Şekil 4.10).

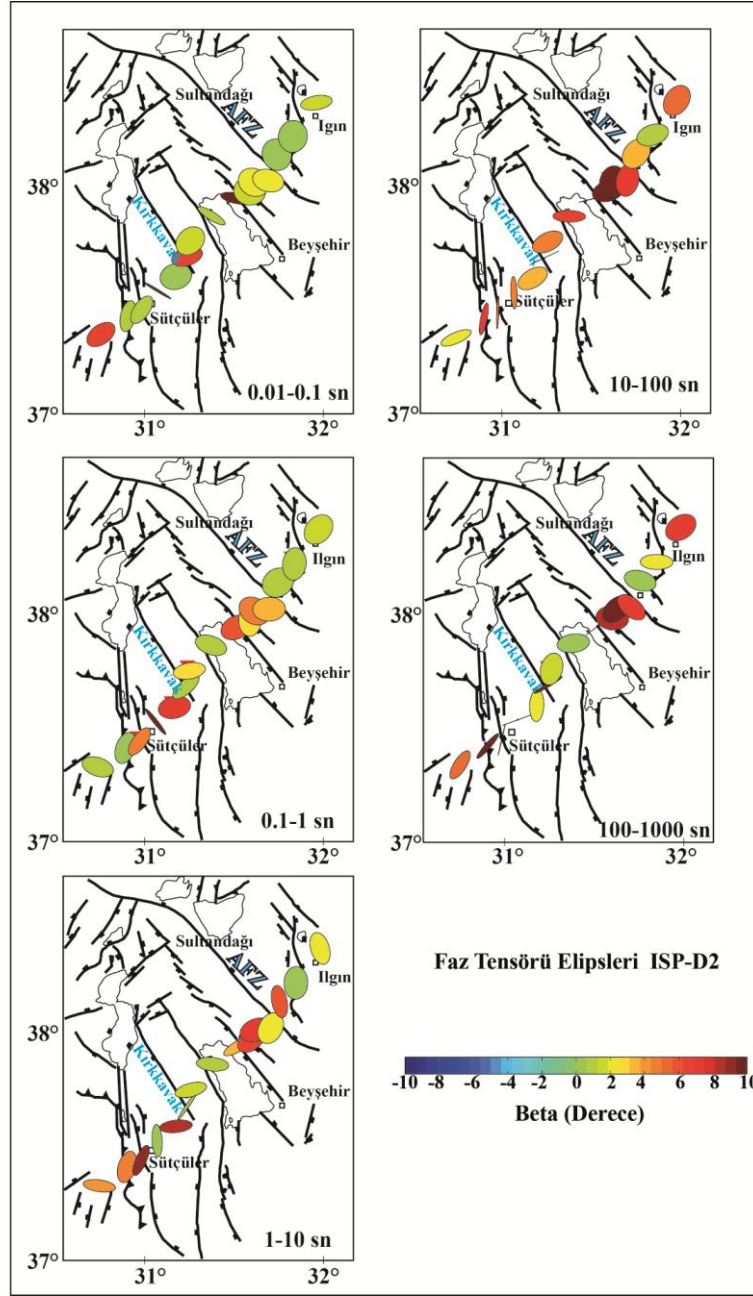


Şekil 4.14 : ISP-B2 ve ISP-D2 doğrultusu için faz tensörü elipslerinin periyota bağlı değişimi.



Şekil 4.15 : ISP-D1 doğrultusu için çeşitli periyot aralıklarında elektriksel doğrultu analizleri.

Bölgede AFZ 270° doğrultuya sahiptir (Koçyiğit ve diğ., 2002). Dolayısı ile G70B elektriksel doğrultusu hesaplamalarda kullanılması açısından uygundur. Ancak 2-B modellemeye bu doğrultu için dikkatli olunmalı ve yorumlamalarda 3-B etki göz ardı edilmemeli veya sonuçlar 3-B modelleme ile desteklenmelidir.



Şekil 4.16 : ISP-D1 doğrultusu için faz tensörü elipslerinin periyota bağlı değişimi.

5. ISPARTA BÜKLÜMÜ MANYETOTELLÜRİK VERİLERİNİN MODELLENMESİ

5.1 Genel

Jeofizik yöntemler yer içinin özelliklerini, yer iini etkileyen değişik fiziksel alanların gözlemlenmesi esasına dayanarak ortaya koymaktadırlar. Gözlemsel değerler öncelikle kayaçların fiziksel özellikleri ile ilişkilidir. Geleneksel yöntem çeşitli jeolojik yer altı modelleri için (değişik fiziksel parametrelere karşın) elde edilecek olan hesaplanmış (teorik) verilerin gözlemsel verilerle karşılaştırılması esasına dayanır. Her hangi bir temsili model bu modeli tanımlayan model parametreleri ile temsil edilir ve söz konusu parametreler o modeli tanımlayan matematiksel ifadenin bileşenleridir. Yukarıda bahsi geçen modelden sayısal yöntemler ile model parametrelerinin elde edilmesi işleme “düz çözüm” adı verilir.

Genellikle yer altı yapısı oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir dolayısı ile jeofiziksel veriden yer altının yapısının elde edimi güç bir problem halini almaktadır. Bundan dolayı yer altını az veya çok basitleştirilmiş modeller ile temsil eden yaklaşımlar yapılarak veriden model parametreleri elde edimi amaçlanır. Bu yöneme ise “ters çözüm” adı verilmektedir.

Bilindiği gibi manyetotellürik yöntem yer içinde ilerleyen (difüzyon olan) EM alanların yer içindeki çeşitli yapılardan saçılması sonucu yer yüzünde dönen elektrik ve manyetik vektör alanlarının yer yüzünde ölçülmesi esasına dayanır. Söz konusu alanlar yer altının iletkenlik (özdirenç) zellikleri ile ilgili olarak kaynak alandan farklı bir yapıda (polarizasyonda) olacaktır. Yani alandaki değişimler yer altının iletkenlik yapısı ile ilişkilidir. Sonuç olarak MT modelleme nüfuz derinliği kavramı sınırları içinde yer altının derinliğe karşı elektriksel iletkenlik (özdirenç) yapısının, çeşitli periyotlara karşı ölçülen elektrik alan “E” ve manyetik alan “H” değerlerinden bazı istatistiksel sınır koşullarında elde edilmesi işlemidir.

Günümüze kadar manyetotellürik yöntem için geliştirilmiş birçok 1-B, 2-B ve 3-B ters çözüm algoritmaları mevcuttur. Bu tez kapsamında 2-B ters çözüm işlemi için Rodi ve Mackie (2001) geliştirdiği doğrusal olmayan eşlenik gradyan (NLGC,

Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm) ters çözüm algoritması kullanılmıştır. Buna ek olarak 2-B ters çözümlerden elde edilen yapıların kesinliğini (robust) irdellemek için Isparta Büklümü MT verileri Siripunvaraporn ve diğ., (2005) tarafından yazılan üç boyutlu “WSINV3DMT” algoritması kullanılarak 3-B olarak ters çözümü yapılmıştır. İleriki bölümlerde söz konusu algoritmalar ve Isparta Büklümü’ne ait 2-B be 3-B ters çözüm yöntemleri hakkında bilgiler verilecektir.

5.2 İki Boyutlu Ters Çözüm

Jeofizikte herhangi bir ters çözüm ifadesi aşağıdaki gibi yazılabilir;

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m}) \quad (5.1)$$

İfadede $\mathbf{m}=[m_1, m_2, \dots, m_L]$ model parametreleri vektörü, $m \in M$ ve $\mathbf{d}=[d_1, d_2, \dots, d_N]$ veri vektörü $d \in D$ ve “G” düz çözüm modelleme fonksiyonu (düz çözüm modelleme operatörü). “D” ve “M” veri ve model metrik uzayları. Söz konusu problem tanımında “G” operatörü doğrusal veya doğrusal olmayan bir yapıda olabilir. Tanımlanan ters çözüm problemi eğer iyi tanımlanmış ise yani

- (i) Bir çözüm mevcutsa
- (ii) Bu çözüm tekil (unique) ise
- (iii) Çözüm veri “D” uzayında sürekli ise yani “G⁻¹” operatörü “D’de sürekli ise

bu problem “well-posed (conditioned)” iyi tanımlanmış problem olarak adlandırılırken, bu şartları sağlamayan problemler ise “ill-posed” iyi tanımlı olmayan kötü durumlu problemler olarak adlandırılırlar. Elektromanyetik problemlerde bir birinden oldukça farklı yerelektrik modellerin (sayısal modellerin) benzer elektromanyetik sonuçlar veya tepkiler (responses) verdiği görülmektedir. Bunun dışında elektromanyetik cevapların güvenilirliği aynı zamanda gözlemsel verinin içerdiği gürültü oranı ile ilişkilidir (Ek C.1). Sonuç olarak elektromanyetik ters çözüm tekil olmayan (non-uniquess) bir yapıdadır yani kötü durumlu bir problemdir (Menke, 1989; Zhdanov, 2002; Zhdanov, 2009).

Bu tür iyi durumlu olmayan sistemler düzgünleştirme “regularizasyon” (Tikhonov ve Arsenin, 1977) yöntemi ile iyi durumlu hale getirilebilir. Yani tekil olamam durumu (non-uniquess) uygulanacak bir zorlama (constraint) parametresi ile giderilebilir.

Aslında burada temel esas ilgilenen ters çözüm problemi için **m** modelini tüm model uzayında düşünüleceğine, model uzayında ele alınan ters çözüme en uygun ve basit modelleri içeren kümeden (doğruluk kümesi) seçim yapılmasıdır. Böylelikle iyi durumda olmayan problem, koşullu iyi durumda veya Tikonov iyi durumda problem haline gelmiş olur (Zhdanov, 2002; Zhdanov, 2009) (EkC.2).

(5.1) çözümü ele alınır ise

$$\mathbf{d} = G(\mathbf{m})$$

ve gözlemsel veri (C.1) ile ifade edilirse;

$$* \quad \mu_D(\mathbf{d}_\delta, \mathbf{d}) \leq \delta \quad (5.2)$$

Yani gerçek veri ile gürültü veri arasındaki fark verilen bir hata miktarı sınırları içinde.

Bu koşullar altında; (5.1) denkleminin çözümü

$\mu_D(G\mathbf{m}_\delta, \mathbf{d}_\delta)$ ifadesinin minimum değeri aldığı $\mathbf{m}_\delta \in C$ ile tanımlanır (Bknz-Ekler D3). Söz konusu çözümün elde edilmesi (Quasi-solution) eğer “C” doğruluk kümesinin elemanları biliniyorsa minimizasyon yöntemleri ile sağlanabilir. Ancak bu küme genellikle bilinmez bundan dolayı durağan bir sonuca ulaşılması için daha genel yaklaşımlar kullanılır.

Bu yaklaşımlardan biri Tikonov ve Arsenin (1977)’de tanımladığı düzgünleştirme metodudur. Bu yaklaşımın esası iyi durumda olan (5.1) ters problemin çözümünü bir çok iyi durumda problemleri dikkate alarak çözmektir.

$$\mathbf{d} = G_\tau(\mathbf{m}) \quad (5.3)$$

Yukarıdaki yeni ters çözüm gerçek çözüme kısmen yaklaşır. “ $\tau > 0$ ” düzgünleştirici parametresi olarak adlandırılır. Bu yakınsama “ τ ” değeri sıfıra yaklaştıkça iyi tanımlı problemlerin çözümü olan “ $\mathbf{m}_\tau = G^{-1}(\mathbf{d})$ ” gerçek çözüm olan “ $\mathbf{m}_t$ ” ye yaklaşması şeklinde ifade edilebilir. Sonuç olarak “ $G^{-1}(\mathbf{d})$ ” ters çözüm operatörü düzgünleştirme operatörü olarak düşünülebilir ve aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$G^{-1}(\mathbf{d}) = R(\mathbf{d}, \tau) \quad (5.4)$$

düzgünleştirme operatörünün bulunması için Tikonov ve Arsenin (1977)'de denge (stabilizer) fonksiyonelleri ve parametrik fonksiyonelleri tabanlı yöntemler önermiştir.

Durağanlık fonksiyonelinin görevi ters çözüm probleminin çözümü için uygun modeller sınıfını seçmektir (Ek.C.4).

Kullanılan bir çok fonksiyonel vardır. Bunlardan bir tanesi en küçük kareler kökenli (L_2 -norm) bir fonksiyoneldir ve model parametreleri aşağıdaki gibi tanımlanır;

$$S_{L_2}(\mathbf{m}) = \|\mathbf{m}\|^2 = \int_V |\mathbf{m}(\mathbf{r})|^2 dv = \min \quad (5.5)$$

“ $\mathbf{r}$ ” bir gözlem noktasına göre yarıçap vektörü, $\mathbf{m}(\mathbf{r})$ “ V ” hacmi içinde tanımlı olan model parametreleri. Diğer bir denge fonksiyoneli aşağıdaki gibi tanımlanır;

$$S_{L_2}(\mathbf{m}) = \|\mathbf{Wm}\|^2 = \int_V |\mathbf{w}(\mathbf{r}) \mathbf{m}(\mathbf{r})|^2 dv = \min \quad (5.6)$$

$\mathbf{w}(\mathbf{r})$ herhangi bir ağırlıklandırma fonksiyonu.

Bir diğer dengeleme fonksiyonu ise seçilen model ile bir başlangıç modeli “ $\mathbf{m}_{bs}$ ” arasındaki farkı minimize etme esasına dayanır ve aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$S_{L_2bs}(\mathbf{m}) = \|\mathbf{m} - \mathbf{m}_{bs}\|^2 = \min \quad (5.7)$$

(5.5)'de tanımlanan minum kriteri model gradyanına (değişimine) uygulanınca, düzgünlük (smoothness) dengeleme fonksiyonu elde edilir ve aşağıdaki gibi tanımlanır

$$S_{maks}(\mathbf{m}) = \|\nabla \mathbf{m}\|^2 = \int_V |\nabla \mathbf{m}(\mathbf{r})|^2 dv = \min \quad (5.8)$$

Bazı durumlarda model parametrelerinin laplasiyeni kullanılabilir.

$$S_{maks}(\mathbf{m}) = \|\nabla^2 \mathbf{m}\|^2 = \int_V |\nabla^2 \mathbf{m}(\mathbf{r})|^2 dv = \min \quad (5.9)$$

Tikhonov ve Arsenin (1977)'de bir çok denge fonksiyoneli üzerinde yapmış olduğu çalışmalarda, söz konusu denge fonksiyonellerinin $\mu_D(G(\mathbf{m}_\delta), \mathbf{d}_\delta) = \delta$ olduğu durum için elde edilen “ $\mathbf{m}_\delta$ ” modelinde minimuma ulaştıklarını gösterdi. Bir başka değişle (C.3)'de tanımlanan minimizasyonu

$$\mu_D(G(\mathbf{m}_\delta), \mathbf{d}_\delta) = \delta \quad (5.10)$$

modellere (5.10) sınırlanmasının uygulanması ile çözümlenmelidir. Bu çözüm için “parametrik fonksiyonel” olarak isimlendirilen bir fonksiyonel önerilmiştir.

$$P^\tau(\mathbf{m}, \mathbf{d}_\delta) = \mu^2_D(G(\mathbf{m}), \mathbf{d}_\delta) + \tau s(\mathbf{m}) \quad (5.11)$$

problem (5.11)’de tanımlanan parametrik fonksiyonelin minimizasyonu haline dönüşür. Söz konusu denklemin sağ tarafının ilk kesimi çakışmazlık (misfit) fonksiyoneli iken ikinci kısım denge fonksiyoneli.

Minimizasyon her hangi bir düzgünleştirici parametresi “ $\tau > 0$ ” değeri için gerçekleştirilir. Bu parametre gözlemsel ve teorik veri arasındaki en iyi uyum (fitting) ve uygulanan en mantıklı denge fonksiyoneli arasındaki mübadeleyi (trade-off) tanımlar. Buna göre “ τ ” çok küçük seçilirse denge fonksiyoneli etkisi azalır ve işlem uyumsuzluk fonksiyoneli minimizasyonuna dönüşür. Yani her hangi bir düzgünleştirme uygulanmamış olur ve bu durumda dengesiz ve yanlış çözümler elde edilir. Tam tersi durumda yani “ τ ” çok büyük seçilirse denge fonksiyonunun etkisi artırılır buda başlangıç modeline sonucumuzun yaklaşmasına neden olur ve gözlemsel veri tamamen ihmal edilir. Bundan dolayı “ τ ” parametresinin seçimi oldukça önemlidir. Bu parametrenin seçiminde çeşitli teknikler söz konusudur bunlardan biri olan L-eğrisi tekniği ileriki paragraflarda anlatılacaktır.

Doğrusal olmayan problem için düzgünleştirme uygulaması aşağıdaki gibi tanımlanır (5.1)’ters çözüm problemini tekrar ele alalım

$$\mathbf{d} = G(\mathbf{m})$$

“G” doğrusal olmayan bir operatör. Bu problem için uyumsuzluk operatörü

$$\mu_D(\mathbf{m}) = (G(\mathbf{m}) - \mathbf{d})^T (G(\mathbf{m}) - \mathbf{d}) \quad (5.12)$$

şeklinde yazılabilir. Bu koşullar altında düzgünleştirme ters çözüm parametrik fonksiyonu aşağıdaki gibi tanımlansın.

$$\begin{aligned} P^\tau(\mathbf{m}, \mathbf{d}) &= \|W_d G(\mathbf{m}) - W_d \mathbf{d}\|^2 + \tau \|W_m \mathbf{m} - W_m \mathbf{m}_{ps}\|^2 \\ &= (W_d G(\mathbf{m}) - W_d \mathbf{d})^T (W_d G(\mathbf{m}) - W_d \mathbf{d}) \\ &\quad + \tau (W_m \mathbf{m} - W_m \mathbf{m}_{ps})^T (W_m \mathbf{m} - W_m \mathbf{m}_{ps}) \end{aligned} \quad (5.13)$$

(5.13) incelenirse uyumsuzluk fonksiyoneli “ W_d ” ağırlıklandırması ile ağırlıklandırılırken denge fonksiyonu modellerin bir başlangıç modeli ile olan farkı şeklinde seçilmiş ve “ W_m ” ile ağırlıklandırılmıştır.

Jeofizik problemler doğrusal olmayan problemlerdir. Bundan dolayı (5.13)’de verilen minimizasyon problemi genellikle, düz çözüm operatörü, belli bir başlangıç modeli civarında uygulanan Taylor açılımıyla doğrusallaştırılarak iteratif yöntemlerle çözülür. Bu minimizasyonu gerçekleştirecek bir çok optimizasyon yöntemi vardır. Bu yöntemlerden biride NLGC optimizasyon yöntemidir.

Önceki paragraflarda elektromanyetik yöntemlerin iyi durumlu olmayan problemler olduğundan bahsedilmişti. Buna ek olarak MT yöntemde genellikle aralıklı veri toplanır ve bu tez kapsamında kullanılan 2-B NLGC (Rodi ve Mackie, 2001) ters çözüm programında olduğu gibi yer altı veri sayısından çok fazla model parametresiyle ($N > M$) tanımlanır. Bundan dolayı yukarıda ayrıntıları verilen düzgünleştirme metodu ters çözümde uygulanır. Düzgünleştirme yöntemi verideki gürültü varlığı sonucu oluşacak yapay yapıların bastırılmasınınında sağlar (Tarantola, 1987). Ayrıca, manyetotellürik yöntemde EM alanın yer içine difüzyon şeklinde yayıldığı kabul edildiğinden MT yöntem iletkenlikte meydana gelen ani süreksizliklere değil daha çok iletkenliğin göreceli değişimine duyarlıdır (Simpson ve Bahr, 2005). Buna ek olarak MT yöntemde yeraltı yarı çapı nüfuz derinliği ile tanımlanan bir yarı küre içinin ortalama iletkenlik değerlerini örneklenmektedir. Bundan dolayı modellemede yumuşak “smooth” modeller yer altı yapısının belirlenmesinde daha uygundur (Mackie, 2001). Bu tez kapsamında 2-B ters çözümlerde Rodi ve Mackie (2001) NLGC algoritması kullanılmıştır. Söz konusu algoritmanın amaç (objective) fonksiyonu

$$J(\mathbf{m}_{k+1}) = [\mathbf{d} - G(\mathbf{m}_{k+1})]^T \mathbf{R}_{dd}^{-1} [\mathbf{d} - G(\mathbf{m}_{k+1})] + \tau \|L(\mathbf{m}_{k+1} - \mathbf{m}_k)\|^2 \quad (5.14)$$

şeklinde dir. Amaç fonksiyonunda “ $\mathbf{d}$ ” ölçülen veri vektörü, “ G ” düz çözüm model operatörü “ $\mathbf{R}_{dd}$ ” hata kovaryans matrisi, ağırlıklandırma matrisi olarak yer alır, “ τ ” düzgünleştirici parametresi (Rodi ve Mackie, 2001) olarak tanımlanmıştır, “ L ” doğrusal operatördür ve kullanılan program bu denge fonksiyonunu (5.8) veya (5.9) da tanımlanan ifadelerden birinin seçimine olanak sağlar böylelikle yumuşak modeller elde edilir. (5.14) amaç fonksiyonunda doğrusal olmama durumu aşağıdaki Taylor açılımı ile giderilir.

$$\mathbf{G}(\mathbf{m}_{k+1}) = \mathbf{G}(\mathbf{m}_{k+1}) + \left. \frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \mathbf{m}} \right|_{\mathbf{m}_k} (\mathbf{m}_{k+1} - \mathbf{m}_k) \quad (5.15)$$

Sonuç olarak (5.14) ifadesi en yumuşak (en az yapı barındıran) model elde edilinceye kadar iteratif olarak NLCG optimizasyon yöntemi ile çözülür.

5.3 Isparta Büklümü 2-B Manyetotellürik Ters Çözüm

Manyetotellürik ters çözümde boyutluluk belirlenmesi oldukça önem arz etmektedir. Genellikle MT veri 3-B etkiler içerebilir veya ortam 2-B yapıda olmasına karşın anizotrop yapıda olabilir. Ancak bu etkiler kabul edilebilir sınırlar dahilinde ise söz konusu veri 2-B olarak düşünülebilir. Bölüm-3’de yapılan analizler sonucu görülmüştür ki Isparta Büklümü’nde toplanan MT verilerine 2-B yaklaşımın uygulanabilmesi mümkündür. Bu amaçla, 2-B yaklaşım kapsamında toplanan MT verileri elektriksel doğrultu yönüne döndürülmüş ve istasyonlarda bu yöne dik olan doğrultuya iz düşürülmüştür (projecting).

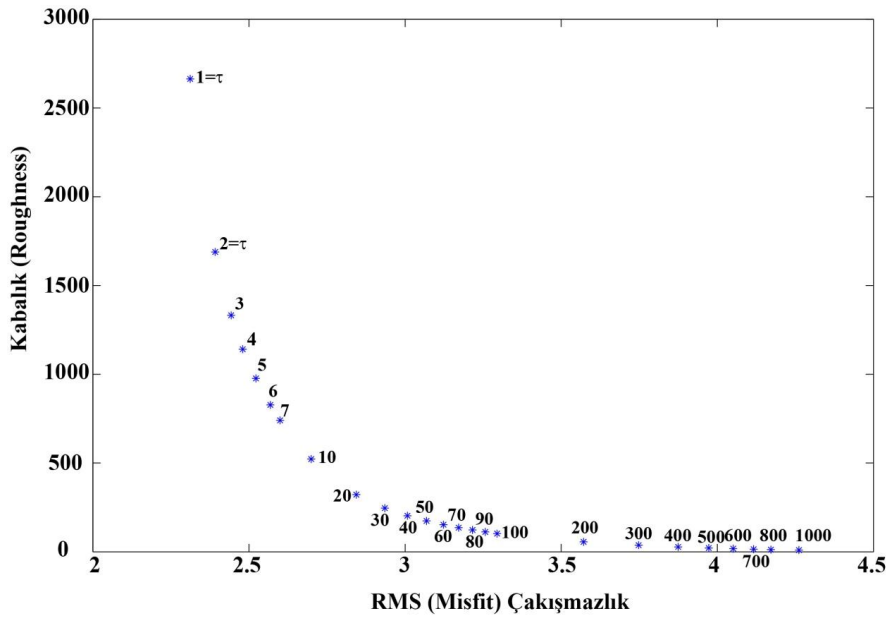
Yer altı iki boyutlu olarak kabul edildiğinde manyetotellürik veri iki ayrı moda ayrılır bunlardan biri TE (Transverse Electric, E-Polarizasyonu) modu olarak adlandırılır ve elektrik alan yerelektrik uzanım yönüne paraleldir ve manyetik alan söz konusu yöne diktir. Diğeri ise TM modu (Transverse Magnetic, B-Polarizasyonu) olarak adlandırılır ve manyetik alan yerelektrik uzanıma paralel, elektrik alan ise diktir. Her iki mod yer altının elektrik iletkenlik yapısına duyarlılıkları farklıdır. TM modu yatay öz direnç değişimlerine daha duyarlıdır. Buna karşın, TE modu daha çok düşey manyetik alanla ilişkilidir ve yer altındaki iletken yapılara duyarlıdır. Ayrıca, TE modu yerelektrik uzanım boyunca yer alan iletkenlere ve derin iletken yapılara duyarlı iken TM modu sığ dirençli yapılar ile düşey sınırlara duyarlıdır (Wannamaker ve diğ., 1989; Berdichevsky ve diğ., 1998; Tuncer, 2003). Bunun dışında 2-B durumda TE modunun bir parçası olan tipper (Hz) yer altının yanal iletkenlik değişimlerine duyarlıdır. Bundan dolayı 2-B ters çözümleme yapılırken TE, TM, tipper verileri ayrı ayrı veya birlikte kullanılarak ters çözüm yapılmıştır. Burada amaç yer altını temsil eden en uygun modelin çeşitli modların birbirlerine karşı üstün ve zayıf yönlerini kullanılarak elde edilmesidir.

Tüm doğrultular için yapılan ters çözümlerde hata miktarları öz dirençler için %20 fazlar için %10 ve tipper için 0.02 uygulanmıştır. Öz direnç verisine daha fazla hata

oranı uygulanmasının nedeni, Bölüm-2’de anlatıldığı gibi öz direnç verisinin galvanik bozunumlardan etkilenmesidir. Böylelikle öz direnç verisinin çözümdeki ağırlığı azaltılmış olmaktadır. Tüm modellemelerde başlangıç modeli 100 ohm-m yarı sonsuz ortam olarak alınmıştır.

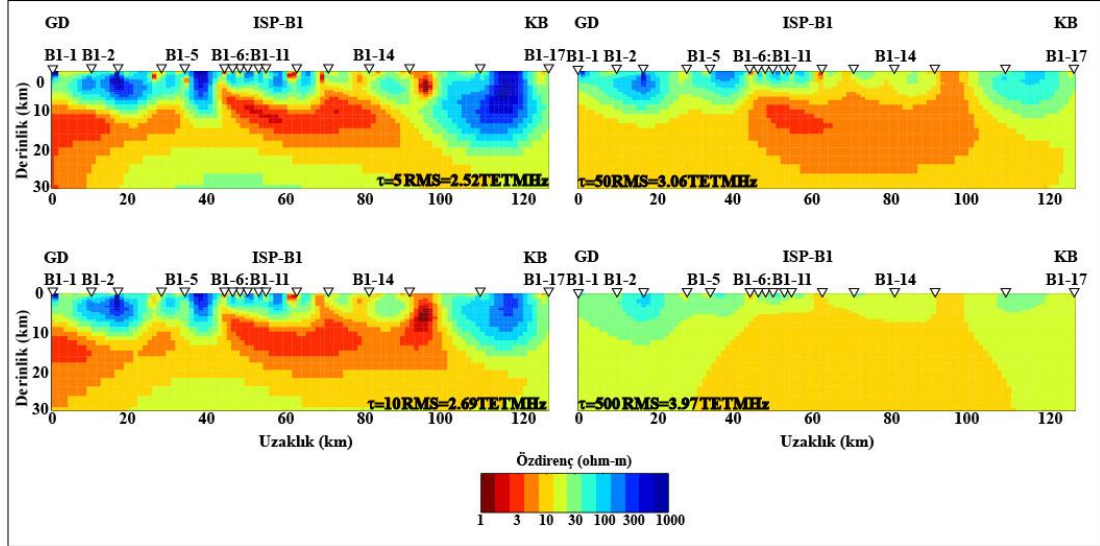
Yukarıdaki paragraflarda anlatıldığı gibi ters çözümde kullanılan algoritma Tikhonov ve Arsenin (1977) düzgünleştirme yöntemini uygulamakta olan en yumuşak modeli başlangıç modelinden en az farklılıkla elde etmeye çalışan bir ters çözüm algoritmasıdır. NLCG programında (5.14)’de görüldüğü gibi modelin yumuşaklığı “ τ ” parametresi ile kontrol edilmektedir ve bu parametre gözlemsel ve teorik veri arasındaki en iyi uyum (fitting) ile uygulanan en mantıklı denge fonksiyoneli arasındaki mübadeleyi (trade-off) tanımlamaktadır. “ τ ” parametresinin belirlenmesindeki yöntemlerden biri L-eğri (L-curve) yöntemi olarak adlandırılır (Hansen, 1992). Bu yöntemde her bir “ τ ” değeri için model kabalığına (roughness) karşın çakışmazlık değeri grafiklenir. L eğrisinin düşey ve yatay kollarını bir birinden ayıran köşe değeri uygun “ τ ” değeri olarak seçilir (Hansen, 1992).

Ancak genellikle manyetotellürikte L-eğri köşesi tam anlamıyla belli olmayabilir (Patro ve diğ., 2005; Avşar ve diğ., 2013). Isparta Büklümü MT doğrultuları için “ $\tau=1-1000$ ” aralığında yapılan inceleme sonucunda “ $\tau=10$ ” modellemeler için en optimum değer olarak seçilmiştir.



Şekil 5.1 : ISP-B1 doğrultusunun TETMHz ters çözümü için $\tau=1,2,\dots,1000$ değerleri için L-Eğri grafiği.

Ters çözümde düzgünleştirici parametresinin etkisi Şekil 5.2’de açıkça izlenebilmektedir. Görüldüğü üzere model kabalığı arttıkça gözlemsel ve teorik veri uyumluluğu artmakta ve RMS azalmaktadır. Ancak olaylar bu yönde gelişirken diğer yandan modelin karmaşıklığı azalmaktadır (Şekil 5.2).

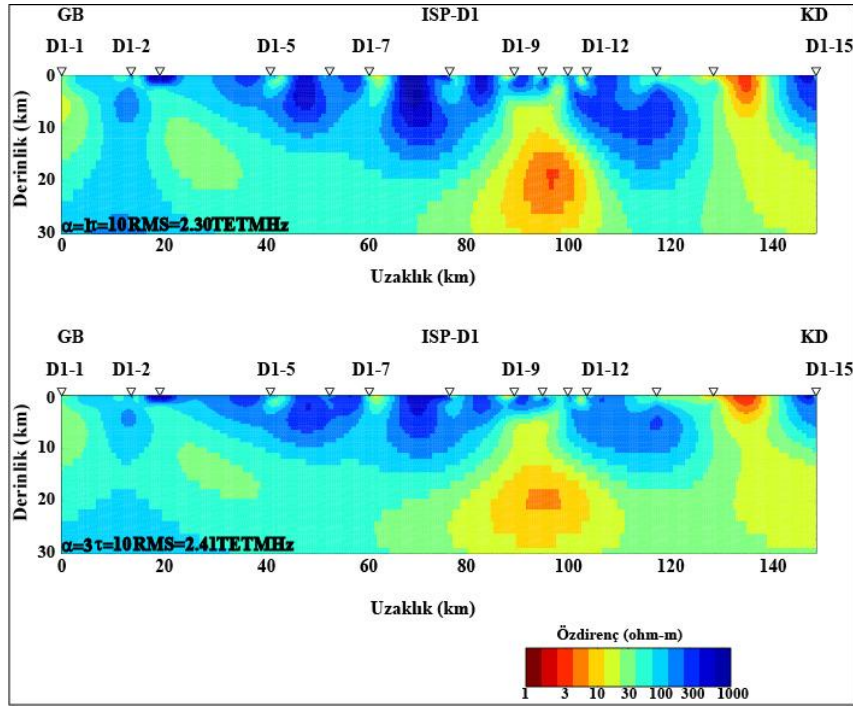


Şekil 5.2 : Ters çözümde düzgünleştirici değerinin etkisi. $\tau=5,10,50,500$ için elde edilen TETMHz ters çözüm sonuçları. RMS değerleri grafikler üzerinde verilmiştir.

NLCG algoritması yumaşatmanın (smoothing) yatay veya düşey yönde baskınlığının kontrolüne imkan vermektedir. Programda söz konusu özellik “ α ” ile sembolize edilen bir parametre ile kontrol edilir. NLCG programının “ α ” parametresinin etkisini incelemek amacı ile her doğrultu için TE, TM, TETM, TETMHz ters çözümleri çeşitli “ α ” değerleri için incelenmiştir (Ek E). Ancak genel olarak “ α ”nın değeri arttıkça yatay yumuşaklık artmaktadır. Genel yapıya bakıldığında asıl önemli olan iletkenlik anomalilerinin yerlerini koruduğu görülmektedir. Tüm yapılan değerlendirmeler ışığında sonuç modelleri için “ $\alpha=1$ ” alınması uygun görülmüştür.

Bölüm-3’de bahsedildiği gibi ölçümler sırasında Manyetotellürik verilerde “Galvanik Bozunumlar” söz konusudur. Bu bozunumlar tensör ayrıştırması teknikleri ile kısmen giderilmektedir. Ancak statik kayma etkisi bozunumun tanımlanamayan kısmını oluşturur ve tensör ayrıştırması ile tanımlanamaz ve giderilemez. Dolayısı ile MT veri içinde bu etkileri barındırır. Galvanik bozunum akım kanalı (yani akımın bir iletken bölgede toplanması) veya akım sapması (yani akımın bir yalıtkan etrafından dolanması) şeklinde oluşabilir. İletken kütle bulunması durumunda birincil elektrik

alana zıt yönde bir elektrik alan oluşur ve toplam elektrik alanı azaltıcı yönde bir etkiye neden olarak MT öz direnç eğrisini aşağı yönde kaydırır. Yalıtkan durumunda



Şekil 5.3 : Ters çözümde α parametresinin etkisi. “ISP-D1” doğrultusu “ $\tau=10$ ” düzgünleştirici parametresi değeri kullanılarak “ $\alpha=1$ ” ve “ $\alpha=3$ ” için elde edilen statik etkisi giderilmiş TETMHz ters çözüm sonuçları. “RMS” değerleri grafikler üzerinde yazılıdır. “ISP - D1” doğrultusunda “D1-4” nolu istasyon verisi değerlendirmeye alınmamıştır.

ise tam tersi durum söz konusu olacağı aşıkardır. Benzer bir etki topoğrafyası sert bölgelerde de gözlenir, ancak bu etki birincil alanın tepenin doğrultusuna dik olduğu (TM modu) durumlarda oluşur. Statik kayma TM modunda tepelerde az vadilerde ise fazla görünür öz direnç değerleri elde edilmesine neden olur (Jiracek ve diğ., 1995). Bu tür etkilere galvanik topoğrafik etkiler adı verilir. Ancak topoğrafyanın MT ölçümler üzerinde indüktif etkileride söz konusudur ve bu etkiler özellikle TE modunun yüksek frekanslarında gözlenir. Gürer (1995)’de topoğrafya etkisi için eğim ve yükseklik koşullarını dikkate alarak yaptığı çalışmada kısaca şu sonuçları elde etmiştir; (1) TM modu için eğim arttıkça topoğrafyadan kaynaklanan hata miktarıda artmaktadır. (2) TE modu için oluşan hatalar %10 nun altındadır yani göz ardı edilebilir. (3) Eğim dışında yükseklik arttıkça TM modu üzerindeki hata artarken TE için yine %10 ve daha düşük hata miktarı elde edilmiştir. (4) TM modunda öz direnç üzerinde topoğrafik etki frekans arttıkça artmakta ancak belli bir frekans değerinden sonra sabitlenmektedir. (5) TE modunda öz direnç üzerinde topoğrafya

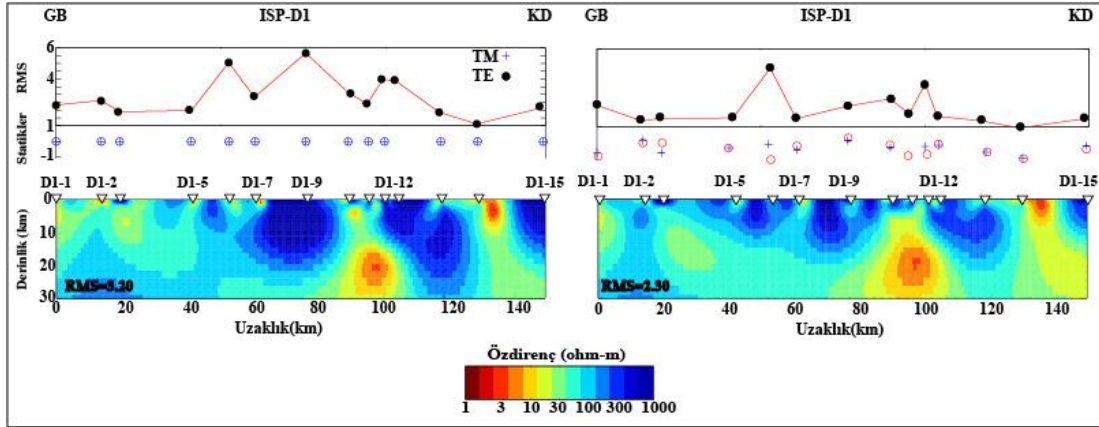
etkisi frekans artıkça artmaktadır ancak TM modundaki kadar önemli değildir. (6) TM ve TE durumlarında faz eğrilerindeki hata miktarı frekans düştükçe azalmaktadır (Ek C.5). Isparta Büklümü bölgesinde alınan MT ölçümlerin, ölçü noktaları arası topoğrafik yükseklikler fazla değişmemektedir ve büyük eğimler oluşmamaktadır. Dolayısı ile ölçümler üzerinde topoğrafik etki fazla olmaması beklenebilir. Bu amaçla ISP-D1 doğrultusunun hem topoğrafyalı hemde topoğrafyasız 2-B ters çözümü yapılmış ancak modeller arası fazla bir değişim gözlemlenmemiştir (Şekil C.6).

Galvanik bozunumlar sonucu oluşan elektrik özdirenç eğrisinin yukarı aşağı hareketi (statik kayma) tabaka derinliklerinin yanlış kestirimine neden olabilir. Statik kayma etkisini giderimi için çeşitli yöntemler söz konusudur. Sığ manyetotellürik çalışmalarda geçici elektromanyetik yöntem (TEM) veya doğru akım elektrik özdirenç yöntemi durağan kayma etkisinin düzeltilmesinde kullanılan yöntemlerden bazılarıdır (Ogawa ve Uchida, 1996). Ancak son yıllarda ters çözümleme sırasında model görünür özdirençleri ile durağan kayma katsayılarını birlikte çözen programlama teknikleri de gelişmiştir (de Groot-Hedlin, 1991; Ogawa ve Uchida, 1996).

Bu algoritmalarından biri bu tez kapsamında kullanılan NLCG algoritmasıdır. Bu algoritma statik kayma değerini bir model parametresi olarak kabul etmekte ve ters çözüm sırasında her özdirenç hücresi için çözmektedir. Programın yaptığı kabul veri içindeki statik kayma değerlerinin toplamının sıfır olması gerekliliğidir. Buna ek olarak modelleme sırasında galvanik etkilerin frekans bağımsız oluşlarından yola çıkarak faz verisinin güvenilirliğinin artırılması ve TETMHz yani galvanik bozunumlardan etkilenmeyen tipper verisi ile birleşik (joint) ters çözümlenmenin yapılması statik kayma etkisinin kestirimini ve giderilmesini kolaylaştırmaktadır. Statik kayma değerinin çözüldüğü ve çözülmediği ters çözüm örneğine bakılırsa D1-9 ve D1-12 istasyonları arasında yer alan iletken yapının şekli statik kayma katsayılarına göre değişim göstermektedir (Şekil 5.4).

Yukarıdaki paragraflarda belirtildiği gibi ters çözüm sırasında bir çok değişik parametreye ve etkene dikkat edilmesi gerekmektedir. Kabul edilebilir sonucun elde edilmesi için TE, TM, TETM, TETMHz modlarında ters çözüm uygulamaları statik kayma katsayıları hesaba katılarak ve katılmayarak yapılmıştır. Tüm ters çözümler için yukarıda da belirtildiği gibi “ $\tau=10$ ” kabul edilmiştir. Bölgenin çok kırıklı bir çok

fay sistemlerine sahip olan yapısından dolayı “ $\alpha=1$ ” uygun değer olarak seçilmiştir ancak yatay yumuşaklığın modeller üzerindeki etkisinde incelenmiştir. Ayrıca veri kalitesi kötü olan bazı istasyonlar değerlendirme dışı bırakılmıştır. Tüm bu farklı ters çözüm denemelerinden bazı örnekler Ek E kısmında verilmektedir. İlerleyen paragraflarda tüm bu değerlendirmeler kısaca özetlenerek ters çözüm sonucunda her bir doğrultu için seçilen sonuç modelleri hakkında bilgi verilecektir.

