

56115

T. C

İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BATI ANADOLU'DA CURİE NOKTASI DERİNLİKLERİNİN SAPTANMASI

VE

JEOTERMAL ALANLARLA İLİŞKİSİ

DOKTORA TEZİ

Z. Mümtaz HİSARLI

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Yerfiziği Programı

Danışman: Prof. Dr. Naci ORBAY

ŞUBAT - 1996

ÖNSÖZ

“Batı Anadolu’da Cuire Noktası Derinliklerinin Belirlenmesi ve Jeotermal Alanlarla İlişkisi” konulu Doktora tez çalışmamı, değerli bilgi, eleştiri ve yardımlarıyla yönetip sonuçlandırmama yardımcı olan Sayın hocam Prof. Dr. Naci Orbay’a teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

Ayrıca, gerekli verilere ulaşmamda yardımlarından ve fikir katkılarından dolayı Yard. Doç. Dr Zuhâl Düzgît, Doç.Dr. Niyazi Baydemir ve Doç.Dr. Demir Kolçak’a, çalışmam sırasında, B.Ü.Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Sismoloji Laboratuvarı Veri Bankasından yararlanmama olanak sağlayan Doç.Dr. Niyazi Türkelli’ye ve yardımlarından dolayı Dr.Doğan Kalafat ve Araş.Gör. Kıvanç Kekovalı’ya ve çalışmalarım sırasında manevi destek veren eşim Gül Hisarlı’ya da teşekkür ederim.



ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER	ii
ÖZ VE ABSTRACT	iv
1. GİRİŞ	1
II. MATERYAL VE METOD	3
2.1 Bölgenin jeolojisi ve Tektonik Evrimi	3
2.1.1. Gelibolu Zonu	3
2.1.2. Ezine Zonu	4
2.1.3. Ayvacık-Karabiga Zonu	6
2.1.4. Sakarya Zonu	11
2.1.5. Biga Yarımadası'nın Volkanizması	16
2.1.6. Biga Yarımadası'nın Tektonik Yapısı	18
2.1.7. Tektonik Evrim	19
2.1.7.1. Kimmerid Evrim	19
2.1.7.2. Alpin Evrim	22
2.2. Minerallerin Mağnetik Özellikleri, Sıcaklıkla Değişimi ve Curie Sıcaklığı	23
2.3. Yer Kürenin Isı Yapısı	26
2.3.1. Yer İçi Sıcaklığının Kaynağı	26
2.3.2. Yer Küre Isı Enerjisinin İletimi	27
2.3.3. Yer Kabuğunda Sıcaklığın Derinlikle Değişimi	30
2.3.4. Yeryüzünde Isı Akısı Ölçümleri ve Dağılımı	32
2.3.5. Türkiye'de Yüzey Isı Akısı Ölçümleri ve Dağılımı	35
2.4. Ters Çözüm Kuramı ve Modelleme	38
2.4.1. Ters Çözüm İlkeleri	38
2.4.2. Tekil Değer Ayırma Analizi Yardımıyla Çözünürlüğün İncelenmesi	44

2.4.3. Dayk, Prizma ve Eğim Basamak Modellerinin Toplam Mağnetik Anomalilerinin Hesaplanması	45
2.4.4. Model Cisimlerin Kısmi Türev Matrislerinin Hesaplanması	47
2.4.5. Kuramsal Veri Uygulamaları	50
2.5. Bölgenin Jeofizik Verileri ve Yorumu	58
III. BULGULAR	67
3.1. Çalışmada Kullanılan Veriler	67
3.2. Aeromağnetik Verilerin Analize Hazırlanması	68
3.3. Curie Nokta Derinliklerinin Belirlenmesi	77
IV. TARTIŞMA VE SONUÇ	97
V. TÜRKÇE ÖZET VE YABANCI DİLDE ÖZET	104
VI. KAYNAKLAR	107
VII. ÖZGEÇMİŞ	113

ÖZ VE ABSTRACT

BATI ANADOLU'DA CURIE NOKTASI DERİNLİKLERİNİN SAPTANMASI VE JEOTERMAL ALANLARLA İLİŞKİSİ.

Bu çalışmada, aeromağnetik veriler kullanılarak kuzeybatı Anadolu bölgesi için Curie nokta derinliklerinin elde edilmesi amaçlanmıştır. Curie nokta derinliklerinin bulunmasında prizma, dayk ve eğim basamak modelleri için Marobhe (1989)'ın hazırlamış olduğu Ters çözüm algoritması kullanılmıştır. Ayrıca Curie nokta derinlikleri kullanılarak kuzeybatı Anadolu bölgesine ait ısı gradiyent ve ısı akısı değerleri de hesaplanmıştır. Tüm sonuçlar birlikte değerlendirilerek çalışma alanında yüksek ısı akısına sahip olan bölgeler belirlenmiştir.

Bu sonuçlara göre, Biga Yarımadası ve Kireç-Sındırgı civarından elde edilen sığ Curie nokta derinlikleri ve mağnetik ve gravite anomalileri arasında izlenen ilişkiden dolayı sözü edilen bölgelerin yüksek ısı ve ince kabuğa sahip olabileceği yanısıra, Balıkesir, Susurluk ve Ilıca civarında ise Biga Yarımadası'na göre daha derin Curie nokta derinliklerinin elde edilmesi ve gravite ve mağnetik veriler arasındaki ilişkiden dolayı bu bölgelerde ısı akısının düşük olabileceğini ifade edilmiştir.

DETERMINATION OF CURIE POINT DEPTHS IN WESTERN ANATOLIA AND RELATED WITH THE GEOTHERMAL AREAS

The purpose of this study is to obtain the Curie depth points by using the aeromagnetic maps of the northwestern part of Anatolia. The inverse theory was applied and Marobhe's (1989) algorithm is used for dike, prism and slope models. The thermal gradient and heat flow values were calculated from estimated Curie depth points in the second stage. The higher heat flow regions were identified by employing and interpreting all results.

Because of the relation between gravity and magnetic anomalies and obtained shallow Curie depth points suggest that around Biga Peninsula and Kireç-Sındırgı regions may have a thin Crust and high heat flow values. On the contrary, deep Curie point depths and low heat flow values found in the Biga Peninsula.

I.GİRİŞ

Kretase'de Neotetis, Tüm Alpidlerde olduğu gibi, Türkiye'de de etkinliğini sürdürmüştür. Üst Kretase'de başlayan ve Tersiyer'de sona eren Sakarya ve Toros Kıtaları'nın çarpışması Tetis Okyanusunu kapatarak Batı Anadolu'da kuzey-güney sıkışmaların başlamasına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Orta Miyosen'deki kuzey-güney sıkışmalarını takiben Batı Anadolu'da kuzey-güney genişleme rejimi başlamış ve alt seviyeleri kısmen ergimiş olan alt kabukta gerilmeler oluşmuştur (Yılmaz, 1990). Bu yeni rejim içinde Batı Anadolu'nun bugünkü yapısal çatısı ve morfolojisi oluşmaya başlayarak bölgede doğu-batı gidişli büyük graben ve bunları birbirinden ayıran horstlar gelişmiştir (Yılmaz, 1990).

Kuzeybatı Anadolu'da ise Rodop-Istranca Masifi Ezine-Sakarya Zonu ile çarpışarak Çetmi ofiyolit melanjinin Ezine Sakarya Zonu üzerine itilmesine neden olmuştur (Siyako ve diğ., 1989; Okay ve diğ., 1990). Bu itilme sonucu kıta kabuğu kalınlaşarak bölgede yükselme ve mağmatizma oluşmuştur (Siyako ve diğ., 1989).

Kuzeybatı Anadolu'da yukarıda sözü edilen Neotektonik gelişimin ardından oluşan bugünkü yapısal çatı ve morfolojiyi modellemede bölgedeki ısı akısının dağılımının oldukça önemli olduğu görülmektedir. Ancak, ısı akısını belirlemeye yönelik çalışmaların eksikliği nedeniyle bölgenin ısı akısı dağılımı tam olarak bilinmemektedir. Bu boşluğu farklı bir veri ve yöntemle kapatmak amacıyla kuzeybatı Anadolu'nun aeromağnetik verileri yardımıyla Curie nokta derinlikleri ve buna bağlı olarak ısı akısının dağılımının elde edilmesi amaçlanmıştır.

Curie nokta derinliğinin belirlenmesinde aeromağnetik verilerin kullanılması fikri yeni değildir. Bu konuda kuramsal çalışmalar Vacquier ve Affleck (1941), Serson ve Honnoford (1957), Alldredge ve Van Voorhis (1961), Bhattacharyya ve Morley (1965) tarafından gerçekleştirilmiştir. Son yıllarda Curie nokta derinliklerinin bulunması amacıyla çalışılan bölgelere örnek olarak National Park (Bhattacharyya ve Leu, 1975 a, b; Smitt ve diğerleri, 1977), Arizona (Bylery ve Stolt, 1977), Oregon Coscade sahası (Couch ve diğerleri, 1981),

Kyushu adası ve çevresi (Okubo ve diğeri, 1985) ve Meksika volkanik kuşığı (Enriquez ve diğeri, 1990) verilebilir. Ülkemizde ise bu türlü bir çalışma henüz yapılmamıştır. Yukarıda sözü edilen çalışmalarda aynı zamanda Curie nokta derinliklerinden yararlanarak ısı gradientleride hesaplanmıştır.

Aeromağnetik veriler kullanılarak Curie nokta derinliklerinin bulunmasında bugüne kadar çoğunlukla spektral yöntemler kullanılmıştır. Ancak, Shuey ve diğeri (1977) Utah ve Wyoming bölgesinde Curie nokta derinliklerini, doğrusal olmayan en küçük kareler ve spektral yöntemi birlikte kullanarak elde etmiştir. Ayrıca çalışmalarında bu iki yöntemin karşılaştırması yapılarak avantaj ve dezavantajları belirtilmiştir. Bu çalışmada ise Marobhe (1989)'ın dayk, prizma ve eğim basamak modellerini kullanan en küçük kareler ters çözüm algoritması yardımıyla Curie nokta derinlikleri elde edilmiştir.

II. MATERYAL VE METOD

2.1. Bölgenin Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

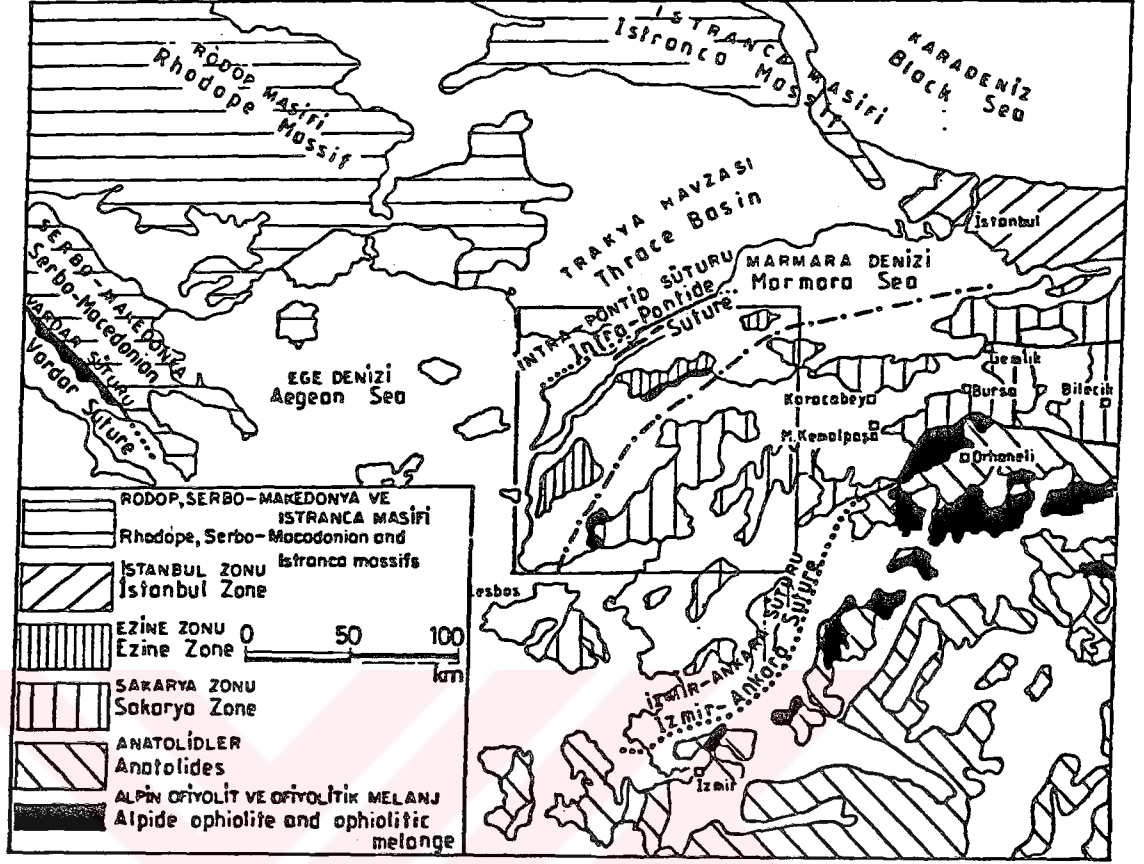
Biga Yarımadası Sakarya Zonu'nun en batı ucunda, Yunanistan'daki Rodop ve Serbo-Makedonya masifleri ile Trakya Tersiyer havzasının güneyinde yer almaktadır (Şekil 1).

Biga Yarımadası'nda Doğu Karadeniz dağlarına doğru uzanan Sakarya Zonu, kuzeyinde yer alan İstanbul Zonu'ndan farklı olarak Alt Paleozoyik ve otokton konumlu Üst Paleozoyik sedimanter kayaları içermez (Okay, 1986: 1989). Sakarya Zonu'nun Jura ve daha genç sedimanter kayaların temelini, Karakaya kompleksi olarak adlanan (Şengör ve diğ., 1984; Okay, 1985) ve ilk defa Biga Yarımadası'nda düzenli bir istif olarak görülen (Bingöl ve diğ., 1975), Triyas yaşlı bir orojenik kaya topluluğu oluşturur.

Gelibolu ve Biga Yarımada'larında KD-GB yönünde uzanan dört büyük tektonik kuşak ayrılanmıştır. Bunlar kuzeybatıdan itibaren Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır (Şekil 1, 2). Gelibolu ve Ayvacık-Karabiga zonları Geç Kretase/Paleosen yaşlı bir ofiyolitli melanjdan meydana gelmiştir. Ezine Zonu Permo-Triyas yaşlı bir ofiyolit üzerlenmesi ile karakterize olur. Sakarya Zonu ise Karakaya kompleksi birimlerini ve bunları uyumsuzlukla örten Jura-Kretase sedimanter kayalarını içerir (Okay, 1990).

2.1.1. Gelibolu Zonu

Çetmi ofiyolit melanji olarak isimlendirilen ve başlıca, serpantin, radyolaryalı çört, kırmızı ve gri kireçtaşı, spilit ve dolarit içeren Geç Kretase/Paleosen yaşlı melanj, Gelibolu Yarımadası'nın Ganos Fayı'nın güneyinde kalan Tersiyer yaşta Trakya Havzası'nın temelini oluşturur (Şekil 3). Bu melanj, Şengör ve Yılmaz (1981)'in tanımladığı Rodop-Pontid parçasını Sakarya Zonu'nda ayıran Pontid-içi kenedini temsil eder.



Şekil 1: Biga Yarımadası ve çevresinin jeotektonik haritası. Beyaz bırakılmış bölgeler tektonizma sonrası Tersiyer çökellerini, çizgi ve noktali çizgi ile gösterilen hat ise Paleo-Tetis kenedinin olası konumunu göstermektedir (Okay ve diğ,1990).

2.1.2. Ezine Zonu

Büyük bir kesimi kıtasal kökenli kayalardan oluşan Ezine Zonu, Gelibolu Zonu'nun güney doğusunda yer almaktadır (Şekil 2 ve 3). Bu iki kuşak arasındaki dokanak genellikle, Üst Tersiyer kayaları tarafından örtülmüştür. Ezine Zonu KD-GB yönünde uzanan üç birimden oluşmuştur. Bunlar, Karadağ Birimi, Denizgören ofiyoliti ve Çamlıca mikasıstleridir (Şekil 1, 3 ve 5) (Okay ve diğ, 1990).

Ezine ile Çanakkale arasında yüzlekler veren Geç Paleozoik-Triyas yaşlı hafif metamorfik epikontinental sedimanter istif Karadağ birimi olarak isimlendirilir ve genellikle metaklastik,

karbonat ve flişlerden oluşur (Şekil 4) (Okay ve diğ., 1990). Metaklastik kayalar, tektonik olarak Denizgören ofiyoliti tarafından üzerlenir. Denizgören ofiyolitlerinin doğusundaki Karadağ biriminin klastikleri, Çamlıca metamorfikleri ile tektonik dokanlıdır (Şekil 2). Metaklastik istif ilerleyen bir ofiyolitik nap önünde ve Geç Permiyen yaşlı bir karbonat platformu üzerinde, hızlı bir çökelmeyi simgeler ve yaşı kesin olarak bilinmemektedir. Karadağ biriminin en üst kesimini oluşturan metaklastikler Denizgören ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir (Şekil 2 ve 5). Denizgören ofiyoliti kısmen serpantinleşmiş harzburgitten oluşmuştur.