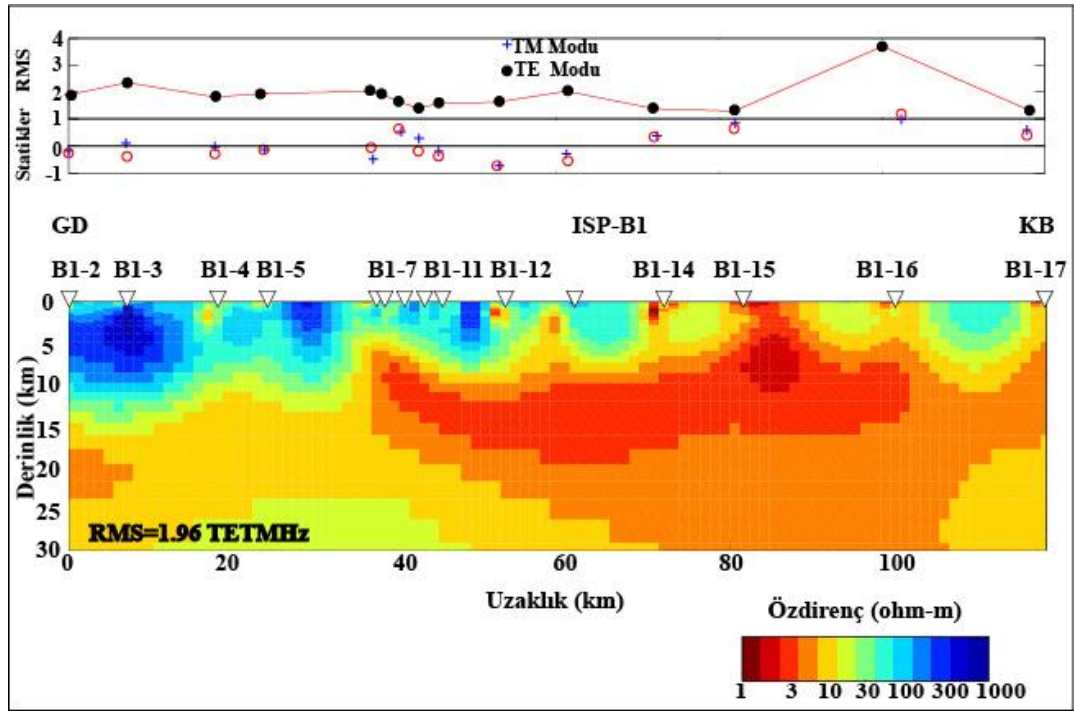


Şekil 5.4 : Ters çözümde statik kayma etkisi. ISP-D1 nolu doğrultunun $\alpha=1$ ve $\tau=10$ için elde edilen statik kayma hesaplanmamış (solda) ve hesaplanmış (sağda) TETMHz ters çözüm sonuçları. RMS değerleri modellerin üzerinde yazılı. Modeller üzerinde her istasyon için “rms” değerleri ile hesaplanan statik kayma katsayıları çizdirilmiştir. Statik kayma değerleri logaritmik ölçektir yani sıfır değeri statik kayma yok demektir.

5.3.1 ISP-B1 doğrultusu 2-B ters çözüm

ISP-B1 doğrultusu toplam 17 istasyondan oluşmaktadır ve GB-KD yönünde bir uzanımına sahiptir (Şekil 4.1). Doğrultunun 2-B modellemesi sırasında daha önceden de belirtildiği gibi hata miktarları öz dirençler için %20 fazlar için %10 ve tipper için 0.02 olarak alınmıştır. Başlangıç modeli 100 ohm-m olarak seçilmiştir.

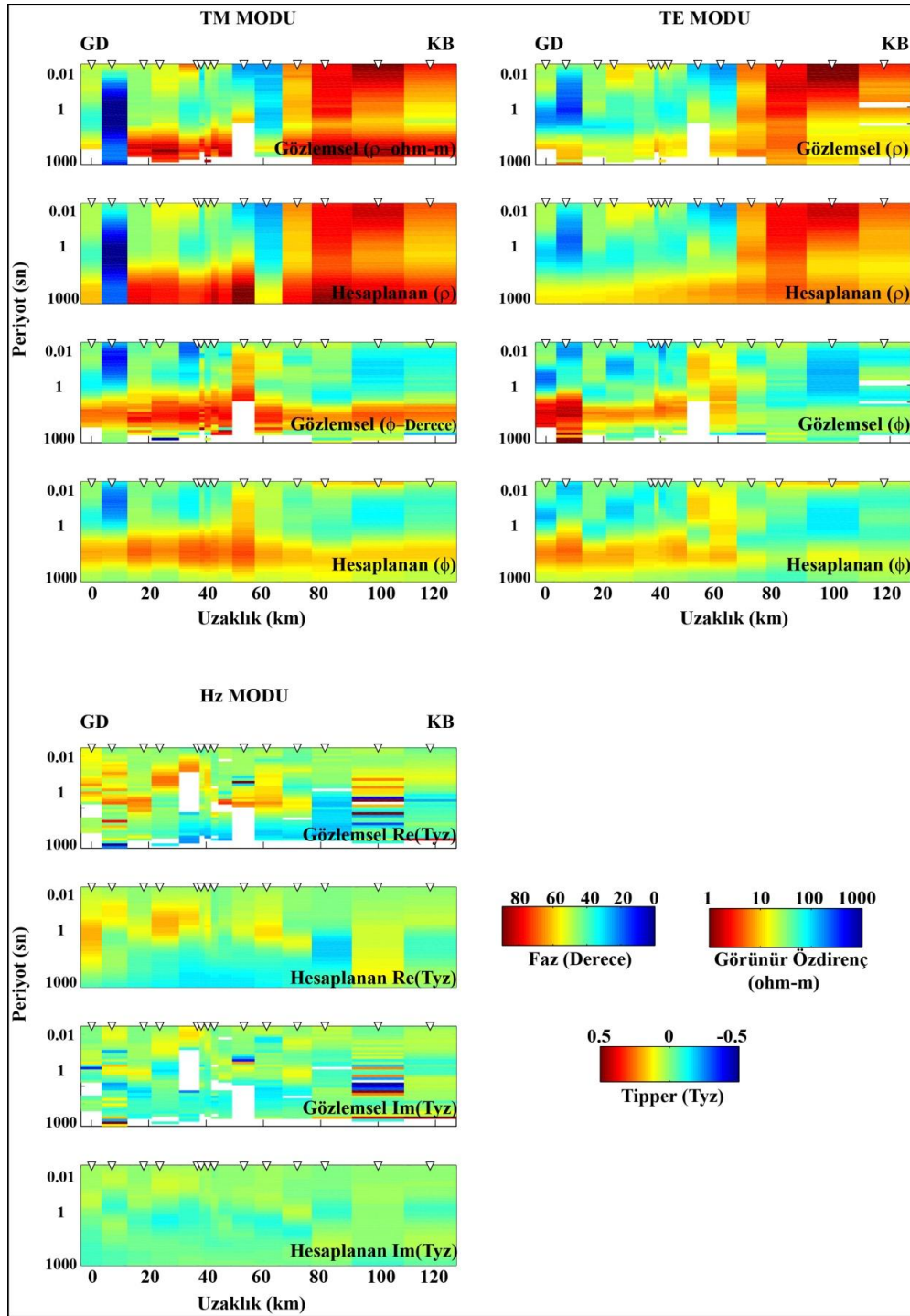
Bu doğrultu için çeşitli ters çözüm denemeleri yapılmıştır. Şekil D.1 ve Şekil D.2 de bu denemelerden statik kayma modelleme sırasında hesaplanmış olan bazı örnek modeller verilmektedir. İlk örnek modellerde $\alpha=1$ ve $\tau=10$ olarak alınmış ve önce bu doğrultuya ait istasyonlar için TE, TM, TETM ve TETMHz modellemeleri yapılmıştır (Şekil D.1a). Bu ters çözüm sonucu değerlendirilirken B1-1 ve B1-6 nolu istasyon verilerinin diğer istasyon verilerine göre daha düşük kalitede olmasından dolayı modelin geliştirilmesi amacı ile bu istasyonlar değerlendirme dışı bırakılarak ters çözümler tekrarlanmıştır. (Şekil D.1b). Şekillerden de izlenebileceği gibi model ana yapılarında büyük bir değişim gözlenmezken, çözüm hata miktarları azalmıştır.



Şekil 5.5 : ISP-B1 doğrultusu için $\alpha=1, \tau=10$ TE, TM ve tipper verisi ters çözüm sonucu elde edilen elektrik özdirenç modeli. Her istasyon için RMS değerleri ve ters çözüm sonucu elde edilen statik kayma değerleri modelin üzerinde grafiklenmiştir. Çözümün toplam RMS değeri model üzerinde verilmektedir. ISP-B1 doğrultusu sonuç modelinde B1-1 ve B1-7 nolu istasyon verileri kullanılmamıştır.

Buna ek olarak ISP-B1 doğrultusunun başlangıç noktası yakınlarında doğrultuya aynı yönde yer alan ISP-D1 istasyonuna ait D1-1 istasyonu bu doğrultunun verisi gibi kabul edilerek modellemeler tekrarlanmıştır (Şekil D.1c). Ancak bu istasyonun uzak olması D1-1 ile B1-2 istasyonları arasındaki çözümün güvenilirliğine gölge düşürsede 10-20 km aralığındaki iletken yapının GD yönünde izleri görülmektedir. Aynı ters çözüm denemeleri $\alpha=3$ ve $\tau=10$ içinde yapılmıştır. Şekil D.2' de B1-1 ve B1-6 istasyonlarının değerlendirmeye katılmadığı modelleme sonuçları $\alpha=1$ ve $\alpha=3$ için karşılaştırılmalı olarak gösterilmiştir.

Tüm ters çözüm denemeleri sonucunda ISP-B1 doğrultusu için Şekil 5.5 de gösterilen statik kayma katsayılarının hesaplandığı TETMHz modeli yer altını en iyi temsil eden model olarak seçilmiştir. Modelin üzerinde her istasyon için RMS değerleri ve statik kayma katsayıları grafiklenmiştir. RMS değerleri modellemenin istatistiksel olarak kabul edilebilir olduğunu göstermektedir. Statik kayma değerleri -1 ve 1 arasında değişmekte olup sıfır statik kayma olmadığını belirtmektedir. Son olarak söz konusu modelleme için yapma kesitler ve eğri uyumluluğunun iyi olduğu görülmektedir (Şekil 5.6 ve Şekil 5.7).

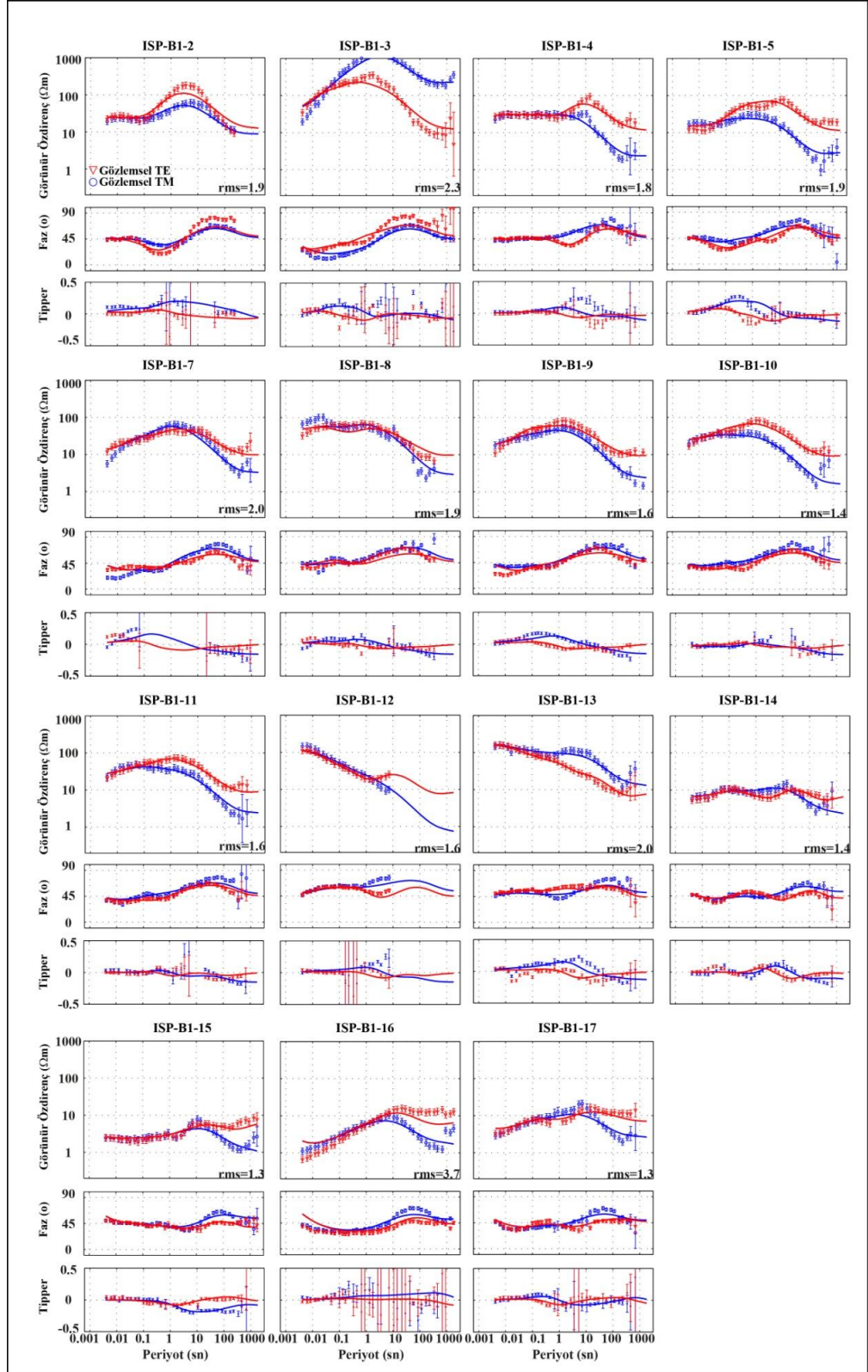


Şekil 5.6 : ISP-B1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait öz direnç, faz ve tipper yapma kesitleri (pseudo sections).

5.3.2 ISP-B2 Doğrultusu 2-B ters çözüm

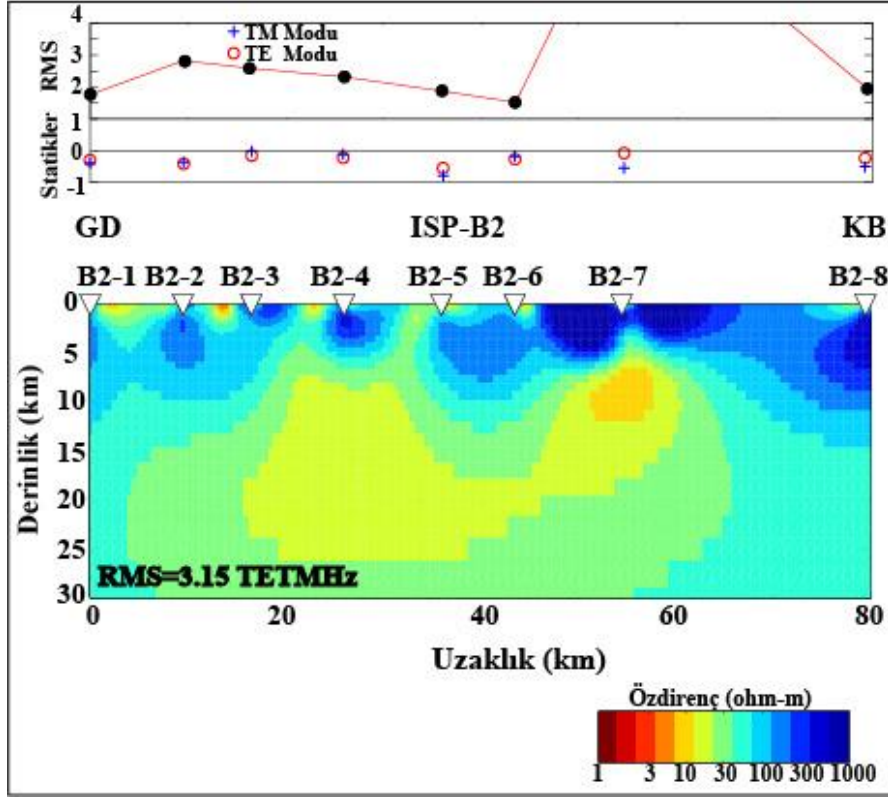
ISP-B2 doğrultusu ISP-B1 doğrultusuna paralel olarak ana doğrultuya yardımcı doğrultu şeklinde düşünülmüş ve toplam 8 adet istasyonda GB-KD yöneliminde ölçümler alınmıştır (Şekil 4.1). ISP-B1 doğrultusu modellemesinde uygulandığı gibi

hata oranları öz dirençler için %20 fazlar için %10 ve tipper için 0.02 alınmış ve başlangıç modeli olarak 100 ohm-m seçilmiştir.



Şekil 5.7 : ISP-B1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait her istasyon için öz direnç, faz ve tipper eğrileri. Semboller gözlemsel veriyi, düz çizgiler modelleme sonucu elde edilen teorik veriyi göstermektedir.

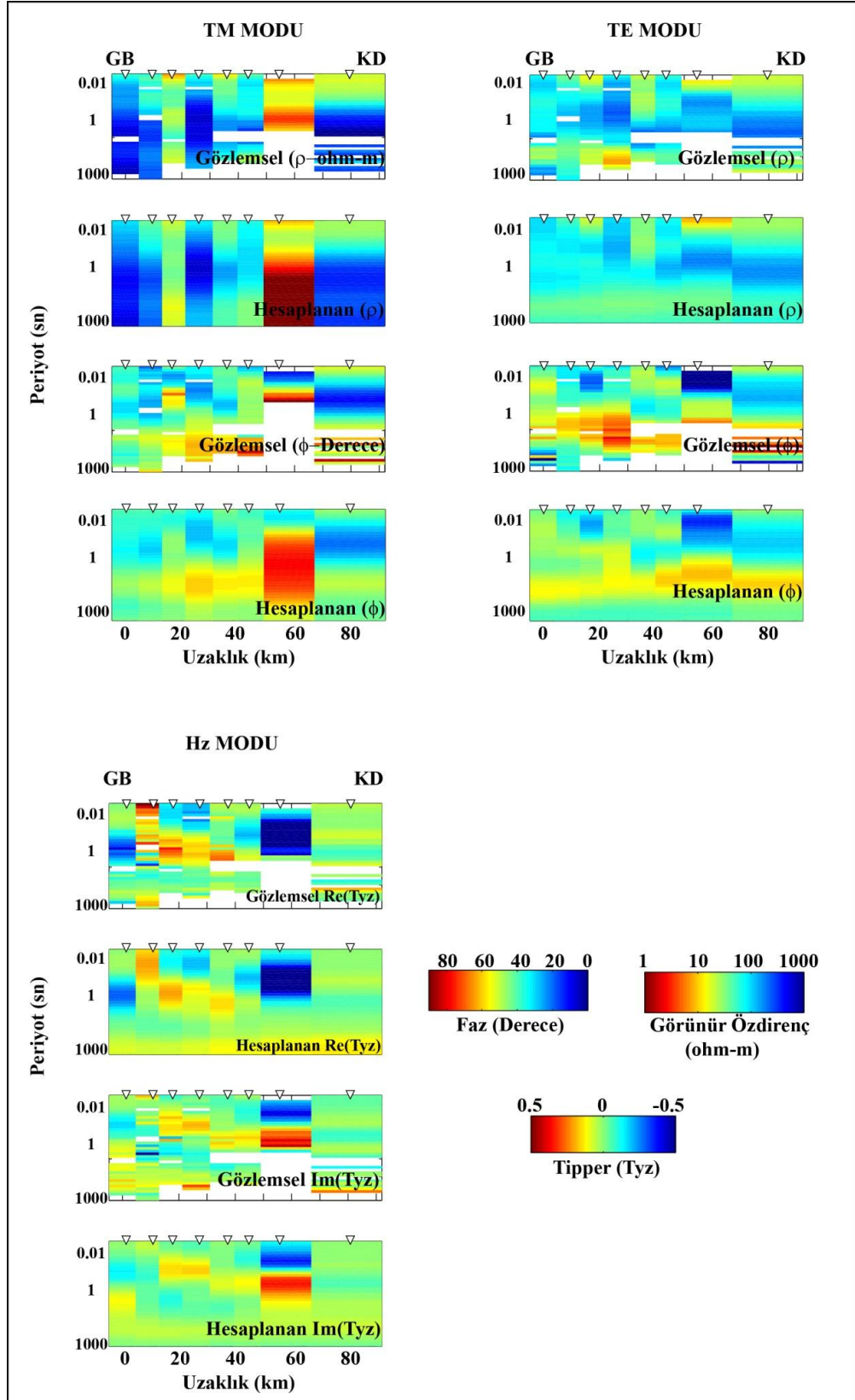
Bu doğrultu içinde bir çok ters çözüm denemesi yapılmıştır. Şekil D.3 de bu denemelerden statik kayma değerinin modellemeye hesaba katıldığı $\alpha=1$ ve $\alpha=3$ $\tau=10$ için modelleme sonuçları görülmektedir. ISP-B2 doğrultusunda değerlendirilirken hem tüm istasyonlar hemde bu doğrultunun devamında yeralan D2-2 nolu istasyon verisi kullanılarak ters çözümler yapılmıştır.



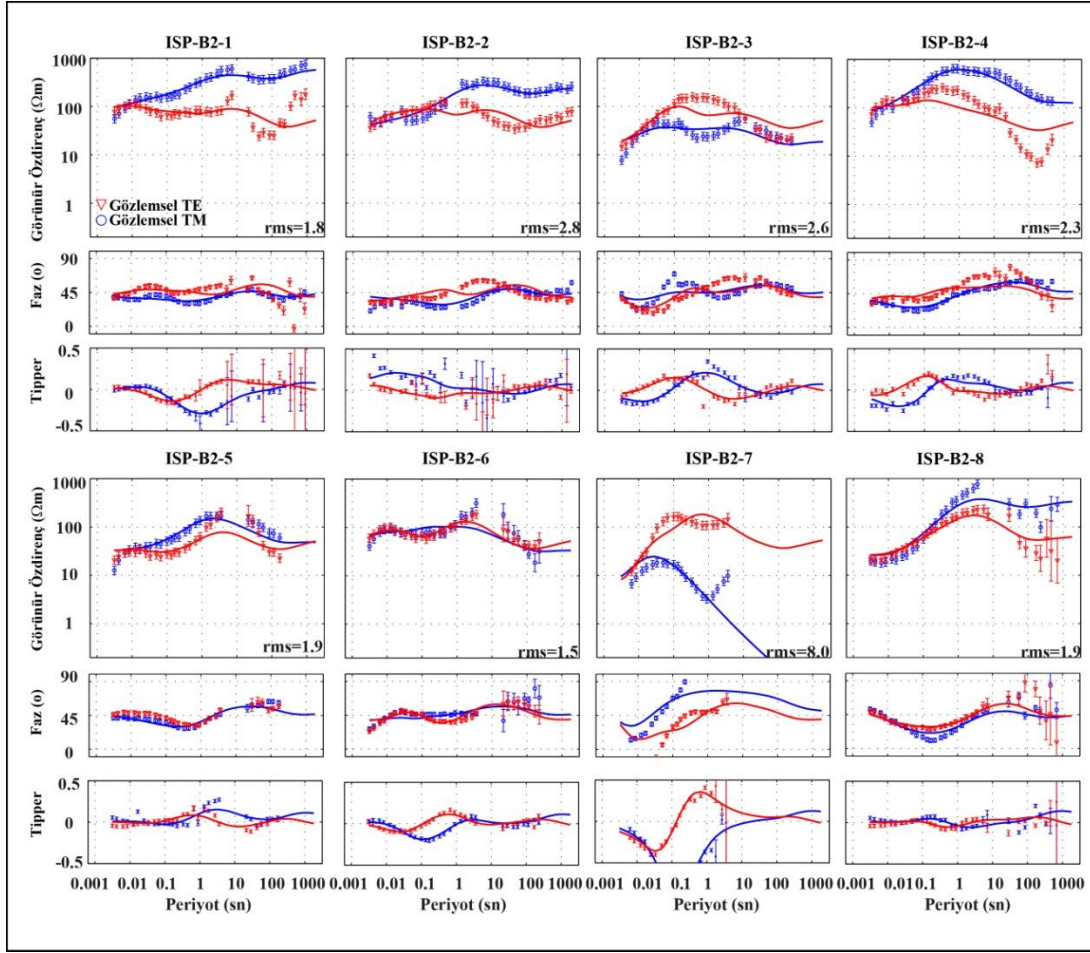
Şekil 5.8 : ISP-B2 doğrultusu için $\alpha=1, \tau=10$ TE, TM ve tipper verisi modellemesi sonucu elde edilen elektrik özdirenç modeli. Her istasyon için RMS değerleri ve ters çözüm sonucu elde edilen statik kayma değerleri modelin üzerinde grafiklenmiştir. Çözümün toplam RMS değeri model üzerinde verilmektedir.

Her ne kadar sonuç modelleri olarak ek istasyonun bulunmadığı ters çözüm sonuçları seçildi isede 10-20 km arasında yer alan göreceli iletken zonun GD uzanımı görülmektedir (Şekil D.3).

Ters çözüm değerlendirmelerinden sonra tüm modların verisinin değerlendirmeye katıldığı $\alpha=1, \tau=10$ TETMHz modeli sonuç model olarak seçilmiştir. Model için hesaplanan statik kayma değerleri -1 ve 1 arasında değişmektedir ve istasyonlar için RMS değerleri istatistiksel olarak kabul edilebilir düzeydedirler (Şekil 5.8). Ters çözüm sonuçları için yapma kesitler ve eğrilere bakıldığında gözlemsel ve teorik verilerin uyumlu olduğu gözlemlenmektedir (Şekil 5.9 ve Şekil 5.10).



Şekil 5.9 : ISP-B1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait öz direnç, faz ve tipper yapma kesitleri

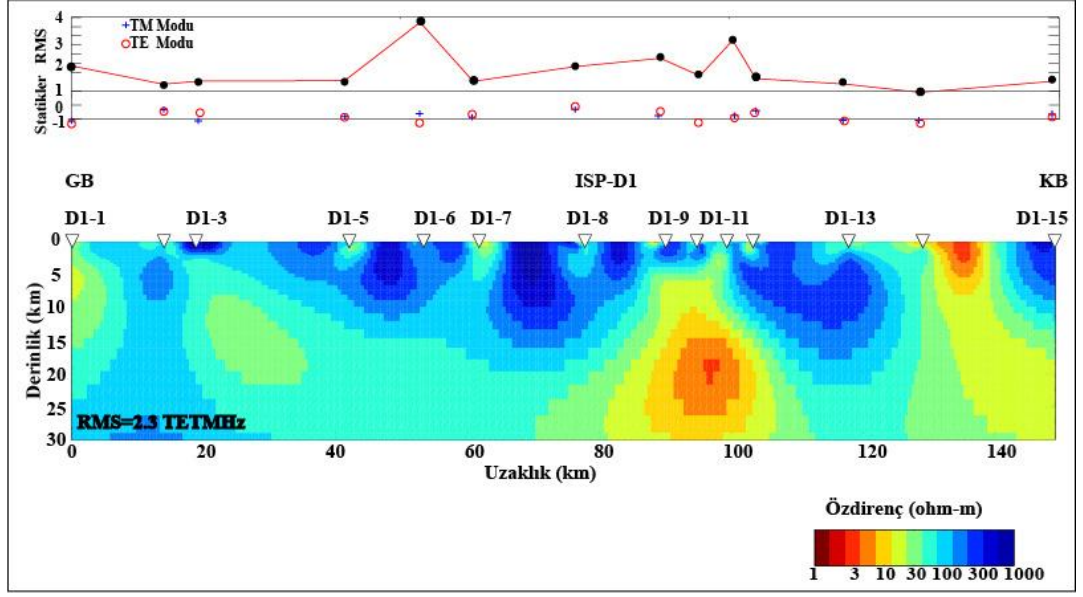


Şekil 5.10 : ISP-B2 TETMHz ters çözüm sonucuna ait her istasyon için öz direnç, faz ve tipper eğrileri. Semboller gözlemsel veriyi, düz çizgiler modelleme sonucu elde edilen teorik veriyi göstermektedir.

5.3.3 ISP-D1 Doğrultusu 2-B ters çözüm

Isparta Büklümü'nün doğu kanadını kesen bu doğrultu üzerinde 15 adet manyetotellürik istasyon bulunmaktadır (Şekil 4.1). Ters çözüm aşamasında diğer doğrultulara benzer olarak hata oranları öz direnç için %20 faz için %10 ve tipper verisi için 0.02 alınmıştır. Başlangıç modeli olarak 100 ohm-m öz dirence sahip yarı-sonsuz ortam kullanılmıştır. Yapılan ters çözüm çalışmalarından bazı örnekler Şekil D.4 de verilmektedir. Verilen örneklerde statik kayma etkisi modelleme sırasında hesaplanmakta ve giderilmektedir.

Ters çözüm çalışmalarında $\alpha=1, \tau=10$ ve $\alpha=3, \tau=10$ parametreleri için önce tüm istasyonlar değerlendirmeye katılmış ancak daha sonra D1-4 nolu istasyon verisi diğer istasyonlara göre daha gürültülü olduğundan değerlendirme dışında tutularak ters çözüm tekrarlanmıştır. Böylelikle sonuç modellerin hata oranları önemli ölçüde düşmüş model sonuçlarında ise fazla bir değişme gözlemlenmemiştir (Şekil D.4).

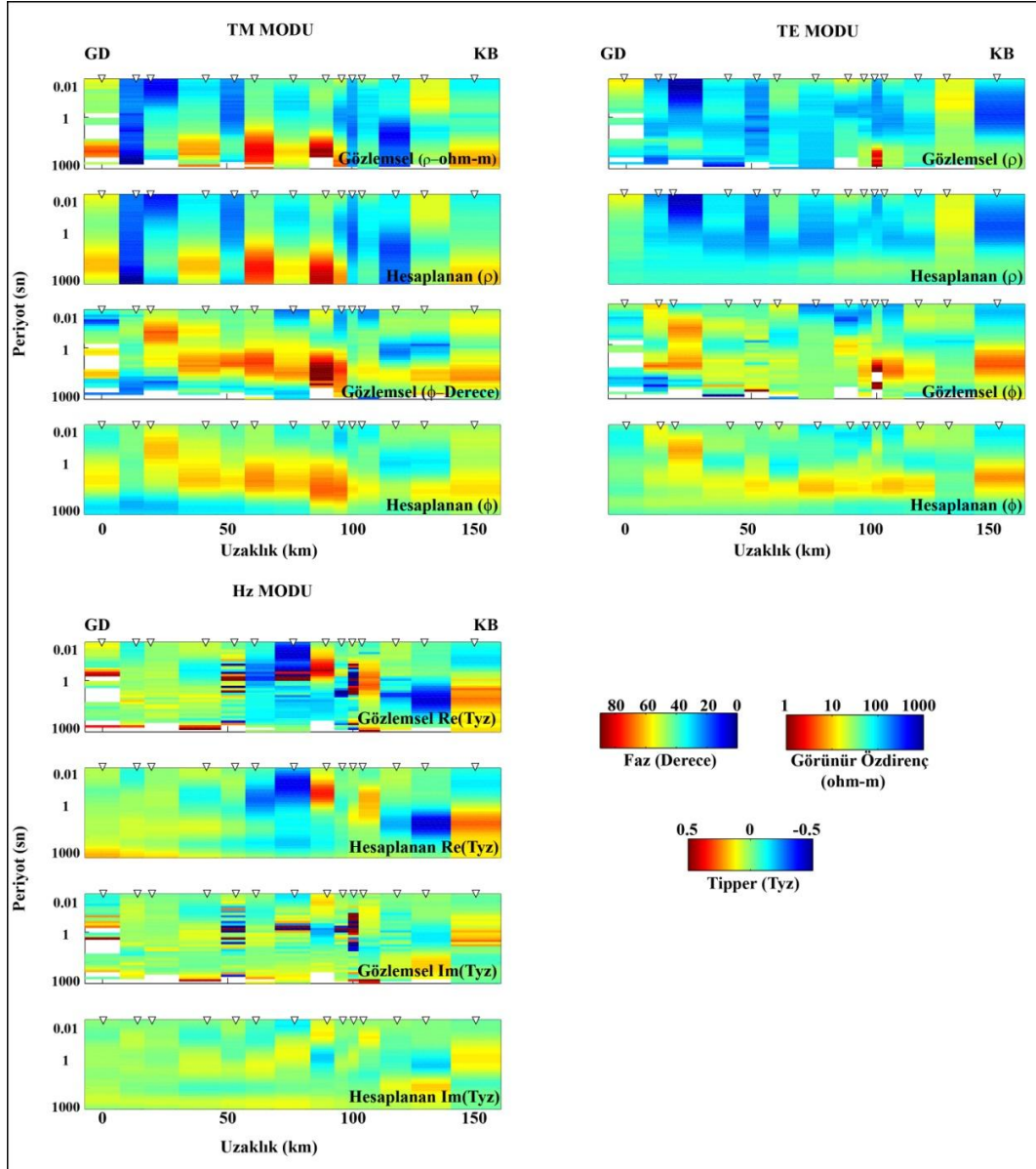


Şekil 5.11 : ISP-D1 doğrultusu için $\alpha=1, \tau=10$ TE, TM ve tipper verisi modellemesi sonucu elde edilen elektrik özdirenç modeli. Her istasyon için RMS değerleri ve ters çözüm sonucu elde edilen statik kayma değerleri modelin üzerinde grafiklenmiştir. Çözümün toplam RMS değeri model üzerinde verilmektedir.

Sonuç modeli D1-4 nolu istasyonun değerlendirme dışı bırakıldığı statik kayma etkisinin hesaplamalara dahil edildiği $\alpha=1, \tau=10$ için TETMHz modeli seçilmiştir (Şekil 5.11). modelin üzerinde grafiklenen her istasyon için hata miktarlarına bakıldığında modelin istatistiksel olarak kabul edilebilir olduğu görülmektedir. Statik kayma değerleri -1 ve 1 arasında değişmektedir. Andran kesitler ve eğrilerin uyumluluğu modelleme sonucunun güvenilir olduğunu işaret etmektedir (Şekil 5.12 ve Şekil 5.13).

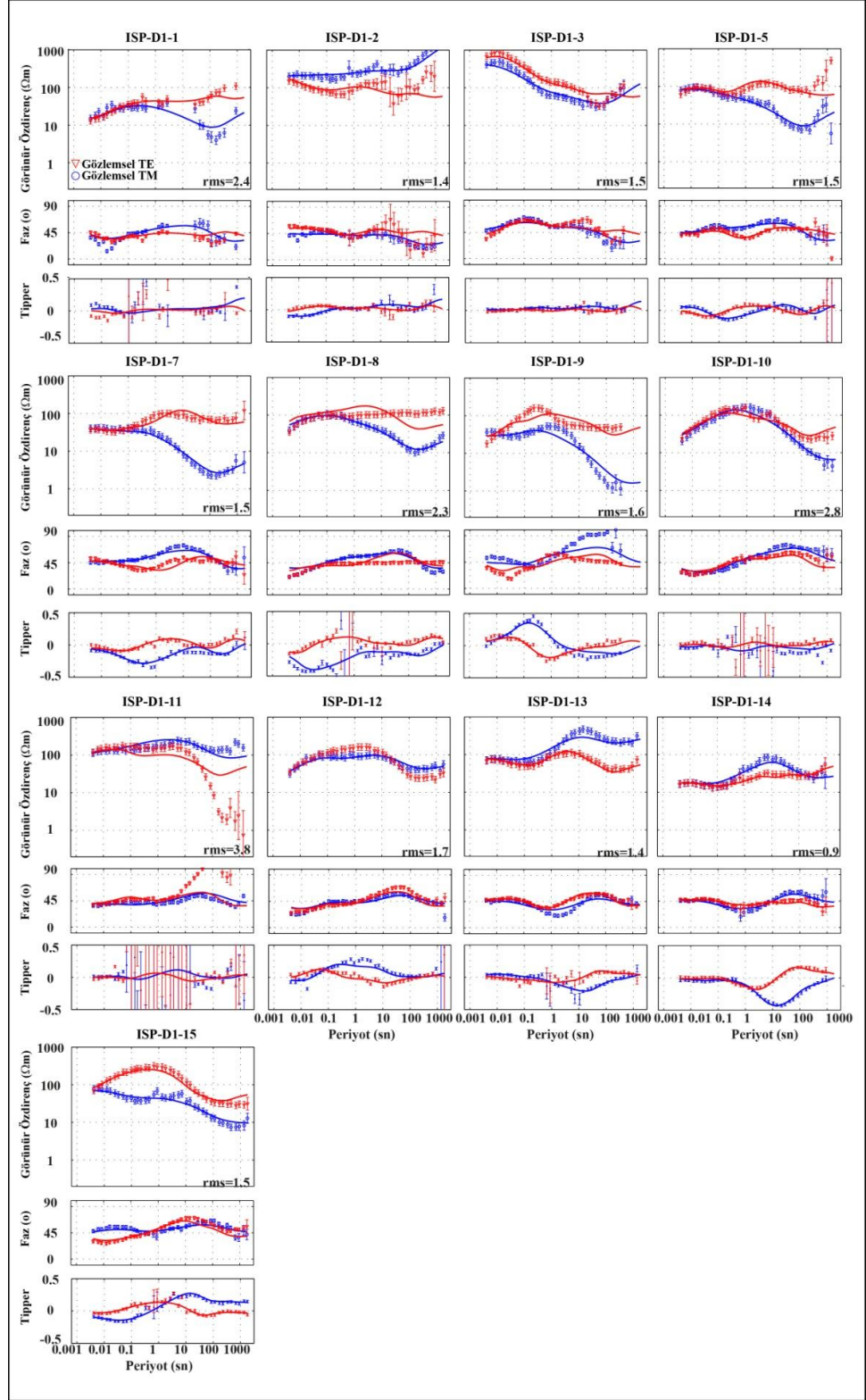
5.3.4 ISP-D2 Doğrultusu 2-B ters çözüm

ISP-D2 doğrultusu daha önceden de belirtildiği gibi belli bir periyot değerinden (10 sn) sonra oldukça gürültülü veriler içermektedir bundan dolayı söz konusu periyot değerinden sonraki veriler değerlendirmeye katılmamıştır. Bu profilde de 100 ohm-m başlangıç modeli kullanılmış ve hata miktarları önceki modellemelerdeki ile aynı değerler alınmıştır. Ters çözüm hem tüm istasyonlar kullanılarak hemde B1-1 istasyonu eklenerek statik kayma düzeltmesi hesaba katılarak tüm modlar için $\alpha=1$ ve $\alpha=3 \tau=10$ parametre değerleri kontrolünde yapılmıştır (Şekil D.4).

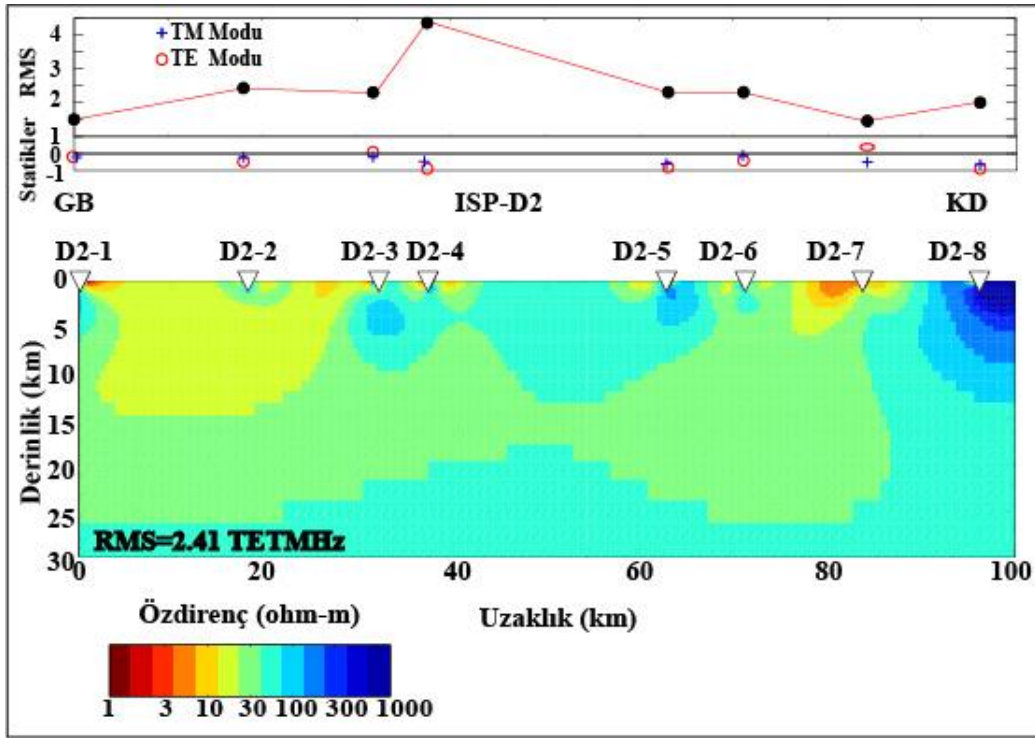


Şekil 5.12 : ISP-D1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait öz direnç, faz ve tipper yapma kesitleri.

Tüm değerlendirmeler sonucunda $\alpha=1$, $\tau=10$ TETMHz modeli sonuç modeli (Şekil 5.11) olarak seçilmiştir. RMS değerleri bir istasyon (D2-4) hariç düşük değerlerdir ve modelleme sonucu elde edilen andran kesitler ve eğriler uyumlu gözükmemektedir (Şekil 5.12 ve Şekil 5.13). Tüm 2-B modeller elde edildikten sonra modelde yer alan bazı yapıların kesinliğini test etmek amacı ile duyarlılık (sensitivity) testleri yapılmıştır (Ek C.7).



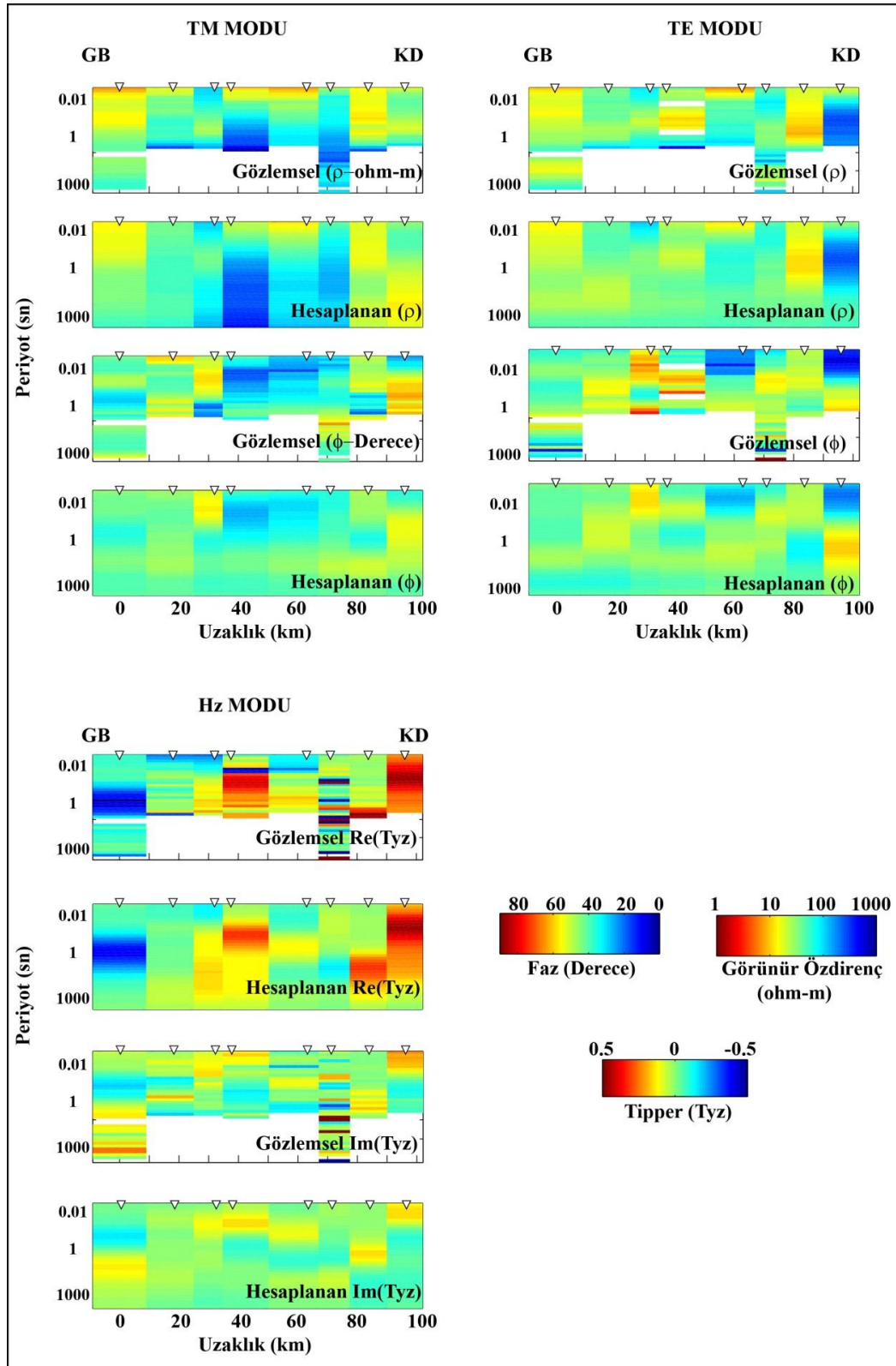
Şekil 5.13 : ISP-D1 TETMHz ters çözüm sonucuna ait her istasyon için özdirenç, faz ve tipper eğrileri. Semboller gözlemsel veriyi, düz çizgiler modelleme sonucu elde edilen teorik veriyi göstermektedir.



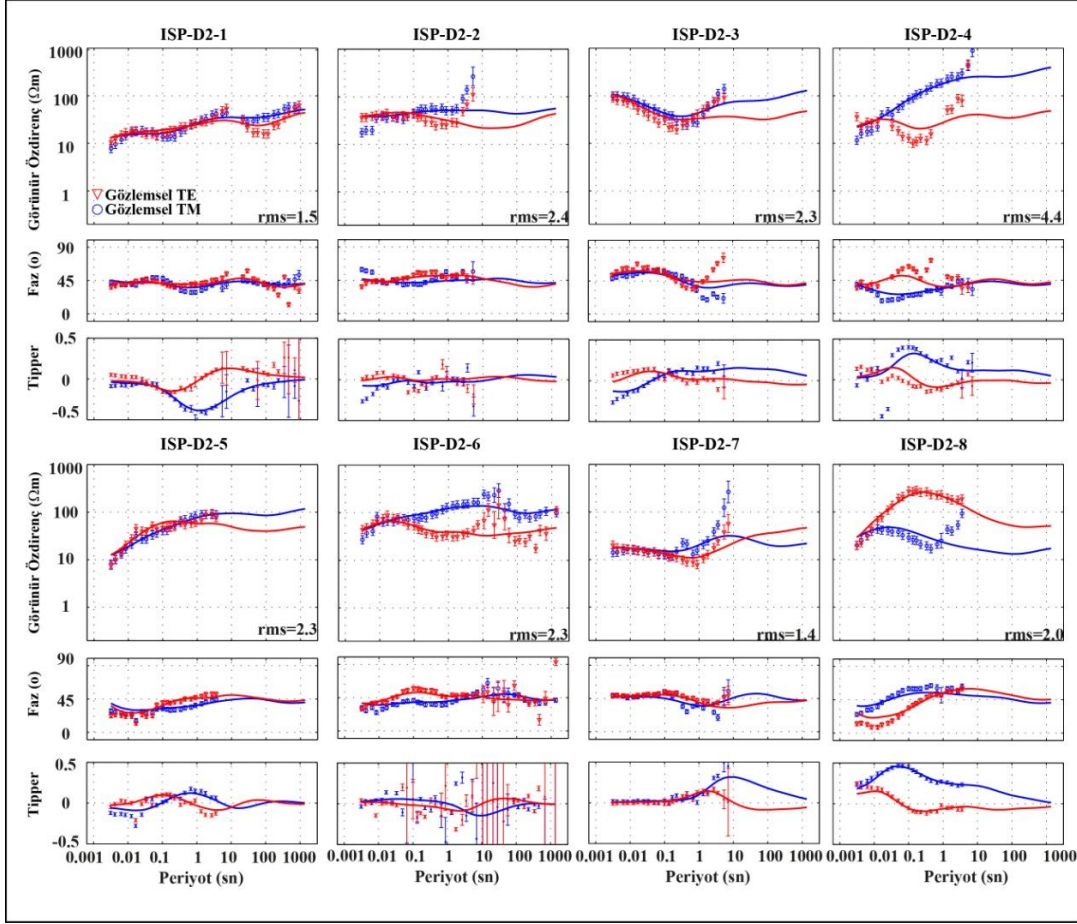
Şekil 5.14 : ISP-D2 doğrultusu için $\alpha=1, \tau=10$ TE, TM ve tipper verisi ters çözümü sonucu elde edilen elektrik özdirenç modeli. Her istasyon için RMS değerleri ve ters çözüm sonucu elde edilen statik kayma değerleri modelin üzerinde grafiklenmiştir. Çözümün toplam RMS değeri model üzerinde verilmektedir.

5.4 Üç Boyutlu Moldelleme

Manyetotellürik yöntemde 2-B ters çözüm teknikleri son 20 yıldır kullanılmaktadır. Ancak yer altının karmaşık bir yapıya sahip olmasından kaynaklanan 3-B induktif etkiler 2-B modelleme sonucunda yapay (gerçek dışı) yapıların ortaya çıkmasına neden olabilmektedir. Ayrıca 2-B ters çözümde bilindiği üzere istasyon verileri elektriksel doğrultu yönüne döndürülürken, istasyonlar bu doğrultuya dik yöndeki bir doğrultuya projekte edilmektedir. Bu işlem doğrultu boyunun kısalmasına neden olmakta ve bunun sonucundada yapay yapılar oluşabilmektedir (Türkoğlu, 2009). Bu tür etkilerin boyutlarının gözlemlenmesi ve 2-B modellerin kesinliğinin araştırılması amacıyla 3-B ters çözümün yapılması bir zorunluluk halini almıştır. Son yıllarda manyetotellürik verilerin 3-B yorumlanması yaygın olarak kullanılmaya başlamıştır (Tuncer ve diğ., 2006; Türkoğlu ve diğ., 2008; Bertrand, 2010; Avşar ve diğ., 2013; Tank, 2013).



Şekil 5.15 : ISP-D2 TETMHz ters çözüm sonucuna ait öz direnç, faz ve tipper yapma kesitleri.



Şekil 5.16 : ISP-D2 TETMHz ters çözüm sonucuna ait her istasyon için öz direnç, faz ve tipper eğrileri. Semboller gözlemsel veriyi, düz çizgiler modelleme sonucu elde edilen teorik veriyi göstermektedir.

Bir önceki bölümde tartıştığımız 2-B ters çözüm bahsinde anlaşılabileceği üzere geleneksel yöntemlere bağlı kalınarak veri uyumluluğu ve model kabalığı arasında bir denge kuran fonksiyonelin minimizasyonu esasına dayanmaktadır. Bu minimizasyon sırasında (5.14)'de tanımlanan fonksiyonel değişimi hesaplanmakta, tüm model parametreleri bu bağlamda ayarlanmakta ve tüm problem model uyumluluğu fikri üzerinde dönmektedir. Bu tür ters çözümler uygun iletkenlik modelini model uzayında araştırdıklarından model uzayı ters çözümü (model-spaces inversion) olarak adlandırılmaktadır (Siripunvaraporn ve diğ. ,2005). Dolayısıyla model uzayında minimizasyon $M \times M$ doğrusal denklemin oluşturulması ve çözümüne bağlı olmaktadır. Tahmin edileceği gibi 3-B ters çözümde model uzayı çok büyük olacağından hesaplamaların mümkün olamaması sonucu doğacaktır. Bundan dolayı, bu tez kapsamında kullanılan üç boyutlu WSINV3DMT (Siripunvaraporn ve diğ. ,2005) algoritması amaç fonksiyonu minimizasyonunu N boyutlu veri uzayında gerçekleştirmektedir.

WSINV3DMT algoritması OCCAM (Constable ve diğ., 1987) kökenli bir algoritma olup temeli, önceki bölümlerde de takdim edilen düzgünleştirme yöntemine dayanmaktadır. Yani minimum kabalıkta veri ile en iyi şekilde uyum gösteren model sonuçları amaçlanmaktadır. (5.1) ters çözüm problem tekrar hatırlanırsa

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m})$$

bu problem için uyumsuzluk veya çakışmazlık operatörü (5.12)'den aşağıdaki gibi yazılabilir

$$\mu_D = [\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})]^T \mathbf{R}_{dd}^{-1} [\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})] \quad (5.16)$$

Benzer şekilde model parametreleri için uyumsuzluk operatörü

$$\mu_M = [\mathbf{m} - \mathbf{m}_0]^T \mathbf{R}_{mm}^{-1} [\mathbf{m} - \mathbf{m}_0] \quad (5.17)$$

şeklinde ifade edilir (Siripunvaraporn ve Egbert, 2000). Daha önceden anlatılan yöntemler ile aynı mantıkta olan OCCAM yaklaşımı “ μ_m ” yi “ $\mu_d = \mu_d^*$ ” (μ_d^* =istenilen uyumsuzluk değeri) sınırlaması koşulu ile minimize etme esasına dayanır. Bu problemin çözümü Lagrange çarpanı yardımıyla yapılmaktadır (Constable ve diğ., 1987). Sonuç olarak minimize edilecek fonksiyonel $U(\mathbf{m}, \lambda)$ şeklinde “ $\mathbf{m}$ ” ve λ Langrange katsayısına bağlı olarak takip eden şekilde tanımlanır.

$$U(\mathbf{m}, \lambda) = [\mathbf{m} - \mathbf{m}_0]^T \mathbf{R}_{mm}^{-1} [\mathbf{m} - \mathbf{m}_0] + \lambda^{-1} \{ [\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})]^T \mathbf{R}_{dd}^{-1} [\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})] - \mu_d^* \} \quad (5.18)$$

μ_d^* istenilen uyumsuzluk değeri genellikle “1” seçilir (Constable ve diğ., 1987). (5.18) denklemi minimize edileceğine genellikle aşağıda verilen fonksiyonun “ $\mathbf{m}$ ” ye göre türevleri alınarak minimize edilir.

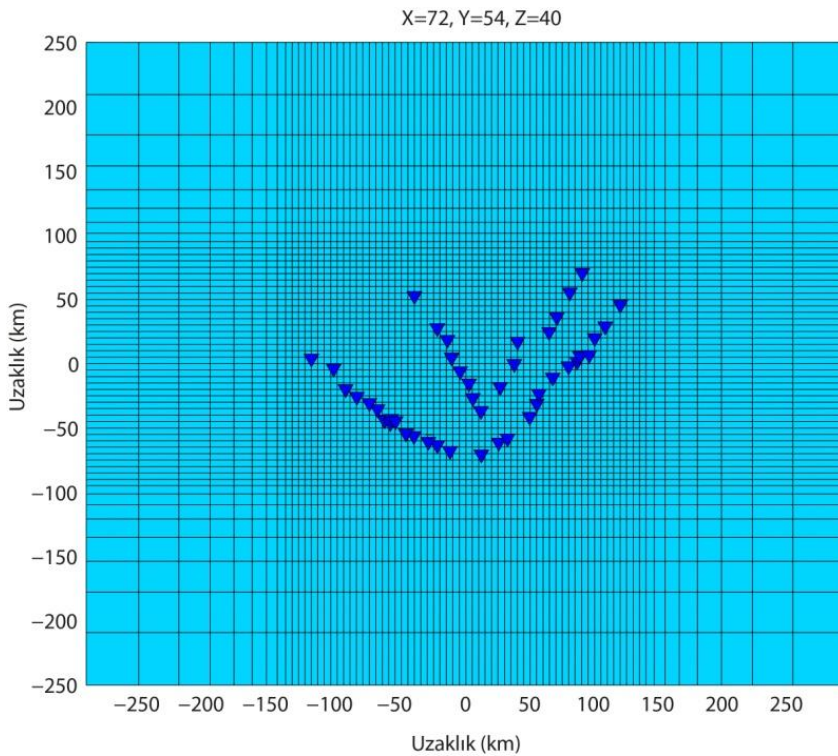
$$W_\lambda(\mathbf{m}) = [\mathbf{m} - \mathbf{m}_0]^T \mathbf{R}_{mm}^{-1} [\mathbf{m} - \mathbf{m}_0] + \lambda^{-1} \{ [\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})]^T \mathbf{R}_{dd}^{-1} [\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})] \} \quad (5.19)$$

Bu tez kapsamında kullanılan 3-B algoritma ile 2-B algoritma arasındaki en önemli farklardan biri bu noktada devreye girmektedir. (5.14) denklemi model uzayında minimize edilirken, (5.19) veri uzayında minimize edilmektedir (Ek C.6). Minimizasyon işlemleri tabi daha önceden de ifade edildiği gibi “ $\mathbf{G}$ ” doğrusal olmayan bir yapıda olduğundan iteratif olarak yapılmaktadır.

5.5 Isparta Büklümü 3-B Manyetotellürik Modelleme

Yukarıdaki paragraflarda kısaca özetlendiği gibi 3-B algoritma oldukça büyük bilgisayar hafızasına ihtiyaç duymaktadır. Dolayısıyla model boyutları ve kullanılacak veri boyutları sınırlıdır. Bu tez kapsamında kullanılan 3-B program tek işlemcili (seri) bir algoritmadır ve her bir iterasyon tek bir işlemci tarafından hesaplanmakta, buda bir ters çözüm işleminin 15-20 gün sürmesi sonucunu doğurmaktadır. Bundan dolayı ters çözüm işlemleri uygun kabalıkta model ve uygun sayıda veri miktarı ile yapılmalıdır. Isparta Büklümün'de alınan 47 istasyon verisinden 44 tanesi değerlendirmeye alınmıştır. Modellemeler yapılırken 54x72x40 boyutlarında bir ağ kullanılmıştır (Şekil 5.17) dolayısıyla elde edilen sonuçlar daha iyi bir ağ kullanan 2-B (örn:263 x 63) modellemeye göre daha kaba olacaktır. Ayrıca, MT istasyonların dağılımı ideal 3-B dağılımdan uzak olması, bazı kesimlerde istasyonlar arası büyük boşlukların oluşmasına neden olmaktadır.

3-B modellemelerde başlangıç modeli olarak 2-B modellerle karşılaştırmaya imkan sağlaması amacıyla 100 ohm-m yarı sonsuz ortam olarak alınmıştır. Bu algoritma



Şekil 5.17 : Isparta Büklümü MT verisi 3-B modellemesinde kullanılan ağın görünümü.

empedans tensörü ters çözümü (tipper verisi kullanılmamıştır) yapmaktadır. Bu tez kapsamında empedans tensörü tam olarak ters çözüme sokulmuştur. Hata miktarları

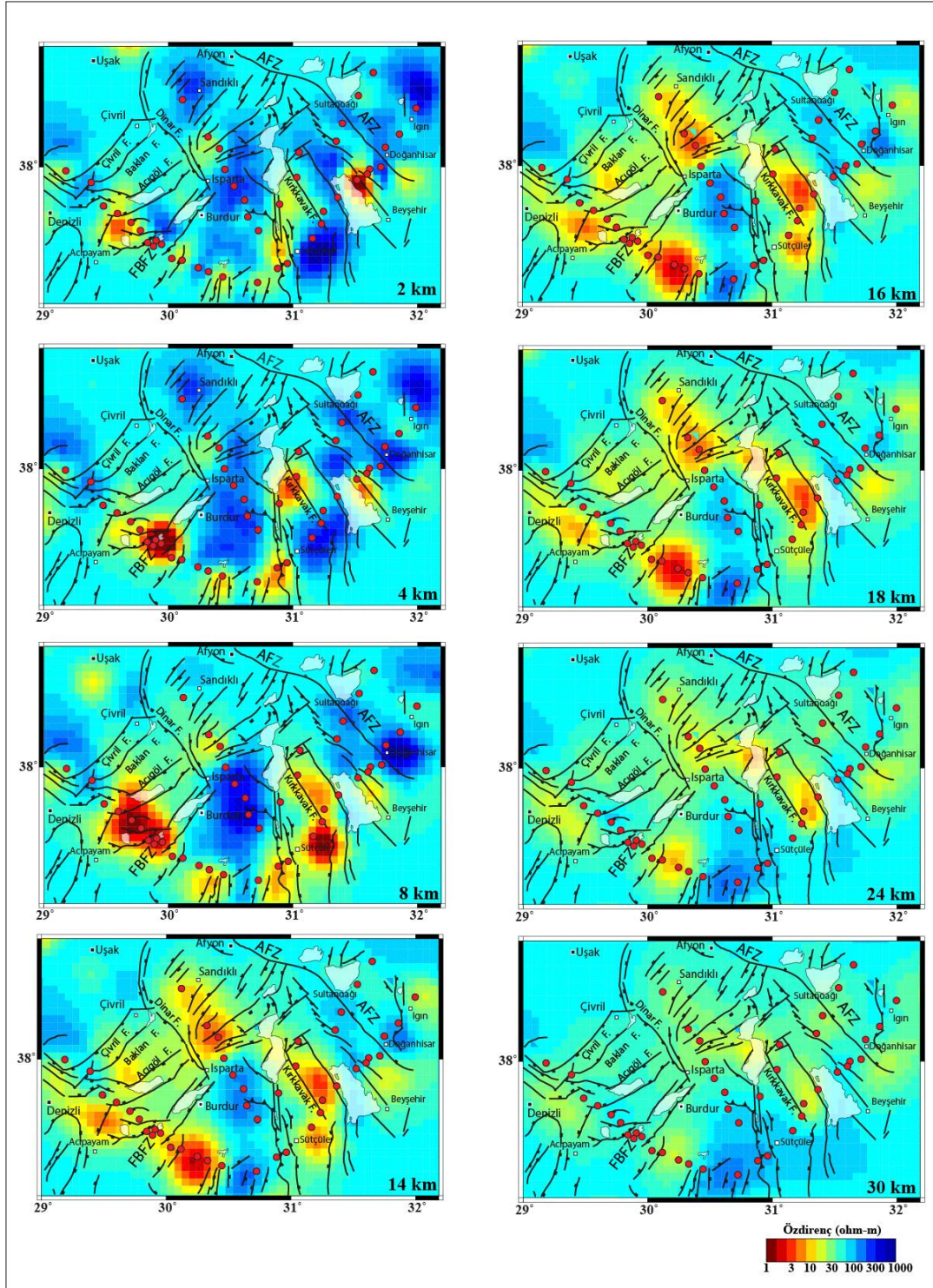
ilk modellemelerde köşegen elemanları (Z_{xx} ve Z_{yy}) için %20, köşegen olmayan elemanlar (Z_{xy} ve Z_{yx}) için %10 olarak alınırken daha sonraki modellemelerde ise hata miktarları sırasıyla %50 ve %10 olarak alınmıştır. 2-B modellemede 0.001-2000 sn arasındaki tüm veri aralığı kullanılırken 3-B modellemede 24 adet periyot seçilmiştir.

Modellemeler çeşitli hata oranları, istasyon ve frekans sayıları değiştirilerek tekrarlanmıştır ve 24 periyot verisinin kullanıldığı hata miktarları sırasıyla %50 ve %10 olarak alınan modelleme, sonuç modeli olarak seçilmiştir. Böylelikle sonuçlar fazla değişmemekle birlikte hata miktarı %20 ve %10 olan modelleme sonucuna göre (RMS-2.56) daha düşük RMS (2.03) miktarı elde edilmiştir (Şekil D.6).

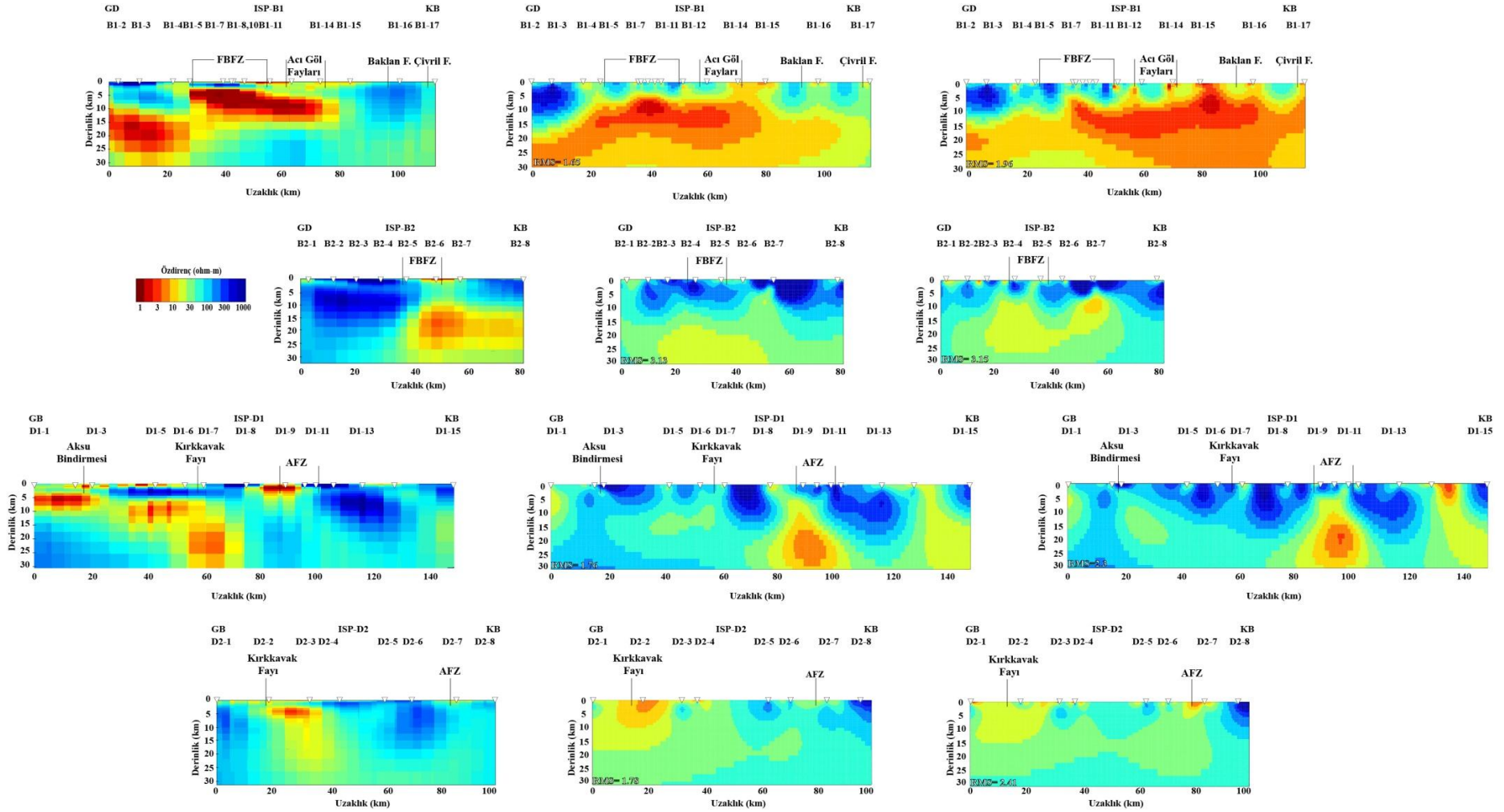
Ters çözümleme sonucu elde edilen 3-B modelden çeşitli derinlikler için yatay kat dilimleri (Şekil 5.18) ile manyetotellürik doğrultular boyunca 2-B kesitlerle aynı boyutlarda dikey kesitler alınmıştır (Şekil 5.19). Genel olarak 2-B ve 3-B modelleme sonuçları uyumludur. Ancak bu noktada şunu vurgulamamız gerekirken 2-B ve 3-B modelleme sonuçlarında elde edilen iletken yapıların yerleri yanal yönde farklılıklar gösterebilmektedir. Bunun nedeni iki kabulden kaynaklanır (1) 2-B modellemede yer altı yapısı 2-B olarak kabul edilmesi ve (2) 2-B modellemede istasyonlar doğrultuya dik yönde bir düz çizgiye projekte edilmesidir. 3-B ters çözümde ise istasyonlar orijinal yerlerinde tutularak ters çözüm yapılır. Söz konusu kesitlerde göze çarpan yapılar kısaca aşağıdaki şekilde özetlenebilir;

ISP-B1 doğrultusu

Hatırlanacağı üzere ISP-B1 doğrultusu genellikle 2-B özellik gösterecek şekilde özellikle derin kesimlerde 3-B yapının hakim olduğu gözlemlenmekteydi. 2-B ve 3-B ters çözüm sonuçları karşılaştırıldığında genel yapının benzer olduğu söylenebilir (Şekil 5.19). Her iki tersçözüm sonucunda doğrultunun güney doğusundan yaklaşık 30 km derinliklerden başlayan ve KB ya gidildikçe sıklaşarak yer yüzünü seviyesine ulaşan iletken zon (1-10 ohm-m) göstermektedir (Şekil 5.8 ve Şekil 5.19). Ayrıca B1-1 ve B1-14 istasyonları arasında derinliği 0-10 km arasında salınan bir dirençli zon (100-1000 ohm-m) hem 2-B hemde 3-B modellerde gözlemlenmektedir. Her ne kadar 2B modellerdeki kadar ayrıntılı olmasada B1-4 ve B1-5 istasyonları ile B1-12 ve B1-13 istasyonları civarındaki sık kesimlerde yer alan düşük öz dirençli yapılar (10 ohm-m) her iki modelleme sonucunda da yer almaktadır (Şekil 5.18 ve Şekil 5.19).



Şekil 5.18 : Isparta Büklümü 3-B manyetotellürik ters çözümümü için çeşitli derinliklerde kat haritaları.



Şekil 5.19 : İki boyutlu modelleme (sağda) ve 3-B modelden alınan 2-B kesitler (solda). 3-B modellerde tipper verisi modellemeye katılmamıştır.

ISP-D1 doğrultusu

Veri analizi sonuçlarına göre ISP-D1 doğrultusu 3-B yapının baskın olduğu bir yapıyı işaret etmektedir. Bundan dolayıda 2-B modelleme sonuçlarında dikkatli olunması gerekir. 2-B ve 3-B modellerdoğrultuda GB'dan KD ya doğru iki farklı yalıtkan yapıya işaret etmektedir (Şekil 5.18 ve Şekil 5.19). Bunlardan birincisi, D1-3 ile D1-8 arasında yer alan ve KD'ya doğru derinleşen bir yüksek öz dirençli (100-1000 ohm-m) yapıdır. Diğeri ise, D1-11 ve D1-14 arasında yer alan KB dalımlı 1000 ohm-m öz direnç değerlerine sahip yalıtkan yapıdır. Doğrultunun derin kesimlerinin düşük öz dirençli yapısı her iki modellemeye de göze çarparken bu düşük öz dirençli zonun (1-30 ohm-m) D1-9 ve D1-11 arasında yüzeye yaklaşması her iki modelleme sonucuyuda desteklenmektedir (Şekil 5.19). Son olarak 2B profilin en KD'sunda yer alan iletken zon 3-B ters çözüm sonucunda da izlenebilmektedir.

ISP-B2 ve ISP-D2 doğrultusu

ISP-B2 doğrultusu 2-B ve 3-B ters çözüm sonuçlarına bakıldığında 0-10 km arasında yer alan yüksek öz dirençli (100-1000 ohm-m) yapının her iki modelleme sonucunda da izlendiği görülmektedir (Şekil 5.19). Ancak gerek bu yüksek öz dirençli yapı gerekse bu yapının altında yer alan düşük öz dirençli (1-30 ohm-m) yapı her iki ters çözüm sonucunda farklı geometrik özelliklere sahiptir. ISP-D2 doğrultusu verisi gürültülü olduğundan 1sn'den uzun periyotlu veri hem 2-B hemde 3-B değerlendirmeye katılmamıştır. Modelleme sonuçlarına bakılırsa, sığ kesimlerde D2-1 ve D2-3 istasyonları arasında yer alan 3-30 ohm-m öz dirençli iletken zon her iki modelleme sonucundada izlenebilmektedir (Şekil 5.19).

6. YORUMLAMA

Bu bölümde Isparta Büklümü manyetotellürik verilerinin 2-B ve 3-B ters çözüm sonucunda elde edilen yerelektrik modellerin yorumlanması yapılarak kesitlerde elde edilen düşük iletken yapıların nedenleri tartışılmıştır. Daha sonra, bölgede önceden yapılmış olan jeofizik ve jeolojik çalışmalar ile elde edilen yerelektrik sonuçlar karşılaştırılmıştır.

6.1 Kabukta İletkenliğin Oluşma Nedenleri

İletkenlik nedenleri temelde sıvı, magma (ergime) ve iletken mineraller (Sülfür, Grafit) olarak sıralanabilir. Burada önemli olan sıvı, eriyik ve iletken minerallerin elektriksel iletimini oluşturabilecek bağlantılı yapıya sahip olmasıdır. Kabuk kayaçlarının elektriksel özdirençleri $0.1-10^4$ ohm-m arasında değişir ve genel olarak üst kabuk oldukça yalıtkan bir yapıdadır. Bu yüksek özdirençli yapının nedeni içeriğinde bulunan silika ve karbonatlı kayaçlardır (Gough, 1986). Ancak kayaç yapısında çok az miktarda sıvı veya iletken mineral bulunması kayacın özdirencini yüzlerce kat azaltır. Bundan dolayı üst kabukta özdirenci 20-60 ohm-m (Keller, 1987; Palacky, 1987) olan sıvı içeren sedimanter havza bölgeleri veya fay zonlarında yer almaktadır. Fay zonları özelliklerine ileriki paragraflarda değinilecektir. Benzer şekilde yüksek özdirençli metamorfik kayaçlardan oluşan (granulit) ve basıncın artmasıyla porozitenin azalmasından dolayı sıvı içeriği beklenmeyen alt kabuğun yüksek özdirençli bir yapısı olması beklenebilir. Netekim, petrologlara görede alt kabuk su tüketen retrograde metamorfizma reaksiyonları nedeniyle kuru bir yapıda olması beklenen bir zondur (Yardley ve Walley, 1997). Buna karşın, yapılan çalışmaların büyük bir kısmı iletken bir altkabuğu işaret etmektedir (Shankland ve Ander 1983; Haak ve Hutton 1986; Türkoğlu ve diğ., 2008). Altkabukta iletkenliğin nedenleri olarak bir çok görüş ortaya atılmıştır. Bunlardan ilki altkabukta sıvı varlığıdır. Altkabuk derinliklerinde sıcaklık yüksek olduğundan sıvı ve gaz fazı bir arada bulunmaktadır ve bu kesimdeki sıvılar sulu akışkanlar “Aqueous sıvılar” olarak adlandırılırlar (Jiracek, ve diğ., 1995). Eğer derin kıtasal akışkan sıvılar bir

birleri ile bağlantılı iseler iletkenliği önemli ölçüde etkilerler (Haak ve Hutton, 1986; Jones,1992). Söz konusu akışkan sıvının kaynağı; metamorfizma, meteorik veya magma kökenli olabilir (Jiracek ve diğ., 1995).

Bir bölgede akışkan sıvılar iletkenliğin nedeni ise sıvıların sürekli bir kaynaktan beslenmesi gerekmektedir. Durgun tektonizmaya sahip bölgelerde yoğunluk farkından ve retrograde metamorfizma nedeni ile altkabuk sürekli sıvı kaybeder (Simpson ve Warner 1998). Bundan dolayı akışkan sıvılar genellikle aktif tektonizma bölgelerinde iletkenlik nedeni olarak gösterilebilirler.

Aktif tektonik bölgelerde bir diğer iletkenlik nedeni ise kısmi ergimedir (Wei ve diğ., 2001; Li ve diğ., 2003). Laboratuvar deneylerine göre kısmi ergime iletkenliği büyük ölçüde artırmaktadır (Sato ve Ida, 1984). Kısmi ergimenin oluşması için 700C° üzeri sıcaklıklar gerekmektedir aktif tektonik alanlarda bu sıcaklıklara gözlenebilir (Schwarz, 1990; Hydman ve Lewis, 1999). Bu bölgeler için ısı akısı değeri Chapman ve Furlong (1992)'de yapmış olduğu yer içi ısı iletimini hesaplamasına göre 90 mW/m² dir. Buna ek olarak kaya içinde bulunan sıvı miktarı (%0.4< üstmanto için) ergime sıcaklığını yüzlerce derece düşürebilmektedir (Green ve Liberman, 1976;). Daha önceden de belirtildiği gibi iletkenliğin oluşabilmesi için iletken eriyik malzemenin bir birleri ile bağlantılı olması gerekmektedir. Çeşitli kısmi ergime çeşitleri (paket,tüp veya tane yüzeyi) söz konusudur ancak yapılan deneyler ergimenin genellikle tane yüzeyinde bir film şeridi şeklinde geliştiğini %1-2 oranında bir ergimenin bağlantılı bir yapı oluşturmak için yeterli olduğunu göstermektedir (Schmeling, 1985; Sato ve Ido, 1984).

Günümüzde aktif tektonik bölgelerde iletkenlik nedeni üzerine akışkan sıvılar, kısmi ergime veya her ikisi birlikte etkin olduğu konusunda tartışmalar sürmektedir (Hjelt ve Korja, 1993; Brown, 1994; Wei ve diğ., 2001; Li ve diğ., 2003; Unsworth ve diğ., 2005). Kayaç reolojisi yüksek sıcaklık ve sıvıdan önemli ölçüde etkilenmektedir ve dolayısıyla yüksek iletken bölgeler aynı zamanda zayıf zonları işaret etmektedir (Wannamaker ve diğ., 2002; Unsworth, 2010). Bundan dolayı altkabuk genellikle kırılğan üst kabuk ile manto arasında sünek davranan bir deformasyon geçiş zonu olarak kabul edilir (Bahr ve diğ., 2002).

İletkenlik nedenlerinden sonuncusu iletken mineraller olarak belirtmiştik. Yapılan araştırmalar gaz halinde polar ve sıvı halde iletken olan minerallerin kayalar içinde bulunmasının, kayacın öz direncini önemli ölçüde düşürdüğünü göstermektedir

(Olhoeft, 1979 ve oradaki referanslar). Bu tür minerallerden en önemlisi sülfürdür, bu mineral su ile etkileşime girerek sülfirik asid ve diğer türevlerini oluşturur ve bulunduğu ortamın iletkenliğini önemli derecede artırır.

Grafit oldukça iletken (10^{-5} ohm-m) bir mineraldir ve yer yüzü kayaçlarının içinde eser miktarda bulunur (Duba ve Shankland, 1982). Ancak, karbon karbonatlı kayaçların yeniden bileşiminden, içinde organik madde bulunan sedimanter çökelimden, CO₂ içeren sıvıların redüksiyonundan veya manto kaynaklı olarak alt kabuk içinde bulunabilir (Jiracek ve diğ., 1995). İçinde karbon bulunduran kayaçlar 1000°C üzeri sıcaklıklarda grafitleşir (Duba ve Shackland, 1982). Bu grafit mineralleri bir birleri ile bağlantılı iseler çok uzun mesafeler boyunca %0.1 oranındaki bir grafit miktarı bile öz direncin 1 ohm-m ye kadar düşmesine neden olabilir (Frost ve diğ., 1989).

Alt kabukta iletkenlik nedenleri bu şekilde sıralanırken yüksek öz dirence sahip üst kabukta önceden belirtildiği gibi havza yapıları ve fay zonları düşük öz direnç değerlerine sahip olabilirler. Havza yapılarında iletkenlik nedeni havzayı oluşturan çökellerin sıvı içeriğidir. Fay zonlarında iletkenlik genellikle sıvılar ile ilişkilidir ve söz konusu sıvılar fayın davranışlarında etkileyebilir. Bir sonraki bölümde fay zonlarında iletkenlik oluşumu ile ilgili ayrıntılı açıklamalar verilmektedir.

6.2 Fay Zonları İletkenliğin Oluşma Nedenleri

Faylar bir bölgedeki yer altı sıvılarını kontrol eden en önemli yapılardır (Canie ve diğ., 1996). Fay zonunun davranışı sıvı akışına, düşey bir kanal (Rice, 1992) veya fay boyunca yatay bir yol (Gudmundson, 2000) şeklinde yardımcı olabildiği gibi bir engel şeklinde de olabilir . fayların sıvılar üzerinde etkisi olduğu gibi sıvıların da faylanma mekanizması üzerinde önemli ölçüde etkileri vardır (Hickman ve diğ., 1995). Fay boyunca fayın sismik davranışı, deprem dönemlerinde oluşan kırılma ve breşleşme ile bunu takip eden dönemde oluşan kırık ve gözenek kapanımlarının fayın geçirgenliğini (permeabilitesinin) artırması veya azaltması ile ilişkilidir (Sibson, 1992; Byerlee, 1993). Fay içinde bulunan yüksek basınçlı sıvılar kıtasal ölçekli fayların zayıflığından sorumludurlar ve depremleri tetikleyebilirler (Hickman ve diğ., 1995; Sleep ve Blanpied, 1992). Bundan dolayı fay zonları sıvı içeriğinin incelenmesi önem arz etmektedir. Nitekim son yıllarda bu amaca yönelik bir çok çalışma yapılmıştır (Unsworth ve diğ., 2004; Tank ve diğ., 2005; Avşar ve diğ.,

2013). Faylarda iletkenliğin nedeni olarak, fay oluşunda bir biri ile bağlantılı gözeneklerde bulunan sıvılar veya kil gösterilebilir (Unsworth ve diğ., 1997; Tank ve diğ., 2005).

6.3 Isparta Büklümü Manyetotellürik Kesitleri Yorumu

Bu bölümde öncelikle ana iki doğrultunun yorumu yapılacak daha sonra yardımcı doğrultuşar hakkında konuşulacaktır.

6.3.1. ISP-B1 doğrultusu

ISP-B1 doğrultusunda göze çarpan en önemli yapı doğrultunun GD kesiminde altkabuk seviyelerinde (15-30 km) başlayan ve KB batıya gidildikçe sığlaşan iletkenliği 1-10 ohm-m arasında değişen zondur (C1) (Şekil 6.1). Isparta Büklümü ve GB Anadolu'da Ege ve Kıbrıs yayları arasında Pliny-Strabo transform fayları boyunca levha dalım hızları farkı ile ilişkili bir yırtılma veya levha ayrılmasının olduğu ve bunun sonucunda astenosferik yükselimlerin meydana geldiği düşünülmektedir (Wortel ve Spakman, 1992,2000; Doglioni ve diğ., 2002; Çoban ve Flower2006,2007; Agostini ve diğ., 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Elitok ve diğ., 2010). Son yapılan P-dalgası ve yüzey dalgası tomografi çalışmalarında elde edilen düşük hız yapıları bu görüşü desteklemektedir (Biryol ve diğ., 2011; Salün ve diğ., 2012). Buna ek olarak Isparta Büklümü altında elde edilen düşük P_n (<7.8 km/sn) ve S_n (~4.5 km/sn) hızları da astenosfer yükselimi fikrini desteklemektedir (Şekil2.12a) (Al-Lazki ve diğ., 2004; Saunders ve diğ., 1998; Erduran, 2009). Ayrıca, bölgede özellikle Aksu bindirmesi doğusunda manto yükselimi ve yüksek ısı ile ilişkilendirilebilecek düşük L_g -Q değerlerine rastlanılmaktadır (Şahin ve diğ., 2012). Bölgede yapılan ısı akısı çalışmalarına göre Curie Sıcaklığı Derinliği (CSD) 15-20 km (Şekil 6.1) arasında değişmektedir ve bölge 90-100 mW/m² lik yüksek ısı akısı değerlerine sahiptir (Dolmaz ve diğ., 2005). Tüm bu veriler söz konusu iletkenliğin altkabuk derinliklerinde kısmi ergime ile ilişkili olduğu söylenebilir. Bu sonucu; Isparta Büklümü altında kısmi ergime ile ilişkili 20-30 km derinliklerde bulunan düşük hız zonu sonucuda desteklemektedir (Erduran, 2009).

Türkiye'nin batı kesiminde kısmi ergime ile ilişkilendirilen altkabuk iletkeni diğer MT çalışmalarda da elde edilmiştir (Çağlar, 2001; Tank ve diğ., 2005; Ulugergerli ve diğ., 2007). Buna ek olarak ISP-B1 doğrultusuna paralel doğrultular boyunca

yapılan MT ölçümlerde yaklaşık 75 ohm-m özdirenge sahip 10-25 km kalınlıkta bir altkabuk yapısı elde edilmiş ve iletkenlik kısmi ergime ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 2.35) (Gürer ve diğ., 2004a ve 2004b; Gürer ve Bayrak, 2007). Görüldüğü gibi bu sonuçlar bizim bulduğumuz sonuçlar ile örtüşmektedir.