Karadağ Birimi ile Denizgören ofiyoliti arasındaki tektonik dokanağı oluşturan Çamköy bindirmesinin güneyde, doğuya doğru 70-80 derecelik bir eğimi vardır. Bu eğim kuzeye doğru azalarak 20-30 dereceye iner (Şekil 4). Denizgören ofiyoliti, doğuda da Çamlıca metamorfikleri üzerinde tektonik olarak yer alır ve bu şekilde doğudan ve batıdan tektonik hatlarla sınırlanmış 2-3 km eninde bir yüzlek bandı oluşturarak KKD-GGB yönünde 25-35 km takip edilir (Şekil 4) (Okay ve diğ., 1990).

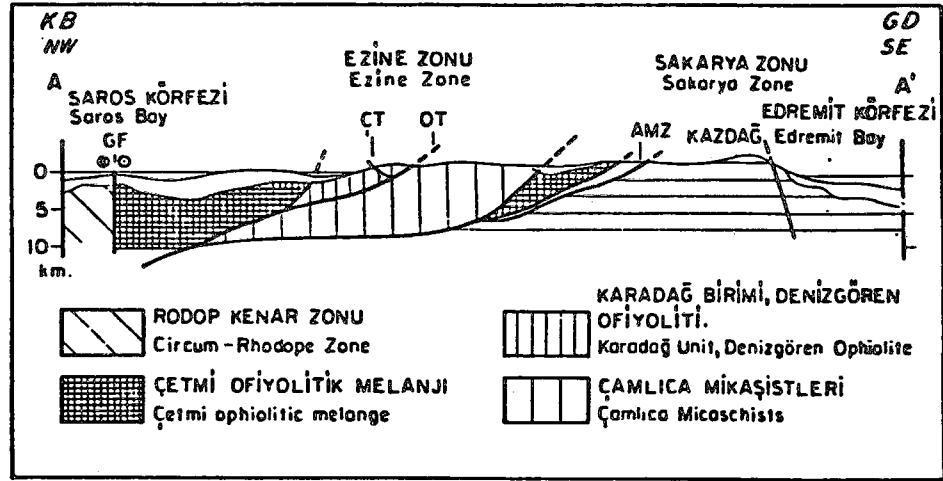
Ezine kuzeyinde ve Karabiga batısında geniş alanlarda yüzleklenen kayalar Çamlıca metamorfikleri olarak isimlendirilir. Çamlıca metamorfikleri yaygın bir Miyosen volkanik örtü ile iki büyük bölgede yüzleklenir (Okay ve diğ., 1990) (Şekil 2). Bu iki bölge birbirlerinden farklı litoloji gösterir. Ezine'nin kuzey ve kuzey doğusunda 300 km² 'yi aşkın bir alanda yüzeylenen Çamlıca metamorfikleri'nin büyük bir kısmı mikaca zengin kuvars-mikaşistlerden oluşur. Çamlıca metamorfikleri kalın, monoton epikontinental bir klastik istifin ilksel olarak olası bir yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması geçirdiğini, fakat bunun daha sonraki yeşil şist fasiyesinde bir metamorfizma ile hemen hemen yok edildiğini göstermektedir. Çamlıca metamorfikleri, eğimi batıya ve kuzey batıya doğru 30° ile 80° arasında değişen Ovacık bindirmesi boyunca Karadağ birimi ile Denizgören ofiyolitlerinin tektonik olarak altında yer alır (Şekil 2, 3 ve 4). Ovacık bindirmesi, Bayramiç Neojen havzasının batı sınırını belirleyen bir normal fay tarafından kullanılmış olası bir kaim yapıdır. Karabiga'nın batısında Çamlıca metamorfikleri, Ayvacık-Karabiga Zonu'ndaki ofiyolitli melanjin batı ve kuzeyinde, yaklaşık 200 km² büyüklükte bir alanda yüzlek verir (Şekil 2). Bu alanda Çamlıca metamorfiklerinin büyük bir kesimi mikaca zengin, kuvars-mikaşist ve fillatlardan ve bunlar içinde yer alan kalkşist, metakuarsit ve mermerlerden oluşur (Okay ve diğ., 1990). Karabiga'nın batısında Çamlıca metamorfikleri, Orta Eosen veya daha genç sedimanter ve volkanik kayalar tarafından uyumsuzlukla örtülür ve olası olarak Geç Tersiyer yaşta iki büyük granodiyorit kütlesi

tarafından kesilir (Şekil 2). Güneyde Çamlıca metamorfileri, Ayvacık-Karabiga Zonu'nun ofiyolit melanjı ile olası olarak Tersiyer yaşta dik eğimli faylar boyunca tektonik dokanaktadır (Okay ve diğ.,1990) (Şekil 2).

2.1.3. Ayvacık-Karabiga Zonu

Ayvacık-Karabiga Zonu'da, Gelibolu Zonu gibi, Çetmi ofiyolit melanjından oluşur. Fakat konum olarak Ezine ile Sakarya Zonu arasında yer alır. Ayvacık-Karabiga zonu yaygın bir Miyosen volkanit örtüsü ile ayrılmış olan iki büyük alanda yüzlekler verir (Okay ve diğ., 1990) (Şekil 2).

Küçük-Bayramiç arası Çetmi ofiyolit melanjı, Kazdağ metamorfileri üzerinde yer alır. Çetmi ofiyolit melanjı içinde bu bölgede Elliayak Eklojiti adı verilen eklajik ve granatlı mikaşist tektonik dilimleri yer alır (Okay ve diğ.,1990). Alakeçi milonit zonu, milonitik gnays ve metaserpantin gibi başlıca iki litolojiden oluşur (Şekil 5) ve kalınlığı yaklaşık iki kilometredir. Bu zonun, atımı en az 9 km olan sol yanal atımlı bir fayın güneyinde izlenmez ve bu bölgede Çetmi ofiyolit melanjı doğrudan Kazdağ grubu metamorfikleri üzerinde yer alır (Şekil 5). Alakeçi milonit zonu, Evciler granodiyoritinin sokulmasından önce olası Kazdağ grubu'nun tüm kuzeybatı dokanağı boyunca uzanmaktaydı. Nitekim, Alakeçi milonit zonu'nun kalıntıları Çan'ın güneyinde Kazdağ grubu metamorfikleri ile düşey faylı bir dokanak yapmaktadır (Okay ve diğ.,1990). Kazdağ grubu metamorfiklerinin batısında geniş alanlarda yüzlekler veren Çetmi ofiyolit melanjı, başlıca, serpantinleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase blokları, şeyl ve grovaktan oluşur (Şekil 5). Melanj içinde çeşitli tipte ve yaşta kireçtaşı blokları bulunmaktadır. Üst Triyas blokları litolojik olarak lagün, resif ve resif önü fasiyesleri temsil eder. Küçükükyü kuzeyindeki Çetmi ofiyolit melanjının karmaşık ve ibrike bir iç yapısı vardır. Çetmi ofiyolitik melanjı, K-G doğrultulu faylar ve makaslama zonu boyunca yan yana gelişmiş bir kaya topluluğudur. Litolojik ve yapısal özellikleri ile Çetmi ofiyolitik melanjı, Mesozoyik yaşta olan olası bir pasif kıta kenarının parçalarını da bulundurur. Elliayak eklojiti, eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, granatlı mikaşist ve metabazik kayalardan oluşur ve Küçükükyü kuzeyindeki Çetmi



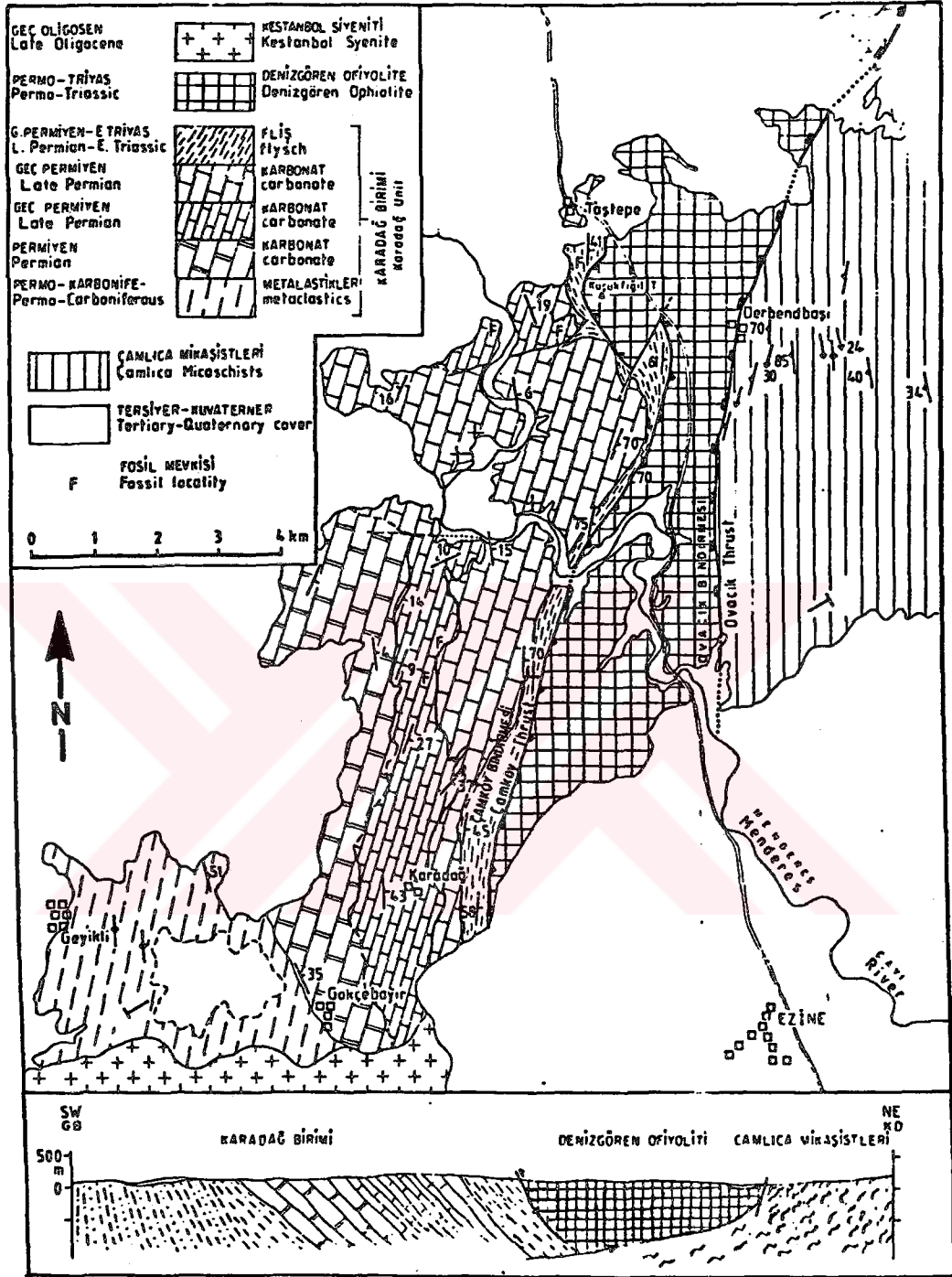
Şekil 3: Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş ve yorumsal kesiti. Beyaz bırakılmış yerler Tersiyer ve Kuvaterner çökellerini, GF, Ganos fayı; ÇT, Çamlıca bindirmesi; OT, Ovacık bindirmesi; AMZ, Alakeçi milonit zonunu göstermektedir (Okay ve diğ., 1990).

ofiyolitik melanji içinde büyük tektonik dilimler şeklinde bulunur (Şekil 5) (Okay ve diğ., 1990).

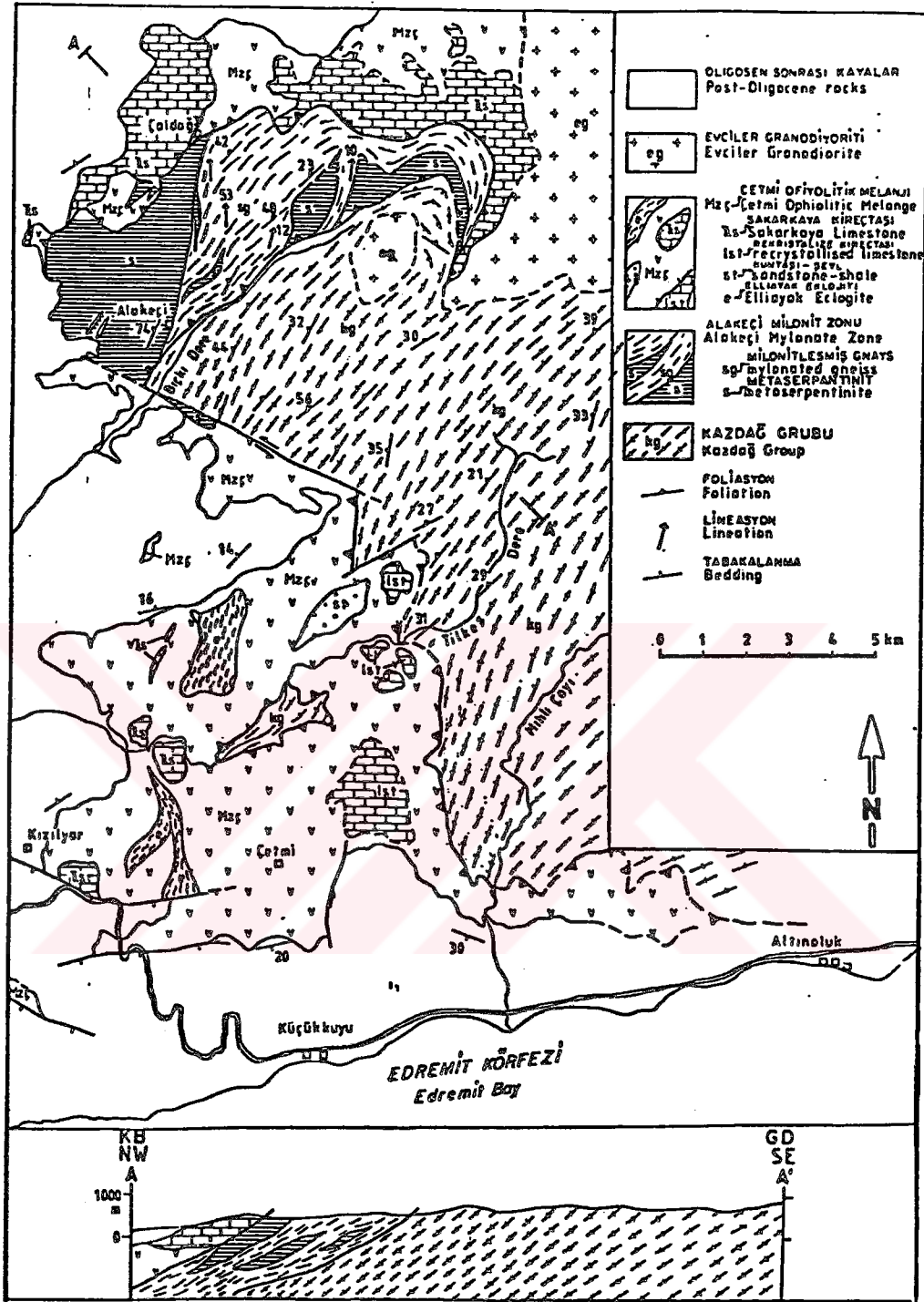
Karabiga batıdaki Çetmi ofiyolit melanji litoloji ve yapı özellikleri ile Gelibolu Zonu'ndaki ve Küçükkuyu kuzeyindeki Çetmi ofiyolit melanjına çok benzer. Bu bölgede Çetmi ofiyolit melanji, Çamlıca metamorfileri ile tektonik dokanak halindedir. Ayrıca, büyük bir granodiyorit tarafından kesilmiştir (Okay ve diğ., 1990) (Şekil2).

Karabiga ve kuzeyinde yüzlelenen Çetmi ofiyolit melanji, yoğunluk sırasına göre, sipilit, kumtaşı, serpantin ve radyolaritten oluşur. Sipilitler denizaltı lav ve tüflerini temsil eder.

Çetmi ofiyolit melanji içinde kumtaşı ve şeylden oluşan büyük homojen bir litolojide tektonik dilim yer alır ve Doğandere kumtaşı olarak isimlendirilir (Şekil 2). Çamlıca metamorfileri ile Doğandere kumtaşı dokanağı boyunca uzun, ezik serpantin tektonik dilimler bulunmaktadır. Doğandere kumtaşı, büyüyen bir eklenir prizma üzerinde çökelmiş yerel bir türbitid yelpazesini simgelemektedir ve hendek duvarında oluşan ufak askılı havzalara güzel bir örnek oluşturur. D-B ve KD-GB doğrultulu dik eğimli iki fay Çetmi ofiyolit melanji'ni kuzeyde yer alan Çamlıca metamorfilerinden ayırır (Şekil 2). Olası olarak Tersiyer yaşlı bu iki fay arasında Çamlıca metamorfileri Çetmi ofiyolit melanji üzerinde tektonik olarak yer aldığı gözlenmiştir (Şekil 3) (Okay ve diğ., 1990).



Şekil 4: Ezine bölgesi'nin jeolojik harita ve kesiti (Okay ve diğ., 1990).