C1 iletken zonu doğrultunun KB kesimlerinde sığlaşmaktadır. Bu bölgelerde iletkenliğin nedeni kısmi ergime tarafından beslenen akışkan sıvılar olabilir. Buna ek olarak bölgede bulunan Acıgöl Baklan ve Çivril faylarının bu iletken zon ile ilişkili olduğu görülmektedir. Bu fay zonlarının bulunduğu bölgede CSD değerleri ~14 km kadarken ortalama kabuk kalınlığı yaklaşık 25 km dir (Dolmaz ve diğ., 2005; Zhu ve diğ., 2006; Tezel ve diğ., 2010; Ulugergerli ve diğ., 2007). Bu fayların sismik aktiviteside düşüktür örneğin Çivril fayında enson 1885 yılında bir deprem meydana gelmiştir. Dolayısıyla bu bölgede MT verilerinde iletkenlik olarak görünen akışkan sıvılar fayların asismik kayma (creep) özelliği göstermesine neden olabilirler.

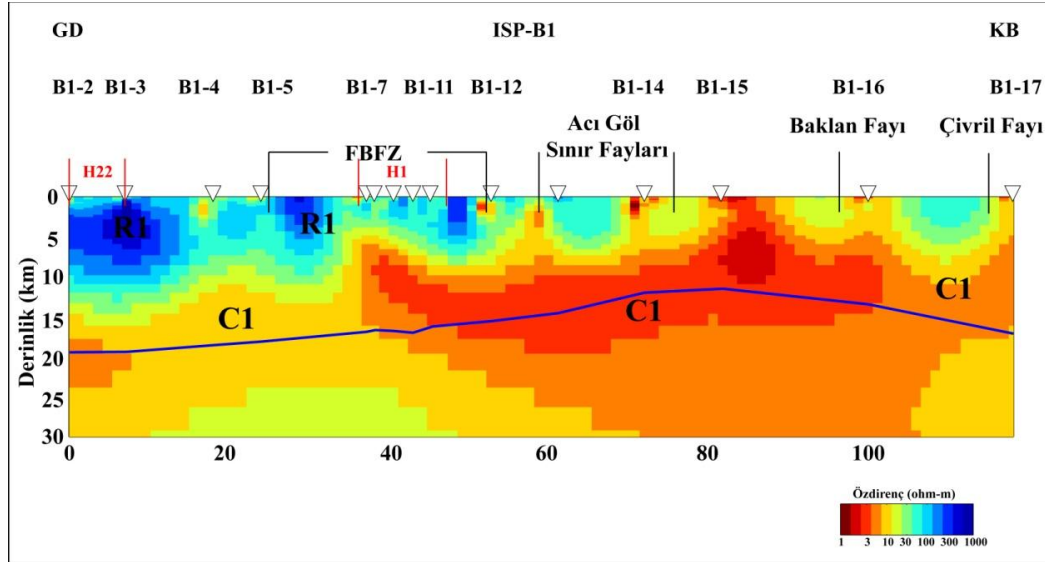
ISP-B1 bölgedeki en önemli fay zonu FBFZ' nu verev olarak kesmektedir. Ancak fay zonu bölgesinde yüksek iletkenlikie ilişkili yapılar tespit edilememiştir. Buda bu bölgede FBFZ'nun düşük geçirgenliğe (permeabilite) sahip olduğunu veya sıvı içeriğinin azlığını işaret edebilir.

Doğrultusunun GD kesiminde 0-10 km arasında yer alan ve özdirenci 100-1000 ohm-m (R1) arasında değişen yüksek özdirençli yapı bu bölgenin temelini oluşturan Beydağları Karbonat Platformu ile ilişkili olabilir. R1'in kalınlığı KB'ya gittikçe azalmaktadır. Bu yüksek özdirençli katmanın üzerinde sığ kesimlerde yer alan düşük özdirençli birimler bu bölgelerde yer alan genç sedimanter havzalarla (H1 ve H22) ilişkili olabilir.

6.3.2. ISP-D1 doğrultusu

ISP-D1 doğrultusu bu bölgede alınan ilk MT ölçüm doğrultusu özelliğini taşımaktadır ve bölgenin önemli fay zonlarından olan AFZ'nu verev olarak kesmektedir. Bu doğrultuda batı doğrultularından farklı olarak özdirenci doğrultunun GB bölgesinde 30 ohm-m ve KD (AFZ kesimi hariç) yönünde giderek artan ve 100 ohm-m olan bir altkabuk iletken zonu (C2) tespit edilmiştir (Şekil 6.3). Bu bölge için alt kabuk yapısının batı doğrultusuna göre kısmen değişik olduğu söylenebilir. Isı akısı verileri bu doğrultunun bulunduğu kesimlerde ortalama 65 mW/m² gibi düşük değerler göstermektedir (Dolmaz ve diğ., 2005) ayrıca CSD değerleride, 20 km

civarında değişmektedir (Şekil 6.3). Bölgede kabuk kalınlığı ise 34-36 km (Tezel ve diğ., 2010) arasındadır. Bu veriler ışığında bu bölgedeki altkabuk iletkeni nedeni akışkan sıvılar gösterilebilir. Bu sıvılar bölgenin batısına göre daha derin kesimlerde yer alan kısmi ergime bölgeleri ile ilişkili olabilirler.



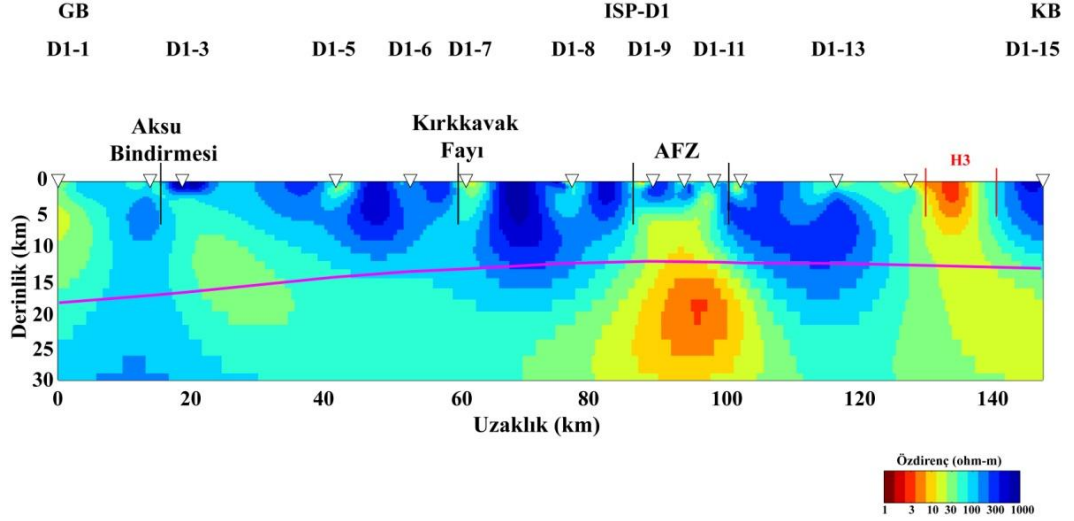
Şekil 6.1 : ISP-B1 doğrultusuna ait 2-B manyetotellürik ters çözüm sonucu. FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, H22:Acıpayam havzası, H1:Burdur havzası. Mavi çizgi CDP'ları göstermektedir (Dolmaz ve diğ.,2005).

Akşehir Fay Zonu elektrik 2-B ve 3-B elektrik kesitlerde iletken bir zon olarak tespit edilmiştir (Şekil 5.19). 3-B kesitlerde iletken zonun daha sıkı olmasının nedeni kaba bir ağ sisteminin kullanılması veya 2-B modellemenin iletken zon alt sınırını iyi tespit edememesi olabilir.

Fay zonlarında iletkenlik nedenleri yukarıda sıralanmıştı AFZ iletkenlik nedeni fay içinde bulunan sıvılar olabilir. Ancak, bilindiği gibi Akşehir Fay Zonu 2-7 km genişlikli basamaklı bir yapı gösterir ve 200 km uzunluğa sahiptir (Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Koçyiğit, 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2003). İletken bölge incelendiğinde bu zonun Sultandağı metamorfiklerini iki uçtan sınırlayan fay yapılarının altına denk geldiği gözlenmektedir. Önceleri ters fay olarak, günümüzde de normal fay karakterine sahip AFZ altındaki iletken bölge, ters faylanma etkisiyle altbloкта yer alan sedimanter birimler ile ilişkili olabilir. Benzer sonuçlar Himalayalarda yapılan MT çalışmalarda da göze çarpmaktadır (Unsworth, 2010).

AFZ depreselliğine bakılınca fazla aktif bir yapıda olmadığı gözlemlenmektedir tarihsel ve aletsel döneme ait depremlerin büyük bir kısmı AFZ nun KB kesiminde

olmuştur (Akyüz ve diğ., 2006; Özer, 2006; Aksarıve diğ., 2010). Bu veriler iletkenliğin nedeni fay zonu sınırları olarak kabul edilirse, fayın bu bölgede asismik kayma özelliği gösterdiği söylenebilir.



Şekil 6.2 : ISP-D1 doğrultusuna ait 2-B manyetotellürik modelleme sonucu. AFZ: Akşehir Fay Zonu, H3: Akşehir-Afyon havzası. Mor çizgi CDP'leri göstermektedir (Dolmaz ve diğ.,2005).

Bölgedeki diğer önemli bir fay ise 90 km uzunluklu K-G uzanımlı bir fay olan Kırkkavak fayıdır (Dumont ve Kerey, 1975). Elektrik kesitte bu yapı iki yüksek yalıtkan zon arasında, iletken bir zon olarak göze çarpmaktadır. Ancak MT istasyon örnekleme iyi olmadığından bu anomaliye şüpheyile yaklaşabiliriz. Benzer şekilde Aksu Bindirmesinde aynı nedenlerden dolayı iyi resmedilememiştir.

Son iletken zon olarak doğrultunun en KD ucunda C4 ile isimlendirilen bölge görülmektedir. Bu iletken zon hem 2-B hemde 3-B kesitlerde göze çarpar. Erken-Geç Miyosen yaşlı gölsel-nehirsel çökeller ve bunun üzerinde de Plio-Kuvaterner yaşlı deforme olmamış göl ve nehir çökellerinden (Koçyiğit ve Özacar, 2003) oluşan sedimanter Akşehir-Afyon havzası ile ilişkilendirilebilir.

ISP-D1 doğrultusuna dikkat edilir ise üstkabuk GB'dan KD'ya kalınlaşmaktadır. Kırkkavak fayı solunda 15 km derinliğindeki yalıtkan (R1) (1000 ohm-m) kesim bu bölgede yer alan temel birim olan Beyşehir-Hoyran-Hadim napları ile ilişkilidir. Benzer şekilde bölge yakınlarında yer alan Çağlar ve diğ., (2005) MT modelleme sonuçlarıda, Isparta Büklümü altında yüksek öz dirençli kabuk yapısını (5000 ohm-ortaya koymaktadır.

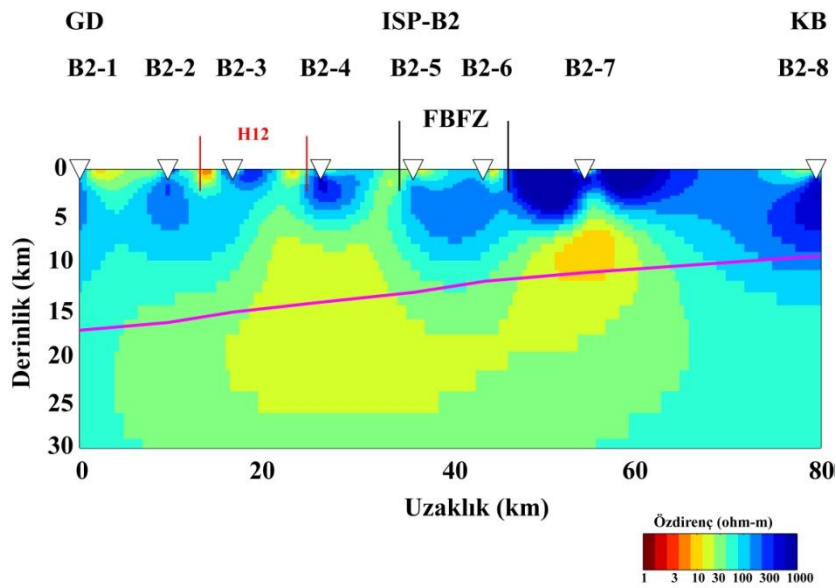
AFZ bölgesinde yer alan düşük iletkenlikli (1000 ohm-m) iki ayrı zon (R3) 20 km derinlere kadar uzanmaktadır. Bu yalıtkan zonlar Sultandağı bölgesini oluşturan Jura dönemi metamorfikleri ile açıklanabilir.

6.3.3. ISP-B2 ve ISP-D2 doğrultuları

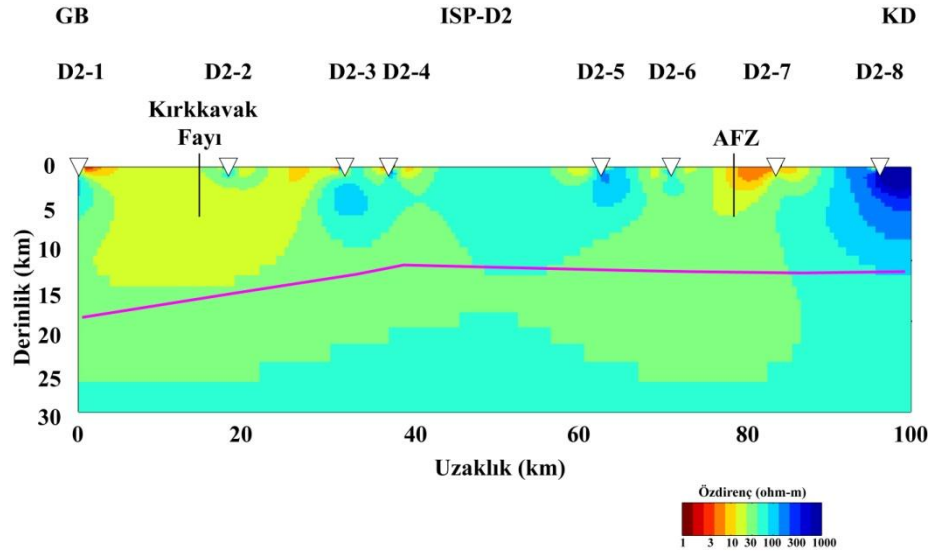
ISP-B2 doğrultusu diğer doğrultularda olduğu gibi iletken bir altkabuk (C6 30 ohm-m) yapısını işaret etmektedir. Bu iletken zon B2-7 istasyonu civarında sığlaşmaktadır nitekim CSD sonuçları da bu sığlaşmayı desteklemektedir. Arazi ölçümleri sırasında bu bölgede yer alan hidrotermal kaynaklara raslanmıştır. Dolayısıyla bu iletkenlik zonu akışkan sıvılar ile açıklanabilir. Benzer şekilde Çağlar ve diğ., (2005)'de elde ettikleri Sandıklı bölgesindeki iletken zon hidrotermal sıvılar şeklinde yorumlamışlardır.

Bölgedeki ikinci önemli iletken zon FBFZ altına rastgelen (C7) zonudur. MT istasyon örneklemesinin iyi olmadığı bu bölgede bu iletkenlik yerel havza yapıları veya fayzonu ile ilişkilendirilebilir. Yüksek öz dirençli R4 ve R5 yapıları ise bölgenin temelini oluşturan metamorfik yapılarla ilgili olabilir.

ISP-D2 doğrultusu veri kalitesi kötü olduğundan dolayı 1sn öncesi veriler modellemeye katılmıştır. Genel olarak modelleme sonucu iyi olmamakla beraber, AFZ iletken bir yapı ile göze çarpmaktadır.



Şekil 6.3 : ISP-B2 doğrultusuna ait 2-B manyetotellürik modelleme sonucu. FBFZ:Fethiye Burdur Fay Zonu. Mor çizgi CSD'leri göstermektedir (Dolmaz ve diğ.,2005).



Şekil 6.4 : ISP-D2 doğrultusuna ait 2-B manyetotellürik modelleme sonucu. AFZ:Akşehir Fay Zonu. Mor çizgi CSD'leri göstermektedir (Dolmaz ve diğ.,2005).

Özetlemek gerekirse FBFZ tam olarak iletken bir zon şeklinde ortaya konamamasına karşın, ISP-B1 ve ISP-D1 doğrultusunun iletkenlik yapısına bakıldığında bu zonun Batı Anadolu genişleme zonu ile bir sınır teşkil etmesede bölgedeki ince ve kalın kabuk ortamları arasında bir sınır oluşturduğu söylenebilir. AFZ'nun Kıbrıs dalımının devamı olduğu hakkında jeoelektrik kesitlere bakılarak bir yorumlamada bulunulamamaktadır.

7. SONUÇLAR

7.1 Sonuçlar

Bu çalışmada Akdeniz bölgesinin en karmaşık tektonik bölgelerinden biri olan Isparta Büklümü'nde ikisi KB-GD uzanımlı doğrultuda ve diğer ikisi bu doğrultulara verev KD-GB doğrultuda olmak üzere toplam 4 doğrultu ve 47 istasyonda manyetotellürik ölçümler alınmıştır. Yapılan boyutluluk analizleri bölgenin 3-B'lu bir yapıda olduğunu göstermektedir. İki boyut ve üç boyutlu ters çözüm sonucunda bölgenin batısı ve doğusunun farklı yerelektrik yapısı gösterdiği görülmektedir. Batı doğrultularında göze çarpan en önemli yapı bölgenin altında oldukça iletken bir alt kabuğun bulunmasıdır. Bu iletken bölge astenosfer yükselimi ile ilgili kısmi ergime ile ilişkilendirilmiştir. Nitekim bu sonuç yüksek ısı akısı, düşük sismik hızlar gibi bölgede yapılan diğer jeofizik yöntemlerin sonuçlarıyla uyum içindedir. Diğer önemli sonuç ise söz konusu iletken bölgenin bölgede yer alan faylar ile ilişkisidir. Acıgöl, Baklan ve Çivril fayları iletken bir zon olarak görüntülenmektedir ve iletkenlik nedeni kısmi ergime ile ilişkili akışkan sıvılar olabilir. Bölgede en önemli yapılardan biri olan Fethiye Burdur Fay Zonu, batı doğrultuları tarafından kesilmektedir. Ancak fay zonu bu doğrultulardan güneyde (ISP-B1) olanında iletken bir bölge olarak görüntülenemezken, kuzeyde olanında (ISP-B2) görüntülenmiştir. Buda FBFZ'da geçirgenlik ve sıvı içeriğinin fay boyunca değiştiğini göstermektedir. ISP-D1 doğrultusunda ise en önemli yapı Akşehir Fay Zonu'nun bulunduğu kesimde görüntülenen iletken bölgedir ve bu bölgede iletkenlik fay sıvıları ile ilişkilendirilebilir. Buna ek olarak 3-B ters çözüm sonucuna göre bölgenin batı sınırını oluşturan FBFZ ve buna paralel faylar ile bölgenin doğu sınırını oluşturan AFZ ve buna paralel faylar iletken zonlar olarak görüntülenirken bu sınırlar arasında kalan kesim ise yüksek dirençli bir alan olarak görüntülenmektedir. Bu sonuç büklümün etrafındaki tüm tektonik lanlardan rijit bir yapı olarak farklı davrandığı yönündeki tezleri desteklemektedir. Son olarak bölgenin jeolojik olarak temelini oluşturan karbonat platformları ve nap yapıları ile metamorfikler düşük iletkenli alanlar olarak tüm doğrultularda görüntülenirken, Akşehir havzası, Burdur havzası

gibi yapılarda bulundurdukları sedimanter çökeller nedeniyle iletken zonlar olarak görüntülenmişlerdir.

7.2 Öneriler

Bu tez kapsamında Isparta Büklümü batı ve doğu kanadının yerelektrik yapısı alınan 4 doğrultu boyunca ortaya çıkarılmıştır. Ancak bölgenin yerelektrik yapısının daha iyi bir şekilde ortaya konması için bölgede yapılacak ileriki çalışmalarda aşağıdaki iki maddenin yapılması önerilir;

- Fethiye Burdur Fay Zonu bölgesinin daha fazla MT istasyonu ile örneklenmesi böylelikle zayıf bir fay zonumu veya güçlü bir fay zonumu olduğunun ortaya konması,
- Bölgede 3-B modellemeye daha uygun istasyon dağılımında verinin dalma –batma zonunun Isparta Büklümü altındaki durumunu elektriksel olarak ortaya çıkarmak için uzun periyot manyetotellürik verilerin toplanması

KAYNAKLAR

- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S. and Yılmaz Savaşçın, M.** (2007). The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegean area. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 418, 1-15.
- Akay, E. ve Uysal, Ş.** (1985). Orta Toroslann batısındaki (Antalya) Neojen çökellerinin stratigrafisi, sedimentolojisi ve yapısal jeolojisi. *MTA Rap.*, 7799, 277.
- Akay, E. and Uysal, Ş.** (1988). Post-Eocene Tectonics of the central Taurus Mountains. *Mineral Res. Expl. Bull.*, 108, 23-34.
- Aksarı, D., Karabulut, H. and Özalaybey, S.** (2010). Stress interactions of three moderate size earthquakes in Afyon, southwestern Turkey. *Tectonophysics*, 485, 141–153.
- Aksu, A.E., Calon, T.J., Piper, D.W.J., Turğut, S. and İzdar E.** (1992). Architecture of late orogenic Quaternary basins in northeastern Mediterranean Sea. *Tectonophysics*, 210, 191-213.
- Aktuğ, B., Kaypak, B. and Çelik, R.N.** (2010). Source parameters for the Mw = 6.6, 03 February 2002, Çay Earthquake (Turkey) and aftershocks from GPS, Southwestern Turkey. *J Seismol*, 14, 445–456.
- Akyüz, H.S. and Altunel, E.** (2001). Geological and archaeological evidence for post-Roman earthquake surface faulting at Cibyra, SW Turkey. *Geodin. Acta.*, 14, 95-101.
- Akyüz, H.S., Uçarkuş, G., Şatır, D., Dikbaş, A. ve Kozacı, Ö.** (2006). 3 Şubat 2002 Çay depreminde meydana gelen yüzey kırığı üzerinde paleosismolojik araştırmalar. *Yerbilimleri*, 27 (1), 41-52.
- Albert Tarantola** (1987). *Inverse problem Theory: Methods for data fitting and model parameter estimation*. Elsevier Science, Amsterdam, Netherlands.
- Alçıçek, M.C., Veen, T.H.J. and Özkul, M.** (2005). Neotectonic development of the Çameli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey, in *Tectonic development of the Eastern Mediterranean region*, Geological Society, London, Special publications, 260, p. 591–611, Eds. A.H.F. Robertson & D. Mountrakis.
- Al-Lazki, A.I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Türkelli, N. and Mohammad, R.** (2004). Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of Arabia-Eurasia and Africa plates. *Geophysical Journal International*, 158, 1024-1040.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F.** (1987). Seismicity of the Northeast mediterranean Region during early 20th Century. *Annales Geophysicae*, 5B, 701-726.

- Anastasakis, G. and Kelling, G.** (1991). Tectonic connection of the hellenic and Cyprus arcs and related geotectonic elements. *Mar. Geol.*, 97, 261-277.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Şimşek, Ş. and Uysal, Ş.** (1981). Analyses of fault mechanisms and expansion of south-western Anatolia since the late Miocene. *Tectonophysics*, 75, T.1-T.9.
- Ardvisson, R., Ben-Avraham, Z., Ekstrom, G. and Wdowinski, S.** (1998). Plate tectonic frame-work for the October 9, 1996, Cyprus Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 25, 2241-2244.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D.** (1996). Quaternary evolution of the Corinth and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysc. Res. Int.*, 126, 11-53.
- Atalay, A.** (1975). Tektonik hareketlerin Sultandağın jeomorfolojisine olan etkileri [The effects of tectonic movements on the geomorphology of Sultandağ]. *Geological Society of Turkey Bulletin*, 18, 21-26.
- Avşar, U., Türkoğlu, E., Unsworth, M., Çağlar, I. and Kaypak B.** (2013). Geophysical images of the north Anatolian Fault Zone in the Erzincan Basin, eastern Turkey, and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.*, 170, 409-431.
- Aydın, İ., Karat, H.İ. and Koçak, A.** (2005). Curie-point depth map of Turkey. *Geophys. J. Int.*, 162, 633-640.
- Bahr, K.** (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *J. Geophys.*, 62, 119-127.
- Bahr, K.** (1991). Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physcis of Earth and Planetary Interiors*, 66, 24-38.
- Bahr, K., M. Smirnov, E. Steveling and BEAR Working Group.** (2002). A gelation analogy of crustal formation derived from fractal conductive structures. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11), 2314 doi: 10.1029/2001JB000506.
- Barka, A.A. and K. Kadinsky-Cade** (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.
- Barka, A.A., Reilinger, R.E., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C.** (1995). The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. Proceedings of International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, p. 3-18, Eds. Pişkin, D., Ergün, M., Savaşçın, M.Y., Tarcan, G., İzmir-Göllük, Turkey.
- Barka, A.A. and Reilinger, R.** (1997). Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonics and seismicity data. *Ann. Geofys.*, 40, 587-610.
- Bayrak, M. and Nalbant, S.S.** (2001). Conductive crust imaged in western Turkey by MT. *Geophysical Research Letters*, 28, 3521-3524.
- Ben-Avraham, Z., Kempler, D. and Ginzburg, A.** (1988). Plate convergence in the Cyprus Arc. *Tectonophysics*, 146, 231-240.

- Ben-Avraham, Z. and Grasso, M.** (1991). Crustal structure variations and transcurrent faulting at the eastern and western margins of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 75, 269-277.
- Ben-Avraham, Z., Tibor, G., Limonov, A.F., Leybov, M.B., Ivanov, M.K., Yu Tokarev, M. and Woodside, J.M.** (1995). Structure and tectonics of the eastern Cyprean Arc. *Marine and Petroleum geology*, 12, 263-271.
- Berdichevsky, M.N., Dimitriev, V.I. and Pozdnjakova, E.E.** (1998). On two dimensional interpretation of magnetotelluric soundings. *Geophys. J. Int.*, 133, 585–606.
- Berdichevsky, M.N. and Dimitriev, V.I.** (2008). *Models and methods of magnetotellurics*. Springer-verlag Berlin Heidelberg, Berlin, Germany.
- Bibby, H.M., T.G. Caldwell and C. Brown.** (2005). Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophys. J. Int.*, 163, 915-930.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J. and Montadert, L.** (1978). Structure and evolution of the Mediterra-nean basins. *Initial reports of DSDP*, 42,951-984.
- Biryol, C.B., Susan L.B., Zandt, G. and Özacar, A.A.** (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic *P*-wave tomography. *Geophys. J. Int.*,184, 1037–1057.
- Blumenthal, M.** (1947). Geologie des Taurusketten im Hinterland von Seydisehir und Beyşehir. *Mineral Research and Exploration Institute(MTA) of Turkey Publication*, Series D2, 242.
- Booker, J.R.** (2013). The Magnetotelluric Phase Tensor: A Critical Review. *Surv. Geophys.* doi 10.1007/s10712-013-9234-2.
- Booker, J.R., Favetto, A. and Pomposiello, M.C.** (2004). Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature*, 429, 399-403.
- Boray, A., Şaroğlu, F. ve Emre, Ö.** (1985). İsparta Büklümünün Kuzey Kesiminde Doğu – Batı Daralma için Bazı Veriler. *Jeoloji Müh. Derg.*, 28, 9-20.
- Bostick, F.X.**, (1977). A simple almost exact method of magnetotelluric analysis. In: Ward, S. (ed.). Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration. United States Geological Survey, Contract No. 14080001-G-359, 174-183.
- Bozcu, M., Yağmurlu, F. ve Şentürk, M.** (2007). Fethiye-BurdurFay Zonunun Bazı Neotektonik ve Paleosismolojik Özellikleri, GB-Türkiye. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 31 (1), 25-48.
- Bozkurt, E.** (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Brunn, J.H., Graciansky, P.C., de, Gutnic, M., Juteau, T., Lefevre, R., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A.** (1970). Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentals. *Bulletin de la Societe Geologique de, France*, 12, 515–536.
- Brunn, J. H., Dumont, J. F., Graciansky, P.C.De., Gutnic, M., Juteau, Th., Marcoux, J., Monod,O. and Poisson, A.** (1971). Outline of the geology of

- the western Taurides. In A.S. Campbell(Ed.) , *Geology and history of Turkey* p. 225-255, Petroleum Expl. Soc., Tripoli, Libya.
- Brunn, J., Argyriadis, I., Ricou, L.E., Poisson, A., Marcoux, J. and Graciansky, P.C.** (1976). Elements majeurs de liaison entre Taurides et Hellenides. *Bull. Geol. Soc. Fr.*, 18, 481-497.
- Buchter, C.** (1984). Vergleichende Untersuchung magnetotellurischer tiefensondierungen und Bohrlochmessungen an der Tiefbohrung Munsterland 1. 10. Kolloquium "Electromagnetische tiefenforschung", Grafrath/Oberbay, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft eV, 19-23 Mart.
- Byerlee, J.** (1993). Model for episodic flow of high pressure water in fault zones before Earthquakes. *Geology*, 21, 303-306.
- Caglar, I., Tuncer, V, Kaypak, B. and Avsar, U.** (2005). A high conductive zone associated with a possible geothermal activity around Afyon, northern part of Tauride Zone, southwest Anatolia. Proceedings of World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April.
- Cagniard, L.** (1953). Basic theory if the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.
- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B.** (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025-1028.
- Calwell, T.G., Bibby, H.M. and Brown, C.** (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophys. J. Int.*, 158, 457-469.
- Cantwell, T.** (1960). *Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals*, (doktora tezi), Mass. Inst. Technology.
- Chakridi, R., Chouteau, M. and Mareschal, M.** (1992). A simple technique for analysing and partly removing galvanic distortion from the magnetotelluric impedance tensor: application to Abitibi and Kapuskasing data(Canada). *Geophys. J. Int.*, 108, 917-929.
- Chapman, D.S. and Furlong, K.P.** (1992). Thermal state of the continental crust, in *Continental lower crust: Developments in Geotectonics*, 23, 179-199, Eds. Fountain, D.M., Arculus, R.J., and Kay, R.W., Elsevier, Amsterdam.
- Chave, A.D. and Smith, J.T.** (1994). On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions. *Journal of Geophysical Research*, 99, 4669-4682.
- Collins, A.** (1977). *Multi-Stage Nappe emplacement in the Taurus mountains, SW Turkey*, (doktora tezi), Univ. of Edinburgh (unpubl.), Edinburgh.
- Collins, A.S. and Robertson, A.H.F.** (1997). Lycian melange, southwestern Turkey: An emplaced Late Cretaceous accretionary complex. *Geology*, 25, 255–258.
- Collins, A.S. and Robertson, A.H.F.** (1998). Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 155, 759-772.
- Collins, A.S. and Robertson, A.H.F.** (1999). Evolution of the Lycian Allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic to Mesozoic rift and passive continental margin. *Geol. J.*, 34, 107-138.

- Collins, A.S. and Robertson, A.H.F.** (2003). Kinematic evidence for Late Mesozoic–Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the Western Anatolide Belt, SW Turkey. *Geol. J.*, 38, 295–310 doi: 10.1002/gj.957.
- Constable, C.S., Parker, R.L. and Constable, C.G.** (1987). Occam’s inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289–300.
- Çelik, Ö.F. and Delaloye, M.F.** (2003). Origin of metamorphic soles and their post-kinematic mafic dyke swarms in the Antalya and Lycian ophiolites, SW Turkey. *Geological Journal*, 38, 235–256 doi: 10.1002/gj.954.
- Çiner, A., Karabıyıköğlu, M., Monod, O., Deynoux, M. and Tuzcu, S.** (2008). Late Cenozoic Sedimentary Evolution of the Antalya Basin, Southern Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 17, 1–41.
- Çoban, H. and Martin, F.J.** (2006). Late Pliocene lamproites from Bucak, Isparta (southwestern Turkey): Implications for mantle ‘wedge’ evolution during Africa-Anatolian plate, Convergence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 160–176.
- Demirtaş, R., Karakisa, S. ve Yılmaz, R.** (1996). Artci depremler ile 1 Ekim Dinar deprem kiriginin yorumlanması. *IX Muhendislik Sempozyumu*, Isparta, 29-31 Mayıs.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C.** (1979). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 90, 84–92.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C.** (1986). Shortening of continental lithosphere the tectonics of Eastern Anatolia-young collision zone, in “*Collision Tectonics*” , Spec. Publ. Geol. Soc. London, 19, p. 3–36, Eds. Coward, J. and Ries A.C.
- Dilek, Y. and Rowland, J.C.** (1993). Evolution of a conjugate passive margin pair in Mesozoic southern Turkey. *Tectonics*, 12, 954–970.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, S.** (2007). Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review*, 49, 431–453 doi: 10.2747/0020-6814.49.5.431.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, Ş.** (2009). Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 311, 213–233 doi:10.1144/SP311.8.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, Ş.** (2010). Geochemistry of Neogene–Quaternary alkaline volcanism in western Anatolia, Turkey, and implications for the Aegean mantle. *International Geology Review*, 52, 631–655.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F. and Savasçin, Y.** (2002). On the extension in western Anatolia and the Aegean sea, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*, Journal of the Virtual Explorer, 8, p.161–176, Eds. Rosenbaum, G. and Lister, G. S.

- Dolmaz, M.N.** (2007). An aspect of the subsurface structure of the Burdur-Isparta area, SW Anatolia, based on gravity and aeromagnetic data, and some tectonic implications. *Earth Planets Space*, 59, 5–12.
- Dolmaz, M.N., Hisarlı, Z.M., Ustaömer, T. and Orbay, N.** (2005). Curie Point Depths Based on Spectrum Analysis of Aeromagnetic Data, West Anatolian Extensional Province, Turkey. *Pure appl. geophys.*, 162, 571–590 doi: 10.1007/s00024-004-2622-2.
- Duba, A.L. and Shankland, T.J.** (1982). Free carbon and electrical conductivity in the Earth's mantle. *Geophys. Res. Lett.*, 9, 1271-1274.
- Dumont, J.F.** (1976). İsparta Kıvrımı ve Antalya Naplarının orijini. *Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg.*, 86, 56-67.
- Dumont, J.F.** (1978). Les deux types de soubassements Paleozoiques dans la coupole de Karacahisar (Region d'Isparta, Turquie) et leur separation par un accident Ante-Triasique. *Bull. Min. Res. Explor. Inst.*, Turkey, 90, 77-81.
- Dumont, J.F. and Kerey, E.** (1975). L'accident de Kırkkavak, un decrochement majeur dans le Taurus occidental. *Bulletin de la Societe Geologique de, France*, 16, 1071–1073.
- Dumont, J., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, İ.H. and Letouzey, J.** (1979). Formation of the grabens in Southwestern Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 92, 7-18.
- Edward Alan Bertrand,** (2010). *Magnetotelluric imaging beneath the Taiwan orogen: An arc-continent collision*, (doktora tezi), Dept. of Physics, University of Alberta, Edmonton, Canada.
- Eggers, D.E.** (1982). An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics*, 47, 1204-1214.
- Elitok, Ö., Özgür, N., Drüppel, K., Dilek, Y., Platevoet, B., Guillou, H., Poisson, A., Scaillet, S., Satır, M., Siebel, W., Bardintzeff, J-M., Deniel, C. and Yılmaz, K.** (2010). Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic potassium-rich volcanism in the Isparta area, southwestern Turkey. *International Geology Review*, 52, 454–504.
- Erdoğan, S., Şahin, M., Tiryakioğlu, İ., Güllal, E. and Telli, A.K.** (2009). GPS Velocity and Strain Rate Fields in Southwest Anatolia from Repeated GPS Measurements. *Sensors*, 9, 2017-2034 doi:10.3390/s90302017.
- Erduran, M.** (2009). Teleseismic inversion of crustal S-wave velocities beneath the Isparta Station. *Journal of Geodynamics*, 47, 225–236.
- Ergin, M., Aktar, M., Özalaybey, S., Tapirdamaz, M.C., Selvi, O. and Tarancıoğlu, A.** (2009). A high-resolution aftershock seismicity image of the 2002 Sultandağı-Çay earthquake (Mw = 6.2), Turkey. *J Seismol*, 13, 633–646 doi: 10.1007/s10950-009-9155-1.
- Eyidoğan, H., Utku, Z., Güçlü, U. ve Değirmenci, E.** (1991). *Türkiye büyük depremleri makro-sismik rehberi (1900-1988)*. Maden Fakültesi yayını, İstanbul teknik Üniversitesi, Türkiye.
- Eyidoğan, H. and A.A. Barka** (1996). The October 1, 1995, Dinar earthquake, SW Turkey. *Terra nova*, 8, 479-485.

- Eyidoğan, H. ve Barka, A.** (1997). Dinar depremi tekrarlar mı? *İTÜ, Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği bölümü seminerleri*, Ayazaga, İstanbul.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C. and Regard, V.** (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 85–97.
- Flecker, R., Ellam, R.M., Muller, C., Poisson, A., Robertson, A. and Turner, J.** (1998). Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene basins in the Isparta Angle, southern Turkey. *Tectonophysics*, 298, 83–102.
- Flecker, R., Poisson, A. and Robertson, A.H.F.** (2005). Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. *Sedimentary Geology*, 173, 277–314.
- Frost, B.R., W.S. Fyfe, K. Tazaki and T. Chan** (1989). Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crustal. *Nature*, 340, 134-136.
- Gamble, T.D., W.M. Goubeau and J. Clarke** (1979). Magnetotellurics with a remote reference. *Geophysics*, 44, 53-68.
- Garfunkel, Z.** (1998). Constraints on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics*, 298, 5–35.
- Glover, C. and Robertson, A.H.F.** (1998a). Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298, 103-132.
- Glover, C. and Robertson, A.H.F.** (1998b). Role of regional extension and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 365–387.
- Gough, D.I.** (1986). Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust. *Nature*, 323, 143-144.
- Govers, R. and Wortel, M.J.R.** (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 505– 523.
- Gök, R., Pasyanos, M.E. and Zor, E.** (2003) Lithospheric structure of the continent—continent collision zone: eastern Turkey. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1079-1088.
- Göktürkler, G., Salk and M., Sari, C.** (2003). Numerical modeling of the conductive heat transfer in western Anatolia. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 6(1), 1 – 15.
- Graciansky, P.C.** (1967). Existence d’une nappe ophiolitique a l’extremite occidentale de la chaine sun-anatolienne; relations avec les autres unites charriees et avec des terrains autochtones (Province de Muğla, Turquie). *Comptes Rendus de l’Academie de Science*, Paris, 264, 2876–2879.
- Graciansky, P.C.** (1972). Recherches geologiques dans le Taurus Lycien Occidental, (doktora tezi), *Universite de Paris-Sud*, Orsay, France.

- Green, D.H. and Liebermann, R.C.** (1976). Phase equilibria and elastic properties of a pyrolite models for the oceanic upper mantle. *Tectonophysics*, 32, 61-92.
- Groom, R.W. and Bailey, R.C.** (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 94, 1913-1925.
- Groot-Hedlin de, C.D.** (1991). Removal of static shift in two-dimensions by regularized inversion. *Geophysics*, 56, 2102-2106.
- Gundmundsson, A.** (2000). Active fault zones and groundwater flow. *Geophysical Research letters*, 27, 2993-2996.
- Gutnic, M., Kelter, D. and Monod, O.** (1968). Decouverte de nappes de charriage dans le nord du Taurus occidental (Turquie meridionale). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 226, 988-991.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. and Dumont, J.F.** (1979). Geologie des Taurides occidentales (Turquie). *Memoire de la Societe Geologique de France*, 137, 1-112.
- Gürer, A.** (1995). Manyetotellürik tepkilerdeki topoğrafik etkilerin düzeltilmesi ve Batı Anadolu verilerine uygulanması (doktora tezi), Jeofizik Mühendisliği Anabilimdalı İstanbul Üniversitesi.
- Gürer, A., Gürer Ö.F., Pinçe, A. and İlkişik, O.M.** (2001). Conductivity structure along the Gediz graben, west Anatolia, Turkey: Tectonic implications. *International Geology Review*, 43, 1129-1144.
- Gürer, A., Bayrak, M., Gürer, Ö.F. and İlkişik, O.M.** (2004a). Magnetotelluric images of the crust and mantle in the southwestern Taurides, Turkey. *Tectonophysics*, 391, 109- 120.
- Gürer, A., Bayrak, M., Gürer, Ö.F. and İlkişik, O.M.** (2004b). The deep Resistivity Structure of Southwestern Turkey: tectonic Implications. *International Geology Review*, 46, 655-670.
- Gürer, A. and Bayrak, M.** (2007). Relation between electrical resistivity and earthquake generation in the crust of West Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 445, 49-65.
- Güvenç, T.** (1981). Tetisin Permiyen ve Triyas stratigrafisi ve paleocoğrafyası. *Yerbilimleri, Hacettepe Üniv. Yerb. Enst.Bült.*, 7, 27 -42.
- Haak, V. and Hutton, V.R.S.** (1986). Electrical resistivity in continental lower crust, in *The Nature of the Lower Continental Crust*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 24, p. 35-49, Eds. J.B. Dawson, D.A. Carswell, J. Hall, K.H. Wedepohl.
- Hancock, P.L. and Altunel, E.** (1997). Faulted archaeological relics at Hierapolis(Pamukkale), Turkey, in *Paleoseismology: Understanding Past Earthquakes Using Quaternary geology*, J. Geod., 24, p. 21-36, Eds. Hancock, P.L., Michetti, A.M.
- Hansen, P.C.** (1992). Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve. *Society for Industrial and Applied Mathematics*, 34, 561-580.