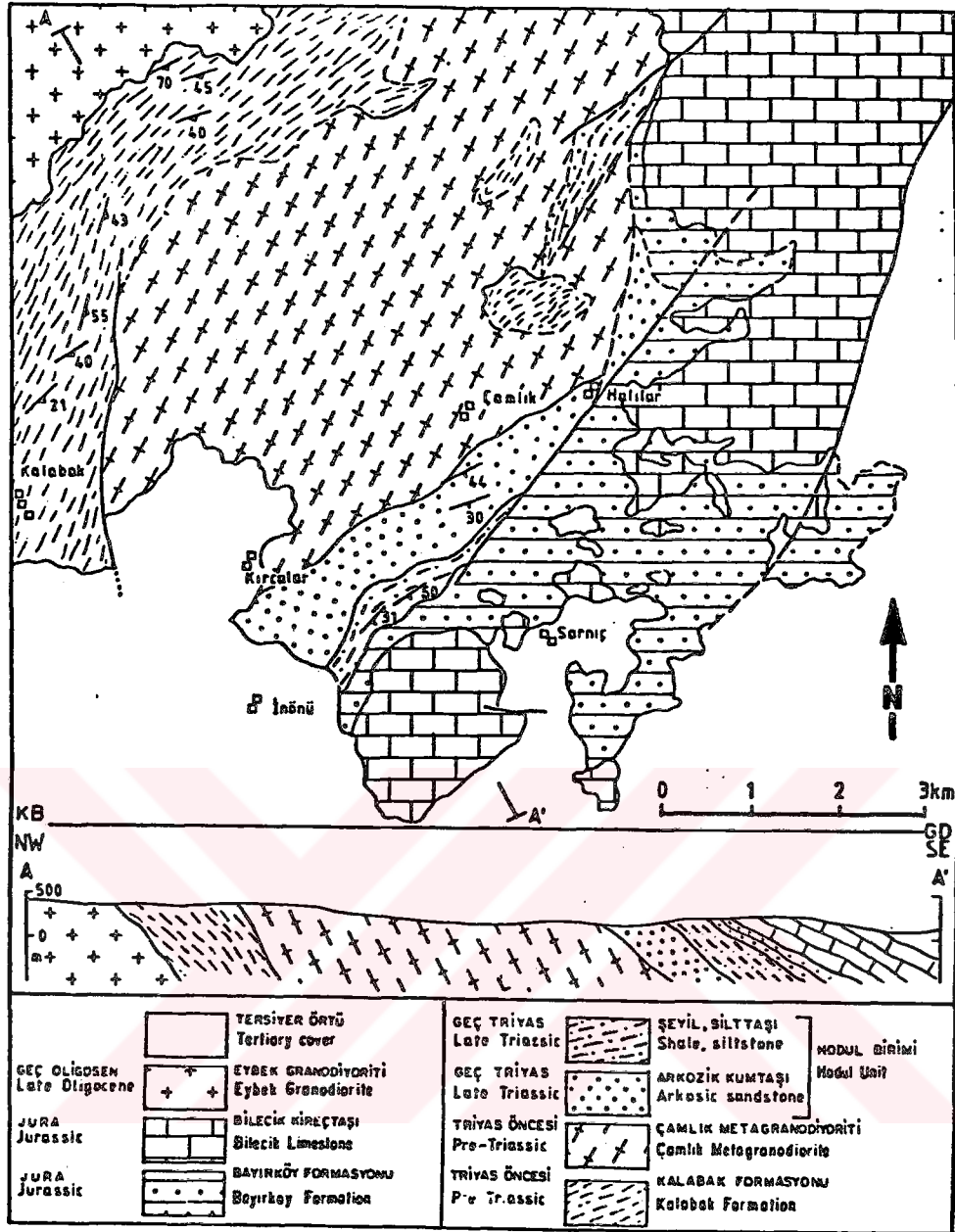
Şekil 5: Küçükkuş ile Bayramiç arasında Kazdağ'ın batı yamacının jeolojik harita ve kesiti (Okay ve diğ., 1990).

2.1.4. Sakarya Zonu

Şengör ve Yılmaz (1981), kuzeybatı Anadolu'da paleozoyik istifin izlenmediği Pontid-içi kenet ile İzmir-Ankara keneti arasındaki kalan bölgeyi Sakarya kıtası olarak isimlendirmişlerdir. Daha sonra Okay (1989), Sakarya kıtasının doğu sınırını doğu Pontid'leride içine alacak şekilde doğuya doğru genişletmiştir.

Biga Yarımadası'nda, Edremit ve Havran'm kuzeyinde yüzeyleyen Karakaya öncesi birimlerini, metasedimanter kayalar (Kalabak formasyonunu) ve intrüzif granodiyoritler (Çamlık metagranodiyoriti) oluşturmaktadır (Şekil 2 ve 6). Edremit ve Havran'dan kuzeye Pazarköy'e doğru uzanan bir zon boyunca yüzlekler veren (Şekil 2) Triyas öncesi düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş metasedimanter kayaları Okay ve diğerleri (1990) tarafından Kalabak formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Kalabak formasyonu, doğuda Geç Triyas öncesi Çamlık granodiyoriti, batıda ise Oligo-Miyosen yaşta Eybek granodiyoriti tarafından kesilmiştir (Şekil 2 ve 6). Edremit'in kuzeyinde ise Kalabak formasyonu Karakaya kompleksinin Hodul birimi'nin üzerinde, Çal birimi'nin altında tektonik olarak yer alır ve Pazarköy'ün güneyinde ise Kalabak formasyonu, Karakaya kompleksinin Orhanlar grovaki üzerinde ibrike bir tektonik zon boyunca bulunur. Havran'dan kuzeydoğuya doğru 4-5 km eninde bir zon oluşturarak uzanan Geç Triyas öncesi metagranodiyoriti, Çamlık metagranodiyoriti adını almakta olup kuvars, plajiyoklas ve kloritten oluşmaktadır (Şekil 6).

Kazdağın çekirdeğini oluşturan gnays, amfibolit ve mermer Bingöl ve diğerleri (1975) tarafından Kazdağ grubu olarak adlandırılmıştır. Kazdağ grubu 50 km uzunlukta güneybatı-kuzeydoğu yönelimli, çok sayıda Geç Tersiyer yaşlı granodiyoritlerce kesilmiş, kompleks bir antiklinoryum oluşturmaktadır (Şekil 2). Kazdağ grubu doğuda Karakaya kompleksinin metatüfleri (Nilüfer Birimi) ve arkozik kumtaşları (Hodul Birimi) tarafından, batıda ve kuzeyde ise Geç Kretase yaşta Çetmi ofiyolitik melanji tarafından tektonik olarak örtülür (Şekil 2 ve 5). Kazdağ Grubu'nun temeli gözlenemez ve yapısal kalınlığı 10 km'in üstündedir. Kazdağ Grubu'nun olası yaşının Triyas olabileceği Okay ve diğerleri (1990) tarafından belirtilmiştir. Jeomorfolojik veriler (Bilgin, 1969) ve Miyosen şeyl ve silt taşlarının sarp şekilde 1700 m'ye yükselen Kazdağ'ın hemen güneyinde yer alması, Kazdağ'ın yükselmesinin Miyosen sonrası, olası olarak Pliyosen'de olduğunu gösterir. Kazdağ'ın Pliyosen'de yükselmesi, güneyde Edremit Körfezi'nin kuzey sahilini oluşturan normal faylar,



Şekil 6: Havran'ın kuzeydoğusunun jeolojik harita ve kesiti (Okay ve diğ.,1990).

doğuda ve batıda ise Kazdağ grubunu üzerinde yer alan diğer kayalardan ayıran dik eğimli tektonik dokanaklar vasıtasıyla olmuştur. Karakaya kompleksi, Sakarya Zonu'nda geniş yayılımı olan Jura öncesi bir orojenik kompleksdir ve Biga Yarımadası'ndan Ankara'ya kadar uzanmaktadır. Biga Yarımadası'nda dört birim ayırtlanmıştır. Bunlar Nilüfer ve Hodul birimleri, Orhanlar Grovaki ve Çal birimidir. Nilüfer birimi, Karakaya kompleksinin en alt

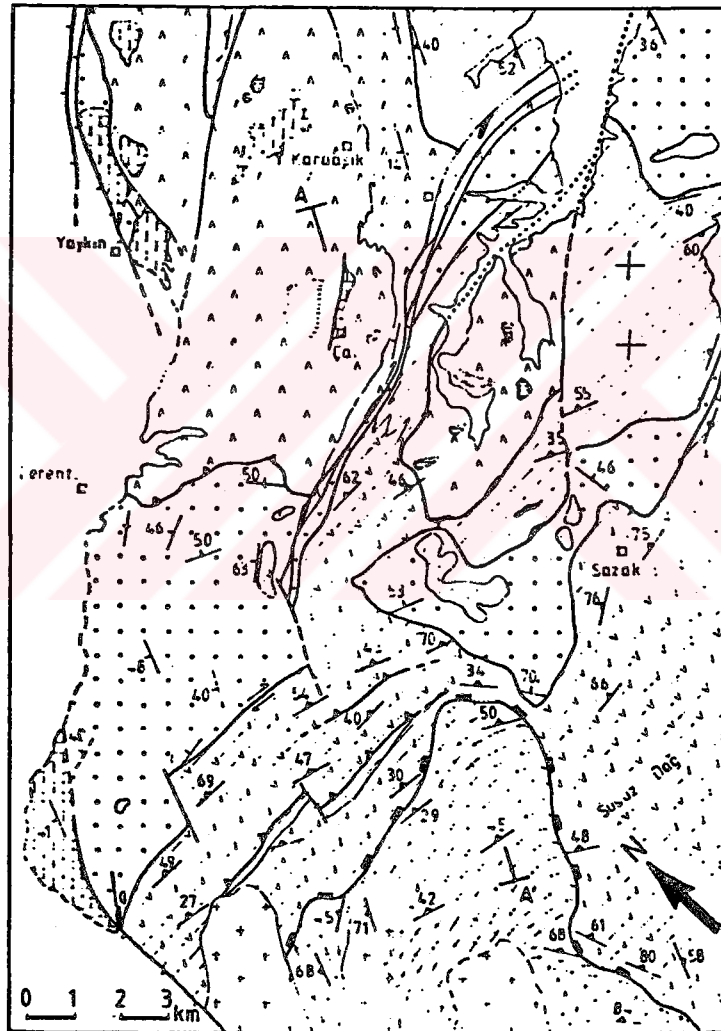
tektonik birimini oluşturan kalın metabazik kaya istifidir (Okay ve diğ., 1990). Nilüfer birimi metamorfizma geçirmiş metabazik kayalardan oluşmaktadır. Dik ve genellikle eğimli olan düzlemler ve eksen düzlemlerine sahip kapalı kıvrımlar vasıtasıyla Nilüfer birimi kuvvetli bir kısılmaya maruz kalmıştır. Biga Yarımadası'nda Nilüfer birimi, olası Geç Tersiyer yaşta normal bir fay olan, eğimli bir tektonik dokanak ile Kazdağ grubu üzerinde yer almaktadır (Şekil 7). Nilüfer biriminin yaşı rejyonel tektonik yorumlar sonucu Triyas olarak öngörülmüştür. Stratigrafisi ve litolojisi açısından Nilüfer birimi okyanus kabuğu ve gelişmiş yay içi ve/veya yay önü havza (İngersoll, 1988) çökellerine benzer. Biga Yarımadası'nda, Karakaya Kompleksi içinde, en yaygın yüzeylenen birim Hodul birimidir. Üst Triyas arkoz ardalımalı koyu gri, siyah şeyl ve silttaşlarından oluşur (Şekil 2). Biga Yarımadası'nda Hodul birimi, litoloji ve stratigrafileri farklı dört alanda izlenmekte olup, Havran'ın kuzey doğusunda, Edremit'in kuzeyinde, İvrindi-Manyas arasında ve Yenice-Biga arasında yüzlekler vermektedir. Orhanlar köyünün güneyinde genellikle grovaplardan yapılmış bir klastik istif geniş bölgelerde yüzlekler verir (Şekil 2 ve 8). Orhanlar grovaplının büyük bir kesimi ayrılmış grovaplardan oluşur. Orhanlar grovaplı Kalabak formasyonu tarafından üzerlenir (Şekil 2). Olası olarak Geç Tersiyer yaşta olan bir granodiyorit, Orhanlar grovaplını kesmiş ve grovaplarda içinde geniş bir kontak metamorfizma zonu yaratmıştır. Belirgin bir stratigrafik temel bulunmaması, yaygın makaslama zonları ve monoton grovaplaları ile Orhanlar grovaplı olası olarak hendek yelpaze ve hendek eksen çökellerinin uygun olduğu eklenir bir prizmayı temsil etmektedir (Thornburg ve Kulm, 1987). Çal birimi, spilit bazik volkanit ve proklastik kayalardan, spilit ve Üst Permiyen kireçtaşı bloku olistostromlardan, grovapl, şeyl ve seyrek kasitürbitid, radyolaryalı çört ve pelajik şeylden oluşur (Şekil 7). Çal biriminin en üst kısmında Camialan kireçtaşı olarak isimlendirilen kireçtaşları bulunmaktadır. Yaygın olistostromlar, proklastikler ve lav akıntıları Çal biriminin bir (yayardı) riftte, oluştuğunu gösterir (Okay ve diğ., 1990). Çal biriminin olası olarak en üst kesimlerini oluşturan Camialan kireçtaşı ise riftin aktivitesini yitirdiği evreyi simgelemektedir (Okay ve diğ., 1990).

Çamlık metagranodiyoriti dışında Biga Yarımadası'nda, Biga'nın güney doğusunda iki tane büyük Jura öncesi oluşan granodiyorit bulunmaktadır. Bunlar Yolindi ve Sarıoluk granodiyoritleridir. Bu granitlerin, Çamlık metagranodiyoritinden farklı olarak, Karakaya kompleksi birimleri ile olan ilişkilerinin tektonik veya intrüzif olmasıdır.

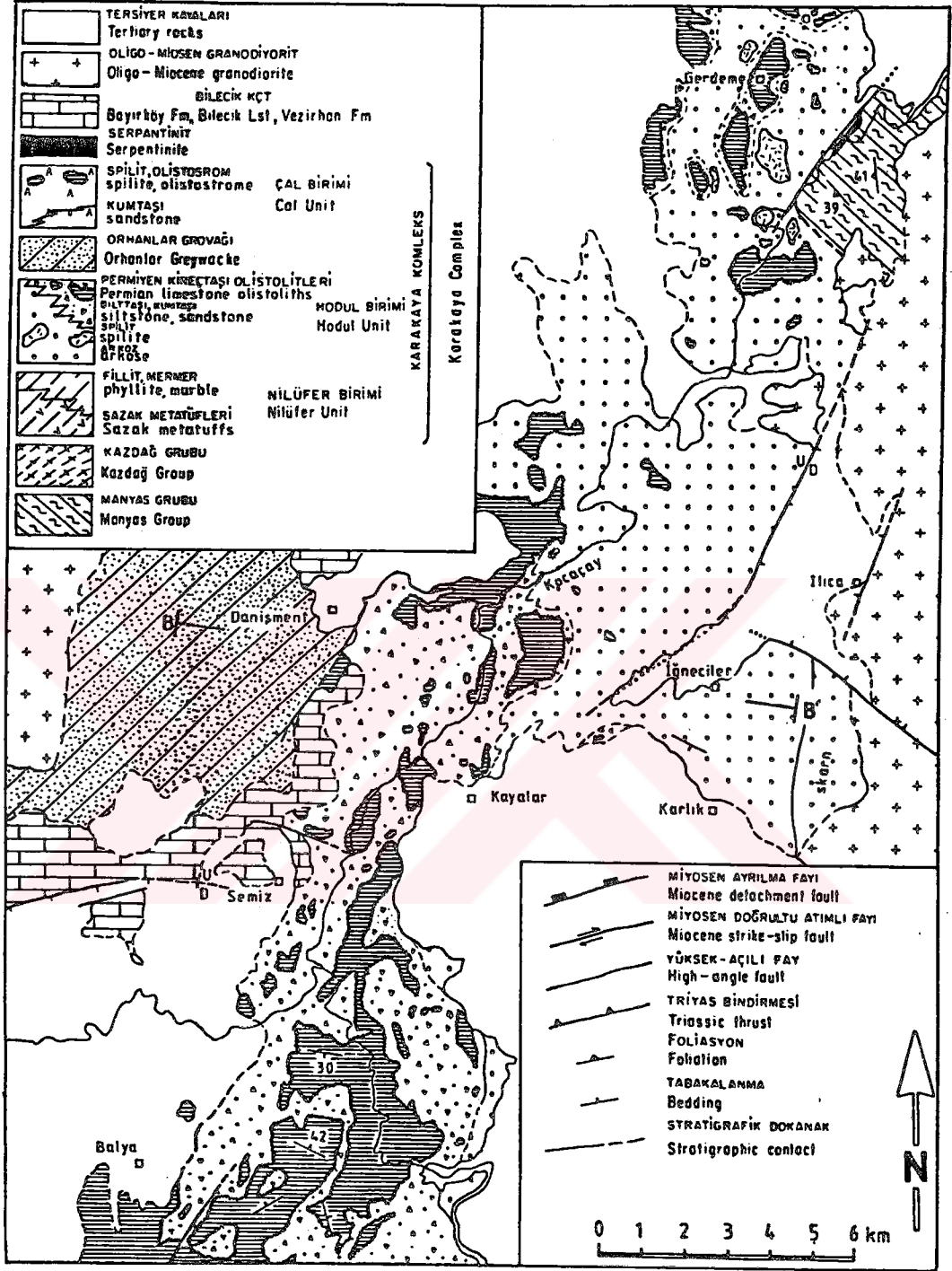
Sakarya Zonu'nun her kesiminde olduğu gibi Biga Yarımadası'nda da Karakaya kompleksi birimlerinin üzerine uyumsuzlukla rejyonel metamorfizma ve önemli bir deformasyon

göstermeyen Jura ve daha genç sedimanter istifler yer alır. Biga Yarımadası'nda Karakaya kompleksi üzerine gelen Mesozoyik yaştaki sedimanter istif, Bayırköy formasyonu, Bilecik kireçtaşları ve Vezirhan formasyonudur (Okay ve diğ., 1990).

Çalışma alanının doğu kesiminde, Manyas'ın güneyinde ufak bir alanda kalın beyaz mermerler üzerinde kalkışit, amfibolit, kuvars-mikaşistlerden oluşan bir istif yer alır. Hodul birimi ile dik eğimli bir tektonik dokanak oluşturur (Şekil 2). Manyas grubu Oligosen yaşlı Ilıca-Şamlı granodiyoriti tarafından kesilmiştir.



Şekil 7: Çan-Yenice arasındaki bölgenin jeoloji haritası (Okay ve diğ., 1990).



Şekil 8: İvrindi ve Manyas arasındaki bölgenin jeoloji haritası (Okay ve diğ., 1990).

2.1.5. Biga Yarımadası'nın Volkanizması

Batı Anadolu'da kalk-alkalen, alkalen ve şoşonitik nitelikte volkanizmaların varlığı son yıllarda yapılan çalışmalarla giderek açıklık kazanmaktadır. Senozoyik volkanizmasının Batı Anadolu'da Üst Oligosen'den sonra şiddetlenerek tüm Miyosen boyunca çeşitli evrelerde etkin olduğu görülür. Batı Anadolu'da, volkanizmanın kökeni konusunda yapılmış çalışmalar, volkanizmanın tek kökenli olmadığını ve manto-kabuk ilişkisinin bulunduğunu göstermiştir. Bölgede, gerilme tektoniği, daha önce kalınlaşmış ve kısmen ergimiş bulunan kıta kabuğunu etkileyerek kalk-alkalen kabuk ile alkali manto kökenli mağmanın karışmasına neden olmuştur (Yılmaz ve Şengör, 1982; Ercan ve Öztunalı, 1983).

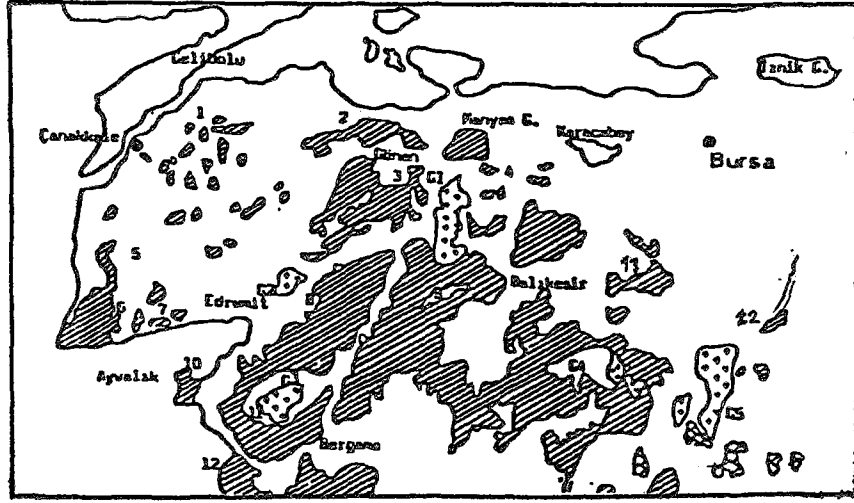
Biga Yarımadası'nda, Tersiyer volkanizması ilk olarak Eosen'de başlayarak Yarımada'nın kuzeyinde, Biga-Çanakkale arasında, yer yer Eosen yaşlı çökel kayalarla ardalanmalı olarak yüzlekler vermektedir (Şekil 9).

Üst Oligosen'den itibaren yeni başlayan evrede, Biga Yarımadası'nın ortasında ve doğusunda, yer yer de Gökçeada ve Altınoluk çevresinde andezit, trakiandezit, riyodasit türde lavlar ve tüfler oluşmuştur (Şekil 9) (Ercan ve diğ., 1994).

Biga Yarımadası'nda, Miyosen volkanizması iki evrede gelişerek geniş alanda yüzlekler verir. Alt Miyosen'den itibaren etkin olmaya başlayan ve Orta Miyosen'de duraklamış olan volkanizma, Yarımada'nın kuzeybatısı, Bozcaada ve Gökçeada'da etkili olarak, dasit, riyodasit, andezit, latit ve trakiandezit türde lav tüfleri meydana getirmiştir. Lav akıntıları, domlar, volkan çivileri, ingibritler ve lavlar, Alt-Orta Miyosen volkanizmasında görülen en karakteristik özelliklerdir (Ercan ve diğ., 1994).

Daha sonra kuzeybatı Anadolu'da volkanizma, yeni bir evre ile Üst Miyosen'de etkinleşerek trakiandezit türde lav ve olivin bazaltlarını oluşturmuştur. Bu volkanizma Ezine, Ayvacık Çanakkale ve Çan dolaylarında eski volkanitleri kesmiş dayklar ya da lav akıntıları şeklinde yüzlekler vermektedir (Ercan ve diğ., 1994).

Batı Anadolu'da Eosen volkanizması, yitim zonunu simgeleyen kalk-alkalen bir yay volkanizması özelliği göstermektedir. Üst Oligosen, Alt-Orta Miyosen volkanizması ise Üst Kretase'de Pontid-Anatolit arasında gelişen dalma batma ve Eosen'deki çarpışma sonucu kalınlaşan kabuğun kökenine yakın alkali olivin bazaltların özelliğini göstermektedir (Yılmaz ve Şengör, 1982).



Şekil 9: Kuzeybatı Anadolu'da genç volkanik ve plütonik kayaların dağılımı. Haritadaki sayılar aşağıda yerleri verilen genç volkanik ve plütonik kayaların yüzleklendiği merkezleri göstermektedir. 1: Çanakkale-Bayramiç, 2: Biga, 3: Gönen 4: Susurluk, 5: Ezine, 6: Gülpınar, 7: Ayvacık, 8: Edremit-Burhaniye-Korucu, 9: Balıkesir-Bigadiç, 10: Ayvalık, 11: Dursunbey-Orhaneli, 12: Tavşanlı, G1: Sakarya graniti, G2: Eybek graniti, G3: Kozak graniti, G4: Alaçam graniti, G5: Eğrigöz graniti.

2.1.6. Biga Yarımadası'nın Tektonik Yapısı

Biga Yarımadası'nda yapılar birbirini izleyen üç tektonik dönemde oluşmuştur. Bunlar, Triyas Karakaya orojenezi, Tersiyer Alpid orojenezi ve Geç Tersiyer'de gelişen doğrultu atımlı faylanmadır.

Karakaya orojenezinde Karakaya kompleksindeki yapılar iki ana deformasyon evresi göstermektedir. Birinci evrede değişik Karakaya kompleksi birimleri üst üste gelmiş ve Nilüfer birimi gibi derine gömülen Karakaya kompleksi birimleri metamorfizmaya uğramış ve kıvrımlanmıştır. İkinci evrede, yapısal istif, olası olarak doğrultu atımlı faylanmaya bağlı olarak, dik eğimli, çatallanan makaslama zonları ile kesilmiş ve parçalanmıştır (Okay ve diğ., 1990).

Biga Yarımadası'nda en önemli Erken Tersiyer Alpid olayı ofiyolitli melanj birimlerinin kıtasal kökenli kayalar üzerine yerleşmesidir. Bu iki birim arasındaki tektonik dokanıkların çoğu ya Neojen kayaları ile örtülmüş ya da Geç Tersiyer yaşta dik eğimli faylar halinde canlanmıştır. En önemli Erken Tersiyer bindirmelerinin korunmuş örneğini Alakeçi milonit Zonu oluşturmaktadır.

Biga Yarımadası'nda doğrultu atımlı faylanma Erken Miyosen'de başlamıştır. Yaygın kalk-alkalen volkanitlerinin üzerinde yer alan Çan veya Kalkım havzaları gibi Erken Miyosen havzaları doğrultu atımlı faylarla kontrol edilmiştir. Doğrultu atımlı faylanma özellikle, Küçükuyu ile Bandırma arasında yer alan kuzeydoğu-güneybatı gidişli bir zonda yoğunlaşmaktadır (Şekil 2). Bu zon en az sekiz kilometreyi bulan doğrultu atımlı bir fayı içerir ve Erken Miyosen'den beri aktif olan doğrultu atımlı fay zonu olarak görülebilir. Güneybatı Kazdağ grubu, kuzeydoğuda Yolindi metagranodiyoriti'nin bulunduğu bölgeler bu doğrultu atımlı fay zonundaki sıkışmalı bölümleri oluşturmaktadır. Kuzey ve güneyden önemli doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış Kazdağ silsilesi günümüzde bir basınç sırtı halinde yükselmesine devam etmektedir.

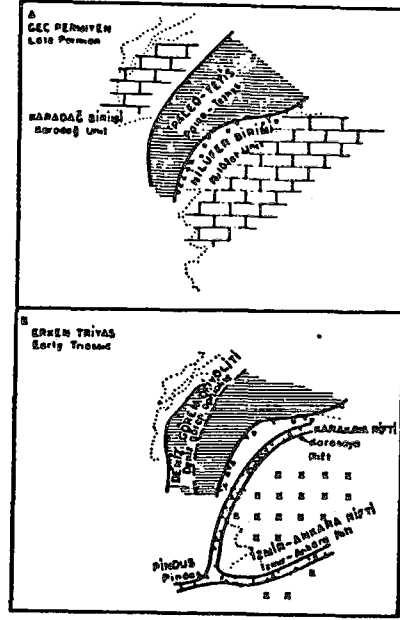
2.1.7. Tektonik Evrim

2.1.7.1. Kimmerid Evrimi

Okay ve diğeri (1990) eldeki mevcut verileri kullanarak Biga Yarımadası'nın tektonik evrimini ortaya koymuşlardır. Geç Paleozoyik'te Şengör ve diğeri (1984)'nin belirttiği Paleo-Tetis'in Ezine Zonu ve Karakaya kompleksindeki Üst Paleozoyik kaya birimlerinin Okay ve diğeri (1990)'ne göre Paleo Tetis'e karşılık gelebileceğini belirtmişlerdir. Okay ve diğeri (1990) göre, Paleo-Tetis kenedi Ezine ile Sakarya Zonu arasında, bugün Çetmi ofiyolit melanjı'nın bulunduğu kuşakta konumlanmış olabilir (Şekil 10 a). Şekil 10 a'da bölgenin Geç Permiyen'deki durumu gösterilmiştir (Okay ve diğ., 1990). Okay ve diğeri, (1990) Nilüfer birimi ve Kazdağ grubunun üst kesimlerinin yay-içi ve olası olarak yay-önü çökellerini, Orhanlar gravakının ise hendek prizma çökellerini oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Mağmatik yayın güney doğusunda Torid'lere kadar uzanan yaygın bir sığ denizel karbonat platformu yer almaktadır (Şekil 10 a). Permiyen sonunda karbonat platformunun yay-ardı konumunda olan bir kesimi riftleşmeye başlamıştır (Şekil 10 b). Riftleşme başlamadan önce Sakarya Zonu'nda ve olasılıkla Anatolid Torid Platformunun kuzey kesiminde bir yükselme meydana gelmiştir

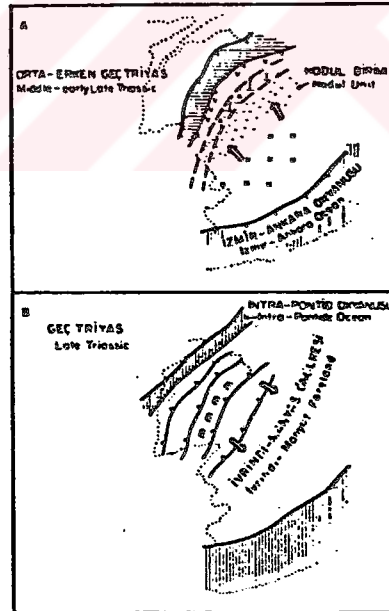
Riftleşmeye yaygın bir bazik volkanizma ve olistromlar eşlik etmiştir. Bugünkü coğrafyaya göre rift eksenini Kazdağ ile Bandırma arasından geçmekteydi (Şekil 10 b). Okay ve diğeri (1990), eldeki verilere dayanarak rift ekseninin Kazdağ'ndan güneye doğru devam edip olasılıkla Sakız-Karaburun bölgesinde, bir üçlü rift eklemi ile birleştiğini belirtmişlerdir (Şekil 10 b). Bu üçlü eklemi doğu kolu İzmir-Ankara okyanusu, batı kolu Pongis okyanusu olacak ve kuzey kolu olan Karakaya rifti ise Triyas sonunda kapanacaktır. Geç Permiyen/Erken Triyas'da Paleo-Tetis'in güneydoğuya bakan pasif kıta kenarı üzerine bir ofiyolit üzerlemesi meydana gelmiştir (Şekil 10 b). Bu üzerleme pasif kıta kenarının güneydoğuya dalan bir dalma batma zonu içine Geç Permiyen'de girmesi sonucu olduğu Okay ve diğeri (1990) tarafından belirtilmiştir. Geç Permiyen'de karbonat platformu (Kazdağ birimi) ile Denizgören ofiyoliti arasında kıta yamacı çökellerinin bulunmaması, bu çökellerin daha sonraki bir normal fay ile kesilmesi veya Denizgören ofiyoliti uzun mesafeler kat etmiş ve doğrudan karbonat platformunu üzerlemiş bir nap olması ile açıklanabilir (Okay ve diğ.,1990).



Şekil 10: Biga Yarımadası ve çevresinin Permo Triyastaki tektonik evrimini gösteren haritalar (Okay ve diğ., 1990).

Karakaya riftinin olasılıkla, Sitiyen sonlarında olgun bir evreye ulaştığı fakat hiç bir zaman okyanusal kabuk gelişimi evresine ulaşmadığı ileri sürülmüştür. Orta Triyas'da rift volkanizması sona ermiş ve kireçtaşları çökelmiştir (Camialan kireçtaşı). Erken ve olası olarak Orta Triyas boyunca Karakaya riftinin güneydoğusunda kalan bölge erezyonal alan olmuş ve bazı kesimler kristalen temele kadar aşınmıştır. Granitik (Çamlık metagranodiyoriti) ve metamorfik kayalardan (Kalabak formasyonu) oluşan bu yükselim alanı Geç Triyas'ta batıya malzeme sağlamıştır (Şekil 11 a). Oluşan bu kalın klastik kamannın (Hodul birimi) distal kesimleri Edremit kuzeyinde rift volkanitleri üzerine yaslanmaktadır (Şekil 11 a) (Okay ve diğ., 1990).

Karakaya riftinin kapanmasına yol açan sıkışma ile Geç Triyas'ta Paleo-Tetis'in kapandığı ve bunun sonucu olarak Ezine ve Sakarya Zonlarının çarpışmaya başladığı Okay ve diğerleri (1990) tarafından ileri sürülmüştür (Şekil 11 b). Yine bu araştırmacılara göre, Biga Yarımadası'nda Triyas'ta bindirmeler, dalma-batma zonunun eğimine ters yönde gelişmiştir. Noriye'de Karakaya kompleksinde sıkışma hareketleri başlamış ve bu hareketler sonucu gelişen doğrultu atımlı faylara bağlı olarak Ezine Zonu kuzeyinde Pontid-içi Okyanus açılmaya başlamıştır. Karakaya orojenezinin sonrası Geç Triyas ve Erken Liyas'ta Biga Yarımadası yükselmiş ve transgresyona uğramıştır. Geç Jura ile Orta Kretase arasında Biga Yarımadası kuzeyde Pontid-içi okyanusu'na, güneyde ise İzmir-Ankara Okyanusuna bakan kıtasal bir şelf oluşturmuştur. Okay ve diğerleri (1990)'nin vermiş olduğu Kimmerid evrimi Şengör ve Yılmaz (1981), Şengör ve diğerleri (1984) ve Şengör (1984)'ün önerdiği modeller birbirleri ile uyumluluk göstermekle birlikte birtakım farklılıklarda içermektedir. Bunlardan birincisi Okay ve diğerlerinin (1990) Sakarya ile İstanbul Zonu arasında vermiş olduğu Paleo-Tetis'in Şengör ve diğerleri (1984)'nce Istanca Masifinin kuzeyinde gösterilmesidir. Diğer bir farklılık ise Okay ve diğerleri (1990)'nin Biga Yarımadası'nda Karakaya riftinin hiç bir zaman okyanusal kabuğu geliştirmedeği görüşüdür.



Şekil 11: Biga Yarımadası ve çevresinin Orta Triyas'taki tektonik evrimini gösteren paleotektonik haritalar (Okay ve diğ., 1990).

2.1.7.2. Alpin Evrim

Biga Yarımadası'nda, Ayvacık-Karabiga ve Gelibolu Zonları ile tanımlanan farklı okyanus kenedini temsil edebilecek iki ofiyolit melanjı vardır. Bu iki melanj birbirlerine çok benzemektedir ve malzemesini Pontid-içi okyanustan aldığı düşünülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve diğ., 1990). Sakarya-Ezine Zonu'nu Rodop Istranca Masifi'nden ayıran Pontid-İçi okyanusunun kenedi, Gelibolu Zonu ile temsil edilmektedir. Ayvacık-Karabiga Zonu'nun ofiyolitli melanjları ise Pontid-İçi kenedinden güneye doğru bindirmelerle gelmiş ve daha sonra ibrike bir yapı kazanmıştır.