- Hayward, A.B.** (1984). Miocene clastic sedimentation related to emplacement of the Lycian Nappes and Antalya Complex, S.W. Turkey, in *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society, London, Special Publication, 17, p. 287–300, Eds. Dixon, J.F., Robertson, A.H.F.
- Hayward, A.B. and Robertson, A.H.F.** (1982). Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Dağları, southwest Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 68–75.
- Heise, W., H.M. Bibby, T.G. Caldwell, S.C. Bannister, Y. Ogawa, S. Takakura and T. Uchida** (2007). Melt distribution beneath a young continental rift: The Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 34, L14313 doi: 10.1029 /2007GL029629.
- Heise, W., T.G. Caldwell, H.M. Bibby and S.C. Bannister** (2008). Three-dimensional modeling of Magnetotelluric data from the Rotokawa geothermal field, Taupo volcanic zone, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 173, 740-750.
- Hickman, S., R. Sibson and R. Bruhn** (1995). Introduction to special section: Mechanical involvement of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 12831-12840.
- Hinsbergen van, D.J.J., V., Dekkers, M.J. and Koç, A.** (2009). Testing Miocene Remagnetization of Bey Dağları: Timing and Amount of Neogene Rotations in SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 123–156.
- Hill, G.J, T.G. Caldwell, W. Heise, D.G. Chertkoff, H.M. Bibby, M.K. Burgess, J.P. Cull and R.A.F. Cas** (2009). Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data. *Nature Geoscience*, 2, 785-789.
- Hjelt, S.E. and Korja, T.** (1993). Lithospheric and upper mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe. *Phys. Earth Planetary Interiors*, 79, 137-177.
- Huguen, C., Mascle, J., Chaumillon, E., Woodside, J.M., Benkhelil, J., Kopf, A. and Volskonkaia, A.** (2001). Deformation styles of the eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swath mapping and seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 343, 21-47.
- Hubert-Ferrari, A., R. Armijo, G. King, B. Meyer and A. Barka** (2002). Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian fault, Turkey. *J. Geophys. Res.*, 107 doi: 10.1029/2001JB000393.
- Hüsing, S.K., Zachariasse, W.J., van Hinsbergen, D.J.J., Krijgsman, W., Inceöz, M., Harzhauser, M., Mandic, O. and Kroh, A.** (2009). Oligo-Miocene foreland basin evolution in SE Anatolia: constraints on the closure of the eastern Tethys gateway. In: *Geodynamics of Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone*, Geological Society, London, Special Publication, p. 107–132, Eds. van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., Govers, R.
- Ilkisik, O.M.** (1995). Regional heat flow in western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs. *Tectonophysics*, 244, 175-184.

- Jackson, J.** (1994). Active tectonics of the Aegean region. *Snnu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 239-271.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D.P.** (1988). Rates of Active deformation in the Aegean sea and surrounding regions. *Basin Research*, 1, 121-128.
- Jin Jianming** (2002). *The finite element method in electromagnetic*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Jiracek, G.R.** (1990). Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11, 163-203.
- Jiracek, G.R., Haak, V. and Olsen, K.H.** (1995). Practical magnetotellurics in a continental rift environment, in *Continental Rifts: evolution, structure and tectonics*, p. 103-129, Eds, K.H. Olsen, Elsevier, New York.
- Jolivet, L.** (2001). A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 95-104.
- Jolivet, L. and Faccenna, C.** (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095-1106.
- Jones, A. G.** (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53, 967-978.
- Jones, A. G.** (1992). Electrical conductivity of the continental lower crust, in *Continental Lower Crust*, Elsevier Sci., p. 81-143, Eps, D.M. Fountain, R.J. Arculus, R.W. Kay, New York.
- Jones, F.W. and Price, A.T.** (1970). The perturbations of alternating geomagnetic fields by conductivity anomalies: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20, 317-334.
- Juteau, T.** (1975). Les Ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie) (doktora tezi). *Memoire Sciences de la Terre*, Nancy, 32, 1-692.
- Kahle, H.G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veiss, G., Kastens, K. and Cross, P.** (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurement. *Tectonophysics*, 294, 237-252.
- Kahle, H.G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., McClusky, S.C., King, R., Barka, A.A. and Veis, G.** (1999). The GPS strain rate field in the Aegean Sea and Western Anatolia. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2513-2516.
- Kalafat, D.** (1988). Güneybatı Anadolu ve yakın çevresinin depremselliği, aktif tektoniği. *Deprem araştırma Bülteni*, 63, 5-98.
- Kalyoncuoğlu, Ü.Y. ve Özer, M.F.** (2003). Isparta sismograf istasyonu altındaki kabuk yapısının belirlenmesi. *Deü Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 5(3), 111-127.
- Kalyoncuoğlu, Ü.Y., Elitok, Ö., Dolmaz, N. and Anadolu, C.** (2011). Geophysical and geological imprints of southern Neotethyan subduction between Cyprus and the Isparta Angle, SW Turkey. *Journal of Geodynamics*, 52, 70-82.
- Karabıyıkoglu, M., Tuzcu, S., Ciner, A., Deynoux, M., Örçen, S. and Hakyemez, A.** (2005). Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late-orogenic fill of the Antalya basin, western Taurids, Turkey, in *Cenozoic*

sedimentary basins of South Central Turkey, Sediment. Geol., 173, p. 345-371, Eds. G. Kelling, A.H.F. Robertson and F. Van Buchem.

- Karaman, M.E.** (1988). Burdur-Hoyran Fayı [Burdur-Hoyran Fault]. Proceedings of the 42. *Geological Congress of Turkey* (SF. 1–2), Ankara, Turkey.
- Kaufman, A.A. and Keller, G.V.** (1981). *The magnetotelluric sounding method*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands.
- Kaufman, A.A. and Eaton, P.A.** (2001). *The theory of inductive prospecting*. Elsevier science B.V., Amsterdam, the Netherlands
- Keller, G.V.** (1987). Rock and mineral properties, in *Electromagnetic methods in applied geophysics theory*, 1, p. 13-51, Eds. Nabighian, M.N., Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- Kempler, D. and Ben Avraham, Z.** (1987). The tectonic evolution of the Cyprian arc. *Annales Tectonicae*, 1, 58-71.
- Kiratzi, A. and Louvari, E.** (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database. *Journal of Geodynamics*, 36, 251–274 doi: 10.1007/s10950-009-9155-1.
- Kissel, C. and Poisson, A.** (1986). Etude paleomagnetique preliminaire des formations neogenes du bassin d'Antalya (Taurides occidentales-Turquie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, ser II, 711-716.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. and Allerton, S.** (1990). First palaeomagnetic evidence of a post-Eocene clockwise rotation of the Western taurus thrust belt, east of the Isparta reentrant (southwestern Turkey). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 1-14.
- Koçyiğit, A. and Deveci, Ş.** (2007). A N–S-trending Active Extensional Structure, the Şuhut (Afyon) Graben: Commencement Age of the Extensional Neotectonic Period in the Isparta Angle, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 391–416.
- Koçyiğit, A., Üney, E. and Saraç, G.** (2000). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in Akşehir-Afyon Graben, Turkey. *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, 173, 405-421.
- Koçyiğit, A., Ünay, E. and Saraç, G.** (2002). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west central Anatolia and the Isparta Angle: A case study in the Akşehir-Afyon graben, Turkey. In *Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publication, 173, p. 405-421, Eds. E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper.
- Koçyiğit, A.** (1981). Isparta bükümünde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformunun evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni C.*, 24, 15-23.
- Koçyiğit, A.** (1984). Güneybatı Türkiye ve Yakın dolayında levha içi yeni tektonik geliş. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 2, 1 -16.

- Koçyiğit, A.** (2000). Güneybatı Türkiye'nin depremselliği [Seismicity of southwest Turkey]. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM)*(SF. 30-38), İzmir, Türkiye, 24–27 Mayıs.
- Koçyiğit, A. and Özacar, A.A.** (2003). Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 67-90.
- Koral, H.** (2000). Surface rupture and rupture mechanism of the October 1, 1995 (Mw= 6.2) Dinar earthquake, SW Turkey. *Tectonophysics*, 327, 15-24.
- Kumral, M., Coban, H., Gedikoglu, A. and Kilinc, A.** (2006). Petrology and geochemistry of augite trachytes and porphyritic trachytes from the Go'lcu'k volcanic region, Isparta, SW Turkey: A case study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 707–716.
- Ledo, J.** (2005). 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. *Surveys in Geophysics*, 26, 671-806.
- Le Pichon, X. and Angelier, J.** (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon, X., Augustithis, S.S. and Mascle, J.**(Eds) (1982). Geodynamics of the Hellenic arc and trench. *Tectonophysics*, 86, 304.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallemant, R. Noomen and G. Veis** (1995). Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100, 12675-12690.
- Lefevre, R.** (1967). Un nouvel element de la geologie du Taurus lycien: les nappes d' Antalya(Turquie). *C. R. Seances Acad. Sci.*, Paris, 265, 1365-1368.
- Li, S., Unsworth, M., Booker, J.R., Wei, W. Tan, H. and Jones, A.G.** (2003). Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data. *Geophysical Journal International*, 153, 289-304.
- Makris, J.** (1978). The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *tectonophysics*, 46, 269-284.
- Marcoux, J.** (1976). Les series triasiques des nappes a radiolarites et ophiolitiques d'Antalya (Turquie): homologues et signification probable. *Bulletin de la Societe Geologique de, France*, 18, 511–512.
- Marcoux, J.** (1979). Antalya Naplarının Genel Yapısı ve Tetis Güney Kenan Paleocoğrafyası-daki Yeri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 1-5.
- Marcoux, J.** (1987). Histoire et Topologie de la Neo-Tethys. Contribution a Partir d'Exemples de la Turquie et de l'Himalaya-Tibet, (doktora tezi), Paris VI Üniversitesi, France.
- Marcoux, J., Poisson, A. and Dumont, J.F.** (1975). Le domaine d'Antalya, temoin de la fracturation de la plate-forme africaine au cours du Trias. *Bulletin de la Societe Geologique de, France*, 16, 116–127.

- Marcoux, J., Ricou, L.E., Burg, J.P. and Brun, J.P.** (1989). Shear-sense criteria in the Antalya thrust system (south-western Turkey): evidence for southward emplacement. *Tectonophysics*, 161, 81–91.
- Marcoux, J. and Gorican, S.** (2001). A key cross-section for the Analysis of Antalya calcareous nappes: the Gedeller section. *Fourth International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta, Türkiye, 21–25 Mayıs.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Georgiev, I., Hamburg, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealab, A., Toksöz, M.N. and Veis, G.** (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105, 5695–5719.
- McClusky, S., R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari and A. Tealeb** (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *J. Geophys. Res.*, 108, 126-138.
- McKenzie, D.P.** (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. Jour. Royal. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D.P.** (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions (tectonics of Aegean region). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.
- McNeice, G.W. and A.G. Jones** (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of Magnetotelluric data. *Geophysics*, 66, 158-173.
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B.P.** (2003). Cenozoic evolution of the Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30, 2036 doi.10.1029/2003GL017992.
- Menke, W.** (1989). *Geophysical data analysis: discrete inverse theory* (revised edition). Academic Press.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Vergely, P. and Simeakis, K.** (1989). Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Res.*, 2, 49-71.
- Meulenkaamp, J.E., Wortel, W.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W. and Hoogerduyn Strating, E.** (1988). On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Monod, O.** (1977). Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie), (doktora tezi), *Université de Paris-Sud*, Orsay, France.
- Nabighian, M.N.** (1991). *Electromagnetic methods in applied geophysics Applications part A and Part B (Volume 2)*. Society of Exploration Geophysicist, Oklahoma, USA.
- Nur, A. and Ben-Avraham, Z.** (1978). The eastern Mediterranean and the Levant: tectonics of continental collision. *Tectonophysics*, 46, 297-311.

- Ogawa, Y. and Uchida, T.** (1996). A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. J. Int.*, 126, 69-76.
- Okay A.I.** (2008). A Geology of Turkey: A Synopsis. *Anschnitt*. 21, 19-42.
- Okay, A.İ., Tansel, İ. and Tüysüz, O.** (2001). Obduction, subduction, and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geol. Mag.*, 138, 117-142.
- Olhoeft, G.R.** (1976), Electrical properties of rocks, in *the Physics and Chemistry of Rocks and Minerals*, p. 262-278, Eds. Strens, R.J.G., Wiley, London (proceedings of a NATO Short Course).
- Oral, B.M., Reilenger, R., Toksöz, N., King, R., Barka, A., Kınık, I. and Lenk, O.** (1995). Coherent plate motion in the eastern Mediterranean continental collision zone. *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, 76(2), 9-11.
- Ozer, N.** (2006). New information on earthquake history of the Akşehir-Afyon Graben System, Turkey, since the second half of 18th century. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 1017–1023.
- Özer, N., Altınok, N. and Kolçak, D.** (2002). Is Afyon (Cay-Eber) earthquake (February 2002) triggered by Sultandağı-Akşehir earthquake (December 2000), Turkey. In *Ninth International Symposium on natural and human-made hazards: Antalya Turkey Book of Abstracts*(SF. 79), 3-6 October.
- Özgül, N.** (1984). Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurus, in *Geology of Taurus Belt*, Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Publication, p. 77–90, Eds. Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C.. Proceedings of International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara.
- Özgül, N. and Arpat, E.** (1973). Structural units of the Taurus orogenic belt and their continuation in the neighbouring regions. *Geological Society of Greece Bulletin*, 10, 156–164.
- Özürlan, G. ve Ulugergerli, E.U.** (2005). Jeofizik mühendisliğinde elektromanyetik yöntemler. Birsan Yayınevi, İstanbul, Türkiye.
- Palacky, G.J.** (1987). Resistivity characteristics of geologic targets. in *Electromagnetic methods in applied geophysics theory*, Society of Exploration Geophysicists, 1, p. 53-129, Eps. Nabighian, M.N., Tulsa, Oklahoma.
- Papazachos, B.C.** (1990). Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 178, 287-308.
- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B. and Scordillis, E.M.** (2000). The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 319, 275-300.
- Papazachos, B.C., Dimitriadis, S.T., Panagiotopoulos, D.G., Papazachos, C.B. and Papadimitriou, E.E.** (2005). Deep structure and active tectonics of the southern Aegean volcanic arc, in *The South Aegean Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives*, Elsevier Book Special Series, Developments on Volcanology, 7, p. 47–64, Eds. Fytikas, M., Vogioulakakis, G.

- Parkinson, W.D.** (1959). Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 2, 1-14.
- Parkinson, W.D.** (1962). The influence of continents and oceans on geomagnetic variations: *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 6, 411-449.
- Pınar, A.** (1998). Source inversion of the October 1, 1995, Dinar earthquake ($M_s = 6.1$): a rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey. *Tectonophysics*, 292, 255–266.
- Piromallo, C. and A. Morelli, P.** (2003). P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J. Geophys. Res.*, 108 doi: 10.1029/2002JB001757.
- Pitman, W.C. and Talwani, M.** (1972). Sea-floor spreading in the north Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 619-649.
- Poisson, A.**, (1977). Recherches géologiques dans les Taurides Occidentales(Turquie), (doktora tezi), *Universite de Paris-Sud*, Orsay, France.
- Poisson, A.** (1984). The extension of the Ionian trough into SW Turkey in the geological evolution of the eastern mediterranean. *Special Publication 17. Geological Society*, London, 241-250.
- Poisson, A.** (1990). Neogene thrust belt in western Taurides. The imbricate systems of thrust sheets along a NNW-SSE transect. *IESCA*, 224-235.
- Poisson, A., Orsay, A., Akay, E., Dumont, J. F. and Uysal, S.** (1984). The Isparta Angle: a Mesozoic palaeorift in the Western Taurides, in *Geology of Taurus Belt*, Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Publication, p. 11–26, Eds. Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C.. Proceedings of International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M. and Şentürk, M.** (2003). New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle. *Geol. J.*, 38, 257-282.
- Prasanta, B., K. Patro, H. Brasse, S.V.S. Sarma and T. Harinarayana** (2005). Electrical structure of the crust below the Deccan Flood Basalts(India), inferred from magnetotelluric soundings. *Geophys. J. Int.*, 163, 931-943.
- Price, S.P. and Scott, B.** (1991). Pliocene Burdur basin, SW Turkey: tectonics, seismicity and sedimentation. *Journal of the Geological Society, London*, 148, 345-354.
- Price, S.P. and Scott, B.** (1994). Fault-block rotations at the edge of a zone continental extension, SW Turkey. *J. Struct. Geol.*, 16, 381-392.
- Reilinger, R., N. Toksöz, R. King, S. McClusky, B. Oral, I. Kınık, O. Lenk, I. Sanlı, A.A. Barka, M. Prilepin, A. Mishin, S. Balassanian, G. Veis, D. Paradissis, A. Tealeb, Y. Melzer, J. Normandeau and D. Mencin** (1995). 1994 GPS measurements in Turkey and surrounding areas of the E. Mediterranean / Middle East. *IUGG*, Boulder, U.S.A.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W. and Toksoz, M.N.** (1997). Global Positioning System measurements of present-day crustal

- movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 102, 9983-9999.
- Ricou, L.M.** (1980). Toros'ların Heleni'ler ve Zagrid'ler arasındaki yapısal rolü. *Bull. Geol. Soc. Turk.*, 23, 101-119.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. and Marcoux, J.** (1975). L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenetres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 17, 1024-1043.
- Ricou, L.E., Marcoux, J. and Whitechurch, H.** (1984). The Mesozoic organisation of the Taurides: one or several oceanic basins, in *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, p. 349-360, Eds. Dixon, J.E., Robertson, A.H.F.
- Robertson, A.H.F.** (1990). Tectonic evolution of Cyprus, in *Ophiolites Oceanic Crustal Analogues*, Geological Survey Department, Cyprus, p. 235-252, Eds. Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.). Proc. Symp., Nicosia.
- Robertson, A.H.F.** (1993). Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in Antalya Complex, SW Turkey, in *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level changes at active margins*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 20, p. 415-465, Eds. Frostick, L.E., Steel, R.,
- Robertson, A.H.F.** (1998). Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the Easternmost Mediterranean area: integration of marine and land-based evidence. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 160, p. 723-782, Eds. Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., Camerlenghi, A.
- Robertson, A.H.F.** (2000). Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publication, 173, p. 97-138, Eds. Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E.** (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society of London, Special Publication, 17, p. 1-74, Eds. Dixon, J.F., Robertson, A.H.F.
- Robertson, A.H.F. and Grasso, M.** (1995). Special issue-Later Tertiary- Quaternary Mediterranean tectonics and palaeo- environments. *Terra Nova*, 7, 112-293.
- Robertson, A.H.F., Poisson, A. and Akinci, Ö.** (2003). Developments in research concerning Mesozoic-Tertiary Tethys and neotectonics in the Isparta Angle, SW Turkey. *Geol. J.*, 38, 195-234.
- Rodi, W. and R.L. Mackie** (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D Magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66, 174-187.
- Rotstein, Y.** (1984). Counterclockwise rotation of Anatolian block. *Tectonophysics*, 108, 71-91.

- Rotstein, Y. and Kafka, A.L.** (1982). Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region: subduction, collision, and arc jumping. *Journal of Geophysical Research*, 87, 7694-7706.
- Sahin, S., Xueyang Bao, Turkelli, N., Sandvol, E., Teoman, U. and Kahraman, M.** (2013). Lg Wave Attenuation in the Isparta Angle and Anatolian Plateau (Turkey), *Pure Appl. Geophys.*, 170, 337-351 doi: 10.1007/s00024-012-0517-1.
- Salaün, G., Pedersen, H. A., Paul, A., Farra, V., Karabulut, H., Hatzfeld D., Costas, P., Childs, D., Catherine, P. and SIMBAAD Team.** (2012). High-resolution surface wave tomography beneath the Aegean-Anatolia region: constraints on upper-mantle structure. *Geophysical Journal International*, 190(1), pages 406–420.
- Sato, H. and Ida, Y.** (1984). Low frequency electrical impedance of partially molten gabbro: the effect of melt geometry on electrical properties. *Tectonophysics*, 107, 105-134.
- Saunders, P., Priestly, K. and Taymaz, T.** (1998). Variations in the crustal structure beneath western Turkey. *Geophys.J.Int.*, 134, 373-389.
- Schmeling H.** (1985). Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electric properties of rocks. Part I: elasticity and anelasticity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 41, 34—57, Elsevier Science Publishers WV., Amsterdam, The Netherlands.
- Schwarz, G.** (1990). Electrical conductivity of the earth's crust and upper mantle. *Surveys in Geophysics*, 11, 133-161.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C.** (1996). The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *J. Geodynamics*, 22, 145-153.
- Shankland, T.J. and Ander, M.A.** (1983). Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 88, 9475-9484.
- Similox-Tohon, D., Fernandez-Alonso, M., Vanneste, K., Waelkens, M., Muchez, P. and Sintubin, M.** (2008). Identifying active normal faults in the Burdur-Isparta region(SW Yurkey): Remote sensing, surface geology and near-surface geophysics, in *Sagalassos VI. Geo- and bio-archaeology at Sagalassos and in its territory*, p. 75-130, Eds. P. Degryse and M. Waelkens, Leuven University press, Leuven .
- Sims, W.E., F.X. Bostick, J. and Smith, H.W.** (1971). The estimation of Magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36, 938-942.
- Simpson, F. and Warner, M.** (1998). Coincident magnetotelluric, *P*-wave and *S*-wave images of the deep continental crust beneath the Weardale granite, NE England: seismic layering, low conductance and implications against the fluids paradigm. *Geophys. J. Int.*, 133, 419-434.
- Simpson, F. and Bahr, K.** (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Sintubin, M., Muchez, P., Similox-Tohon, D., Verhaert, G., Paulissen, E. and Waelkens, M.** (2003). Seismic catastrophes at the ancient city of Sagalassos

- (SW Turkey) and their implications for seismotectonics in the Burdur–Isparta area. *Geol. J.*, **38**, 359–374.
- Siripunvaraporn, W., G. Egbert, Y. Lenbury and Uyeshima, M.** (2005). Threedimensional Magnetotelluric inversion: data-space method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **150**, 3-14.
- Smith, A.G.** (1971). Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **82**, 2039-2070.
- Smith, J.T.** (1995). Understanding telluric distortion matrices. *Geophysical Journal International*, **122**, 219-226.
- Spakman, W.** (1991). Delay-time tomography of the upper mantle below central Europe, the Mediterranean, and the Asia Minor. *Geophys. J. Int.*, **107**, 309-332.
- Spitz, S.** (1985). The magnetotelluric impedance tensor properties with respect to rotations. *Geophysics*, **50**, 1610-1617.
- Stampfli, G.M.** (2000). Tethyan oceans. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society Special Publications, **173**, p. 1–23, Eps. Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A.
- Stampfli, G., Marcoux, J. and Baud, A.** (1991). Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87**, 373–410.
- Stratton, J.A.** (1941). Electromagnetic theory. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, USA.
- Swift, C.M.** (1967). A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the Southwestern United States, (doktora tezi), Dept. of Geology and Geophysics, MIT, Cambridge, Mass..
- Suess, E.** (1885). *Das Antlitz der Erde*. Wien F. Tempsky, Leipzig, Germany.
- Şaroğlu, F., Boray, A. and Emre, O.** (1987). Active faults of Turkey. *Mineral Res. Explor. Inst. Turkey*, Unpubl. Report, 8643, 394.
- Şenel, M.** (1984). Discussion of the Antalya Nappes, in *Geology of Taurus belt*, p. 41-51, Eds. O. Tekeli, M.C. Göncüoğlu, Int.symp., Ankara, 26-29 Eylül.
- Şenel, Y. M.** (1991). Palaeocene-Eocene sediments interbedded with volcanics within the Lycian Nappes: Faralya Formation. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin*, **113**, 1-14.
- Şengör, A.M.C.** (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc., London*, **136**, 269-282.
- Şengör, A.M.C.** (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları. *Türkiye jeol. Kurumu Konf., Ser 2*, 40.
- Şengör, A.M.C.** (1982). Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler, in “Batı Anadolu’nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli”, p. 59-72, Eds. O. Erol and V. Öygür, Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara.
- Şengör, A.M.C.** (1984). Türkiye’nin tektonik tarihinin yapısal sınıflaması. *TJK Ketin Simpozyumu* (SF. 37-62), Ankara.

- Şengör, A.M.C.** (1990). A new model for the late Paleozoik-Mesozoik tectonic evolution in Iran and implications for Oman. *Geological Society of London Special Publications*, 49, 799-883.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F.** (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparsion with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y.** (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O.** (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerids: nature and evolution of the western termination of Paleotethys, in *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society of London Special Publication, 17, p. 77-112. Eds. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F.** (1985). Strike-Slip Faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *The Society of Economic Paleontologist and mineralogist*, 227-262.
- Şengör, A.M.C., O. Tüysüz, C. İmren, M. Sakınc, H.E. Eyidoğan, N. Görür, X. Le Pichon and C. Rangin** (2005). The North Anatolian fault: a new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37-1112 doi: 10.1146/Annrev.earth.32.101802. 120415.
- Sodoudi, F.** (2005). Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, Scientific Technical Report, STR 05/15, GeoForschungsZentrum, p. 167.
- Sodoudi, F., R. Kind, D. Hatzfeld, K. Priestley, W. Hanka, K. Wylegalla, G. Stavrakakis, A. Vafidis and H.P. Harjes, M.** (2006). Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions. *J. geophys. Res.*, 111, B12307 doi:10.1029/2005JB003932.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. and Yörük, A.,** (2008). The earthquake catalogues for Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, pp. 405-418.
- Tank, S.B.** (2012). Fault zone conductors in Northwest Turkey inferred from audio frequency magnetotellurics. *Earth Planets Space*, 64, 729-742.
- Tank, S.B., Honkura, Y. Ogawa, M. Matsushima, N. Oshiman, Tunçer, M.K., Çelik, C., Tolak, E. and Işıkara, A.M.** (2005). Magnetotelluric imaging of the fault rupture area of the 1999 İzmir (Turkey) earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 213-225.
- Tatar, O., Gürsoy, H. and Piper, D.A.** (2002). Differential neotectonic rotations in Anatolia and the Tauride Arc: paleomagnetic investigations of the Erndad Volcanic Complex and Isparta volcanic district south-central Turkey. *J. Geol. Soc. Lond.*, 159, 281-294.
- Taymaz, T., Jacson, J. and Westaway, R.** (1990). Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. Int.*, 102, 631-695.
- Taymaz, T., J. A. Jackson and D. McKenzie** (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490.

- Taymaz, T. and S. Price** (1992). The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. *Geophys. J. Int.*, 108, 589-603.
- Taymaz, T. and Tan, O.** (2001). Source parameters of June 6, 2000 Orta-Çankırı (Mw=6.0) and December 15, 2000 Sultandağ-Akşehir (Mw=6.0) earthquakes obtained from inversion of teleseismic P and SH-body-waveforms. Extended Abstracts of Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes (SF. 96-107), İstanbul, Turkey.
- Taymaz, T., Tan, O., Özalaybey, S. and Karabulut, H.** (2002). Source characteristics of February 3, 2002 Çay-Sultandağı Earthquake (Mw=6.5) sequence in SW-Turkey: a synthesis of Seismological Observations of Body-Waveforms, Strong Motions, and Aftershock Seismicity Survey Data. Abstracts of 1st International Symposium of İstanbul Technical University the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering (SF. 60), İstanbul, Turkey.
- Taymaz, T., Yılmaz, Y. and Dilek, Y.** (2007). The geodynamics of the Aegean and Anatolia, in *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 291, p. 1-16, Eds, Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y..
- Tekeli, O.** (1981). Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9, 68-72.
- Tezcan, A.K. and Turgay, M.I.** (1991). Heat flow and temperature distributions in Turkey, in *Geothermal Atlas of Europe*, Eds. Cermak, V., Haenal, R., and Zui, V., Herman HAACK Verlag, Gotha, Germany.
- Tezel, T., Shibutani, T. and Kaypak, B.** (2010). Crustal structure variation in western Turkey inferred from the receiver function analysis. *Tectonophysics*, 492, 240-252.
- Tikhonov, A. N.** (1950). Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust. *Doklady Akademii Nauk*, 73, 295-297.
- Tikhonov, A.N. and V.Y. Arsenin** (1977). *Solutions of Ill-Posed Problems*. V.H. Winston and Sons, Washington, D.C..
- Tuncer, V.** (2003). İki boyutlu manyetotellürik modellemede TE ve TM modlarının jeoelektrik yapılara ve sınırlarına karşı duyarlılığı, (yüksek lisans tezi), İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Tuncer, V., Unsworth, M.J., Siripunvaraporn, W. and Craven, J.A.** (2006). Exploration for unconformity-type uranium deposits with audiomagnetotellurics data: A case study from the McArthur River mine, Saskatchewan, Canada. *Geophysics*, 71, B201-B209.
- Turhan, N.** (2002); MTA Genel Müdürlüğü 1/500.000 jeoloji haritaları.
- Türkoğlu E.** (2009). *A Magnetotelluric Investigation of the Arabia – Eurasia Collision in Eastern Anatolia*, (doktora tezi), Dept. of Physics, University of Alberta, Edmonton, Canada.
- Türkoğlu, E., Unsworth, M.J., Çağlar, I., Tuncer, V. and Avşar, U.** (2008). Lithospheric structure of the Arabia-Eurasia collision zone in eastern Anatolia: Magnetotelluric evidence for widespread weakening by fluids. *Geology*, 36, 619-622.

- Ulugergerli, E.U., G. Seyitoğlu, A.T. Başokur, C. Kaya, U. Dikmen and M.E. Candansayar** (2007). The Geoelectrical Structure of Northwestern Anatolia, Turkey. *Pure appl. geophys.*, 164, 999–1026.
- Unsworth, M.J.** (2010). Magnetotelluric studies of active continent-continent collisions. *Surv. Geophys.*, 31, 137-161.
- Unsworth, M.J., Malin, P.E., Egbert, G.D. and Booker, J.R.** (1997). Internal structure of the San Andreas fault zone at Parkfield, California. *Geology*, 25, 359-362.
- Unsworth, M.J., Wei, W., Jones, A.G., Li, S., Bedrosian, P.A., Booker, J.R., Jin, S. and Deng, M.** (2004). Crustal and upper mantle structure of Northern Tibet imaged with magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.*, 109, B02403-1-B02403-18 doi: 10.1029/2002JB002305.
- Unsworth, M.J., A.G. Jones, W. Wei, G. Marquis, S.G. Gokarn, J.E. Spratt and the INDEPTH-MT team** (2005). Crustal rheology of the Himalay and southern Tibet inferred from magnetotelluric data. *Nature*, 438, 78-81 doi; 10.1038/nature04154.
- Utku, M., Akyol, N. and Akçığ, Z.**, (2003). Afyon ve Çevresi'nin Depremselliği: 03 Şubat 2002 Çay Depremi Eş şiddet Haritası ve Depremi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 27(2), 18-34, ISSN: 10116-9172.
- ten Veen, J.H.** (2004). Extension of Hellenic forearc shear zones in SW Turkey: the Pliocene–Quaternary deformation of the Eşen Çay Basin. *Journal of Geodynamics*, 37, 181–204.
- ten Veen, J.H., Woodside, J.M., Zitter, T.A.C., Dumont, J.F., Mascle, J. and Volkonskaia, A.** (2004). Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of the Hellenic and Cyprus arcs. *Tectonophysics*, 391, 35– 65.
- ten Veen, J.H., Boulton, S.J. and Alçiçek, M.C.** (2009). From palaeotectonics to neotectonics in the Neotethys realm: The importance of kinematic decoupling and inherited structural grain in SW Anatolia (Turkey). *Tectonophysics*, 473, 261–281.
- Verhaert, G., Dominique Similox-Tohon, Vandycke, S., Sintubin, M. and Philippe M.** (2006). Different stress states in the Burdur–Isparta region (SW Turkey) since Late Miocene times: a reflection of a transient stress regime. *Journal of Structural Geology*, 28, 1067–1083.
- Vidal, N., Alvarez-Marron, J. and Klaeschen D.** (2000). Internal configuration of the Levantine Basin from seismic reflection data (eastern Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 77–89.
- Wait, J.R.** (1954). Mutual coupling of loops lying on the ground. *Geophysics*, 19(2), 290-296.
- Waldron, J.W.F.** (1984). Structural history of the Sntalya Complex in the 'Isparta angle', Southwest Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 273-286.
- Wannamaker, P.E., Booker, J.R., Jones, A.G., Chave, A.D., Filloux, J.H., Waff, H.S. and Law, L.K.** (1989). Resistivity cross section through the Juan de

- Fuca subduction system and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 94, 14127–14144.
- Ward, S.H. and Hohmann, G.W.** (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, , Expl. Geophys., 1, 131-312, Eds. Nabighian, M.N..
- Wdowinski, S., Ben-Avraham, Z., Arvidsson, R. and Ekström, G.** (2006). Seismo-tectonics of the Cyprian Arc. *Geophys. J. Int.*, 164, 176–181.
- Weaver, J.T., Agarwal, A.K. and Lilley, F.E.M.** (2000). Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophys. J. Int.*, 141, 321-336.
- Wei, W., Unsworth, M., Jones, A., Booker, J., Tan, T., Nelson, D., Chen, L., Li, S., Solon, K., Bedrosian, P., Jin, S., Deng, M., Ledo, J., Kay, D. and Roberts, B.** (2001). Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 292, 716-718.
- Wiese, H.** (1962). Geomagnetische tiefentellurik. *Pure and Applied Geophysics*, 57, 31-46.
- Wong, S.Y.M., Ton, A. and Wortel, M.J.R.** (1997). Slab detachment in continental collision zones: an analysis of controlling parameters. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2095-2098.
- Woodcock, N. H. and Robertson, A. H. F.** (1977). Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part of the Antalya Complex, S. W. Turkey. Abstracts of 6th Colloquium on the Geology of the Aegean Region (SF. , 98), Izmir, Turkey.
- Woodcock, N. H. and Robertson, A. H. F.** (1982). Imbricate thrusting and wrench tectonics in the Antalya Complex, S. W. Turkey. *J. Geol. Soc. Lond.*, 139, 147-165.
- Woodcock, N.H. and Robertson, A.H.F.** (1985). Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part of the Antalya Complex, SW Turkey. In Proceedings of the 6th International Colloquium on Aegean Geology, Piri Reis International Contribution, Series 2, 661–670, Eds, E. İzdar, E. Nakoman.
- Woodside, J.M., Mascle, J., Zitter, T.A.C., Limonov, A.F., Ergun, M., Volkonskaia, A. and Shipboard scientists of the PRISMED II expedition** (2002). The Florence Rise, the western bend of the Cyprus Arc. *Mar. Geol.*, 185, 177-194.
- Wortel, M.J.R. and Spakman, W.** (1992). Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 45(3), 325- 347.
- Wortel, M.J.R. and Spakman, W.** (2000). Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, 290, 1910-1917 doi: 10.1126/science.290.5498.1910.
- Yağmurlu, F.** (2000). Burdur Fayının sismotektonik özellikleri [Seismotectonic features of Burdur Fault]. *Proceedings of Symposium on Seismicity in Western Anatolia*, p. 143–151, Izmir, Turkey.

- Yağmurlu, F., Savaşın, Y. and Ergün, M.** (1997). Relation of Alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW Turkey. *The Journal of Geology*, 105, 717-728.
- Yağmurlu, F. ve Şentürk, M.** (2005). Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı[Recent tectonic structures of SW Anatolia]. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu*, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Türkiye, 2-5 Haziran.
- Yardley, B.W.D. and Valley, J.W.** (1997). The petrologic case for a dry lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 102, 12173-12185.
- Yılmaz, P.O.** (1981). Geology of the Antalya Complex, S.W. Turkey, (doktora tezi), University of Texas at Austin, Michigan.
- Yılmaz, Y.** (1990). Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surrounding regions. *Pil. Trans. R. Soc. London*, A 331, 611-624.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M. ve Yiğitbaş, E.** (1981). Abant(Bolu)-Dokurcun(Sakarya) arasında Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi. *İ. Ü. Yerbilimleri*, 1, 234-261.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. and Yılmaz, K.** (1995). Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia. *Tectonophysics*, 243, 155-171.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. and Şengör, A.M.C.** (1997). Geology and Tectonic evolution of the Pontides, in *Regional and petroleum geology of the black sea and surrounding region*, AAPG Memoir, 68, p. 183-226, Eds. A.G. Robinson.
- Yılmaz, Y., Genc, S.C., Karacık, Z. and Altunkaynak, A.** (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.
- Yüksel, F.A.** (2005). Batı Anadolu Bouguer gravite anomalilerinin süzgeçlenmesi ve yerkabuğu kalınlık dağılımının incelenmesi. *Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 11(1), 1-13.
- Zhang P., Roberts, R.G. and Pedersen L.B.,** (1987). Magnetotelluric strike rules. *Geophysics*, 267-278.
- Zhang, P., Pedersen, L.B., Mareschal, M. and Chouteau, M.** (1993). Channelling contribution to tipper vectors: a magnetic equivalent to electrical distortion. *Geophys. J. Int.*, 113, 693-700.
- Zhdanov, M.S.** (2002). *Geophysical inverse theory and regularization problems*. Elsevier Science, New York.
- Zhdanov, M.S.** (2009). *Geophysical electromagnetic theory and methods*. Elsevier Science & Technology Books, Amsterdam, Netherlands.
- Zhu Lupei, B.J. Mitchell, N. Akyol and I. Cemen, K.** (2006). Crustal thickness variations in the Aegean region and implications for the extension of continental crust. *Journal of Geophysical research*, 111, B01301, 1-10.
- Zitter, T.A.C., Woodside, J.M. and Mascle, J.** (2003). The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. *Geol. J.*, 38, 375-394.

EKLER

EK A: Manyetotellürük fiziksel esaslar.

EK B: Empedans kestirimi ve Bostick dönüşümü.

EK C: 2-B ve 3-B modelleme ve duyarlılık analizleri.

EK D: 2-B ve 3-B modelleme örnekleri.

EK A Manyetotellürük Fiziksel Esaslar.

A.1 Faraday Yasası

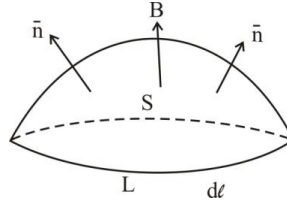
Elektrik ve manyetik alanlar üzerine yapılan deneysel çalışmalar şunu göstermiştir ki bir “L” halkası ile sınırlı “S” yüzeyinden (Şekil A.1) geçen “**B**” manyetik indüksiyon vektörü zaman ile değişir ise bu söz konusu halka boyunca elektromanyetik kuvvet oluşumuna neden olur. Bu kuvvetin miktarı;

$$\xi = -\frac{\partial \Phi}{\partial t} \quad (\text{A.1})$$

ile verilir. Elektromanyetik kuvvet aynı zamanda aşağıdaki gibi de ifade edilebilmektedir;

$$\xi = \oint_L \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} \quad (\text{A.2})$$

$$\therefore \xi = \oint_L \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = -\frac{\partial \Phi}{\partial t} \quad (\text{A.3})$$



Şekil A.1 : L halkası ile tanımlı S yüzeyi.

yani manyetik akının zamanla değişimi bir elektrik alan oluşumuna neden olacaktır. İlk olarak Faraday tarafından tanımlanan bu olay “**elektromanyetik indüksiyon**” olarak adlandırılmaktadır. Yüzeyden geçen manyetik akı;

$$\Phi = \int_S \mathbf{B} \cdot d\mathbf{s} \quad (\text{A.4})$$

ile tanımlanmaktadır. Dolayısı ile (A.3) ve (A.4)’den

$$\oint_L \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = -\frac{\partial}{\partial t} \int_S \mathbf{B} \cdot d\mathbf{s} \quad (\text{A.5})$$

yazılabilir. Manyetik alan zamanla değiştiğine göre (A.5) ifadesi

$$\oint_L \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = -\int_S \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \cdot d\mathbf{s} \quad (\text{A.6})$$

haline dönüşür ve söz konusu ifade Maxwell’in birinci ifadesi olarak bilinir. Bu integral ifadesi Stokes yasası kullanılarak aşağıdaki şekilde yazılabilir;

$$\oint_L \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = \int_S \nabla \times \mathbf{E} \cdot d\mathbf{s} = -\int_S \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \cdot d\mathbf{s} \quad (\text{A.7})$$

Seçilen herhangi bir yüzey için bu ifade sağlandığından eşitliğin genelde doğru olması için integral her noktada kaybolur ve sonuç olarak genel ifade

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{A.8})$$

haline gelir.

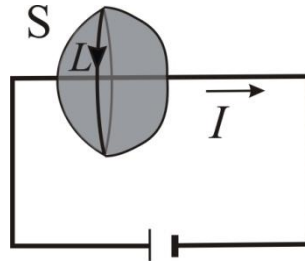
A.2 Amper Yasası

Faraday yasasına benzer olarak Amper yasası kapalı bir halka üzerinden geçen akım ile bu halkanın etrafında oluşacak manyetik alanın ilişkisini tanımlar (Şekil A.2). Buna göre

$$\oint_L \mathbf{H} \cdot d\mathbf{l} = I \quad (\text{A.9})$$

yazılabilir. İfadedeki “I” akım olarak adlandırılır. Akımın oluşumunun nedenlerinden biri yukarıda Faraday yasasında bahsi geçen indüklem olaydır. Bir diğeri ise elektriksel yüklerin düzenli hareketidir. Söz konusu halkanın bir “ Δv ” hacim elemanındaki yük miktarı “ Δq ” olarak verilirse bu hacim elemanı üzerindeki herhangi bir noktadaki yük yoğunluğu

$$\Delta q = \rho \Delta v \quad (\text{A.10})$$



Şekil A.2 : L halkası üzerinden geçen I akımı.

şeklinde yazılabilir. Bu yüklerin düzenli olarak bir yöne doğru hareket ettiklerini varsayalım. Akış yönüne dik yönde alınacak bir yüzey üzerindeki herhangi bir noktadaki akım yoğunluğu “ $\mathbf{J}$ ” ile tanımlanır ve bir yüzeyden birim zamanda geçen yük miktarını verir. Akım ise o yüzeyden geçen yük miktarıdır. Söz konusu yüzey ‘S’ ve birim alan “ Δs ” ile tanımlanırsa

$$\Delta I = \mathbf{J} \cdot \mathbf{n} \Delta s \quad (\text{A.11})$$

$$\therefore I = \int_s \mathbf{J} \cdot \mathbf{n} ds \quad (\text{A.12})$$

(A.9) ve (A.12) den

$$\oint_L \mathbf{H} \cdot d\mathbf{l} = \int_s \mathbf{J} \cdot \mathbf{n} ds \quad (\text{A.13})$$

yazılır ve Stokes yasası uygulanır ise

$$\int_s \nabla \times \mathbf{H} \cdot d\mathbf{s} = \int_s \mathbf{J} \cdot \mathbf{n} ds \quad (\text{A.14})$$

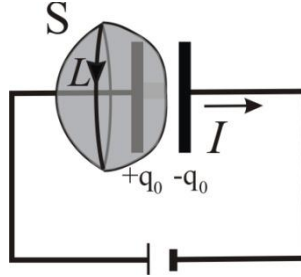
şeklinde yazılır. İntegraller kaldırılır ise

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \quad (\text{A.15})$$

yazılabilir. Ancak seçilen kapalı halka ile sınırlanan başka bir “a” açık yüzeyi söz konusu ise yüzeyden geçen akım sıfır olacaktır (Şekil A.3). Dolayısı ile

$$\oint_L \mathbf{H} \cdot d\mathbf{l} = I = 0 \quad (\text{A.16})$$

Yüzeyden geçen akımın sıfır olmaması için kapasitör içinde bir akımın olması gerekir. Bu akımlar iletim yoluyla oluşmadığından yer değiştirme akımı olarak adlandırılır. Bu koşulun sağlanması içinde Amper yasasına yeni bir terim eklenir. Söz konusu terim aslında Gauss yasası ve süreklilik eşitliğinden elde edilmektedir.



Şekil A.3 : L halkası üzerinden geçen I akımı ve kapasitör.

Kapalı bir yüzeyden geçen akım miktarı (A.12)’de tanımlanmıştı. Eğer bu akım kapalı yüzeyden dışa doğru ise aslında akım bu kapalı yüzey içindeki yük azalış miktarını tanımlamaktadır. Dolayısı ile

$$\int_s \mathbf{J} \cdot \mathbf{n} ds = - \frac{d}{dt} \int_v \rho dv \quad (\text{A.17})$$

Yazılabilir. Bu ifade yükün korunumu prensibinin matematiksel şeklidir. Yani yük yaratılamaz veya yok edilemez sadece taşınır. Diverjens teoremi uygulanır ise ifade

$$\int_v \nabla \cdot \mathbf{J} dv = - \int_v \frac{\partial \rho}{\partial t} dv \quad (\text{A.18})$$

şekline dönüşür. Hacim keyfi olduğundan integral her noktada kaybolur ve

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = - \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (\text{A.19})$$

olur. Gauss yasasına göre kapalı bir yüzeyden dışa doğru çıkan net elektrik akı bu yüzeyle çevrelenen toplam yüke eşittir. Buna göre;

$$\oint_s \mathbf{D} \cdot d\mathbf{s} = \int_v \rho dv \quad (\text{A.20})$$

diverjans teoremi uygularsak,

$$\int_v \nabla \cdot \mathbf{D} dv = \int_v \rho dv \quad (\text{A.21})$$

şekline dönüşür. Hacim keyfi olduğundan integral her noktada kaybolur ve ifade aşağıdaki gibi yazılır

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (\text{A.22})$$

(A.19) be (A.22) den

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial}{\partial t}(\nabla \cdot \mathbf{D}) \quad (\text{A.23})$$

buradan

$$\nabla \cdot \left(\mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right) = 0 \quad (\text{A.24})$$

Yani alan süreklidir (A.15)' de $\mathbf{J}$ yerine bu ifade yazılır ise yeni Amper yasası aşağıdaki gibi olur;

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (\text{A.25})$$

A.3 Düzlem Dalga Yayınımı

Manyetotellürik yöntemin en önemli kabullerinden biri elektromanyetik alanın düzlemdalga olarak yayılmasıdır. Düzlemdalga'nın zamandaki ve uzayın her hangi bir yöndeki yayınımı Maxwell denklemlerinden (3.4-3.8) yararlanılarak matematiksel olarak ifade edilebilir.

Elektromanyetik alan “x”, “y” ve “z” referans koordinat sisteminde “ $\mathbf{n}$ ” birim vektörü ile “ ζ ” yönünde yayılıyor olsun. Bu durumda n_x , n_y ve n_z yeni koordinat ekseninin doğrultu kosinüsleri olacaktır. Kabulümüze göre her bir “ $\mathbf{E}$ ” ve “ $\mathbf{H}$ ” alanı normali $\mathbf{n}$ yönünde olan düzlemler üzerinde her hangi bir anda hem yön hemde genlik olarak sabittir. “ ζ ” yönünde ilerleyen alanlar

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}(\zeta, t) \text{ ve } \mathbf{H} = \mathbf{H}(\zeta, t) \quad (\text{A.26})$$

şeklinde ifade edilebilirler (Stratton, 1941). Her hangi bir yönde alınan kısmi türevler, kartezyan koordinat sistemine göre

$$\frac{\partial}{\partial x} = \mathbf{n}_x \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \frac{\partial}{\partial y} = \mathbf{n}_y \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \frac{\partial}{\partial z} = \mathbf{n}_z \frac{\partial}{\partial \zeta}$$

şeklinde yazılabilir. Buradan yola çıkarak “ ∇ ” operatörü aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\begin{aligned} \nabla &= \mathbf{i} \frac{\partial}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{\partial}{\partial y} + \mathbf{k} \frac{\partial}{\partial z} = (\mathbf{i} n_x + \mathbf{j} n_y + \mathbf{k} n_z) \frac{\partial}{\partial \zeta} = \mathbf{n} \frac{\partial}{\partial \zeta} \\ \therefore \nabla \times \mathbf{E} &= \mathbf{n} \times \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial \zeta} = \frac{\partial}{\partial \zeta} (\mathbf{n} \times \mathbf{E}), \quad \nabla \cdot \mathbf{E} = \mathbf{n} \cdot \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial \zeta} = \frac{\partial}{\partial \zeta} (\mathbf{n} \cdot \mathbf{E}) \end{aligned}$$

Buradan Maxwell denklemlerini tekrar yazar isek,

$$\begin{aligned} \text{(I)} \quad \mathbf{n} \times \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial \zeta} + \mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} &= 0, & \text{(II)} \quad \mathbf{n} \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \zeta} - \epsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \sigma \mathbf{E} &= 0 \\ \text{(III)} \quad \mathbf{n} \cdot \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \zeta} &= 0 & \text{(IV)} \quad \mathbf{n} \cdot \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial \zeta} &= 0 \end{aligned} \quad (\text{A.27})$$

Bu sistem (I) nolu denklemi “ ζ ” ya göre türevini alıp “ $\mathbf{n}$ ” ile vektörel çarparak ve (II) nolu denklemin “ t ” ye göre türevini alarak çözülebilir.

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{n} \times \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial \zeta^2}) = \mathbf{n} \cdot (\mathbf{n} \cdot \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial \zeta^2}) - (\mathbf{n} \cdot \mathbf{n}) \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial \zeta^2} = -\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial \zeta^2} \quad (\text{A.28})$$

$$\mathbf{n} \times \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial \zeta \partial t} = \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}^2}{\partial t^2} - \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (\text{A.29})$$

(A.27) ve (A.28) kullanılarak $\mathbf{H}$ yerine $\mathbf{E}$ vektörü yazılırsa $\mathbf{E}$ vektörel alanı için

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial \zeta^2} - \mu \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}^2}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (\text{A.30})$$

Benzer şekilde $\mathbf{H}$ vektörel alanı içinde

$$\frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial \zeta^2} - \mu \varepsilon \frac{\partial \mathbf{H}^2}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0 \quad (\text{A.31})$$

yazılabilir. Bunlar dalga yayılım denklemleri olarak adlandırılırlar. Düzlem dalga kabulünde tanımladığımız düzlemleri temsil eden yeni bir koordinat sistemi $(\varepsilon, \eta, \zeta)$ tanımlayalım. Bu sistemin merkezi referans sistemi olan (x, y, z) ile aynı, “ ζ ” eksenini ise “ $\mathbf{n}$ ” ile aynı yönde olsun. Bu kabuller altında $\mathbf{E}$ vektörü $\mathbf{E}_\varepsilon$, $\mathbf{E}_\eta$ ve $\mathbf{E}_\zeta = 0$ bileşenlerine sahip olacaktır. $\mathbf{E}_\varepsilon$ ve $\mathbf{E}_\eta$ (A.30) denklemini sağlamaktadır. B

Bu denklemler değişkenlere ayırma yöntemi ile çözülebilir. Buna göre

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_\varepsilon &= f_1(\varepsilon) f_2(t) \\ \therefore \frac{1}{f_1} \frac{d^2 f_1}{d\zeta^2} &= \frac{\mu \varepsilon}{f_2} \frac{d^2 f_2}{dt^2} - \frac{\mu \sigma}{f_2} \frac{df_2}{dt} = -k^2 \end{aligned} \quad (\text{A.32})$$

(A.32)’de “ k ” ayırma sabiti olarak adlandırılır. Bu denklemin genel çözümü şu şekilde yazılır,

$$f_1(\zeta) = A e^{ik\zeta} + B e^{-ik\zeta} \quad (A \text{ ve } B \text{ karmaşık sabitler}) \quad (\text{A.33})$$

ve

$$f_2(t) = C e^{-pt} \quad (\text{A.34})$$

ve bu denklemde “ p ” aşağıdaki koşulu sağlamalıdır,

$$p^2 - \frac{\sigma}{\varepsilon} p + \frac{k^2}{\mu \varepsilon} = 0 \quad (\text{A.35})$$

(A.28) ve (A.29) denklemlerinden yararlanılarak aşağıdaki çözümler yazılabilir (Stratton, 1941);

$$\mathbf{E}_\varepsilon = E_{1\varepsilon} e^{ik\zeta - pt} + E_{2\varepsilon} e^{-ik\zeta - pt} \quad (\text{A.36})$$

ve diğer bileşen

$$\mathbf{E}_\eta = E_{1\eta} e^{ik\zeta - pt} + E_{2\eta} e^{-ik\zeta - pt} \quad (\text{A.37})$$

$E_{1\varepsilon}, \dots, E_{2\eta}$ kompleks vektör $\mathbf{E}$ ’nin “ $\varepsilon\eta$ ” düzlemindeki bileşenleridir. Sonuç olarak “ $\mathbf{E}$ ” vektörü aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{ik\zeta - pt} + \mathbf{E}_2 e^{-ik\zeta - pt} \quad (\text{A.38})$$

Benzer şekilde “ $\mathbf{H}$ ” vektörü çözümü

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_1 e^{ik\zeta - pt} + \mathbf{H}_2 e^{-ik\zeta - pt} \quad (\text{A.39})$$

olacaktır. Buradanda Maxwell denklemleri kullanılarak “ $\mathbf{H}$ ” vektör alanı aşağıdaki gibi elde edilir.

$$\mathbf{H}_1 = \frac{ik}{p\mu} \mathbf{n} \times \mathbf{E}_1, \quad \mathbf{H}_2 = \frac{ik}{p\mu} \mathbf{n} \times \mathbf{E}_2 \quad (\text{A.40})$$

Söz konusu iki alan zaman da harmonik olarak hareket etmektedir. Bundan dolayı “p” karmaşık yapıdadır. “k” ise dalga sayısı olarak adlandırılır. “k” ve “p” sabitleri aslında bir birleri ile ilişkilidir ve seçimi önem arz eder. Farklı kaynaklar zaman bileşenini farklı şekilde tanımlamaktadırlar. Örneğin

$p=i\omega$ zaman değişeni $e^{-i\omega t}$ $\therefore k^2=\mu\epsilon\omega^2+i\mu\sigma\omega$ (Stratton, 1941; Kaufman ve Keller, 1981; Kaufman ve Eaton, 2001; Zhdanov, 2009).

$p=-i\omega$ zaman değişeni $e^{i\omega t}$ $\therefore k^2=\mu\epsilon\omega^2-i\mu\sigma\omega$ (Bahr ve Simpson, 2005; Özürlan ve Ulugergerli, 2005).

A.4 Homojen Tabakalı Ortamda Düzlem Dalga Yayınımı ve Empedans

Yer altının “d_i” kalınlıklı “N” adet yatay tabakadan oluştuğunu ve her tabakanın kendine ait tek düze “p_i” öz dirençlerine sahip olduğu varsayılın (Şekil A.4). Ayrıca modelde yer yüzü “z=0” ve yer içi pozitif “z” yönü olması koşuluyla yarı-durağan düzlem dalga elektromanyetik alanın yer içine doğru ilerlediğini varsayılın. Bilindiği gibi düzlem dalga her bir tabaka içinde difüzyon şeklinde yayılacaktır ve tabakalar arası geçişte belirlenen sınır koşullarına tabi olacaktır **öyleyse (3.28)** ve (3.29) bir boyutlu Helmholtz denklemlerinin genel hallerini yazıp;

$$\frac{d^2 \mathbf{H}}{dz^2} + \mathbf{k}_j \mathbf{H} = 0 \quad (\text{A.41})$$

$$\frac{d^2 \mathbf{E}}{dz^2} + \mathbf{k}_j \mathbf{E} = 0 \quad (\text{A.42})$$

$z_{j-1}+0 \leq z \leq z_j-0$ için çözümleri (zaman terimi gözardı edilerek) takip eden şekilde yazılabilir;

$$\mathbf{E}(z) = \mathbf{E}_j^+ e^{ik_j z} + \mathbf{E}_j^- e^{-ik_j z} \quad (\text{A.43})$$

$$\mathbf{H}(z) = \mathbf{H}_j^+ e^{ik_j z} + \mathbf{H}_j^- e^{-ik_j z} \quad (\text{A.44})$$

Denklemlerde her bir tabaka için “ $k_j^2 = i\sigma\mu\omega$ ” dalga sayısı, “z_j”, “j” indisli tabakanın yer yüzüne olan uzaklığını belirtmektedir. $\mathbf{E}_j^+$, $\mathbf{E}_j^-$ ve $\mathbf{H}_j^+$, $\mathbf{H}_j^-$; j=1,2, ..., N çeşitli vektör sabit katsayılarıdır.

$$\mathbf{E}=(E_x, E_y, 0); \quad \mathbf{H}=(H_x, H_y, 0) \quad (\text{A.45})$$

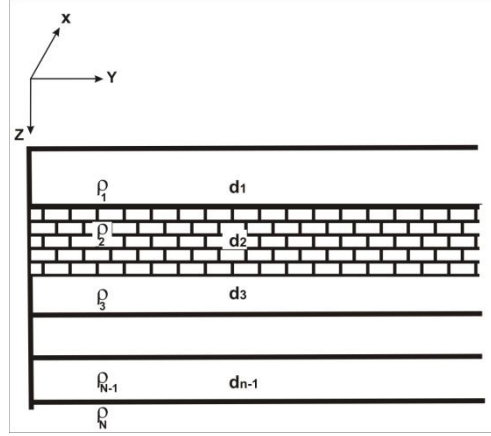
buradan j indisli tabaka için elektrik alanın yatay bileşenleri;

$$E_x(z) = E_{xj}^+ e^{ik_j z} + E_{xj}^- e^{-ik_j z} \quad (\text{A.46})$$

$$E_y(z) = E_{yj}^+ e^{+ik_j z} + E_{yj}^- e^{-ik_j z} \quad (\text{A.47})$$

$$H_x(z) = \frac{-k_j}{\omega\mu} (E_{yj}^+ e^{ik_j z} - E_{yj}^- e^{-ik_j z}) \quad (\text{A.48})$$

şeklinde yazılır. Faraday yasasından “j” indisli tabaka için manyetik alanın yatay bileşenleri aşağıdaki şekilde elde edilir;



Şekil A.4 : Yatay tabakalı yer altı yapısı, ρ , öz direnç değerleri, d tabaka kalınlıkları.

Düzlem dalga yer yüzüne dik yatay düzlemde yayıldığından

$$H_y(z) = \frac{k_j}{\omega\mu} (E_{xj}^+ e^{ik_j z} - E_{xj}^- e^{-ik_j z}) \quad (\text{A.49})$$

Elektrik ve manyetik alanın yatay bileşenleri kullanılarak empedans ifadesi aşağıdaki şekilde yazılır;

$$Z_{xy}(z) = \frac{\omega\mu}{k_j} \frac{E_{xj}^+ e^{ik_j z} + E_{xj}^- e^{-ik_j z}}{E_{xj}^+ e^{ik_j z} - E_{xj}^- e^{-ik_j z}} \quad (\text{A.50})$$

(A.50)'de pay ve payda $(E_{xj}^+ E_{xj}^-)^{1/2}$ ile bölüp $q_j = -\ln(E_{xj}^+ / E_{xj}^-)$ yazılırsa, empedans ifadesi aşağıdaki şekli alır;

$$Z_{xy}(z) = \frac{\omega\mu}{k_j} \frac{e^{(ik_j z - q_j)} + e^{-(ik_j z - q_j)}}{e^{(ik_j z - q_j)} - e^{-(ik_j z - q_j)}} = \frac{\omega\mu}{k_j} \coth(ik_j z - q_j) \quad (\text{A.51})$$

böylelikle her bir tabaka içinde empedans değeri elde edilmiştir. Tabaka sınırlarında ise sınır koşullarının uygulanması gerekir. Elektrik ve manyetik alanın yatay bileşenleri sınır geçişlerinde devamlıdır. Sonuç olarak empedansta sürekliliğini korur. Öyleyse tabaka yüzeyinde

$$Z_{xy}(z_j - 0) = Z_{xy}(z_j + 0) \quad (\text{A.52})$$

yazılabilir. Buradan q_j

$$\frac{\omega\mu}{k_j} \coth(ik_j z_j - q_j) = Z_{xy}(z_j + 0)$$

$$q_j = ik_j z_j - \coth^{-1} \left[\frac{k_j}{\omega\mu} Z_{xy}(z_j + 0) \right] \quad (\text{A.53})$$

şeklinde elde edilir. Bulunan değeri (A.53)'de yerine yazıp koordinatını da " $z = (z_{j-1} + 0)$ " şeklinde alırsak;

$$Z_{xy}(z_{j-1} + 0) = -\frac{\omega\mu}{k_j} \coth \left\{ ik_j d_j - \coth^{-1} \left[\frac{k_j}{\omega\mu} Z_{xy}(z_j + 0) \right] \right\} \quad (\text{A.54})$$

Bu yinelemeli ifade ile “j+1” numaralı tabakanın empedansı, “j” numaralı tabakanın empedansı ile ilişki halinde bulunabilmektedir.

Yineleme ifadesi ile yer yüzündeki empedans belirli bir derinliğe kadar olan tabakaların empedansları cinsinden elde edilebilir.

j=1

$$Z_{xy}(z_1+0) = -\frac{\omega\mu}{k_1} \coth \left\{ ik_1 d_1 - \coth^{-1} \left[\frac{k_1}{\omega\mu} Z_{xy}(z_1+0) \right] \right\}$$

j=2

$$Z_{xy}(z_2+0) = -\frac{\omega\mu}{k_2} \coth \left\{ ik_2 d_2 - \coth^{-1} \left[\frac{k_2}{\omega\mu} Z_{xy}(z_2+0) \right] \right\}$$

j=N-2

$$Z_{xy}(z_{N-2}+0) = -\frac{\omega\mu}{k_{N-2}} \coth \left\{ ik_{N-2} d_{N-2} - \coth^{-1} \left[\frac{k_{N-2}}{\omega\mu} Z_{xy}(z_{N-2}+0) \right] \right\}$$

j=N-1

$$Z_{xy}(z_{N-1}+0) = -\frac{\omega\mu}{k_{N-1}} \coth \left\{ ik_{N-1} d_{N-1} - \coth^{-1} \left[\frac{k_{N-1}}{\omega\mu} Z_{xy}(z_{N-1}+0) \right] \right\} \quad (\text{A.55})$$

Son tabaka homojen yarı sonsuz tabaka olduğundan, “ $z_{N-1}+0 \leq z \leq \infty$ ”

$$Z_{xy}(z) = \frac{\omega\mu}{k_N}$$

yazılabilir. Son tabakanın üst sınırının hemen yakınlarında ($z = z_{N-1}+0$) empedans ifadesi

$$Z_{xy}(z_{N-1}+0) = \frac{\omega\mu}{k_N} \quad (\text{A.56})$$

(A.56) ifadesi (A.55) de yerine yazılırsa, yer yüzündeki empedans değerine ulaşılmış olur;

$$Z_{xy}(0) = \frac{\omega\mu}{k_N} R_N$$

R_N tabakalı ortamda tabakalı-ortam düzeltme faktörü olarak bilinir ve aşağıdaki şekilde yazılır;

$$R_N = \coth \left\{ -ik_1 d_1 + \coth^{-1} \left[\frac{k_1}{k_2} \coth \left\{ -ik_2 d_2 + \coth^{-1} \left[\frac{k_2}{k_3} \coth \left\{ -ik_3 d_3 + \dots + \coth^{-1} \left[\frac{k_{N-1}}{k_N} \dots \right] \right\} \right\} \right] \right\} \right\} \quad (\text{A.57})$$

A.5 Green Fonksiyonu ve Green Tensörü

Green fonksiyonu bir doğrusal operatör olarak düşünülebilir. Söz konusu operatör her hangi bir sistemin belirli sınır koşulları altındaki en basit çözümünün adıdır. Daha iyi anlamak için şu şekilde bir örnek verilebilir. Bir nokta yük “ q_1 ” homojen bir ortamda “ r_1 ” noktasına konulsun bu yükün “ r ” uzaklığında oluşturacağı potansiyel.

$$\phi_1(\mathbf{r}) = \frac{q_1}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_1|} \quad (\text{A.58})$$

$|\mathbf{r} - \mathbf{r}_1| = r$ ile r_1 noktaları arası mesafe.

Bir diğerk nokta yük “ q_2 ” homojen bir ortamda “ r_2 ” noktasına konulsun bu yükün “ r ” uzaklığında oluşturacağı potansiyel,

$$\phi_2(\mathbf{r}) = \frac{q_2}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_2|} \quad (\text{A.59})$$

Sonuç olarak toplam potansiyel,

$$\phi(\mathbf{r}) = \phi_1(\mathbf{r}) + \phi_2(\mathbf{r}) = \frac{q_1}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_1|} + \frac{q_2}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_2|} \quad (\text{A.60})$$

olur. N adet yük söz konusu ise,

$$\phi(\mathbf{r}) = \sum_{i=1}^N \phi_i(\mathbf{r}) = \sum_{i=1}^N \frac{q_i}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_i|} \quad (\text{A.61})$$

Bunun yerine yük yoğunluğu $\rho(\mathbf{r})$ olan bir hacim ile temsil edeceğimiz bir yapının oluşturacağı elektrik potansiyeli bu hacimin ΔV_i küçük hakim parçalarına ayrılması ile buluna bilir. Her küçük parçanın yükü,

$$q_i \approx \rho(\mathbf{r}_i)\Delta V_i \quad (\text{A.62})$$

ise bu parçanın oluşturacağı potansiyel,

$$\phi_i(\mathbf{r}) \approx \frac{q_i}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_i|} \approx \frac{\rho(\mathbf{r}_i)\Delta V_i}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_i|} \quad (\text{A.63})$$

olacaktır.

Doğrusal üstüste toplama kuralına dayanarak

$$\phi(\mathbf{r}) = \sum_{i=1}^N \phi_i(\mathbf{r}) \approx \sum_{i=1}^N \frac{\rho(\mathbf{r}_i)\Delta V_i}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_i|} \quad (\text{A.64})$$

yazılabilir. Buradan tüm hacim için aşağıdaki ifade elde edilir.

$$\begin{aligned} \phi(\mathbf{r}) &= \lim_{\Delta V_i \rightarrow 0} \sum_{i=1}^{\infty} \frac{\rho(\mathbf{r}_i)\Delta V_i}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}_i|} \\ \therefore \phi(\mathbf{r}) &= \iiint_V \frac{\rho(\mathbf{r}')\Delta V'}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}'|} \end{aligned} \quad (\text{A.65})$$

Bu ifadede bir nokta yük tarafından oluşturulan birin güçteki potansiyel Green fonaksiyonu olarak adlandırılır.

$$G(\mathbf{r}, \mathbf{r}') = \frac{1}{4\pi\epsilon|\mathbf{r}-\mathbf{r}'|} \quad (\text{A.66})$$

Dolayısı ile toplam potansiyel aşağıdaki şekilde yazılabilir,

$$\phi(\mathbf{r}) = \iiint_V \rho(\mathbf{r}')G(\mathbf{r}, \mathbf{r}')dV' \quad (\text{A.67})$$

Elektromanyetik Green Tensörleri, birim elektrik yükünün oluşturacağı alanlar olarak tanımlanır. Bu tensörler homojen bir ortamda Helmholtz denklemini sağlarlar;

$$\nabla^2 \mathbf{G}^E + k^2 \mathbf{G}^E = -i\omega\mu \mathbf{I}\delta(\mathbf{r}-\mathbf{r}') \quad (\text{A.68})$$

$$\nabla^2 \mathbf{G}^H + \mathbf{k}^2 \mathbf{G}^H = \nabla \mathbf{x} I \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}') \quad (\text{A.69})$$

$\delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}')$ fonksiyonu, Dirak delta fonksiyonu olarak adlandırılır. Bir birim yük $\mathbf{r}'$ noktasında ise bu hacim içindeki yük dağılımı sıfıra yaklaşırken yük yoğunluğu matematiksel olarak aşağıdaki şekilde tanımlanır

$$\delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}') = \begin{cases} \infty & \text{for } \mathbf{r} = \mathbf{r}' \\ 0 & \text{for } \mathbf{r} \neq \mathbf{r}' \end{cases} \quad (\text{A.70})$$

Toplam yük birim yük ile tanımlandığından

$$\iiint_V \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}') dV = \begin{cases} 1 & \text{for } \mathbf{r}' \text{ in } V \\ 0 & \text{for } \mathbf{r}' \text{ not in } V \end{cases} \quad (\text{A.71})$$

ifadesi yazılabilir. Bu durumda herhangi bir “ $f(\mathbf{r})$ ” fonksiyonu için,

$$\iiint_V f(\mathbf{r}) \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}') dV = \begin{cases} f(\mathbf{r}') & \text{for } \mathbf{r}' \text{ in } V \\ 0 & \text{for } \mathbf{r}' \text{ not in } V \end{cases} \quad (\text{A.72})$$

olacağı açıktır. Benzer şekilde her hangi bir $\mathbf{j}_e(\mathbf{r}')$ kaynağı, birim akım kaynakları toplamı şeklinde ifade edilebilir.

$$\mathbf{j}_e(\mathbf{r}') = \iiint_V \mathbf{j}_e(\mathbf{r}) I \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}') dV \quad (\text{A.73})$$

Sonuç olarak, bir kaynağın oluşturduğu elektromanyetik alan aslında her bir birim kaynağın oluşturduğu alanların toplamına eşittir. Bir başka deyişle elektromanyetik alanları oluşturan kaynaklar aslında başka birim kaynakların doğrusal kombinasyonu sonucu oluşur ancak bu kaynak alanlarda aslında birim akımlarla oluşturulan $\mathbf{G}^E$ ve $\mathbf{G}^H$ nın doğrusal ilişkisinden oluşur. Yani Green Tensör biliniyor ise her hangi bir kaynak için alan ifadeleri (3.49) ve (3.50) eşitliklerinde belirtildiği gibi akım kaynağı ile Green Tensörün konvolüsyonu sonucu bulunabilir.

Green Tensör çözümleri bu tez kapsamında olmadığından burada yer verilmiyecektir. Ancak çeşitli kaynaklardan çeşitli yer altı modelleri için çözümler bulunabilir (Berdichevsky ve Dimitriev, 2008; Jin, 2002; Zhdanov, 2009).

A.6 Homojen Olmayan Ortam İçin Empedans

Homojen olmayan alanlar için elektrik ve manyetik alanlar arasındaki ilişki

$$\mathbf{E}_x = \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y + \mathbf{Z}_{xx} \mathbf{H}_x$$

$$\mathbf{E}_y = \mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x + \mathbf{Z}_{yy} \mathbf{H}_y$$

ile tanımlıdır burada empedanslar aşağıdaki gibi tanımlanırlar

$$\mathbf{Z}_{xx} = \frac{J_x^{E2} - Z_N J_y^{H2} + (J_x^{E2} J_y^{H1} - J_x^{E1} J_y^{H2})}{1 + J_x^{H2} + J_y^{H1} + (J_x^{H2} J_y^{H1} - J_x^{H1} J_y^{H2})} \quad (\text{A.74})$$

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{Z_N (1 + J_x^{H2}) + J_x^{E1} + (J_x^{E1} J_x^{H2} - J_x^{E2} J_x^{H1})}{1 + J_x^{H2} + J_y^{H1} + (J_x^{H2} J_y^{H1} - J_x^{H1} J_y^{H2})} \quad (\text{A.75})$$

$$\mathbf{Z}_{yx} = \frac{-Z_N (1 + J_y^{H1}) + J_y^{E2} + (J_y^{E2} J_y^{H1} - J_y^{E1} J_y^{H2})}{1 + J_x^{H2} + J_y^{H1} + (J_x^{H2} J_y^{H1} - J_x^{H1} J_y^{H2})} \quad (\text{A.76})$$

$$\mathbf{Z}_{yy} = \frac{J_y^{E1} + Z_N J_x^{H1} + (J_y^{E1} J_x^{H2} - J_y^{E2} J_x^{H1})}{1 + J_x^{H2} + J_y^{H1} + (J_x^{H2} J_y^{H1} - J_x^{H1} J_y^{H2})} \quad (\text{A.77})$$

A.7 Tensör Döndürme ve Döndürülmüş Empedanslar

Ölçüm eksenleri “x” ve “y” yerelektirik uzanım yönü “x’”, “y’” ve “α” açısı kadar döndürme yapılırsa empedans tensörü yeni eksen sisteminde aşağıdaki şekilde ifade edilebilir.

$$[Z(\alpha)] = [R(\alpha)][Z][R(\alpha)^{-1}]$$

$$[R(\alpha)] = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad [R(\alpha)]^{-1} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix}$$

Elde edilen empedans değerleri

$$\begin{aligned} Z_{xx}(\alpha) &= Z_{xx} \cos^2 \alpha + Z_{yy} \sin^2 \alpha + (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin \alpha \cos \alpha \\ Z_{xy}(\alpha) &= Z_{xy} \cos^2 \alpha - Z_{yx} \sin^2 \alpha - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin \alpha \cos \alpha \\ Z_{yx}(\alpha) &= Z_{yx} \cos^2 \alpha - Z_{xy} \sin^2 \alpha - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin \alpha \cos \alpha \\ Z_{yy}(\alpha) &= Z_{yy} \cos^2 \alpha + Z_{xx} \sin^2 \alpha - (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin \alpha \cos \alpha \end{aligned} \quad (\text{A.78})$$

şeklindedir.

Söz konusu döndürme matrisinde “α” açısının bulunmasına yönelik ilk çalışma Swift (1967) tarafından yapılmıştır ve şu şekilde bir çözüm yöntemi önermiştir. Arazi ölçümleri sonucu elde edilen empedans tensöründe eğer ortam iki boyutlu ise $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ olması yani minimize olması ve “ Z_{xy} ” ve “ Z_{yx} ” birbirine eşit olmayıp maksimize olması gerekir. Bir başka deyişle “ $Z_{xy}(\alpha)$ ” ve “ $Z_{yx}(\alpha)$ ” empedans elemanları “ α_0 ” değerine göre türevleri alındığında ve aşağıdaki şekilde maksimize edildiklerinde “ α_0 ” gerçek yer elektrik doğrultu açısına eşit olacaktır;

$$|Z_{xy}(\alpha_0)|^2 + |Z_{yx}(\alpha_0)|^2 \quad (\text{A.79})$$

Bu ifade tüm frekanslar için sağlanmalıdır. Benzer şekilde “ $Z_{xx}(\alpha)$ ” ve “ $Z_{yy}(\alpha)$ ” minimize edilirse sonuçta yerelektirik uzanım açısı α_0 için şu ifade yazılır (Swift, 1967).

$$4\alpha = \tan^{-1} \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \quad (\text{A.80})$$

A.8 İndüksiyon Vektörleri

$W = [W_{zx} \ W_{zy}]$ tipper matrisinin elemanları

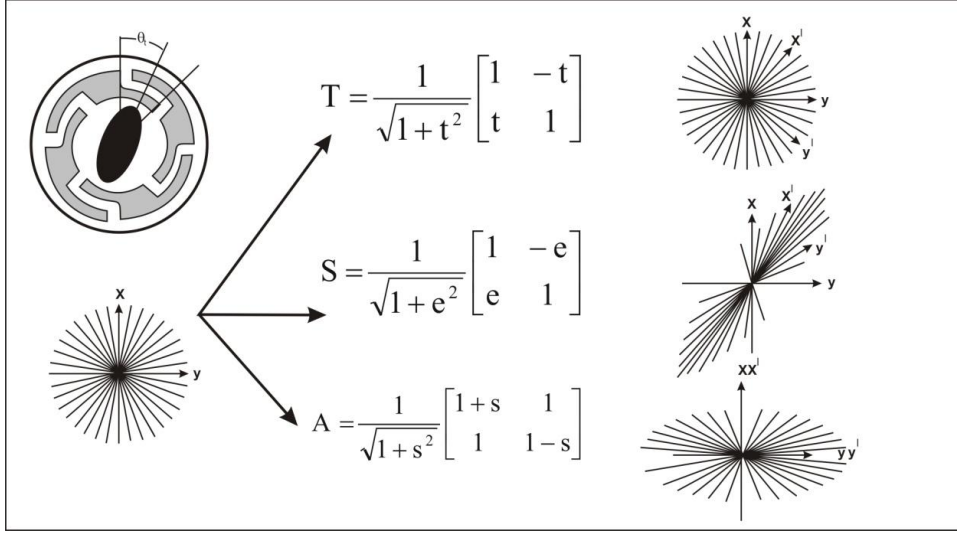
$$W_{zx} = \frac{J_z^{H2} + (J_y^{H1} J_z^{H2} - J_y^{H2} J_z^{H1})}{1 + J_x^{H2} + J_y^{H1} + (J_x^{H2} J_y^{H1} - J_x^{H1} J_y^{H2})} \quad (\text{A.81})$$

$$W_{zy} = \frac{J_z^{H1} + (J_x^{H2} J_z^{H1} - J_x^{H1} J_z^{H2})}{1 + J_x^{H2} + J_y^{H1} + (J_x^{H2} J_y^{H1} - J_x^{H1} J_y^{H2})} \quad (\text{A.82})$$

A.9 Groom ve Bailey Modeli

Bu modelde MT verinin ortalama öz dirençli bir yapı içinde yeralan elips şeklinde yeryüzüne yakın iletkenleri temsil eden iletken bir bataklık üzerinde toplandığı varsayılır (Şekil A.5). Bu bataklık tellurik akımların bataklığın yerel yönelimine saat yönünde $\phi t = \tan^{-1} t$ kadar dönmesine neden olur. Söz konusu yönelim ‘twist’ ‘T’

tensörü ile tanımlanır. Bataklık aynı zamanda birincil empedansların gerilme (stretching) etkisiyle ayrılmasına neden olur. Bu etki anizotropi tensörü ‘A’ içinde yer alır. Bu arada ‘shear’ tensörü S empedans tensörünün birincil elemanlarının sapmasına ve ana eksenler üzerinde bir anizotropiye neden olur. Sonuç olarak x eksenindeki vektörün saat yönünde y eksenindeki vektörün ise saatin tersi yönünde $\phi = \tan^{-1}$ e kadar dönmesine neden olur. Böylelikle birincil eksenler birbirlerine dikliğini kaybeder.



Şekil A.5 : Groom ve Bailey bataklık modeli, twist T shear S ve anizotropi A tensörlerinin birim genlikli elektrik alan vektörüne etkisi.

A.10 Faz Tensörü

Ölçülen empedans tensörüne, faz tensörü uygulanır ise,

$$\begin{aligned} [\Phi] &= ([e^b][X_R])^{-1}([e^b][Y_R]) \\ &= [X_R]^{-1}[e^b]^{-1}[e^b][Y_R] \\ &= [X_R]^{-1}[Y_R] = [\Phi_R] \end{aligned} \quad (\text{A.83})$$

Görüldüğü gibi faz tensörü galvanik bozulmalardan etkilenmemektedir.

Faz tensörü, empedans tensörü gibi 4 farklı elemandan oluşmaktadır (3.86) ve bu tensör kullanılan koordinat sisteminden bağımsız bir doğrultu ve 3 skaler birim ile tanımlanır (Caldwell ve diğ., 2004). Bunlar;

1- Trace

$$\text{Tr}(\Phi) = \Phi_{xx} + \Phi_{yy}$$

2- Skew

$$\text{Sk}(\Phi) = \Phi_{xy} - \Phi_{yx}$$

3- Determinant

$$\det(\Phi) = \Phi_{xx}\Phi_{yy} - \Phi_{xy}\Phi_{yx}$$

ve

$$\Phi_1 = \frac{\text{Tr}(\Phi)}{2} \quad \Phi_2 = [\det(\Phi)]^{1/2} \quad \Phi_3 = \frac{\text{Sk}(\Phi)}{2}$$

iki boyutlu ortamda faz tensörü “ α ” açısı kadar döndürülür ise

$$\begin{aligned} [\Phi(\alpha)] &= [\mathbf{R}(\alpha)] [\Phi] [\mathbf{R}^{-1}(\alpha)] \\ &= \{[\mathbf{R}(\alpha)] [\mathbf{X}_R^{-1}] [\mathbf{R}^T(\alpha)]\} \{[\mathbf{R}(\alpha)] [\mathbf{Y}_R] [\mathbf{R}^{-1}(\alpha)]\} \\ &= ([\mathbf{X}_R(\alpha)])^{-1} [\mathbf{Y}_R(\alpha)] \end{aligned}$$

2-B lu ortam için faz tensörü aşağıdaki şekilde elde edilebilir.

$$\begin{aligned} [\mathbf{X}^T_R] &= \begin{bmatrix} 0 & \mathbf{X}_{TE} \\ -\mathbf{X}_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad [\mathbf{Y}^T_R] = \begin{bmatrix} 0 & \mathbf{Y}_{TE} \\ \mathbf{Y}_{TM} & 0 \end{bmatrix} \\ [\mathbf{X}^T_R]^{-1} &= \frac{1}{\mathbf{X}_{TM} \mathbf{X}_{TE}} \begin{bmatrix} 0 & -\mathbf{X}_{TE} \\ \mathbf{X}_{TM} & 0 \end{bmatrix} \\ &= \frac{1}{\mathbf{X}_{TM} \mathbf{X}_{TE}} \begin{bmatrix} 0 & -\mathbf{X}_{TE} \\ \mathbf{X}_{TM} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & -\mathbf{Y}_{TE} \\ -\mathbf{Y}_{TM} & 0 \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} 0 & -1/\mathbf{X}_{TE} \\ -1/\mathbf{X}_{TM} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & \mathbf{Y}_{TE} \\ -\mathbf{Y}_{TM} & 0 \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} \mathbf{Y}_{TM} / \mathbf{X}_{TM} & 0 \\ 0 & \mathbf{Y}_{TE} / \mathbf{X}_{TE} \end{bmatrix} \end{aligned}$$

EK B Empedans Kestirimi ve Bostick Dönüşümü.

B.1 Empedans Kestirimi

Bilindiği gibi bir noktadaki Elektrik ve Manyetik alan arasındaki ilişki frekans ortamında (3.56)'dan aşağıdaki şekilde yazılabilir;

$$\mathbf{E}_x = \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y + \mathbf{Z}_{xx} \mathbf{H}_x \quad (\text{B.1})$$

Eğer en küçük kareler yöntemini (C.1) denklemine uygularsak;

$$\psi = \sum_{i=1}^n (\mathbf{E}_{xi} - \mathbf{Z}_{xx} \mathbf{H}_{xi} - \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_{yi}) \mathbf{x} (\mathbf{E}_{xi}^* - \mathbf{Z}_{xx}^* \mathbf{H}_{xi}^* - \mathbf{Z}_{xy}^* \mathbf{H}_{yi}^*) \quad (\text{B.2})$$

*(Kompleks eşlenik)

elde edilir. (B.2) denklemini minimize edecek $\mathbf{Z}_{xx}$ ve $\mathbf{Z}_{xy}$ değerleri denklemin $\mathbf{Z}_{xx}$ ve $\mathbf{Z}_{xy}$ ile gerçel ve sanal kesimlerine göre türevlerinin alınıp sıfıra eşitlenmesiyle bulunabilir

$$\sum_{i=1}^n \mathbf{E}_{xi} \mathbf{H}_{xi}^* = \mathbf{Z}_{xx} \sum_{i=1}^n \mathbf{H}_{xi} \mathbf{H}_{xi}^* + \mathbf{Z}_{xy} \sum_{i=1}^n \mathbf{H}_{yi} \mathbf{H}_{xi}^* \quad (\text{B.3})$$

$$\sum_{i=1}^n \mathbf{E}_{xi} \mathbf{H}_{yi}^* = \mathbf{Z}_{xx} \sum_{i=1}^n \mathbf{H}_{xi} \mathbf{H}_{yi}^* + \mathbf{Z}_{xy} \sum_{i=1}^n \mathbf{H}_{yi} \mathbf{H}_{yi}^* \quad (\text{B.4})$$

Görüldüğü gibi denklemler Özgüç görünge yoğunluğu (autopower-spectra density) ve Çapraz güç görünge yoğunluğu (crosspower-spectra density) bağıntıları içermektedir. Bu iki denklem kullanılarak $\mathbf{Z}_{xx}$ ve $\mathbf{Z}_{xy}$ değerleri kolayca hesaplanabilir. Görüldüğü gibi (B.3) ve (B.4) bağıntıları $\mathbf{E}_x$ üzerindeki gürültüyü minimize etmektedir. Benzer şekilde $\mathbf{H}_x$ içinde en küçük kareler yöntemi uygulanabilir. Sonuç olarak buradan 4 ayrı en küçük kareler kestirimi çıkar. Özgüç görünge yoğunluğu ve çapraz güç görünge yoğunluğu cinsinden bu kestirimler aşağıdaki gibidir;

$$\begin{aligned} \langle \mathbf{E}_x \mathbf{E}_x^* \rangle &= \mathbf{Z}_{xx} \langle \mathbf{H}_x \mathbf{E}_x^* \rangle + \mathbf{Z}_{xy} \langle \mathbf{H}_y \mathbf{E}_x^* \rangle \\ \langle \mathbf{E}_x \mathbf{E}_y^* \rangle &= \mathbf{Z}_{xx} \langle \mathbf{H}_x \mathbf{E}_y^* \rangle + \mathbf{Z}_{xy} \langle \mathbf{H}_y \mathbf{E}_y^* \rangle \\ \langle \mathbf{E}_x \mathbf{H}_x^* \rangle &= \mathbf{Z}_{xx} \langle \mathbf{H}_x \mathbf{H}_x^* \rangle + \mathbf{Z}_{xy} \langle \mathbf{H}_y \mathbf{H}_x^* \rangle \\ \langle \mathbf{E}_x \mathbf{H}_y^* \rangle &= \mathbf{Z}_{xx} \langle \mathbf{H}_x \mathbf{H}_y^* \rangle + \mathbf{Z}_{xy} \langle \mathbf{H}_y \mathbf{H}_y^* \rangle \end{aligned} \quad (\text{B.5})$$

Söz konusu denklemlerde öz ve çapraz güç görünge yoğunlukları belirli bir frekans civarında alınmaktadır. (C.5) denklem sisteminde örneğin $\mathbf{Z}_{xy}$ 'nin kestirimi için 6 farklı denklem yazılabilir. Örneğin bunlardan biri;

$$\overline{\mathbf{Z}_{xy}} = \frac{\langle \mathbf{H}_x \mathbf{E}_x^* \rangle \langle \mathbf{E}_x \mathbf{H}_x^* \rangle - \langle \mathbf{H}_x \mathbf{H}_x^* \rangle \langle \mathbf{E}_x \mathbf{E}_x^* \rangle}{\langle \mathbf{H}_x \mathbf{E}_x^* \rangle \langle \mathbf{H}_y \mathbf{H}_x^* \rangle - \langle \mathbf{H}_x \mathbf{H}_x^* \rangle \langle \mathbf{H}_y \mathbf{E}_x^* \rangle} \quad (\text{B.6})$$

şeklinde ifade edilir. Denklemden $\overline{\mathbf{Z}_{xy}}$ ölçümünden elde edilen empedans kestirimidir. Benzer işlemler $\mathbf{Z}_{xx}$, $\mathbf{Z}_{yy}$ ve $\mathbf{Z}_{yx}$ içinde yapılarak empedans kestirimleri elde edilir.