Pontid-İçi okyanus, orta Paleosen ile Orta Eosen arasındaki bir zamanda kuzeybatıya doğru dalarak kapanmıştır. Rodop-Istranca Masifi ile Ezine-Sakarya zonu arasında Geç Paleosen'de meydana gelen çarpışmada Çetmi ofiyolit melanjı tarafından temsil edilen eklenir prizma güneydoğuya doğru itilmiş ve Ezine Zonu ile Sakarya Zonunun bir kesimini tektonik olarak örtmüştür. Devam eden sıkışma sonucu, Geç Triyas'da bir zayıflık zonu oluşturan Paleo-Tetis kenedi, bir bindirme olarak tekrar canlanmış ve bu bindirme hattı boyunca Ezine zonu, Çetmi ofiyolit melanjı üzerine itilmiştir. Erken Tersiyer'de Biga Yarımadası'nda oluşan kıtasal ölçekli dilimlenmeler ve bunun sonucu kıta kabuğunun kalınlaşması ile bölge, Oligosen'de yükselmiş ve yaygın bir Oligo-Miyosen kalkalkalen mağmatizması bölgeyi etkilemiştir. Erken Miyosen'den itibaren Biga Yarımadası, Kuzey Anadolu Fay Zonu'na bağlı doğrultu atımlı faylarla deforme olmuştur (Siyako ve diğ., 1989; Okay ve diğ., 1990).

2.2. Minerallerin Mağnetik Özellikleri, Sıcaklıkla Değişimi ve Curie Sıcaklığı

Bilindiği gibi, kayalar çeşitli minerallerin biraraya gelmesiyle oluşur. Bu minerallerin büyük bir kısmı paramağnetik ve diamağnetik özelliklere sahip iken çok az bir kısmı ferrimağnetik veya antiferromağnetik özelliklere sahiptir ve kayaların dışarıya karşı gösterdiği mağnetik özelliklerden sorumlu olan minerallerde bunlardır. Sözü edilen bu mineraller kimyasal bileşimlerine göre FeO-Fe₂O₃-TiO₂ üçlü sistemi ile temsil edilmektedir. Minerallerin mağnetik özelliklerinden sorumlu başlıca dört mineral grubu

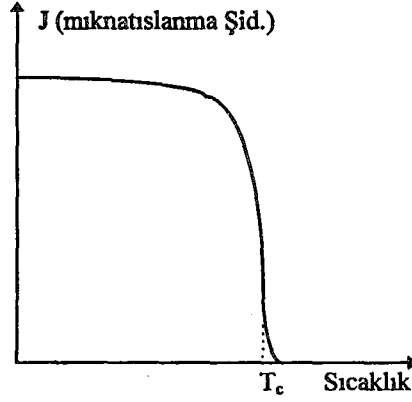
- a)- Titanyumlu mağnetit katı eriyik serisi (titanomağnetit serisi)
- b)- Mağnetit-mağhemit katı eriyik serisi
- c)- İlmenit-hematit katı eriyik serisi
- d)- Ferropsedobrokit-psedobrokit serisi

olarak ifade edilir.

Bilindiği gibi, normal sıcaklık içinde kristal yapısını oluşturan atomların belirli bir frekans ve genlikte sürekli titreşimi söz konusudur. Madde ısındıkça atomlar hem daha büyük frekanslarda hemde daha büyük genliklerde titreşirler. Maddeye verilen ısı enerjisi belirli bir düzeye ulaştığında, titreşimlerin genliği o denli büyür ki, komşu atomlar birbirleriyle çarpışır ve çarpışmalar sonucu atom düzeni bozularak kristal kafesinin kırılması ile madde sıvı hale dönüşür yani ergime olayı gerçekleşir.

Ferromağnetik maddeler Curie sıcaklığı dolaylarına kadar ısıtıldığında da, maddeyi oluşturan atomlar normal sıcaklıktakine göre daha büyük frekans ve genlikte titreşirler. Atomların bu hareketleri sırasında weiss alanı, atomların spin momentlerinin düzenleyici etkisini yenerek spin momentlerinin gelişigüzel doğrultular almasına neden olur. Ferromağnetik maddenin Curie sıcaklığı üstündeki sıcaklıklardaki mağnetik özellikleri bu bakımdan paramağnetik maddenin sahip olduğu mağnetik özelliklere benzer.

Ferromağnetik bir maddenin ısı enerjisinin Curie sıcaklığına kadar artmasıyla Weiss alanının düzenleyici etkisini nasıl azalttığı Şekil 12'de görülmektedir



Şekil 12: Ferromadınetik maddelerde mıknatıslanma Şiddet değişimi (Sanver,1992).

Antiferromadınetik maddelerin mıagnetik 6zellikleride sıcaklıkla değişir. Antiferromadınetik maddeler Neel sıcaklığı adı verilen bu sıcaklığın 6st6ndeki sıcaklıklarda paramadınetik gibi davranırlar. Neel sıcaklığının altındaki sıcaklıklarda antiferromadınetik duyarlığı azalır. Tablo 1'de bazı ferrimadınetik ve antiferromadınetik minerallerin Curie ve Neel sıcaklıkları verilmiştir.

Mağnetit ve Ulvospinel değişik y6zde oranlarında karıŐarak katı eriyik oluŐturabilirler. Saf Mağnetitin Curie sıcaklığı 580°C dir ve bu sıcaklık Mağnetitin i6indeki Titanyum miktarının artmasıyla azalır. Bazı volkanik kayalar i6in Curie sıcaklığı 100 °C olarak belirlenmiştir (Nagata, 1961). Buddington ve Lindsey (1964) tarafından derin kabuk ve 6st manto kaya6larında % 5 - 10 mol Ulvospinelin bulunduğunu belirtilmiştir. Bu miktarda Ulvospinel'in bulunması Curie sıcaklığının 500-560 °C olabileceğini ortaya koymaktadır (Shuey ve diğ., 1977).

Tablo 1: Bazı ferromagnetik ve antiferromagnetik minerallerin Curie ve Neel sıcaklıkları (Sanver,1992'den alınmıştır).

Ferrimanyetik Mineraller	Curie Sıcaklığı
Mağnetit (Fe_3O_4)	580 °C
Mağhemit (γFe_2O_3)	545-675 °C
İlmenit-Hematit katı eriyi (x) $FeTiO_3-(1-x)Fe_2O_3$ $0.5 < x < 0.8$	50-300 °C
Pirolit ($(FeS)_{1+x}$ $0 < x < 1/7$)	320 °C
Jokopsit ($MnFe_2S_3$)	300 °C
Kubanit ($CuFe_2S_3$)	kesin bilinmiyor
Magnesyoferrit ($MgFe_2O_4$)	585 °C
Trovorit ($NiFe_2O_4$)	585 °C
Frankliklinit ($ZnFe_2O_4$)	60 °C
Kromit ($FeCr_2O_4$)	88 °C
Antiferromagnetik Mineraller	Neel sıcaklığı
Hematit (αFe_2O_3) antiferromagnetik parasitik ferromagnetik	680 °C (Neel sıc.) 680 °C (Curie sıc.)
İlmenit ($FeTiO_3$)	57 °K
Ulvospinel	120 °K
Pirolüsit (MnO_2)	84 °K
Geotit ($\alpha FeOOH$)	120 °K
Akagenit ($\beta FeOOH$)	$77 °K < T_N < 295 °K$
Alabandit (MnS)	165 °K
Kalkopirit ($CuFeS_2$)	300 °K
Siderit ($FeCO_3$)	40 °K
Radokrosit ($MnCO_3$)	31. °K
Fayalit (Fe_2SiO_4)	126 °K
Troilit (FeS)	320 °K
Piroksen ($FeSiO_3$)	40 °K

2.3. Yer Kürenin Isı Yapısı

Bilindiği gibi, bugün katı yerküre dıştan içe doğru kabuk, manto ve çekirdek olarak fiziksel ve kimyasal özellikleri birbirinden farklı üç katmana ayrılmaktadır. Yerkürenin oluşumundan bu yana yer içinde öngörülen ayrışma işlemleri ile yerküre günümüzdeki yapısını kazanmıştır.

Ayrışma işlemleri için iki temel enerji söz konusudur. Bu enerjilerden biri ısı, diğeri ise çekim enerjisidir. Bu iki enerjiden birinin eksikliği halinde ayrışma işlemi oluşmaz. Isı enerjisi, ayrışmaya uğrayacak kütle için ergime sıcaklığına kadar ısıtılması için, çekim enerjisi ise ergimiş kütleyi oluşturan farklı yoğunluklu maddelerin en büyük yoğunluğa sahip olanlarının en altta, en küçük yoğunluğa sahip olanların da en üstte kalacak biçimde birbirinden ayrılarak yeni bir tertipte dizilmeleri için gereklidir.

2.3.1. Yer İçi Sıcaklığının Kaynağı

Yerkürenin çekim enerjisi yer içi sıcaklığının yükselmesine neden olan etkenlerden bir tanesidir. Çekim enerjisinin neden olduğu ısı üretimi iki ayrı safhada düşünülebilir. Bunlardan ilki yerkürenin oluşum aşamasında karşımıza çıkar. Güneş nabulası içinde yerküre kütle katılımı işlemleri ile giderek kütlece büyürken, katılan her kütle onu etkileyen ve katılımlarla giderek büyüyen çekim kuvveti sonucu yerküreye daha büyük hızlarla çarpılmaktadır. Kütle çarpmaları sonucu çekim enerjisi ısı enerjisine dönüşmektedir. Katılan kütle ne kadar büyük olursa, oluşacak ısı enerjisi o kadar büyük olur. Öte yandan oluşan ısı enerjisinin kütle içinde kalabilmesi için, kütle birikim hızının yeterince büyük olması gerekmektedir. Yer çekim kuvvetinin neden olduğu sıcaklık artımı yerin ayrışma enerjileri sırasında karşımıza çıkar. Ayrışma işlemleri sonucu, ağır kütleler yerin merkezine doğru hareket ederlerken yer içinde sürtünme kuvvetlerinin oluşmasına neden olmuşlardır.

Yer içinde sıcaklık yükselmesine neden olan diğeri bir kaynak, giderek artan kütlelerinin, kendi içinde oluşturduğu basınçtır. Bu basınca adyabatik basınç adı verilir. Kütle içindeki giderek artan sıcaklıklardaki adyabatik basınç yükselimi adyabatik sıcaklık artışını sonuçlar. Çekim kuvveti ve adyabatik basınç yer içi sıcaklığında bir artışa neden olmakla birlikte, tek tek veya birlikte yer içinde ayrışma işlemlerini başlatacak sıcaklık yükselimini sağlamak için yeterli

olmamaktadır. Bu durumda ısı enerjisi üreten bir başka etkili kaynak gereklidir. Soğuk kütle oluşum modeli ile ilgili tüm araştırmacılar söz konusu etkili kaynak olarak radyoaktif elementleri göstermişlerdir. Bilindiği gibi, radyoaktif elementler radyoaktif özelliğini yitirene kadar α ve β partikülleri ile elektromagnetik dalga yayarlar. Parçalanan radyoaktif element atom şebekesinde denge halinde yer alan atomların denge halinde, daha büyük genlik ve frekansta titreşimlere neden olur ve böylece ortamın sıcaklığını yükseltir.

Yer kürenin oluşumundan günümüze kadar geçen zaman içinde yer içi sıcaklığının yükselmesinde etkili olmuş radyoaktif atomlar, kısa ve uzun ömürlü atomlar olarak ikiye ayrılabilir. Kısa ömürlü radyoaktif atomların yer kürenin ilk oluşumu sırasındaki ısınmasında önemli rolü olduğu ileri sürülmektedir. Al^{26} radyoaktif minerali, yer kürenin kütle birikimi işlemleri ve onu izleyen kısa süre içinde yer içi sıcaklığının yükselmesinde çok önemli olduğu kabul edilmektedir. Cl^{26} ve Fe^{60} bir diğer etkili olduğu düşünülen iki izotroptur. U^{238} , U^{235} , Th^{232} ve K^{40} gibi uzun ömürlü radyoaktif izotropların ürettiği ısı enerjisi, yer kürenin özellikle kütle toplanması ve onu izleyen zaman aralığı için önemli değildir. Bu durumda yer küre içinde ayırılma işlemlerinin yer alacağı, yeterli sıcaklığı sağlayabilmek bakımından uzun yarı ömürlü radyoaktif izotroplarca sağlanacak ısı enerjisine gerek vardır.

Yer içinde ısı enerjisi üretimine neden olan diğer bir kaynak, yer kürenin kendi eksenini etrafında dönmesiyle oluşan enerjinin bir kısmının ısı enerjisine dönüşmesidir. Ay'ın dünyaya uyguladığı gel-git etkisi ile yer içinde sürtünme kuvveti oluşturur. Bu olay yer içi sıcaklığını 200 °C kadar yükseltmektedir.

2.3.2. Yerküre Isı Enerjisinin İletimi

Yerküre içinde ısı enerjisinin iletimi üç ayrı yoldan olabilir. Bunlardan birincisi iletimsel (conductive) ısı iletimi olarak bilinir. İletimsel ısı iletiminde maddeyi oluşturan atomların aldıkları ısı enerjisi nedeniyle başlayan titreşim hareketi maddeyi oluşturan atom şebekesi vasıtasıyla diğer atomlara iletilir ve onların titreşime geçmeleri sağlanır. Isı enerjisinin iletilmesinde ikinci yol ışınal (radiative) ısı iletimidir. Işınal ısı iletiminde ısı enerjisini alan bir atomun bu enerjinin etkisi ile veya kendi bünyesinde oluşan olaylar sonucu etrafına elektromagnetik dalgalar yayması söz konusudur. Isı enerjisinin iletilmesindeki üçüncü yol ise dönüşümsel (convective) ısı iletimidir. Bu halde ısınan madde kendisi hareket etmek suretiyle ısı enerjisinin ortama yayılmasını sağlar.

Maddenin ısı enerjisini iletme yeteneği o maddeye has bir parametre ile belirlenir. Maddenin iletişimsel ve ışımsal ısı iletimi yoluyla ısı enerjisini iletme yetenekleri sırasıyla k_s ve k_r simgeleriyle gosterilecek olursa kayaçların genel k ısı iletim katsayıları

$$k = k_s + k_r \quad (2.1)$$

şeklinde ifade edilir. 500 °C küçük sıcaklıklarda k ,

$$k \approx k_s = 1/(a + bT) \quad (2.2)$$

şeklinde verilir. Bağımtıdan da görüleceği üzere, $k \approx k_s$ dir. Bağımtıdaki a ve b maddeye ait deneysel sabitlerdir. 1000 °C üstündeki sıcaklıklarda k_s ,

$$k_s = CV(\rho / m)^{3/2} \quad (2.3)$$

bağımtısı yardımıyla bulunur. Bağımtıda görülen C , Boltzman sabiti; V , maddeye ait sismik P dalga hızını; ρ , yoğunluğu ve m , ortalama atomik ağırlığını göstermektedir. Bağımtıdan da görüleceği üzere, k_s sıcaklığa bağlı değildir ancak, k_s değerı basınçla ilişkilidir. Basınç artıkça k_s bir miktar artar. Genel olarak 500 °C'nin üstündeki sıcaklıklarda $k \approx k_r$ dir. Bu aşamada k_s önemini yitirir. Işımsal ısı iletimi katsayısı ise

$$k_r = 16T^3 n^2 s / 3e \quad (2.4)$$

bağımtısı yardımıya hesaplanabilir. Bağımtıdaki n , malzemeye ait kırılma indisi; s , Stefan - Boltzman sabiti; e , maddeye ait opaklık değerı, T ; ise sıcaklığu göstermektedir. Bağımtıdan da görüleceği üzere k_r , kayaçlar içinde bulunan silikat minerallerinin kırmızı ışık dalga boyu ve ona yakın civar dalga boylarındaki radyosyona ait geçirgenliğe bağlıdır. Sıcaklık artıkça k_r değerı artar. Günümüzde yer iinin çeşitli derinliklerini oluşturan kayaçlar için saptanan veya varsayılan ısı iletim katsayıları Tablo 2'de verilmiştir. Tablo 3' de ise bazı kayaç ve minerallerin normal şartlardaki ısı iletkenlik değerleri verilmiştir.

Tablo 2: Yer içinin çeşitli derinliklerin oluşturan kayaçların saptanan veya varsayılan ısı iletim katsayıları (Sanver ,1983'den alınmıştır).

	k (W/m [°] K)
Kıta ve okyanus türü kabuk	2.5
Okyanus kabuğu altı Mohoro vicic süreksizliği	3.4
Kıta kabuğu altı süreksizlik	3.4
400 km derinlikte	3.4
Alt Manto	7.3
Çekirdek Manto sınırında	27
Çekirdek merkezinde	36

Dönüşümsel ısı ile ısı iletiminde ortam içinde iki farklı enerjinin etkisi söz konusudur. Bu enerjilerden biri ısı enerjisi diğeri ise çekim enerjisidir. Bilindiği gibi, ısı enerjisini alan madde ısınır ve hacimce genişler. Bir başka deyişle, ortalama yoğunluğu küçülür. Küçük sıcaklıklarda madde daha büyük yoğunluğa sahip olacağından, çekim enerjisinde yardımıyla ısınan madde, ayrılarak yükselmeye başlar. Yeniden ayrılmaya zorlanan ve madde yerini dolduran nispeten soğuk madde aldığı ısı enerjisi nedeniyle genleşeceğinden benzeri olaylar devam eder. Bu olay dönüşümsel ısı iletimi olayı, olaya katılan maddeye dönüşümsel (convective) madde, yer değiştiren maddenin hareketine dönüşüm (konveksiyon) hareketi adı verilir. Burada üretilen ısı enerjisi kütle tarafından soğuk ortamlara doğru taşınmaktadır.

Tablo 3: Normal şartlarda bazı kayaç ve minerallerin ısı iletkenlik değerleri (Clark,1966).