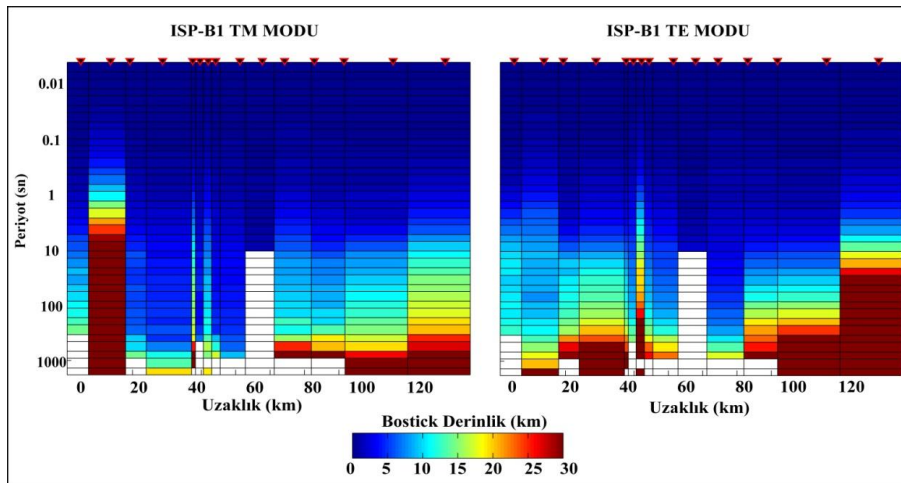
B.2 Bostick Derinlik Kestirimi

Manyetotellürik ölçümlerden periyoda karşı elde edilen görünür öz direnç değerlerini yer altının genel elektrik yapısı periyot karşılığında ortaya çıkarılmaktadır. Daha sonra çeşitli ters çözüm teknikleri kullanılarak, yeraltının gerçek elektriksel yapısı gerçek derinliğe karşı elde edilebilmektedir. Ancak, modelleme çalışmalarından önce yine yer altının genel yapısının elde edildiği tekniklerde söz konusudur. Bu yöntemlerden biri Bostick dönüşümü olarak adlandırılır (Bostick, 1977). Elde edilen yerelektrik yapı aslında bir çeşit yaklaşım hesabına dayanır. Kısaca açıklamak gerekir ise Bostick dönüşümü Bostick derinliği olarak adlandırılan ve gerçek derinlik değerlerine yakın derinliklere karşı, Bostick öz direnci olarak isimlendirilen gerçek öz direnç değerlerine yakın öz direnç değerlerinin elde edilmesidir. Bu dönüşümde yaklaşık olarak elde edilen elektriksel öz direnç değerlerinin derinlikleri metre cinsinden aşağıdaki şekilde hesaplanır;

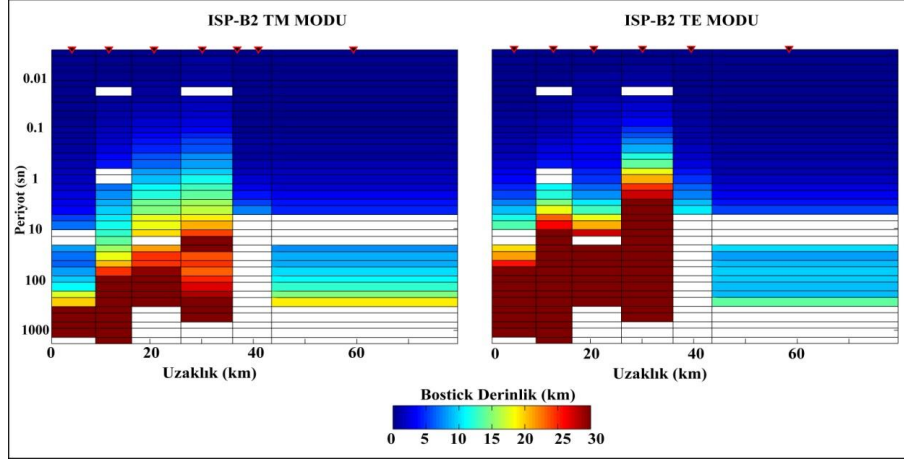
$$d_B = 356\sqrt{\rho_a T} \quad (B.7)$$

Bu tez kapsamında veri boyutluluğu değişik gücel teknikler kullanılarak incelenmiştir. Sonuç olarak yer altının boyutluluğu periyot (frekans) karşılığında elde edilmiştir. Buna karşın her ne kadar 1-B bir yaklaşım olsada, derinlik değerlerinde kabaca boyutluluk durumunun ortaya konması için, Bostick dönüşümü yapılmış ve Bostick Derinlikleri (d_B) her bir doğrultu için hesaplanmıştır. Böylelikle gerçek derinlik değerleri olmasa dahi, her bir periyoda karşı gelen Bostick derinliklerinden, söz konusu periyot değerindeki boyutluluğun yeri derinlik olarak kabaca tanımlanmış olacaktır. Bu amaçla her bir doğrultu için Bostick değerleri grafiklenmiş ve Faz tensörü boyutluluk analizi ile karşılaştırılmıştır.

Bunagöre; ISP-B1 doğrultusunun boyutluluk analizinde Bahr ve Swift skew değerlerine göre 1sn sonrası ortam 3-B özellik göstermektedir. Nitekim faz tensörü elipsleri beta değerleride bunu desteklemektedir (Şekil 4.4 ve Şekil B.1). 1 sn için Bostick derinlik değerlerine bakıldığında TE ve TM için ortalama olarak 10 km derinlik değeri olduğu görülmektedir. Sonuç olarak doğrultu ISP-B1 için 10 km sonrası 3-B özellik gösterdiği söylenebilir. Benzer şekilde ISP-B2 için boyutluluk değerlerine bakılırsa genel olarak Bahr-Swift ve Faz tensörü elipsleri 100 sn periyot değerinden sonra 3-B yapı göstermektedir. Aynı doğrultu için Bostick değerleri incelenir ise TM ve TE modları için yaklaşık 15-20 km derinliğinden sonra ortam 3-B yapıdadır.

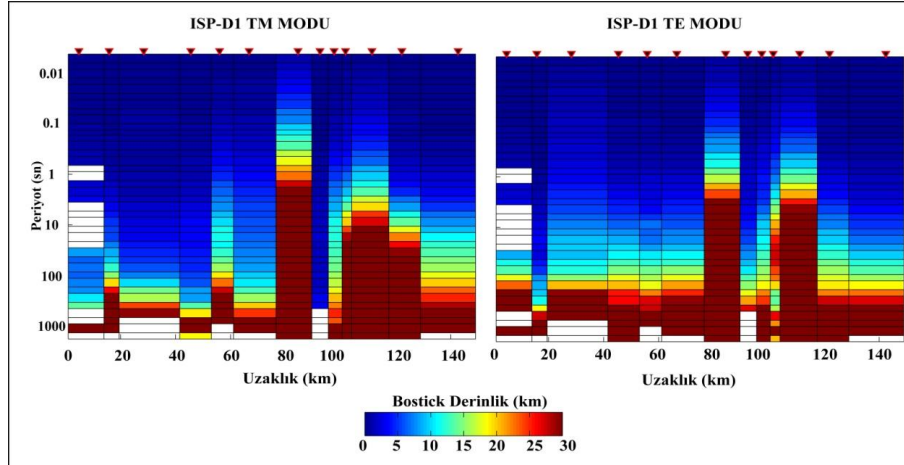


Şekil B.1 : ISP-B1 doğrultusu için Bostick Derinlik değerleri.



Şekil B.2 : ISP-B2 profili için Bostick Derinlik değerleri.

Benzer analiz doğu doğrultularından ISP- D1 doğrultusu üzerinde yapılır ise doğrultu boyunca değişik özellikler gösteren bölgeler olduğu görülür. Swift-Bahr ve Faz tensörü analizlerinden ISP-D1 doğrultusunun D1-1 ve D1-5 istasyonları arasındaki bölge için 1 sn sonrası, D1-9 ve D1-12 arası için 0.1 sn sonrası ve son olarak D1-13 ve D1-15 arası 10 sn sonrası için 3-B yapı öngörülmektedir. Söz konusu periyot değerleri TM ve TE bostick dönüşümünden ortalama olarak 5-10 km, 10km ve 10-15 km derinliklere karşı gelmektedir. Yani bu derinliklerden sonra ortam 3-B yapıdadır denebilir. Doğu profillerinden ikincisi olan ISP-D2 doğrultusu ise veri kalitesi iyi olmadığından değerlendirme dışı bırakılmıştır.



Şekil B.3 : ISP-D1 doğrultusu için Bostick Derinlik değerleri.

EK C 2-B ve 3-B Modelleme ve Duyarlılık Analizleri.

C.1 İyi Durumlu (Well-posed) ve Kötü Durumlu (Ill-posed) Ters Çözüm Problemleri

Ters çözüm problemi tanımlanırken ilk olarak bir çözümün mevcudiyetinin sorgulanması gerekmektedir. Burada kast edilen matematiksel mevcudiyettir yoksa jeofizik problemin fiziksel açıdan tanımı zaten yer altı fiziksel özelliklerine bağlıdır. Matematiksel mevcudiyet ise kısaca şu şekilde açıklanabilir.

Jeofizik gözlemler her ne kadar büyük dikkatle yapılsada her zaman “ δd ” kadar bir gürültü içerirler. Yani jeofiziksel veri;

$$\mathbf{d}_\delta = \mathbf{d} + \delta \mathbf{d} \quad (\text{C.1})$$

şeklinde. Burada matematiksel çözümün varlığından kasıt söz konusu gürültülü veriyi temsil edecek bir “ $\mathbf{m}_\delta$ ” modelinin var olup olmadığıdır. Bunun bulunması zordur çünkü verinin sahip olduğu gürültü (5.1)’de ifade edilen ters çözüm problemini tanımlayan modelle ilişkili değildir. Kısaca söylemek gerekirse gürültülü jeofizik veriyi tam olarak elde etmek mümkün değildir. Ancak jeofizikte genellikle gözlemsel veriyi en iyi temsil edecek, gözlemsel veri ile en iyi uyumu (fitting) sağlayacak modeller aranmaktadır. Bu kabuller altında bir çözümün varlığı aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

Eğer

$$\|\mathbf{d}_\delta - G(\mathbf{m}_\delta)\| \leq \delta \quad \delta: \text{ölçüm hataları}$$

yani gürültülü veri ile teorik (predicted) veri arasındaki fark tanımlanan bir doğruluk sınırı içinde ise çözüm mevcuttur. Sonuç olarak ters çözümde verilen bir doğruluk sınırı içinde gözlemsel veri ile en uyumu veren model araştırılmaktadır.

Diğer problem ise tekillik (uniqueness) problemidir. Kısaca tanımlamak gerekir ise (5.1) problemi için “ $\mathbf{m}_1$ ” ve “ $\mathbf{m}_2$ ” gibi iki veri grubu olsun bunlar

$G(\mathbf{m}_1)=\mathbf{d}_0$ ve $G(\mathbf{m}_2)=\mathbf{d}_0$ şeklinde aynı veri grubunu üretiyor iseler tekil olmayan çözüm olarak adlandırılırlar.

Son olarak çözümün stabilitesini yani durağanlığını tartışmak gerekir örneğin;

(5.1) problemi için iki çözüm modeli “ $\mathbf{m}_1$ ” ve “ $\mathbf{m}_2$ ” olsun. Bunların üreteceği teorik veri ise “ $\mathbf{d}_1$ ” ve “ $\mathbf{d}_2$ ” ile verilsin. Yani

$$G(\mathbf{m}_1)=\mathbf{d}_1 \quad G(\mathbf{m}_2)=\mathbf{d}_2$$

Eğer $\|\delta \mathbf{m}\| = \|\mathbf{m}_1 - \mathbf{m}_2\| > C$ ve $\|\delta \mathbf{d}\| = \|\mathbf{d}_1 - \mathbf{d}_2\| < \delta$ $C \gg \delta$ ise

yani farklı modellerin ürettikleri teorik veriler arasındaki fark “ δ ” ile tanımlanan gürültü düzeyinin içinde ise bu modellerin bir birinden ayrışması zordur (Zhdanov, 2002; Zhdanov, 2009).

C.2 Koşullu İyi Durumlu (Well-posed) Ters Çözüm Problemleri

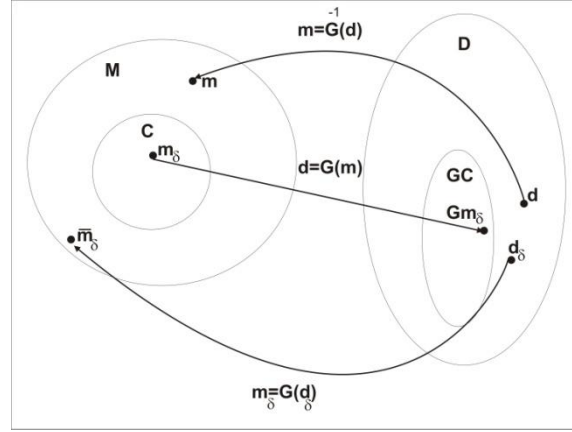
(5.1)’de verilen ters çözüm problem aşağıdaki koşulları sağlaması durumunda koşullu veya Tikonov iyi tanımlı ters çözüm problem adını alır.

(i) Model uzayı M altında tanımlı olan bir $C \subset M$ (correctness) kümesi ilgilenen ters çözüm için en uygun ve basit modelleri içermektedir ve bir bilinen bir başlangıç modeli $\mathbf{m}$ bu kümenin elemanıdır.

(ii) bir ters çözüm operatörü $GC \subset D$ de tanımlı ve sürekli (Zhdanov, 2002; Zhdanov, 2009).

C.3 Koşullu İyi Durumlu (Well-posed) Ters Çözüm Problemlerinin Quasi-Çözümü

Denklem (5.1)'in quasi-çözümü $\mu_D(\mathbf{Gm}_\delta, \mathbf{d}_\delta)$ ifadesinin minimum değeri aldığı $\mathbf{m}_\delta \in C$ ile tanımlanmaktadır. “D” veri uzayında yer alan “GC” alt kümesi, model uzayında yer alan “C” doğruluk uzay alt kümesine “G” operatörü uygulandığı zaman “D” uzayında elde edilen yansımasıdır. Quasi-çözüm “ $\mathbf{m}_\delta$ ” doğruluk uzayından öyle bir seçiliyorki bu çözüme “G” operatörü uygulandığında gürültülü gözlemsel değere enyakın sonuç elde ediliyor (Zhdanov, 2002; Zhdanov, 2009).



Şekil C.1 : Model ve Veri uzayları (Zhdanov, 2009'dan değiştirerek)

C.4 Dengeleme (Stabilizer)

Bu fonksiyonel model uzayı “M” nin alt kümesi olan “C” doğruluk kümesinden seçilir. (5.1) ters çözüm problem için gözlemsel veri aşağıdaki gibi tanımlansın

$$\mathbf{d}_\delta = \mathbf{d}_t + \delta \mathbf{d} \quad (\text{C.2})$$

$\mathbf{d}_t$: gerçek çözüm yani $\mu_D(\mathbf{d}_\delta, \mathbf{d}_t) \leq \delta$ şeklinde yazılabilir.

Bu durumda bu problemin çözümü için uygun model sonuçları kümesi “ Q_δ ” yukarıdaki kriterlen bağlamında araştırılacaktır.

$\mu_D(\mathbf{G}(\mathbf{m}), \mathbf{d}_\delta) \leq \delta$ bu kabulde “ $Q_\delta \subset M$ ” olabilecek sonuçlar kümesi. Yani buradaki yaklaşımda verilen hata limitleri dahilinde gürültülü veri ile minimum uzaklığa sahip olan modeller araştırılmaktadır. Böylelikle gerçek sonuca enyakın çözüm bulunmuş olur. Bunun başarılması için bir denge fonksiyonu tanımlanır ve bu fonksiyonu minimize eden çözüm en uygun çözüm olur.

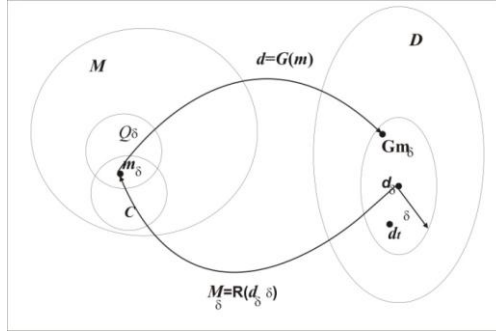
$$s(\mathbf{m}; \mathbf{m} \in Q_\delta) = \min \quad (\text{C.3})$$

Burada şunu vurgulamak gerekmektedir. Denge fonksiyonu çözüme iyi durumlu olmayan problemi iyi durumlu hale düzgünleştirme metodu ile birlikte

uygulanmaktadır. Yani dengeleyici fonksiyonel çözümleri daha önceden tanımlanan “ $C \subset M$ ” doğruluk kümesi içinden araştırmaktadır. Sonuç olarak ters çözüm problemi için en uygun çözüm dengeliyici fonksiyon kümesi ile doğruluk kümelerinin kesişiminde yer alan çözümdür (Şekil C.2), matematiksel olarak ise aşağıdaki şekilde ifade edilir (Zhdanov, 2002; Zhdanov, 2009)

$$s(m_\delta; m_\delta \in Q_\delta) = \min \quad (C.4)$$

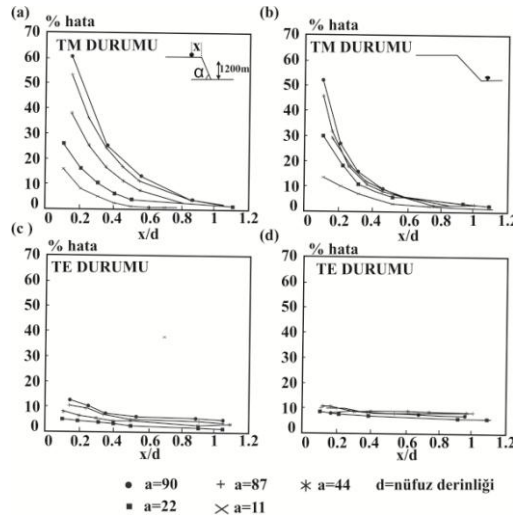
$$m_\delta = R(d_\delta, \delta) \quad (C.5)$$



Şekil C.2 : Model ve veri uzayında denge fonksiyonunun uygulanması.

C.5 Manyetotellürikte Topoğrafya Etkisi

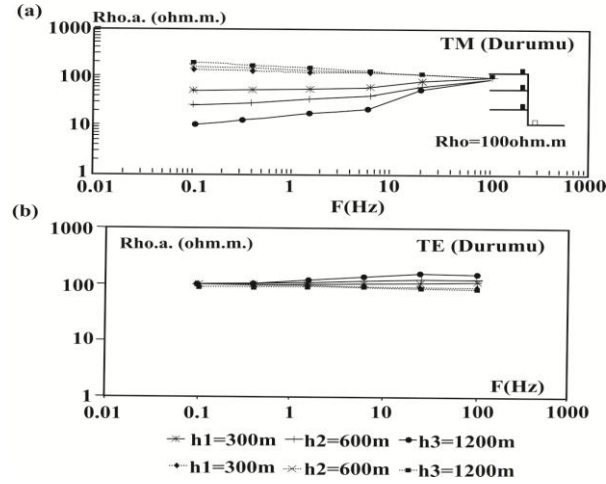
Manyetotellürikte topoğrafya etkisi ölçüm noktası yükseklikleri, bu noktalar arasında oluşan eğim miktarları ile ölçüm frekans değerlerine bağlıdır. Örneğin, Gürer (1995) topoğrafya etkisinin ilk olarak eğime bağlı değişimini incelenmiş ve bu amaçla eğimi 90° , 67° , 44° , 22° ve 11° olarak değişen 1200 m yükseklikte bir yamaç modeli ele almıştır. Sonuçta sabit bir frekans için (1Hz) TM modunda yüksek tarafta topoğrafik etkiler fazla iken alçak tarafta daha az olduğunu elde etmiştir (Şekil D.3a ve b). Buna karşın TE modunda hatalar %10 ve aşağısında kalmaktadır (Şekil D.3c ve d).



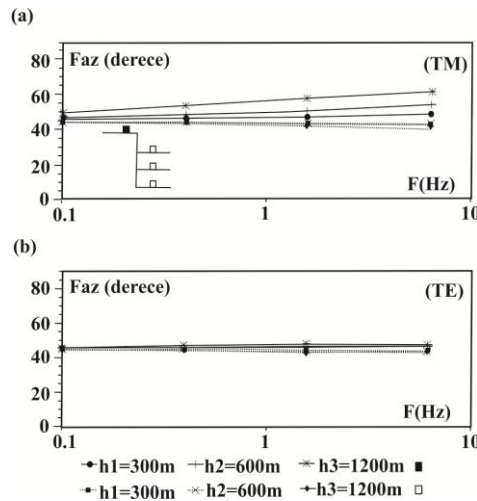
Şekil C.3 : Yamaç yüksekliği $h=1200m$, frekans $f=1$ Hz, Öz direnç $\rho=100$ ohm-m, d-nüfuz derinliği sabit ve süreksizliğin köşesinden olan uzaklık ‘x’ değişken olmak üzere 4 farklı yamaç eğimi ‘ $a=x/d$ ’ oranına karşı yamacın (a) üst, (b) alt yanında TM (c) üst (d) alt yanında TE durumlarında topoğrafik hatanın uzaklıkla değişimi. (Gürer, 1995’den değiştirilerek).

Aynı çalışmada daha sonra eğim ve yüksekliğin topoğrafya etkisi frekans bağımlı olarak incelenmiş ve 2-B modelleme modları için (TE ve TM) öz direnci $\rho=100$ ohm-m ve eğimi 90° olan bir yamaç üzerinde çeşitli yükseklik değerlerinde ($h_1=300$ m, $h_2=600$ m ve $h_3=1200$ m) topoğrafya etkisi frekansa bağımlı olarak elde edilmiştir. Özetle, TM modunda öz direnç üzerinde topoğrafik etki frekans arttıkça artmakta ancak belli bir frekans değerinden sonra sabitlenmektedir. TE modunda ise öz direnç üzerinde topoğrafya etkisi frekans arttıkça artmaktadır ancak TM modundaki kadar önemli değildir (Şekil C.4a ve 4b). TM ve TE durumlarında faz eğrilerindeki hata miktarı frekans düştükçe azalmaktadır (Şekil C.5a ve 5b).

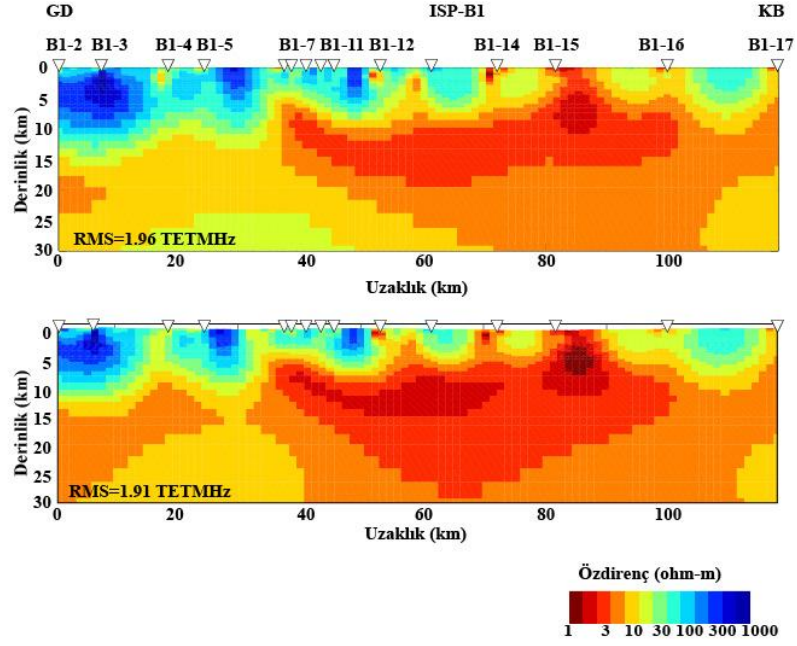
İsparta Büklümü'nde alınan manyetotellürik ölçü noktaları arasındaki kot farkları çok büyük miktarlarda değildir. Dolayısı ile yukarıdaki paragraflarda belirtildiği gibi eğim ve yükseklikten dolayı ölçümler üzerinde oluşacak topoğrafik etkinin fazla olmaması beklenebilir. Bu amaçla ISP-B1 doğrultusunun hem topoğrafyalı hemde topoğrafyasız 2-B modellemesi $\tau=10$, $\alpha=1$ için, durağan kaymanın program tarafından hesaplandığı ve TE (%20 hata), TM (%20 hata) ile tipper (Hz) verilerinin kullanılarak yapılmıştır. Sonuç modellerde fazla bir değişim gözlemlenmemiştir (Şekil C.6).



Şekil C.4 : Yüksekliğin değişmesine bağlı olarak (a) TM durumu ve (b) TE durumunda frekansa karşı öz direnç tepkileri (Gürer, 1995'den değiştirerek).



Şekil C.5 : Yüksekliğin değişmesine bağlı olarak (a) TM durumu ve (b) TE durumunda frekansa karşı faz tepkileri (Gürer, 1995'den değiştirerek).



Şekil C.6 : ISP-B1 doğrultusu için 2-B modellemeye topografya etkisi; topografya eklenmemiş model (üste), topografya eklenmiş model (alta).

C.6 Model ve Veri Uzayı OCCAM Ters Çözümü

Doğrusal olmayan bir problem ters çözüm problemi ile uğraşıldığından belli bir başlangıç modeli civarında “ $\mathbf{m}_0$ ” Taylor açılımı yapılır (de-Groot-Hedlin ve Constable, 1990; Siripunvaraporn ve diğ. ,2005). İteratif olarak düşünülür ise

$$\mathbf{G}[\mathbf{m}_{k+1}] = \mathbf{G}[\mathbf{m}_k + \Delta \mathbf{m}] = \mathbf{G}[\mathbf{m}_k] + \mathbf{J}_k (\mathbf{m}_{k+1} - \mathbf{m}_k) \quad (\text{C.6})$$

Bu denklemde “k” iterasyon sayısını $\mathbf{J}_k = \left(\frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \mathbf{m}} \right)_k$ NxM duyarlılık (sensitivity) matrisi. (C.6) denklemini (5.19)’da yerine yazarsak iteratif çözüm elde edilmiş olur.

$$\mathbf{m}_{k+1}(\lambda) = [\lambda \mathbf{R}^{-1}_{mm} + \Gamma_k^m]^{-1} \mathbf{J}_k \mathbf{R}^{-1}_{dd} \mathbf{X}_k + \mathbf{m}_0 \quad (\text{C.7})$$

$\mathbf{X}_k = \mathbf{d} - \mathbf{G}[\mathbf{m}_k] + \mathbf{J}_k (\mathbf{m}_k - \mathbf{m}_0)$ ve $\Gamma_k^m = \mathbf{J}_k^T \mathbf{R}^{-1}_{dd} \mathbf{J}_k$ ile tanımlanır.

Model uzayında yukarıdaki algoritmanın çalışması kısaca şu şekilde açıklana bilir. İterasyon adımlarında (C.7)’de öncelikle çeşitli “ λ ” değerleri kullanılarak hedeflenen “ μ_d^* ” değerine ulaşana kadar çözümleme (Faz-I) yapılır. İstenilen uyumsuzluk değerine ulaşıldıktan sonra bu sefer “ μ_d^* ” bu değerde tutulur ve en küçük model farklılığına ulaşana (Faz-II) kadar “ λ ” değeri değiştirilir (Siripunvaraporn ve diğ. ,2005).

Veri uzay OCCAM çözümünde ise Parker (1994)’de tanımlamış olduğu bir yöntem uygulanmaktadır. Buna göre her hangi bir “k” iterasyonundaki çözümü “ $\mathbf{R}_{mm} \mathbf{J}^T$ ” şeklinde ifade edilebilir. Bu durumda

$$\mathbf{m}_{k+1} - \mathbf{m}_0 = \mathbf{R}_{mm} \mathbf{J}_k^T \beta_{k+1} \quad (\text{C.8})$$

şeklinde ifade edilir. $\beta_{k+1} (\mathbf{R}_{mm} \mathbf{J}_k^T)_j$ ($j=1,2,\dots,N$) için bilinmeyen açılım katsayıları. Buradan (C.8) ve (5.19) denklemleri kullanılarak çözüm iteratif olarak aşağıdaki şekilde elde edilir.

$$\beta_{k+1} = [\lambda R_{dd} + \Gamma_k^n]^{-1} X_k \quad (C.9)$$

$\Gamma_k^n = J_k R_{mm}^{-1} J_k^T$ ile verilir. Aynen model uzayı çözümünde olduğu gibi Faz-I çözümünde (C.9) hedef uyumsuzluğa ulaşılır Faz-II de de çözüm elde edilir. Böylelikle çözüm MxM model uzayı yerine NxN veri uzayında yapılarak hem RAM hemde CPU hesaplama zamanında önemli avantajlar sağlar.

C.7 Duyarlılık (Sensitivity) Testleri

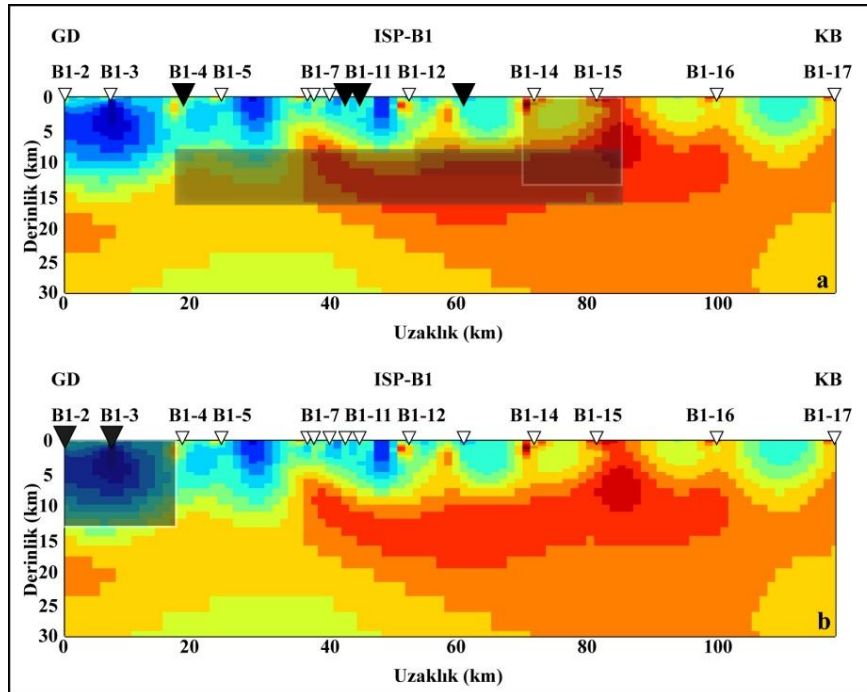
Manyetotellürik 2-B ters çözümde gerçek yeraltı yapısı yanı sıra, gerçek olmayan (artifacts) yapılarında ters çözümleme sonucunda elde edilmesi mümkündür. Dolayısıyla sonuç modellerde elde edilen yapıların kesinliğinin tartışılması gerekir. Bu amaçla Isparta Büklümü'nde alınan MT ölçümlerden, ters çözüm sonucu elde edilen elektriksel yapılar ana doğrultular olan ISP-B1 ve ISP-B2 için duyarlılık testlerine tabi tutulmuştur.

C.7.1 Duyarlılık testi (ISP-B1)

İlk olarak ISP-B1 doğrultusu için elde edilen sonuç modeline duyarlılık testleri yapılmıştır (Şekil C.7).

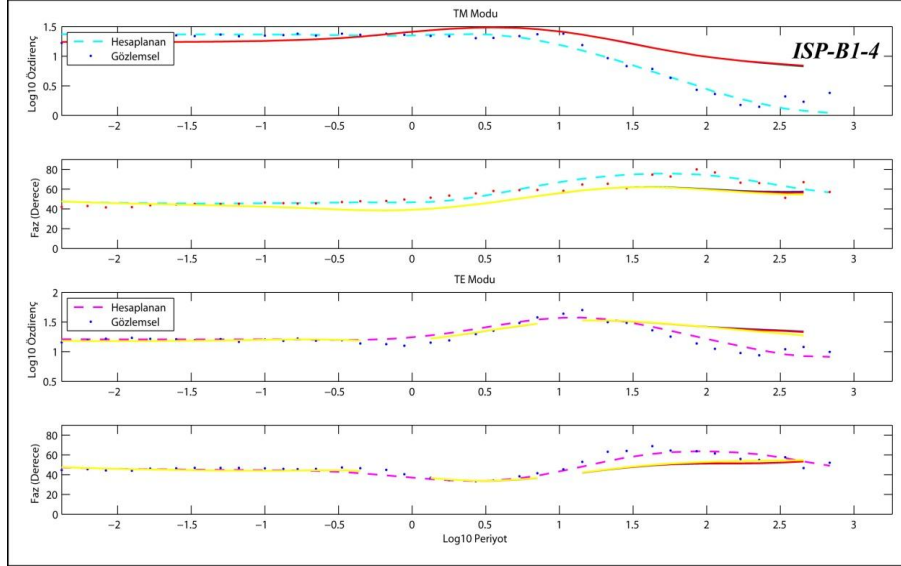
Test-1

ISP-B1 doğrultusunda elde edilen iletken bölgeyi (C1) temsil eden model blokları 1000, 500, 200 ve 50 ohm-m değerine sahip değerler ile değiştirilerek bu bölgelerdeki gözlemsel verinin duyarlılığı düz çözüm yapılarak test edilmiştir (Şekil C.7a).

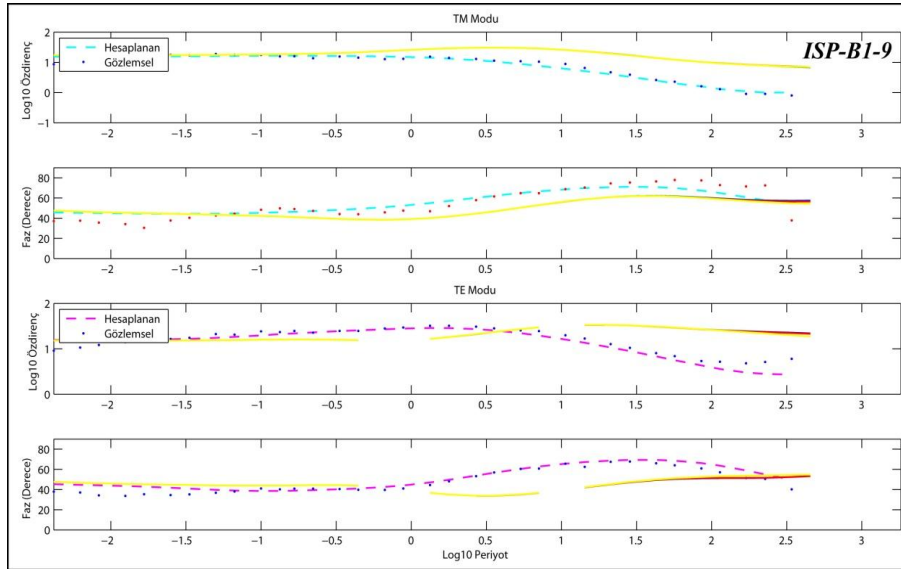


Şekil C.7 : ISP-B1 doğrultusu için elde edilen yerelektrik modeli. (a) Gölge alanı temsil eden model blokları iletkenlik değerleri 1000, 500, 200 ve 50 ohm-m olarak değiştirilmiştir. (b) Gölge alanı temsil eden model blokları 500 ve 10 ohm-m olarak değiştirilmiştir.

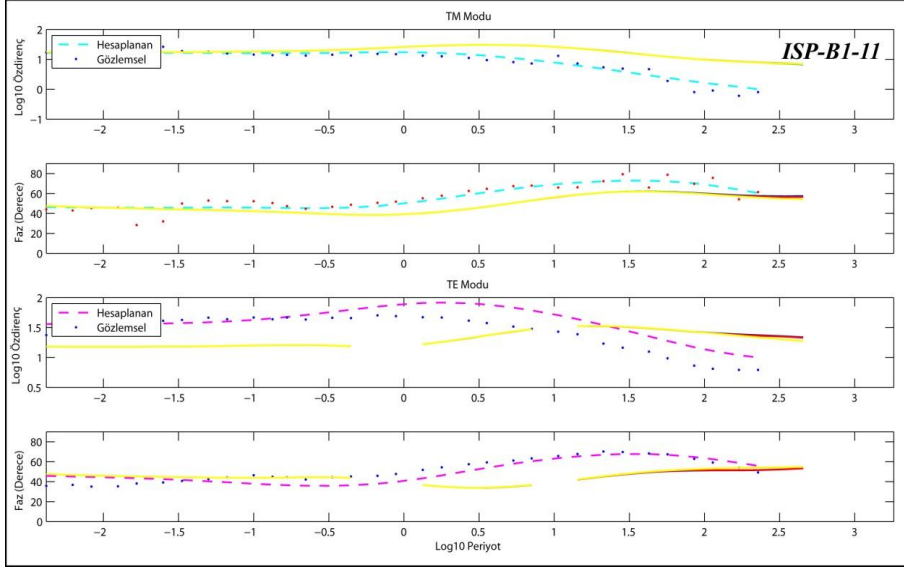
Söz konusu model blokları öz direnç değerleri değiştirildikten sonra bazı istasyonlar için öz direnç ve faz eğrileri çizdirilmiştir (Şekil C.8 ve C.11). Grafiklerde izlendiği gibi bu iletken bölge dirençli bir yapı ile değiştirildiğinde gerek TM gerekse TE öz direnç ve faz eğrilerinde uyumsuzluk artmaktadır. Yani bu bölgede iletken bir yapının bulunması gerekmektedir.



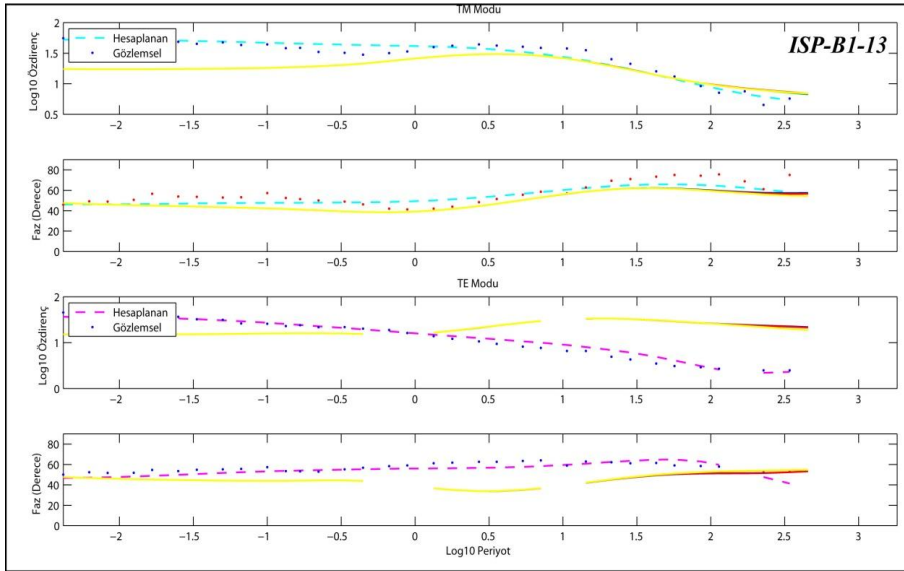
Şekil C.8 : ISP-B1 doğrultusu B1-4 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 500 ohm-m, kırmızı çizgi 200 ohm-m ve sarı çizgi 50 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.



Şekil C.9 : ISP-B1 doğrultusu B1-9 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 500 ohm-m, kırmızı çizgi 200 ohm-m ve sarı çizgi 50 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.