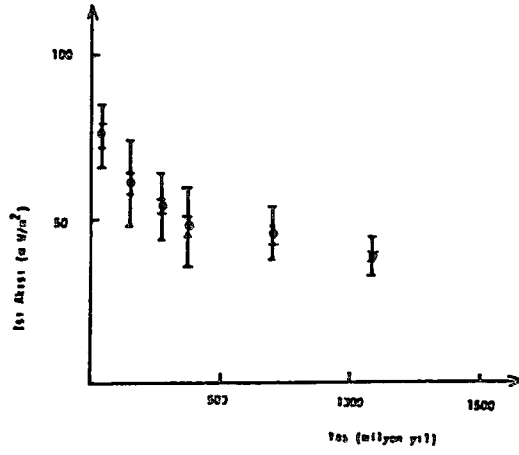
Kayaç Türü	k (W/m.°C)
Granit	2.7-0.6
Granodiyorit	3.0-0.5
Gnays	3.1-0.6
Bazalt	1.8-0.3
Diabaz	2.2-0.1
Gabro	2.15-0.15
Serpantinit	2.3-0.5
Dunit	3.7-5.2
Kumtaşı	2.5-3.2
Şeyl	1.4-0.2
Kireçtaşı	2.5-0.5
Kayatuzu	5.7-1.0
Su	0.59
Buz	2.2

2.3.3. Yerkabuğunda Sıcaklığın Derinlikle Değişimi

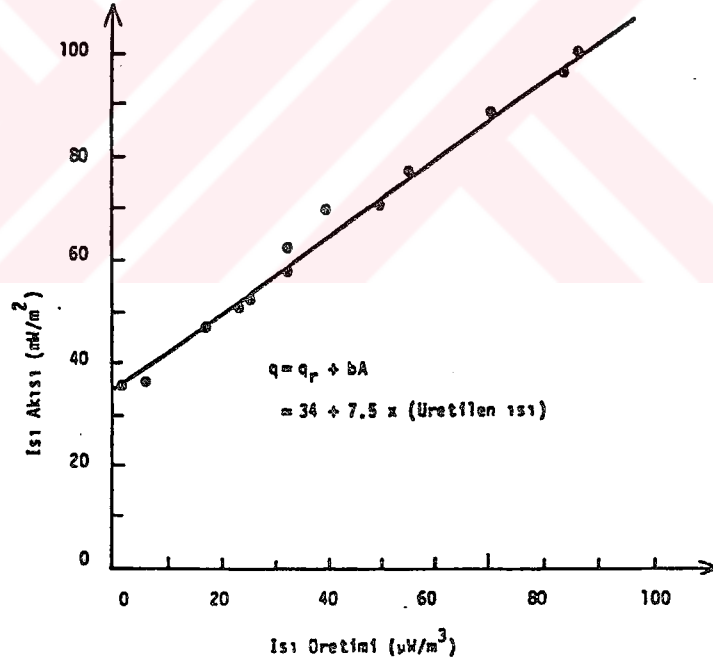
Kıtasal kabuk kalınlığının ortalama 30-40 km olduğu ve günümüzde açılan sondajların ortalama 2-4 km derinliğe ulaştığı ve yeryüzünde ancak bir kaç noktadan 8 km'ye kadar uzanan sondaj kuyularının açılabilirdiği düşünülürse, kabuğun daha derin kısımlarındaki sıcaklık tahmininde ısı gradientlerinin ne ölçüde önemli olduğu daha iyi anlaşılır.

Ölçme sonuçlarına göre, kabuk içinde 2 km derine inildiği zaman sıcaklığın 10 °C ile 50 °C arasında arttığı gözlenmiştir. Ortalama değer ise 30 °C/km dir. Sıradağların bulunduğu bölgelerde kıtasal kabuğun 70-80 km kalınlığa kadar ulaştığı bilinmektedir. Eğer ortalama ısı gradiyenti dikkate alınırsa sıcaklığın söz konusu derinliklerde 2100 °C - 2400 °C civarında olacağı açıktır. Bu sıcaklık, manto kayaçlarının yaklaşık %70-80'ini oluşturan olivinin ergime sıcaklığının üstündedir. Olivinin ergime sıcaklığı 1900 °C kadardır. Olivin mineralinin bir kilobarlık basınçta, ergime sıcaklığı-basınç ilişkisi büyük basınçlarda belli değerlerden sonra azalmaktadır. Bu durumda, yerkürenin üst katmanlarında yapılan ölçmelerden bulunan ısı gradiyenti kabuğun alt kısımları için geçerli değildir. Kabuğun alt kısımlarına ait ısı gradiyenti daha küçük olmalıdır.

Yapılan ısı akısı ölçmelerinden ısı akısı değerlerinin tektonik olayların yaşına bağlı olarak değiştiği ve tektonik bakımdan genç olan bölgelerde ısı akısının daha yüksek olduğu gözlenmiştir (Şekil 13) (Pollack ve Chapman, 1977). Kıtasal kabuğun ısı akısı verilerinde tektonik yaş ile ilgili olarak gözlenen azalma, okyanussal ısı akısı verilerinde gözlenen azalma hızından beş kat daha yavaştır. Kıtasal kabuğun ısı akısı değerlerinde görülen bu yavaş azalmanın nedeni kabuk içinde yer alan uzun ömürlü radyoaktif izotropların ölçülen ısı akısı değerlerine olan katkısına bağlanmaktadır (Sanver,1983). Hesaplamalara göre bu izotroplar tarafından üretilen ısı enerjisi, mantodan kabuğa iletim yoluyla geçen ısı enerjisine eşittir. Kıtasal kabuktaki lokal ısı akısı değerleri değişiminde üst kabuğu oluşturan kayaçların değişik miktarda radyoaktif izotrop içermelerinin rolü vardır. Kabuğun derinlikleri için geçerli olacak ısı gradiyentinin bulunabilmesi için kabuğa mantodan iletilen ısı enerjisi ile yerkabuğunun üst katmanlarını oluşturan kayaçlar içindeki radyoaktif izotropların ürettiği ısı enerjisinin birbirinden ayrılması gerekir. Bu nedenle, Roy ve diğerleri (1968)'nin yaptığı gibi, kıtasal kabuk üzerinde ölçülen ısı akısı değerlerinin ölçünün yapıldığı kıtasal kabuk içinde yer alan plütonik kütlelerin ürettiği ısı enerjisine karşı işaretlenmesi gerekir (Şekil 14). Şekilde A.B.D.'nin doğu kesiminde kıtasal kabuk üzerinde ölçülen ısı akısı değerlerinin, ölçünün



Şekil 13: Bölgenin en son etkili olan tektonik olayın yaşına karşılık bölgesel ısı akısı değerlerinin dağılımı. Noktalar ortalama ısı akısı değerlerini, noktaların iki tarafına çizilmiş olan düşey çizgiden uzun olanı standart sapmayı ve kısa olanı da standart hatayı göstermektedir (Pollack ve Chapman (1977)).



Şekil 14: A.B.D. doğu kısmında bulunan plütonlara ait ısı akısı değerlerinin aynı yörelere ait yüzey kayaların birim kütle başına ürettikleri ısı enerjisine göre değişimi (Roy ve diğ.,1968).

yapıldığı kıtasal kabuk içinde yer alan plütonik kütlelerin ürettiği ısı enerjilerine karşı değişimi görülmektedir. Şekildeki değerlerin dağılımı,

$$q = q_r + bA \quad (2.5)$$

şeklinde verilen bir doğru ile temsil edilir. (2.5) bağıntısında geçen, q , ölçülen ısı akısı değerlerini; b , doğrunun eğimini; A , yeryüzünde gözlenen metamorfik veya plütonik kütlelerin ürettiği ısı enerjisini ve q_r , doğrunun düşey eksenini kestiği noktayı ve kabuğun derin kısımlarındaki kaynakların ölçülen ısı akısına katkısını göstermektedir.

Blackwell (1971) tektonik bakımdan aktif Basen and Range tipi 30 km kalınlıktaki kabuğun tabanında sıcaklığın 730 ile 1000°C 'ler arasında kaldığını belirtmiştir. Buna karşın, A.B.D.'nin doğu kesimlerinde yer alan yaşlı ve tektonik aktivitesi çok düşük 35 km kalınlığındaki kabuğun tabanında sıcaklığın yaklaşık 450 ile 550°C'ler arasında olacağı düşünülmektedir (Blackwell, 1971).

Basen and Range tipi kabuk, faylanmış ve tektonik hareketlerle eğimleri değişmiş blokların, dar alanlarda çok sayıda vadi ve yükselimlerin sıralandığı yörelerdir. Görülüyor ki bu yörelerde kabuk tabanı ergime sıcaklığına yakın derecede yüksektir. Elde edilen sonuçlar olarak bu özelliklere sahip bölgelerin, tektonizma ve volkanizma bakımından aktif olacağı göstermektedir. Kabuk tabanının soğuk olduğu yerlerde ise tektonik aktivitede uzun süreli durgunluk hakimdir.

2.3.4. Yeryüzünde Isı Akısı Ölçümleri ve Dağılımı

Yer içi sıcaklığı konusunda bir fikir sahibi olmamız için ölçebileceğimiz en geçerli büyüklük ısı akısıdır. Isı akısı, birim zamanda birim yüzeyden akan ısı miktarı olup ortamın ısı gradiyenti (dT/dZ) ile ısı iletkenliğinin (k) çarpımına eşittir ve

$$q = k(dT/dZ) \quad (2.6)$$

bağıntısı ile verilir. Isı akısının c.g.s birimi $\mu\text{kal}/\text{cm}^2\text{s}$ (HFU) olmakla birlikte, günümüzde SI birim sistemine uygun birimi mW/m^2 dir. İki birim arasında $1\mu\text{kal}/\text{cm}^2\text{s}$ (HFU)=41.84 mW/m^2 bir ilişki bulunmaktadır. Isı akısının (2.6) bağıntısından elde edilebilmesi için farklı iki büyüklüğün ölçülmesi gerekir. Isı gradiyenti, incelenen ortam içinde düşey olarak duran ve

aralarındaki uzaklık sabit olan iki noktadaki sıcaklık ölçülerek saptanır. Isı iletkenliği ise, arazide ısı gradiyentinin ölçüldüğü anda veya sondaj kuyusundan alınacak olan örneğin laboratuvarında ölçülmesi ile saptanır. Yerküreyi oluşturan maddelerin bir çoğunun fiziksel özellikleri sıcaklığa bağlı olarak değişir. Bu nedenle, yerin ısı akısına ilişkin ölçümler yaparak, yerkürenin iç sıcaklığına ve yerkabuğunu oluşturan kayaçların diğer fiziksel özelliklerine ait bilgiler edinmek bir çok yer bilimcinin araştırma konusunu teşkil etmektedir.

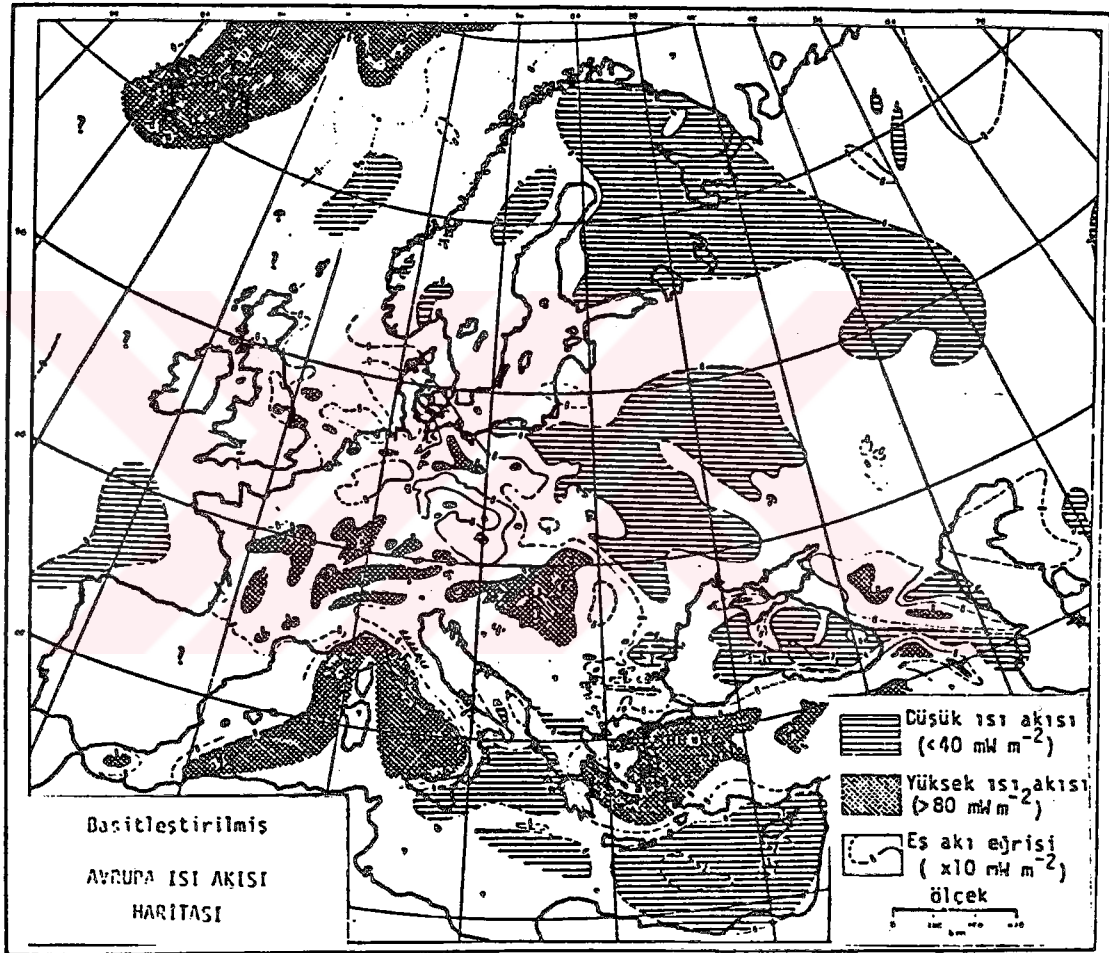
Avrupa kıtası ve etrafındaki denizlerde oldukça çok sayıda ısı akısı ölçümleri yapılmıştır. Eldeki veriler kullanılarak Cermak (1979)'in hazırladığı ısı akısı haritası Şekil 15'de görülmektedir. Bütün kıta için ortalama ısı akısı değeri yerküre ortalamasına yakın olup $62 \pm 28.6 \text{ mW/m}^2$ dir. İskandinavya ve Ukranya platformu üzerinde ve ayrıca Doğu Akdeniz'de dünya ortalamasının altında ısı akısı değerleri görülür (yaklaşık 40 mW/m^2). Büyük ve küçük Kafkaslarda dağ oluşumuna paralel oldukça yüksek ısı akısı anomalisi gözlenmiştir (90 mW/m^2).

Dağ zinciri içinde yer alan çöküntü havzaları ise, tersine, düşük ısı göstermektedir. Kıırım Yarımadası civarında hem yüksek hem de düşük değerler ölçülmüştür. Orta Avrupa'da Alp'lerin kuzeyinde ve İngiliz adalarında ısı akısı, genelde, normal ve yerküre ortalamasına yakındır. Isı akısının Avrupa'da dağılımı bir çok tektonik olay ile ilişkilidir. Örneğin Ren grabeni üzerinde Avusturya ve İsviçre Alp'lerinde yüksek ısı akısı ölçülmektedir (Clark ve Niblett, 1956; Haenel, 1974). Pannonian havzasında önemli bir yüksek ısı akısı anomalisi vardır (Boldizor, 1968). Bu genç çöküntü havzası kalın Neojen-Kuvaterner tortular ile doludur. Kabuk kalınlığı ortalama 25 km olup tabanında yerel olarak kısmi ergime olduğu düşünülmektedir (Cermak, 1975). Karadeniz'de ölçülmüş ısı akısı değerleri ortalama olarak $35 \pm 16 \text{ mW/m}^2$ dir (Lubimova ve Polyak, 1969). Gerçekte, Karadeniz'de ölçülen ısı akısı değerlerine, hızlı tortullaşmadan dolayı düzeltme uygulandığında, 114.2 mW/m^2 gibi ortalama değer elde edilirki bu da Karadeniz'in yüksek ısı akısı bölgesi olduğunu gösterir (Ericson, 1970).

Akdeniz'de ısı akısı dağılımına gelince, Doğu ile Batı Akdeniz arasında açık bir fark göze çarpar. Erickson (1970)'e göre Sardunya ve Korsika adasının batısında ortalama ısı akısı 75 mW/m^2 civarındadır. Tiran Denizi civarında ise ortalama ısı akısı yüksek olup 120 mW/m^2 dir. Bütün Akdeniz'de 24 ölçü için bulunan ortalama ısı akısı $97.5 \pm 72 \text{ mW/m}^2$ olup dünya ortalamasının oldukça üzerinde bir değerdir. Doğu Akdeniz'de ise batıdan farklı olarak, düşük

bir ortalama ısı akısı gözlenmektedir. Doğuda (Kıbrıs dahil) yapılan 33 ölçmenin ortalaması $30.9 \pm 8 \text{ mW/m}^2$ dir.

Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki sınır, Azor-Cebelitarık civarında başlar, Cezayir'in kuzeyinden ve Sibirya üzerinden Yunanistan'a geçerek Helenik ada yayı boyunca Girit üzerinden Türkiye'ye ulaşır. Bu sınırın hemen güneyinde Afrika levhası üzerinde ısı akısı değerleri 30 mW/m^2 civarında olup, sınırın kuzeyinde gözlenen $65-70 \text{ mW/m}^2$ 'lik değerlerin yarısına eşittir (Cermak, 1979).

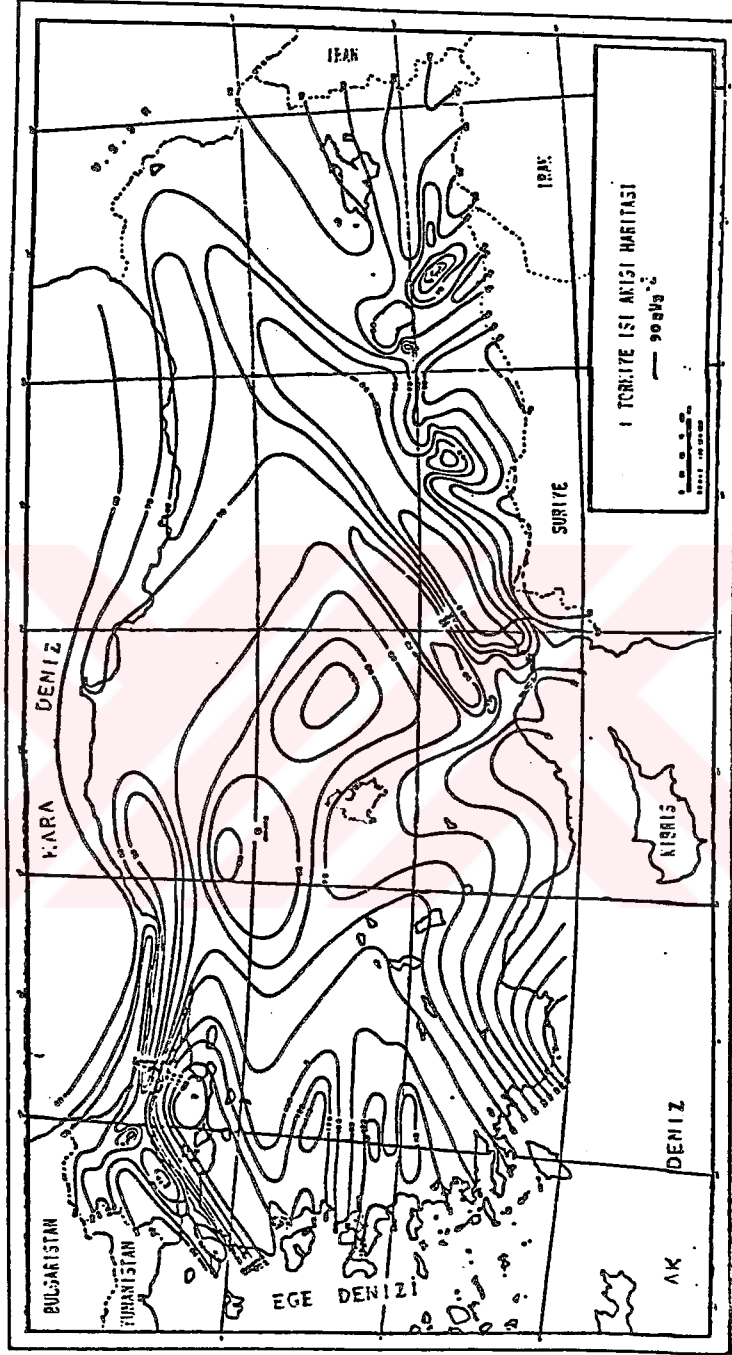


Şekil 15: Avrupa'nın basitleştirilmiş ısı akısı haritası (Cermak, 1979).

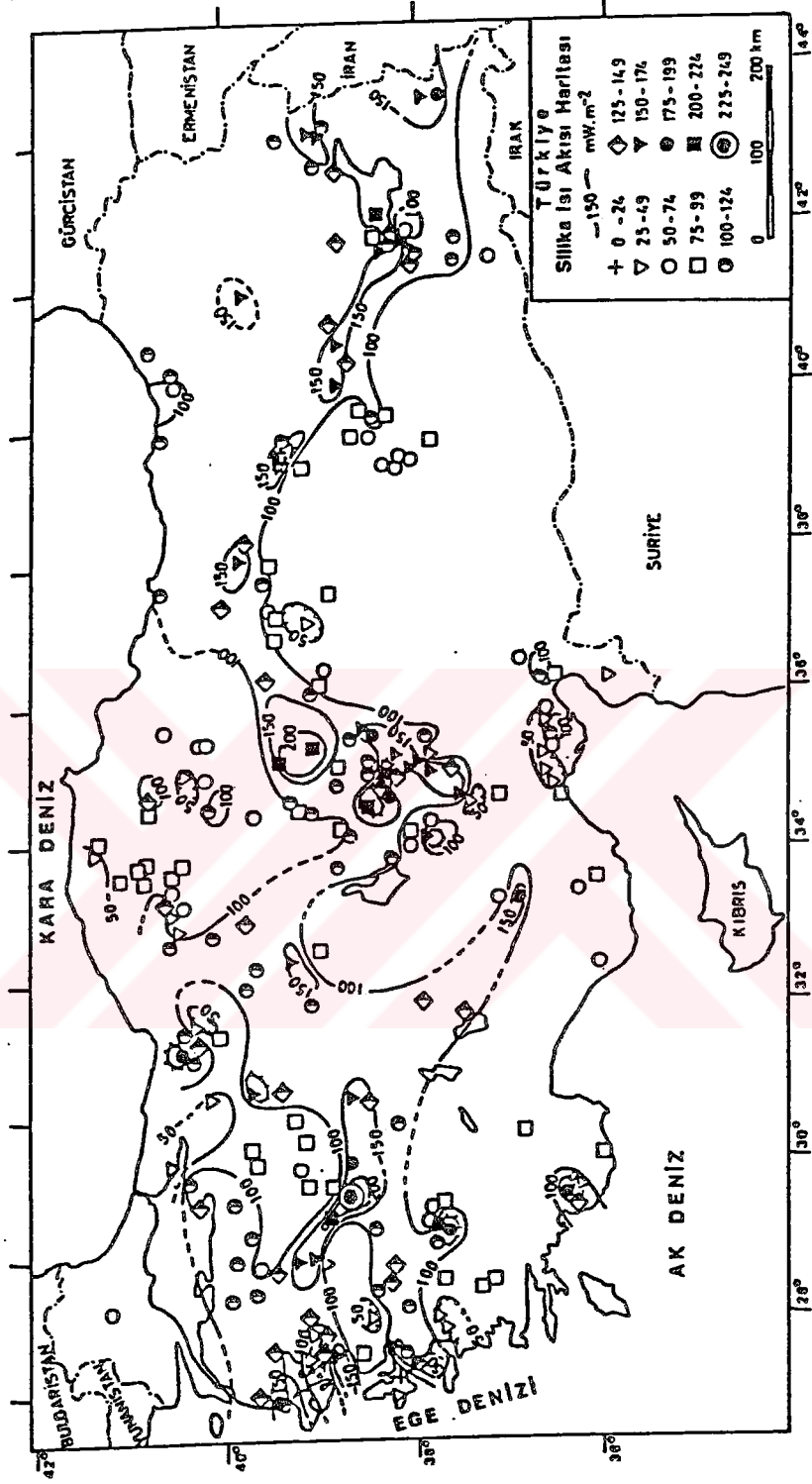
2.3.5. Türkiye’de Yüzey Isı Akısı Ölçümleri ve Dağılımı

Yapılan çalışmalara göre, Türkiye Avrupa’nın yüksek ısı akısı gözlenen bir bölümünde yer almaktadır. Ancak, ülkemizde ayrıntılı bir ısı akısı haritası hazırlanmamıştır. Genellikle petrol aramak gibi, başka amaçlarla açılan derin kuyuların sürekli sıcaklık loglarının bulunmaması ve özellikle, alınan kayaç karotlarının ısı iletkenlik katsayılarının bulunmayışı ayrıntılı bir haritanın hazırlanamamasına neden olmuştur. Türkiye’de ilk defa Tezcan ve Turgay (1989) daha çok jeotermal alanlara yakın ısı gradiyentini dikkate alarak ve sabit ısı iletkenliği $k=2.1 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ değerini kullanarak bütün Türkiye için yaklaşık bir ısı akısı haritası hazırlamışlardır (Şekil 16). Bu haritadan da görüleceği üzere, Batı Anadolu yüksek ısı akısı anomalileri ile temsil edilmektedir. Bu haritaya göre, Batı Anadolu’da Ayvacık-İmrahlı adası hatı boyunca en yüksek ısı akısı değerleri gözlenmiştir.

Jeotermal suların silika sıcaklığı ile ısı akısı arasındaki ilişkiyi kullanan İlkışık (1989 b, 1992 ve 1995 ve İlkışık ve diğ., 1990) Türkiye ısı akısı dağılımını veren bir harita hazırlamıştır (Şekil 17). İlkışık, Ege Bölgesi’nde ortalama ısı akısı yoğunluğunu $107 \pm 45 \text{ mW/m}^2$ olarak belirtmiştir. Bu değer yerküre ortalamasından %50 kadar yüksektir. İlkışık tarafından hazırlanan bu ısı akısı haritasına göre, Batı Anadolu’da en yüksek ısı akısı anomalileri Gediz-Simav, Tuzla, Gönen, Kızıldere ve Dikili civarında görülmektedir.



Şekil 16: Türkiye ısı akışı haritası (Tezcan ve Turgay, 1989).



Şekil 17: Silika sıcaklığı yöntemi ile hesaplanan Türkiye ısı akışı haritası (İlkışık, 1992).

2.4. Ters çözüm Kuramı ve Modelleme

Jeofizikte ters çözüm, sonlu sayıdaki gözlem değerlerine idealize edilmiş bir model yanıtının karşılaştırılması ve bu model parametrelerinin elde edilmesidir. Ters çözüm olayı, model, model parametreleri ve onların oluşturduğu model yanıtı şeklinde üç grupta toplanabilir. Model; gözlenen bir olayı matematiksel işlemlerle gösteren bir grup bağıntıdan oluşur ve bu bağıntılar, gerçek veriden hesaplamak istediğimiz model parametrelerinin sayısına bağlıdır. Model yanıtı, modelden üretilen yapay veriden oluşur. Ters çözümün amacı, model yanıtının gözlemsel veriye karşılaştırılmasını sağlayan parametreleri elde etmektir. Eğer modelin fiziksel olarak gözlem değerleriyle ilişkisi yoksa parametreleri hesaplamak olanaksızdır. Uygun seçilmemiş bir model fonksiyonu, hesaplanan olası modelin geometrik veya fiziksel parametrelerinin ters çözüm sonucunda anlamsız değerler almaya neden olabilir.

2.4.1. Ters Çözüm İlkeleri

Jeofizik problemlerin bir kısmında, ters çözüm için model parametreleri ile gözlem değerleri arasında doğrusal bir ilişki vardır. Bu tür problemlerin çözümü için doğrusal bir denklem sistemi,

$$y = A.P \quad (2.7)$$

eşliği ile verilir. Burada y , gözlemsel değerleri, A Jakobian matrisini, P ise model parametrelerini içeren bilinmeyen vektörler sistemidir.

Jeofizikteki ters problemlerin bir bölümünde model parametreleri ile gözlem değerleri arasında doğrusal olmayan bir ilişki vardır. Eğer model yanıtı ile model parametreleri arasında doğrusal olmayan bir ilişki varsa, problemin çözümü için model yanıtını belirli bir model başlangıç değeri civarında Taylor serisine açarak ikinci ve daha yüksek mertebeden türevli terimler gözardı edilerek denklem,

$$f = f^0 + \sum_{j=1}^p \frac{\partial f}{\partial P_j} \Big|_{P=P_0} (P_j - P_j^0) \quad (2.8)$$

şeklinde doğrusallaştırılır. Burada, f , model yanıtını, f^0 , başlangıç model yanıtını, P_j , hatayı minimum yapan j . gerçek parametreyi ve P_j^0 ise, j . başlangıç model parametrelerini göstermektedir. Matris şeklinde gösterimi ise,

$$f = f^0 + A.\Delta P \quad (2.9)$$

olarak verilebilir. Burada A kısmi türevleri içeren $n \times p$ boyutunda Jakobian matrisidir ve

$$A_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial P_j} \quad (2.10)$$

şeklinde gösterilir. ΔP , parametre artış miktarı olarak isimlendirilir ve

$$\Delta P_j = P_j - P_j^0 \quad (2.11)$$

şeklinde verilir. Burada ΔP_j , P_j parametrelerindeki değişim yada sapmaları göstermektedir. Parametre artış miktarı, gözlem değerleri ile model yanıtı arasındaki farkların karelerini minimum yapacaktır. Model yanıtı ile gözlenen veri arasındaki farkı e ile göstererek,

$$e = y - f \quad (2.12)$$

şeklinde yazabiliriz. (2.9) ve (2.12) bağıntılarından,

$$y - (f^0 + A\Delta P) = e \quad (2.13)$$

$$y - f^0 = A\Delta P + e \quad (2.14)$$

bulunur. $y - f^0$ vektörü, gözlem ve başlangıç model yanıtı arasındaki farkları içerir ve fark vektörü olarak isimlendirilir. Yani, $\Delta G = y - f^0$ dır.

(2.13) bağıntısından,

$$e = \Delta G - A\Delta P \quad (2.15)$$

bulunur ve hata vektörü olarak adlandırılır. En küçük kareler metodu, parametre değişim vektörü ΔP 'nin belirlenmesine olanak sağlar. Jeofizikte ters çözümler genelde veri sayısı (n), model parametre sayısına (p) eşit değildir. Problemin çoğu $n > p$ durumundadır. Bu durumda A matrisinin rankı tam rank olmayabilir. Rank azlığı problemin çözümünü azaltır. Bu çözümü arttırmak için yeni teknikler geliştirilmiştir. Bunlara örnek olarak Marquard-Levenberg metodunu verebiliriz. En küçük kareler veya Gauss-Newton yaklaşımında, parametre düzeltme vektörü ΔP 'ye göre hatanın minimum olması istenir. Bir vektörün kare uzunluğu, onun transpozesi ile kendisinin çarpımına eşittir. Bu durumda e hata vektörünün kare uzunluğunu S ile gösterecek olursak

$$S = ee^T = (\Delta G - A\Delta P)^T (\Delta G - A\Delta P) \quad (2.16)$$

bağıntısı elde edilir. Bu ifadenin minimum olması için S 'nin ΔP 'ye göre kısmi türevlerinin sıfıra eşitlenmesi gerekir. Bu ,

$$\frac{\partial S}{\partial \Delta P} = 0 \quad (2.17)$$

şeklinde yazılabilir (Graybill,1969). (2.16) bağıntısını kullanarak (2.17) bağıntısı yeniden yazılacak olursa

$$\frac{\partial}{\partial \Delta P} (\Delta P^T A^T A \Delta P - \Delta G^T A \Delta P - \Delta P^T A^T \Delta G + \Delta G^T \Delta G) = 0 \quad (2.18)$$

bağıntısı elde edilir. (2.12) nolu denklemdaki gerekli işlemler yapıldıktan sonra,

$$A^T A \Delta P = A^T \Delta G \quad (2.19)$$

bağıntısı elde edilir. Parametre değişim vektörü için bunun çözümü,

$$\Delta P = (A^T A)^{-1} A^T \Delta G \quad (2.20)$$

şeklinde yazılabilir. Bu bağıntıya en küçük kareler veya Gaus-Newton çözümü adı verilir. Denklem sayısının bilinmeyen sayısından fazla olması halinde (2.20) bağıntısından yararlanarak,

$$A_L^{-1} = (A^T A)^{-1} A^T \quad (2.21)$$

şeklinde bir matris tanımlanır. Bu $n \times p$ boyutundaki A_L^{-1} matrisine en küçük kareler veya Lanczos tersi denir. Bu matrisin tersinin alınabilmesi için, matrisin kare matris olması ve sistemin determinantının sıfıra yakın olması gerekir. Bu tür sistemlerin çözümünde duraysızlıklar oluşmaktadır (Aydoğan, 1992). Bu durumdan kurtulmak için “Sönümlü En Küçük Kareler” veya “Marquardt-Levenberg” algoritması kullanılabilir (Marquardt, 1963). Marquardt Levenberg Metodunda parametre değişim vektörünün elamanlarının enerjileri sınırlanarak çözüme sokulur. Bu sınırlamanın amacı, çözümdeki sınırsız salınımları önleme ve parametre değişim vektörü ΔP 'yi düzgünlemektir. Bu yöntemde β Marquardt sönüm katsayısı olmak üzere düzeltme miktarı,

$$\Delta P = (A^T A + \beta I)^{-1} A^T \Delta G \quad (2.22)$$

bağıntısından hesaplanmaktadır. Bu bağıntıda I birim matristir. β , keyfi seçilebilen bir katsayı olmasına rağmen problemlerin çözümünde yakınsama için önemlidir. $A^T A$ 'nın diagonaline eklenen β sabiti $A^T A$ matrisinin eigen değerlerinin seviyesine eklenir. Böylece, hiçbir eigen değeri sıfır olmaz. Levenberg (1944)'in Langrenge çarpanı β , bir sönüm faktörünü ifade eder.