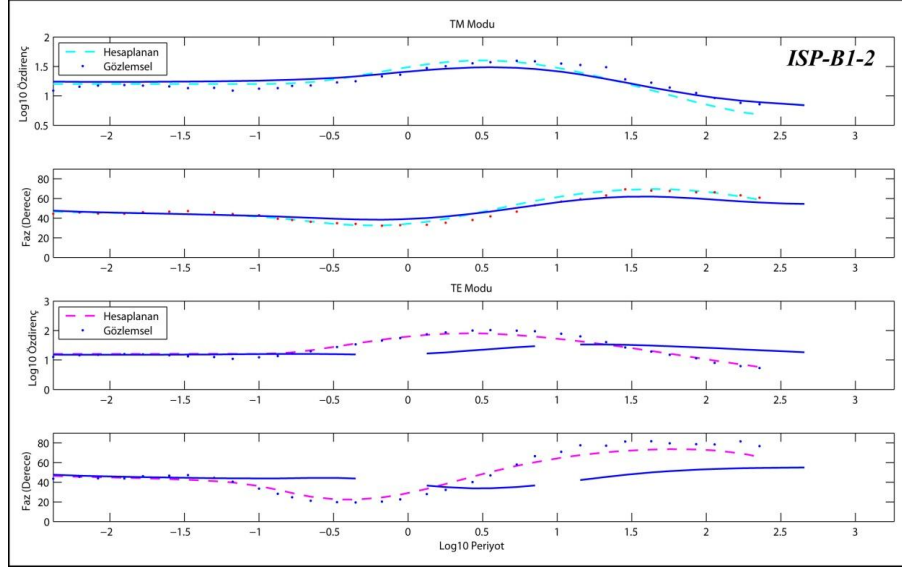
Şekil C.10 : ISP-B1 doğrultusu B1-11 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 500 ohm-m, kırmızı çizgi 200 ohm-m ve sarı çizgi 50 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.



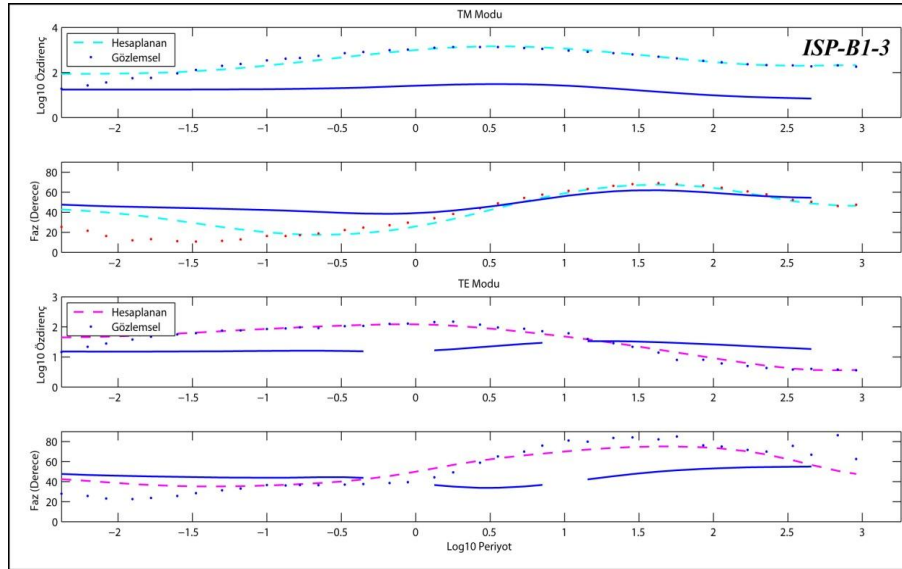
Şekil C.11 : ISP-B1 doğrultusu B1-11 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 500 ohm-m, kırmızı çizgi 200 ohm-m ve sarı çizgi 50 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.

Test-2

ISP-B1 doğrultusunda elde edilen B1-2 ve B1-3 istasyonları arasında yer alan (R1) dirençli bölgeyi temsil eden model blokları 500 ve 10 ohm-m değerine sahip değerler ile değiştirilerek bu bölgelerdeki gözlemsel verinin duyarlılığı düz çözüm yapılarak test edilmiştir (Şekil C.7b). Öz direnç ve faz eğrileri incelenir ise ISP-B1-2 istasyonunda TM modu için bir uyum söz konusu iken TE modunda büyük hatalar oluşmaktadır (Şekil C.12). Benzer şekilde ISP-B1-3 istasyonuna bakılır ise her iki mod içinde uyumsuzluğun çok fazla olduğu görülebilir. Bundan dolayı bu yüksek öz dirençli yapının burada bulunması gereklidir



Şekil C.12 : ISP-B1 doğrultusu B1-2 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 500 ohm-m, mavi çizgi 20 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.



Şekil C.13: ISP-B1 doğrultusu B1-3 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 500 ohm-m, mavi çizgi 20 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.

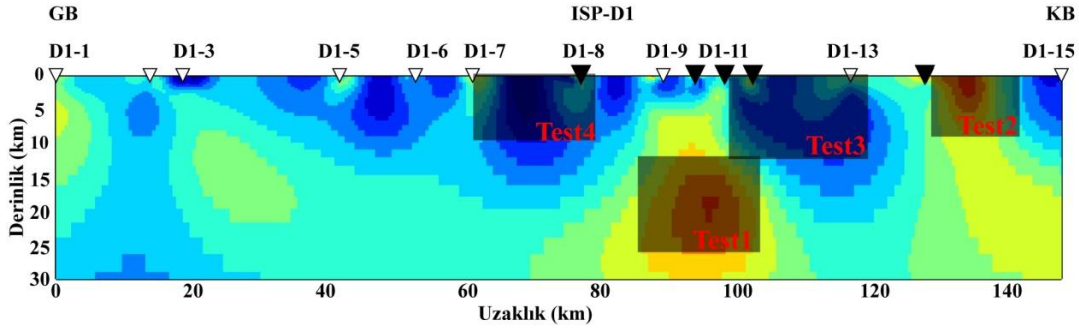
C.7.2 Duyarlılık testi (ISP-D1)

İkinci olarak ISP-D1 doğrultusu için elde edilen sonuç modeline duyarlılık testleri yapılmıştır (Şekil C.14).

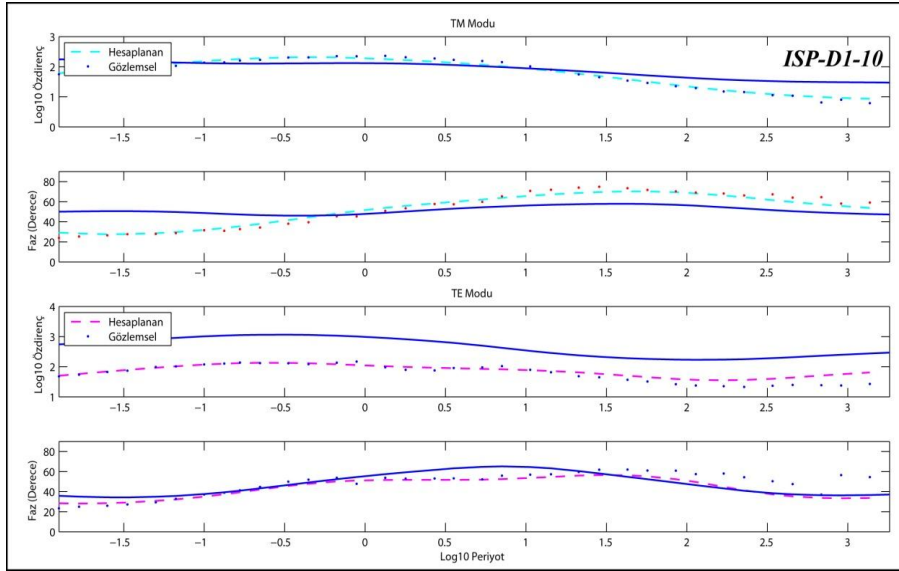
Test-1

ISP-D1 doğrultusunda ilk olarak D1-9 ve D1-12 noktaları arasında yer alan iletken bölge için duyarlılık testi yapılmıştır (Şekil C.14). Bu amaçla bu bölgeyi temsil eden model blokları 1000 ve 300 ohm-m öz direnç değerleri ile tekrar tanımlanarak, düz çözüm işlemine geçilmiştir. Doğrultuda bölge üzerine denk gelen iki istasyonun TM ve TE modu öz direnç ve faz eğrilerine bakılırsa her iki istasyon içinde gözlemsel

very ile arasındaki uyumsuzluğun arttığı söylenebilir (Şekil C.15 ve Şekil C.16). Sonuç olarak bu iletken bölge burada bulunmalıdır.



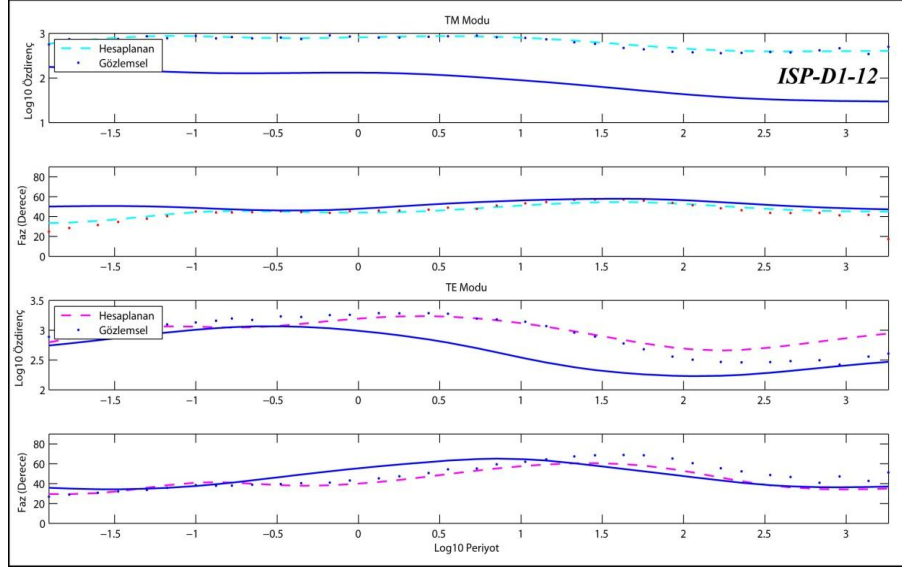
Şekil C.14 : ISP-D1 doğrultusu için elde edilen yerelektrik modeli. Gölge alanı temsil eden model blokları iletkenlik değerleri Test1 ve Test2 için 1000 ve 300, Test3 için 100 ve 10, Test4 için 300 ve 20 ohm-m olarak değiştirilmiştir.



Şekil C.15 : ISP-D1 doğrultusu D1-10 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 300 ohm-m için model tepkisini göstermektedir.

Test-2

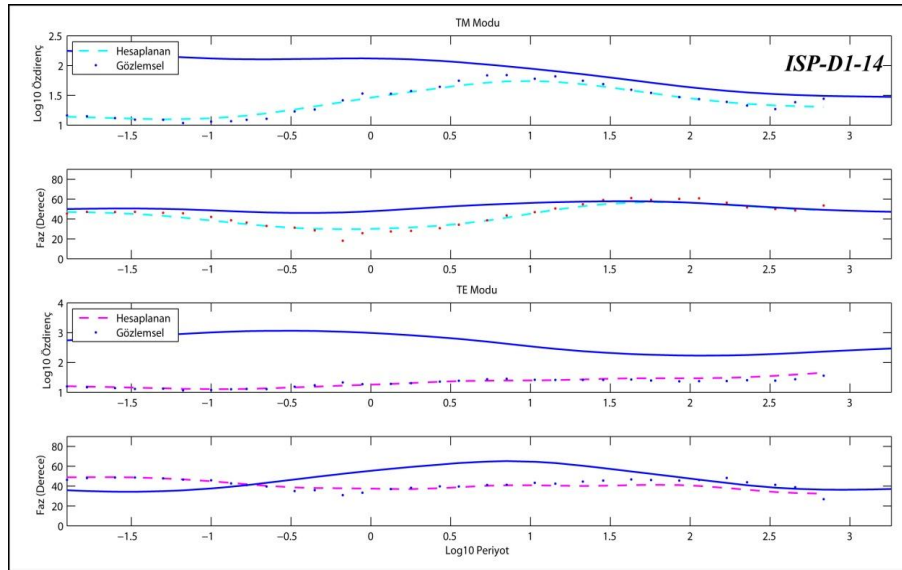
İkinci duyarlılık testi doğrultunun kuzey batı ucunda D1-14 ve D1-15 noktaları arasında bulunan iletken bölge için yapılmıştır (Şekil C.14). Bu amaçla bu bölgeyi temsil eden model blokları 1000 ve 300 ohm-m öz direnç değerleri ile tekrar tanımlanarak, düz çözüm işlemine geçilmiştir. Şekil C.17’de D1-14 ölçü noktası için elde edilen öz direnç ve faz eğrileri TM ve TE modları için yer almaktadır. Görüldüğü gibi iletken bir bölgenin bulunmaması durumunda uyumsuzluk oldukça fazladır.



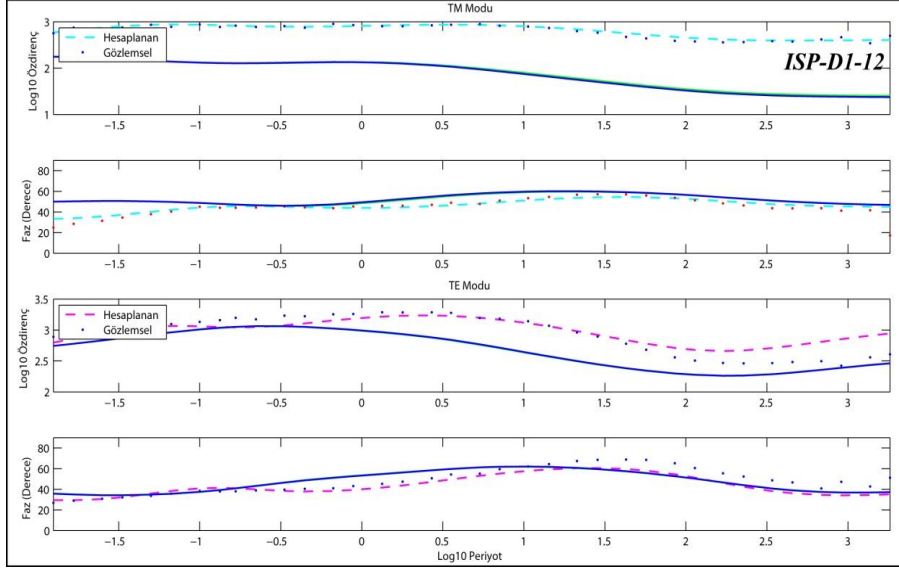
Şekil C.16 : ISP-D1 doğrultusu D1-12 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 300 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.

Test-3

ISP-D1 doğrultusunda iletken bölgelerin duyarlılık analizlerinden sonra doğrultuda yer alan iki dirençli bölgenin duyarlılık analizlerine geçilmiştir. Bu amaçla ilk olarak D1-11 ve D1-13 istasyonları arasında bulunan yüksek dirençli yapının bulunduğu blokların (gölge alan) öz direnç değerleri sırasıyla 100 ve 10 ohm-m değerindeki öz direnç değerleri ile değiştirilmiş ve düz çözüm yapılmıştır. Söz konusu yüksek öz direnç temsil eden bölgenin tam ortasında yer alan D1-12 nolu istasyon için öz direnç ve faz eğrilerinde (Şekil C.18) izlenen gözlemsel veri ile oluşan uyumsuzluklar bu bölgede yüksek dirençli yapının olması gerekliliğini göstermektedir.



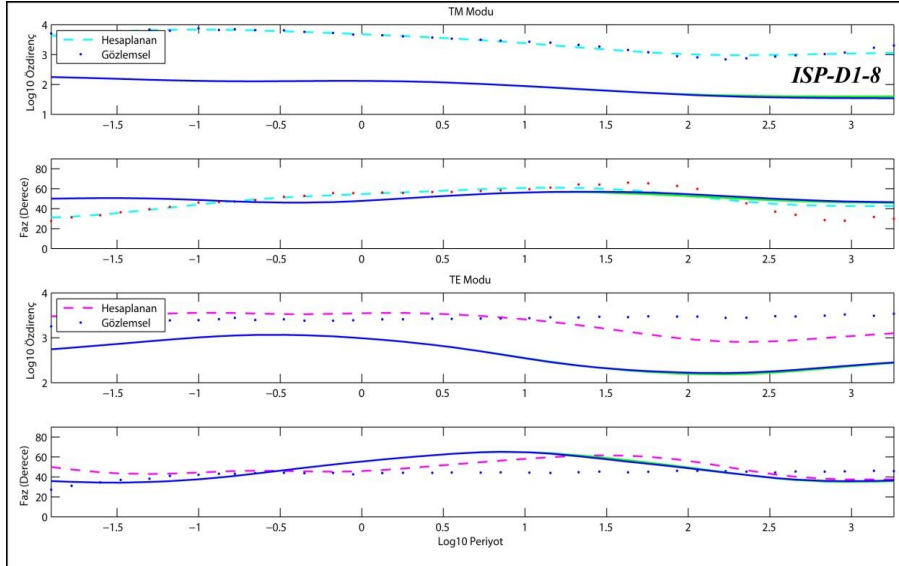
Şekil C.17 : ISP-D1 doğrultusu D1-14 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 1000 ohm-m, mavi çizgi 300 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.



Şekil C.18 : ISP-D1 doğrultusu D1-12 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 100 ohm-m, mavi çizgi 10 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.

Test-4

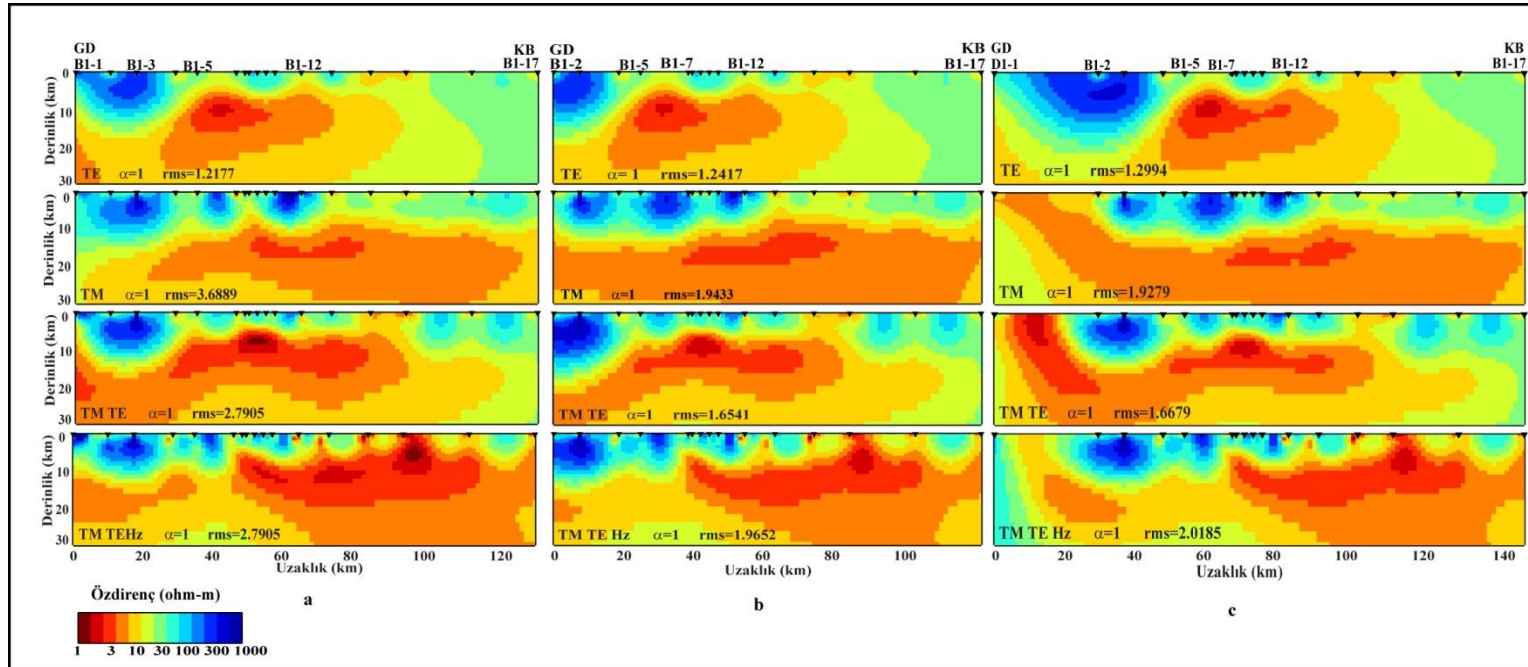
Son olarak ISP-D1 doğrultusunda D1-7 ve D1-8 ölçü noktaları arasında bulunan yapı için duyarlılık testi uygulanmıştır. Bu amaçla direçli zonu temsil eden blok öz direnç değerleri sırasıyla 300 ve 20 ohm-m alınarak düz çözümlemeye gidilmiştir. Gözlensel veri ile gerek TM gerekse TE faz eğrileri uyumlu gözükselerde TM ve TE öz direnç eğrileri uyumsuzluk göstermektedir (Şekil C.19). Sonuç olarak söz konusu dirençli bölge burada bulunmalıdır.



Şekil C.19 : ISP-D1 doğrultusu D1-12 noktası için TM (üste) ve TE (altta) modları öz direnç ve faz eğrileri. Yeşil çizgi 100 ohm-m, mavi çizgi 10 ohm-m, için model tepkisini göstermektedir.

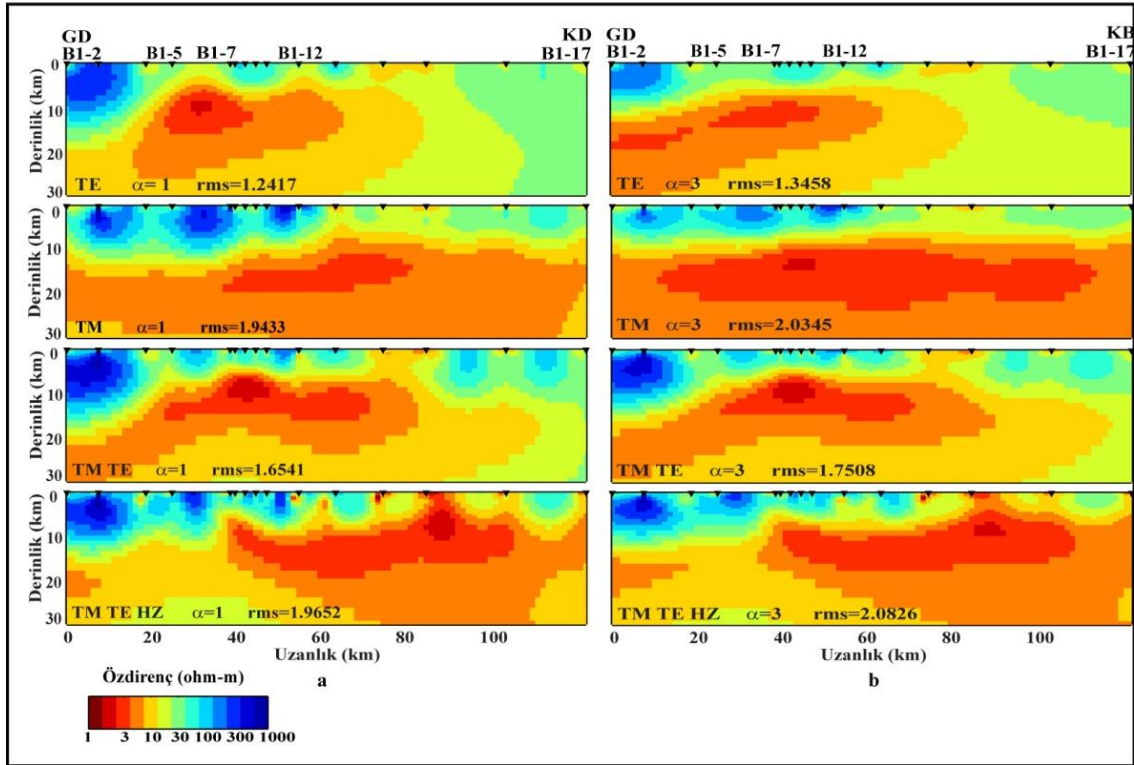
EK D 2-B ve 3-B modelleme örnekleri.

D.1 ISP-B1 Doğrultusu İçin Modelleme Örnekleri



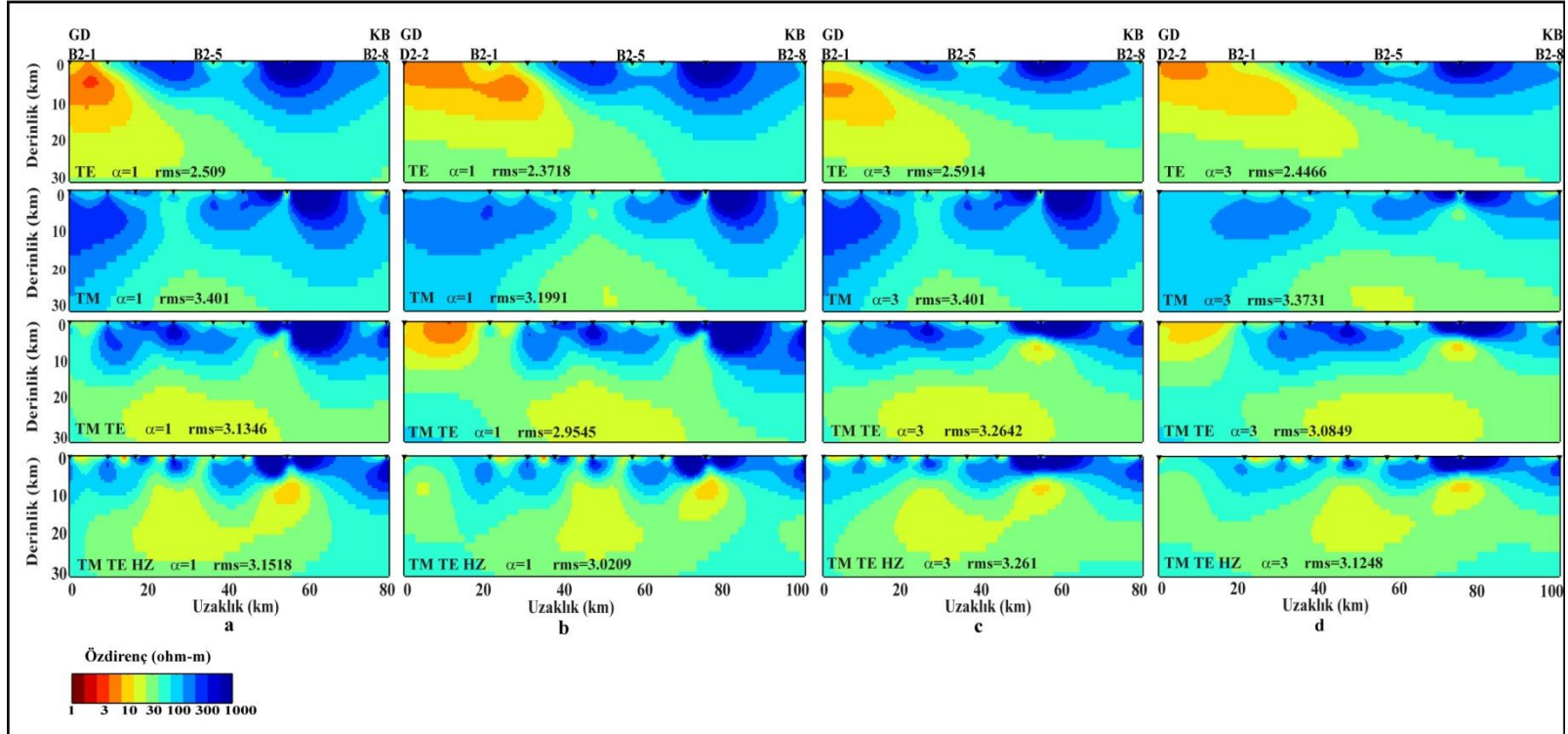
Şekil D.1 : ISP-B1 doğrultusu için 2-B ters çözüm çalışmasından bazı örnekler. (a) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı ters çözümler, (b) B1-1 ve B1-6 isimli istasyon verilerinin ters çözüme dahil edilmediği çözüm sonuçları, (c) D1-1 nolu istasyonun eklenmiş olduğu ters çözüm sonuçları. Tüm modeller için $\alpha=1$ ve $\tau=10$ alınmıştır, RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE,TM,TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır.

D.2 ISP-B1 Doğrultusu İçin Final Modellerinin “ α ” parametresine göre karşılaştırılması



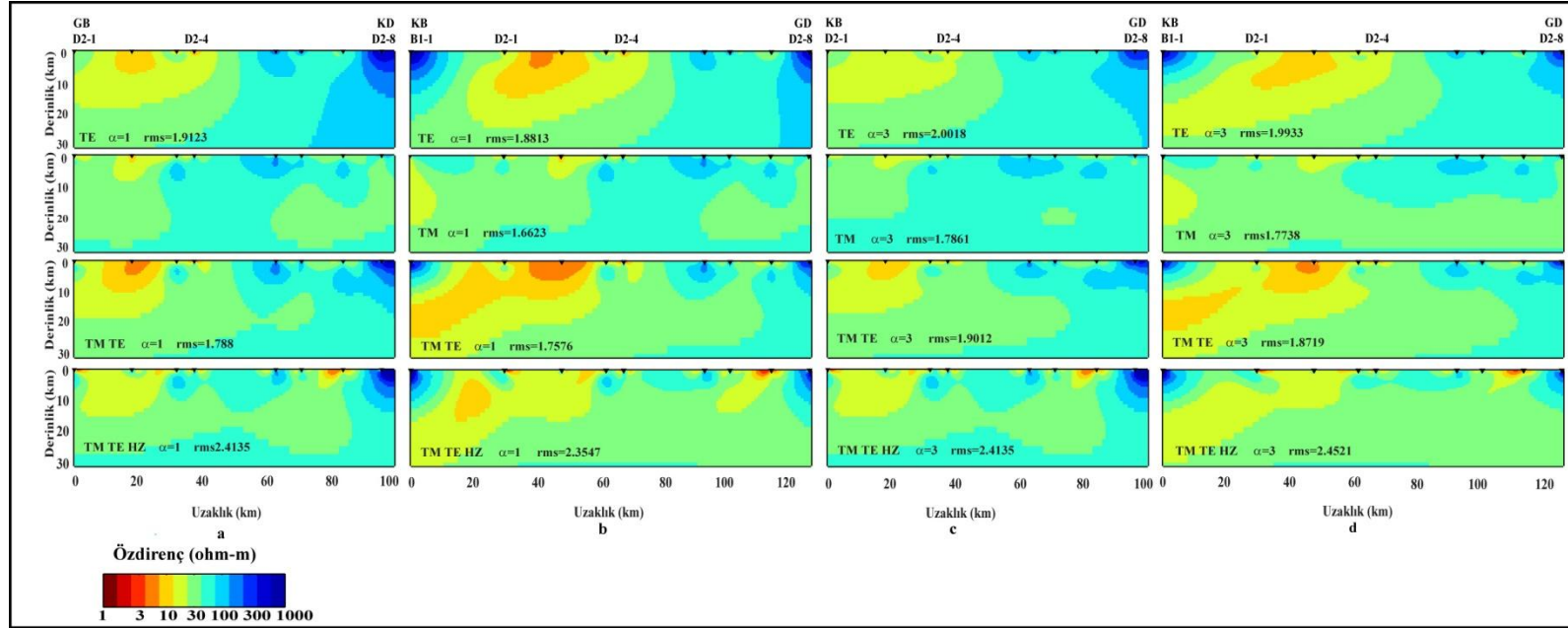
Şekil D.2 : ISP-B1 doğrultusu için 2-B ters çözüm çalışmasında seçilen son modeller (a) $\alpha=1$ ve $\tau=10$ ve (b) $\alpha=3$ ve $\tau=10$. Tüm ters çözümler için RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE,TM,TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır.

D.3 ISP-B2 Doğrultusu İçin “ α ” parametresine göre karşılaştırılması



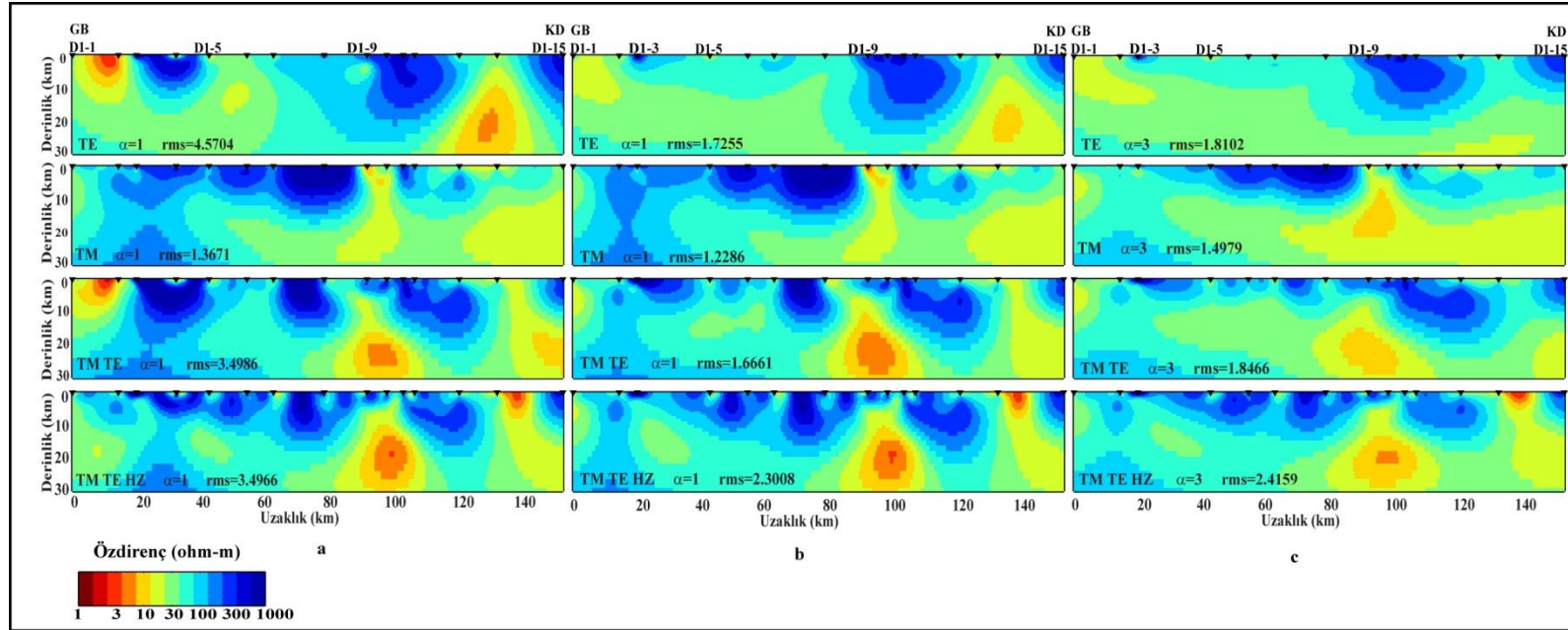
Şekil D.3 : ISP-B2 doğrultusu için 2-B ters çözüm denemelerinden bazı örnekler. (a) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=1$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (b) D2-2 nolu istasyonun eklenmiş olduğu $\alpha=1$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. (c) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=3$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (d) D2-2 nolu istasyonun eklenmiş olduğu $\alpha=3$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. Tüm ters çözümler için RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE,TM,TETMHZ) modeller üzerinde yazmaktadır.

D.4 ISP-D2 Doğrultusu İçin “ α ” parametresine göre karşılaştırılması

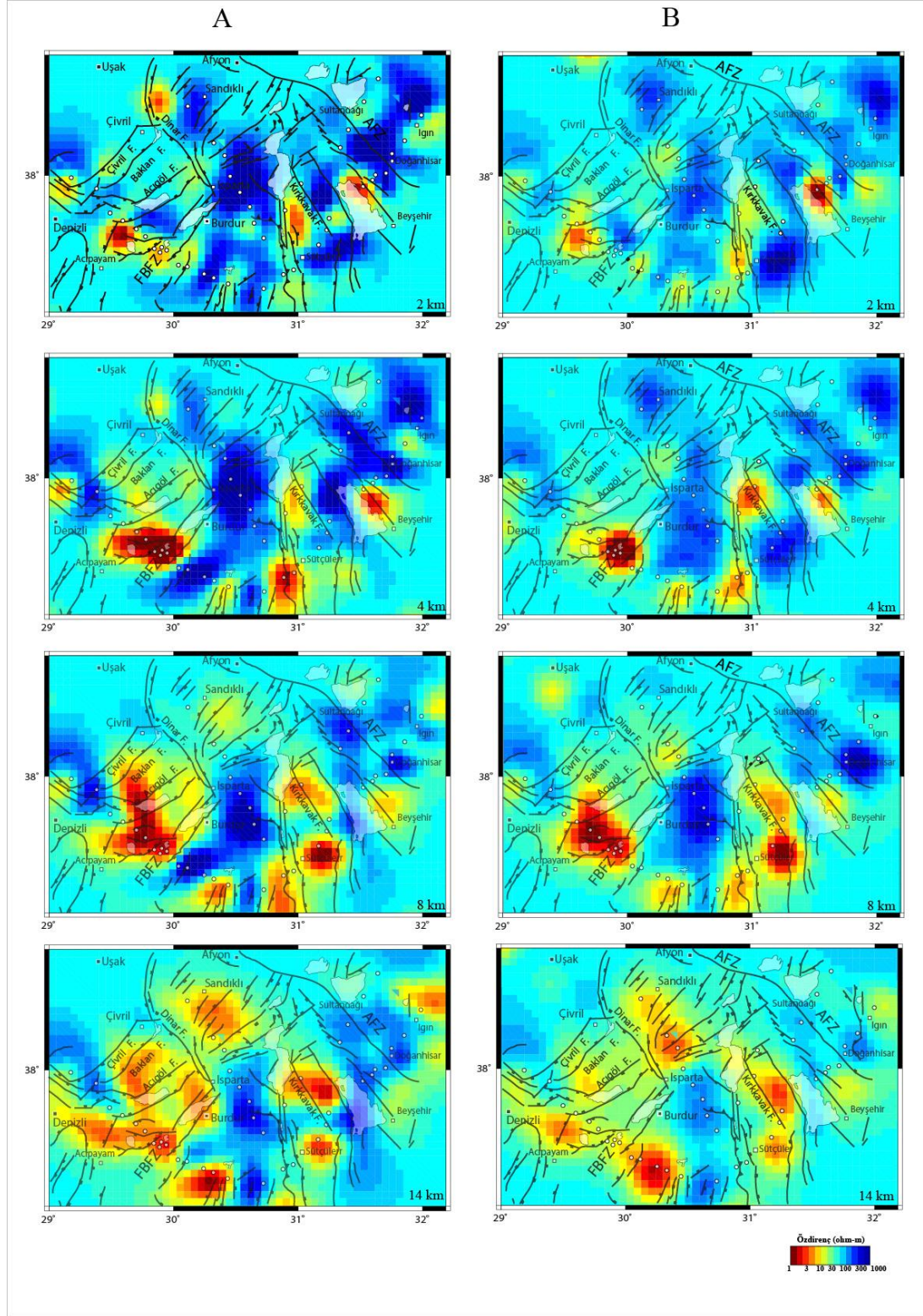


Şekil D.4 : ISP-D2 doğrultusu için 2-B ters çözüm çalışmasından bazı örnekler. (a) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=1$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (b) B1-1 nolu istasyonun eklenmiş olduğu $\alpha=1$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. (c) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=3$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (d) B1-1 nolu istasyonun eklenmiş olduğu $\alpha=3$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. Tüm ters çözümler için RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE, TM, TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır.

D.5 ISP-D1 Doğrultusu İçin “ α ” parametresine göre karşılaştırılması



Şekil D.5 : ISP-D1 doğrultusu için 2-B ters çözüm çalışmasından bazı örnekler. (a) Tüm istasyon verilerinin kullanıldığı $\alpha=1$ ve $\tau=10$ parametre değerlerine göre ters çözüm sonuçları (b) D1-4 nolu istasyonun çıkarılmış olduğu $\alpha=1$ ve $\tau=10$ için ters çözüm sonuçları. (c) D1-4 nolu istasyonun çıkarılmış olduğu $\alpha=3$ ve $\tau=10$ için modelleme sonuçları. Tüm ters çözümler için RMS değerleri ve ters çözümde kullanılan manyetotellürik veri isimleri (TE,TM,TETMHz) modeller üzerinde yazmaktadır.



Şekil D.6 : Isparta Bölümü 3-B manyetotellürik ters çözümümü için çeşitli derinliklerde kat haritaları (A) Hata miktarları Z_{xx} ve Z_{yy} %20, Z_{xy} ve Z_{yx} %10, (B). Hata miktarları Z_{xx} ve Z_{yy} %50, Z_{xy} ve Z_{yx} %10.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı: ÜMİT AVŞAR
Doğum Tarihi: İstanbul - 07/07/1977
E-Mail: avsaru@itu.edu.tr
Lisans: Jeofizik Mühendisliği-İTÜ
Yüksek Lisans: Jeofizik Mühendisliği-İTÜ

Mesleki Deneyim ve Ödüller:

Araştırma Görevlisi: Maden Fakültesi, İstanbul Teknik Üniversitesi, (2004-2012).

2000 yılı İTÜ Maden Fakültesi, üçüncülük mezuniyet ödülleri,

2000 yılı İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü ikincilikle mezuniyet ödülleri (Yeraltı Aramacılık A.Ş. ve Belirti A.Ş. tarafından verilmiştir),

2007 TÜBİTAK 2214- Yurt Dışı Araştırma Burs Programı Araştırma Bursu (6 ay yurtdışı doktora araştırma bursu)

2010 TİNÇEL vakfı bursu.

TEZDEN TÜRETİLEN YAYINLAR/SUNUMLAR

Avşar, Ü., Türkoğlu, E., Unsworth, M., Çağlar, İ., Kaypak, B., 2012: Geophysical Images of the North Anatolian Fault Zone in the Erzincan Basin, Eastern Turkey, and their Tectonic Implications. *Pure and Applied Geophysics* DOI: 10.1007/s00024-012-0521-5.