Ters çözüm işleminde, $A^T A$ daki çözümsüzlüğü ortadan kaldırmak amacıyla matris “Tekil Değer Ayırma” (Golub ve Reinsch, 1970) yöntemi ile yeniden düzenlenebilir. Böylece matris çarpımındaki sayısal hatalar ve çözümsüzlükten kaçınılabilir. Bu algoritma denklem sayısının bilinmeyen parametre sayısından fazla olması halinde, parametre düzeltme miktarının hesaplanmasında kullanılan,

$$A_L^{-1} = (A^T A)^{-1} A^T \quad (2.23)$$

yerine, doğrudan A matrisi kullanılır. Bu durum matris çarpımındaki sayısal duyarlılığı önemli derecede artırır. Bu algoritmaya göre, A jacobian matrisi üç matrisin çarpımı olarak

$$A = USV^T \quad (2.24)$$

ifade edilir. Burada, U matrisi $n \times p$ boyutunda veri uzayını, V matrisi p boyutunda model uzayını gösterir. S ise $p \times p$ diagonal matristir ve $A^T A$ matrisinin sıfır olmayan pozitif eigen değerlerini içerir. Tekil Değer Ayırma yöntemi ile ilgili daha ayrıntılı bilgi Lawson ve Hanson (1974)'de verilmiştir. Tekil Değer Ayırma yönteminde,

$$U^T U = V^T V = V V^T = I_p \quad (2.25)$$

dir. Burada I $p \times p$ boyutunda bir birim matristir. (2.21) nolu bağıntıda verilen A matrisinin En Küçük Kareler veya Lanczos tersini, Tekil Değer Ayırma yöntemini de kullanarak,

$$A_L^{-1} = V S^{-1} U^T \quad (2.26)$$

şeklinde yazılabilir. (2.22) no'lu bağıntıdaki Marquardt-Levenberg Metodu ile elde edilen ΔP yeniden tekil değerlere ayırarak,

$$\Delta P = V(S^2 + \beta I)^{-1} U^T \Delta G \quad (2.27)$$

şeklinde yazılabilir. (2.27) no'lu bağıntı,

$$\Delta P = V \cdot \text{diag} \left(\frac{S}{S + \beta} \right) U^T \Delta G \quad (2.28)$$

şeklinde de yazılabilir. (2.28) de verilen bağıntı matris formunda ise,

$$\begin{bmatrix} \Delta P_1 \\ \Delta P_2 \\ \cdot \\ \Delta P_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V_{11} & V_{12} & \cdot & V_{1n} \\ V_{21} & V_{22} & \cdot & V_{2n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ V_{n1} & V_{n2} & \cdot & V_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\lambda_1}{\lambda_1^2 + \beta} & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \frac{\lambda_2}{\lambda_2^2 + \beta} & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \frac{\lambda_n}{\lambda_n^2 + \beta} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_{11} & U_{12} & \cdot & \cdot & U_{1m} \\ U_{21} & U_{22} & \cdot & \cdot & U_{2m} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ U_{n1} & U_{n2} & \cdot & \cdot & U_{nm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta G_1 \\ \Delta G_2 \\ \cdot \\ \Delta G_m \end{bmatrix}$$

(2.29)

şeklinde yazılabilir (Aydoğan, 1992). (2.29) no'lu denklemde $\lambda_j \rightarrow 0$ olması durumunda da payda sıfır değeri almamaktadır. Eigen değerlerinin sıfıra yakın olması halinde yukarıda açıklanan yöntemin dışında diğer bir yol ise, eigen değerlerinin sıfırdan farklı olan kısımları alarak, eksik değerler ile çözüme gidilmesidir. Wiggins (1972) ters çözüme girecek eigen değerlerin sayısını,

$$nr = \sum_{i=1}^n \frac{\lambda_i^2}{\lambda_i^2 + \varepsilon^2} \quad (2.30)$$

bağıntısı ile vermiştir. Burada ε^2 model ile gözlemler arasındaki uyumsuzluğu göstermektedir. (2.29) bağıntısı eksik eigen değerlerine göre yeniden yazılacak olursa,

$$\begin{bmatrix} \Delta P_1 \\ \Delta P_2 \\ \cdot \\ \Delta P_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V_{11} & V_{12} & \cdot & V_{1r} \\ V_{21} & V_{22} & \cdot & V_{2r} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ V_{n1} & V_{n2} & \cdot & V_{nr} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\lambda_1}{\lambda_1^2 + \beta} & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \frac{\lambda_2}{\lambda_2^2 + \beta} & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \frac{\lambda_n}{\lambda_n^2 + \beta} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_{11} & U_{12} & \cdot & \cdot & U_{1m} \\ U_{21} & U_{22} & \cdot & \cdot & U_{2m} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ U_{n1} & U_{n2} & \cdot & \cdot & U_{nm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta G_1 \\ \Delta G_2 \\ \cdot \\ \Delta G_m \end{bmatrix}$$

(2.31)

elde edilir (Aydoğan, 1992).

Genelde, ΔP 'nin değişimini ayarlamak ve duraylı iterasyon sağlamak amacıyla ΔP , γ gibi bir yuvarlatma faktörü ile çarpılarak yeni parametre P,

$$P_{k+1} = P_k + \gamma \Delta P \quad (2.32)$$

bağıntısı ile bulunur. Bu yuvarlatma faktörü % hata miktarına bağlı olarak seçilir. Yuvarlatma faktörü (γ), eğer yüzde hata $> \%10$ ise 0.25, $\%2.5 < \text{yüzde hata} < \% 10$ ise 0.5 ve yüzde hata $< \%2.5$ ise 0.75 olarak alınmaktadır (Marobhe, 1989).

2.4.2 . Tekil Değer Ayırma Analizi Yardımıyla Çözünürlüğün İncelenmesi

Kısmi türevleri içeren A Jakobian matrisinden Tekil Değer Ayırma yöntemi kullanılarak elde edilen parametre eigen vektörü (V) yardımıyla gerçek ve hesaplanan parametreler arasındaki ilişkiler ortaya konabilir. Doğrusal ters çözüm gözönüne alındığında, çözülen parametre vektörü (P) ile gerçek parametre vektörü (P^*) arasındaki ilişki,

$$P = I.V.P^* \quad (2.33)$$

şeklinde yazılabilir. (2.33) bağıntısının daha açık yazılımı,

$$P_j = \dots + V_{ij}P_{j-1} + V_{jj}P_j + V_{j+1j}P_{j+1} \quad (2.34)$$

şeklinde verilebilir. Burada V model parametre vektörünün elemanlarını göstermektedir. (2.34) bağıntısı, hesaplanan parametrelerin diğer parametrelerden etkilenme oranlarını verir. Oranın büyük olması parametrelerin bağımsız çözülmesini de engeller (Jupp ve Vozoff ,1975; İlkışık ve Jones, 1984; İlkışık, 1989 a; Ulugerli ve Başokur, 1994).

En iyi çözümlenen parametre en büyük eigen değerine karşı gelen parametre eigen vektöründen elde edilir. Elde edilen değerler ters işaretli ise parametrelerin toplamları ($P_i + P_j$), aynı işaretli ise parametrelerin farkları ($P_i - P_j$), sabit kalacak şekilde çözüm bulunur. Gözlem verisinin hata içermesi durumunda, eklenecek parametreler göreceli olarak küçük eigen değerlerine ait parametre eigen vektöründen, parametreleri etkileyecek gözlem noktaları ise data eigen vektöründen görülebilir.

Parametreler arası ilişki, korelasyon matrisi yardımıyla da incelenebilir. Parametreler arasındaki doğrusal ilişkinin bir ölçüsü olan korelasyon matrisi C, kısmi türevler matrisinden.

$$C_{ij} = \frac{(A^T A)^{-1}_{ij}}{\left[(A^T A)^{-1}_{ii} \cdot (A^T A)^{-1}_{jj} \right]^{1/2}} \quad (2.35)$$

bağıntısı ile elde edilebilir.

Korelasyon katsayıları -1 ve +1 arasında bir değer almaktadır. Bu katsayıların sıfır olması, ilgili iki parametrenin birbirinden bağımsız olarak çözüleceğini, -1'e yakın olması çarpımlarının, +1'e yakın olması ise oranların önemli olduğunu ve birbirlerinden bağımsız olarak çözülemeyeceğini gösterir (Jupp ve Vozoff, 1975; İlkışık ve Jones, 1984; İlkışık, 1989 a; Aydoğan, 1992; Ulugerli ve Başokur, 1994).

2.4.2. Dayk, Prizma ve Eğimli Basamak modellerinin Toplam Mağnetik Anomalilerinin Hesaplanması

Yeraltının jeolojik yapısı ile mağnetik anomaliler birbirleriyle ilişkilidir. Mağnetik anomali, yeraltının jeolojik yapısının mıknatıslanmalarının farklılaşmasından dolayı yeryüzünde izlenir. Bu nedenle, anomaliye neden olan jeolojik yapının belirlenmesinde model yapının iyi seçilmesi gerekir. Gravite ve mağnetik yöntemlerde modelleme yapılırken yeraltı, basit geometrik şekillerle temsil edilir. Model olarak dayk, prizma, eğimli basamak vb. yapılar kullanılabilir. Ancak bu şekilde tanımlanan modellerin matematiksel bağıntıları, ele alınan model elamanının cinsine, boyutuna ve yer yüzüne göre olan konumuna bağlı olarak belirlenir.

Sonsuz derinlikte dayk, prizma ve eğim basamaklı fay modelleri için toplam mağnetik alan anomalisinin matematiksel ifadesi Gay(1967) tarafından verilen

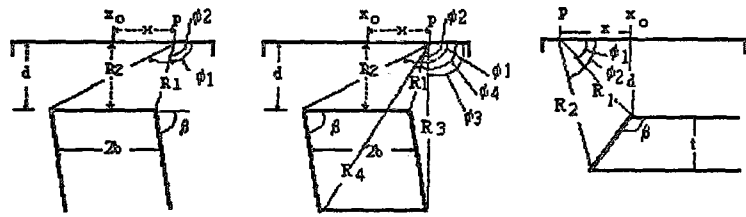
$$T(x) = 2kTh^2 \sin\{\sin\beta(2I - \beta)\Delta\phi - \cos(2I - \beta)\ln\Delta R\} + T_0 \quad (2.36)$$

bağıntısı yardımıyla hesaplanabilir. (2.36) no'lu bağıntıda geçen büyüklükler Tablo 4 ve Şekil 18 de verilmiştir.

Prizma modeline ait toplam mağnetik alan anomalisi, ölçü düzlemi altında üst derinlikleri D ve d olan ve alt derinliği sonsuza uzanan iki dayk anomalisinin farkından hesaplanabilir ve üst derinliği D olan alttaki daykın merkezi, d üst derinliğine sahip üstteki daykın merkezine bağlı olarak,

$$X' = X_0 + (D - d) \cot \beta \quad (2.37)$$

bağtımsından hesaplanabilir.



a) Senaryo Dayk Modeli b) Prizma Modeli c) Eğimli Basamak Modeli



Şekil 18: Dayk (a), Prizma (b) ve eğimli basamak (c) modellerinin geometrisi. N_m mağnetik kuzey ve α cismin mağnetik kuzeyle saat yönünün tersindeki doğrultu açısıdır.

Tablo 4: Modellerin toplam mağnetik alan anomalilerinin hesaplanmasında kullanılan parametreler.

Simge	Açıklama
I	= Arctan (tan i / Sin α)
α	= Cismin saatin tersi yönünde kuzeyle yaptığı açđ
β	= Modelin eğimi
T	= Yermağnetik alan şiddeti
X _o	= Modelin yüzeydeki merkezi
b	= Dayk ve prizma modelinin yarı genişliği
d	= Modelin üst derinliği
T _o	= Datum Seviyesi
k	= Süseptibilite kontrastı
h ²	= 1- Cos ² α Cos ² i
Δφ	= φ ₁ - φ ₂
ΔR	= R ₁ / R ₂
<u>Dayk Modeli için</u>	
φ ₁	= Arctan((x - b)/d)
φ ₂	= Arctan((x + b)/d)
R ₁	= √(d ² +(x - b) ²)
R ₂	= √(d ² +(x + b) ²)
<u>Eğim basamak Modeli için</u>	
φ ₁	= Arctan (x / d)
φ ₂	= Arctan ((x-t.Cotβ)/(d+t))
R ₁	= √(d ² + x ²)
R ₂	= √(d + t) ² +(x - t cot β) ²

2.4.4. Model cisimlerin kısmi türev matrislerinin hesaplanması

Eğimli basamak, dayk ve prizma modelleri kullanılarak yapılan ters çözümde, kullanılan Jacobian kısmi türevler matrisi, (2.36) no'lu bağıntının X_o, b, β, D, kT ,d ve T_o 'a göre kısmi türevlerinin alınmasıyla bulunabilir. Prizma modeli için kısmi türevler, üst derinlikleri D ve d olan benzer iki daykm ayrı ayrı kısmi türevlerin farkı şeklinde verilebilir (Morobhe, 1989).

Aşağıda, sözü edilen modellere ait toplam mağnetik alan anomalilerinin model parametrelerine göre kısmi türevleri verilmiştir.

Dayk Modeli

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial d} = 2kT \sin \beta \left\{ \sin \theta \left[\frac{x-b}{R_1^2} - \frac{x+b}{R_1^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{d}{R_1^2} - \frac{d}{R_2^2} \right] \right\} \quad (2.38)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial X_0} = 2kT \sin \beta \left\{ \sin \theta \left[\frac{d}{R_2^2} - \frac{d}{R_1^2} \right] + \cos \theta \left[\frac{x-b}{R_2^2} - \frac{x+b}{R_1^2} \right] \right\} \quad (2.39)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial b} = 2kT \sin \beta \left\{ \sin \theta \left[\frac{0.5d}{R_2^2} - \frac{0.5d}{R_1^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{x+b}{R_2^2} \right] \right\} \quad (2.40)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial \beta} = 2kTh^2 \left\{ \cos \beta [\sin \theta \Delta \phi - \cos \theta \ln(\Delta R)] + \sin \beta [\cos \beta \Delta \phi - \sin \theta \ln(\Delta R)] \right\} \quad (2.41)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial kT} = 2h^2 \sin \beta [\sin \theta \Delta \phi - \cos \theta \ln(\Delta R)] \quad (2.42)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial T_0} = 1.0 \quad (2.43)$$

Eğim Basamak Modeli

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial d} = 2kTh^2 \sin \beta \left\{ \sin \theta \left[\frac{x-t \cot \beta}{R_2^2} - \frac{x}{R_1^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{d}{R_1^2} - \frac{d+t}{R_2^2} \right] \right\} \quad (2.44)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial X_0} = 2kTh^2 \sin \beta \left\{ \sin \theta \left[\frac{d+t}{R_2^2} - \frac{d}{R_1^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{x-t \cot \beta}{R_2^2} - \frac{x}{R_1^2} \right] \right\} \quad (2.45)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial t} = 2kTh^2 \sin \beta \left\{ \sin \theta \left[\frac{x - t \cot \beta}{R_2^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{d + t + \cot \beta [t \cot \beta - x]}{R_2^2} \right] \right\} \quad (2.46)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial \beta} = kTh^2 \left\{ \cos \beta [\Delta \phi \sin \theta - \cos \theta \ln(\Delta R)] + \sin \beta [\sin \theta \ln(\Delta R) - \cos \theta \Delta \phi] \right\} + \frac{2Th^2 \cos \theta \left[\frac{x - t \cot \beta}{\sin \beta R_2^2} \right]}{\sin \beta R_2^2} \quad (2.47)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial kT} = 2h^2 \sin \beta [\sin \theta \Delta \phi - \cos \theta \ln(\Delta R)] \quad (2.48)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial T_0} = 1.0 \quad (2.49)$$

Prizma Modeli

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial d} = 2kTh^2 \sin \beta \left\{ \sin \theta D \cot \beta \left[\frac{1}{R_4^2} - \frac{1}{R_3^2} \right] - \cos \theta \cot \beta \left[\frac{X' + b}{R_3^2} + \frac{X' - b}{R_4^2} \right] \right\} \quad (2.50)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial X_0} = 2kTh^2 \sin \beta \left\{ D \sin \theta \left[\frac{1}{R_4^2} - \frac{1}{R_3^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{X'' - b}{R_4^2} + \frac{X'' + b}{R_3^2} \right] \right\} \quad (2.51)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial b} = 2kTh^2 \sin \beta \left\{ \sin \theta D \left[\frac{1}{R_3^2} - \frac{1}{R_4^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{X'' + b}{R_3^2} + \frac{X'' - b}{R_4^2} \right] \right\} \quad (2.52)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta T}{\partial \beta} = & 2kTh^2 \left\{ \cos \beta [\sin \theta \Delta \phi_2 - \cos \theta \ln(\Delta R_2)] - \sin \beta [\cos \theta \Delta \phi_2 + \sin \theta \ln(\Delta R_1)] \right. \\ & \left. + D \sin \beta \operatorname{cosec}^2 \beta \sin \theta \left[\frac{1}{R_4^2} - \frac{1}{R_3^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{X'' - b}{R_4^2} - \frac{X'' + b}{R_3^2} \right] \right\} \end{aligned} \quad (2.53)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial D} = 2kTh^2 \sin \left\{ \sin \theta \left[\frac{X'' + b - d \cot \beta}{R_4^2} - \frac{(X'' - b - DCot\beta)}{R_3^2} \right] - \cos \theta \left[\frac{DCot\beta - (X'' + b)}{R_3^2} - \frac{D - Cot\beta(X'' - b)}{R_4^2} \right] \right\} \quad (2.54)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial kT} = 2h^2 \sin \beta \left\{ \sin \theta [\Delta \phi_1 - \Delta \phi_2] - \cos \theta \ln \left[\frac{R_1 R_2}{R_3 R_4} \right] \right\} \quad (2.55)$$

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial T_0} = 10 \quad (2.56)$$

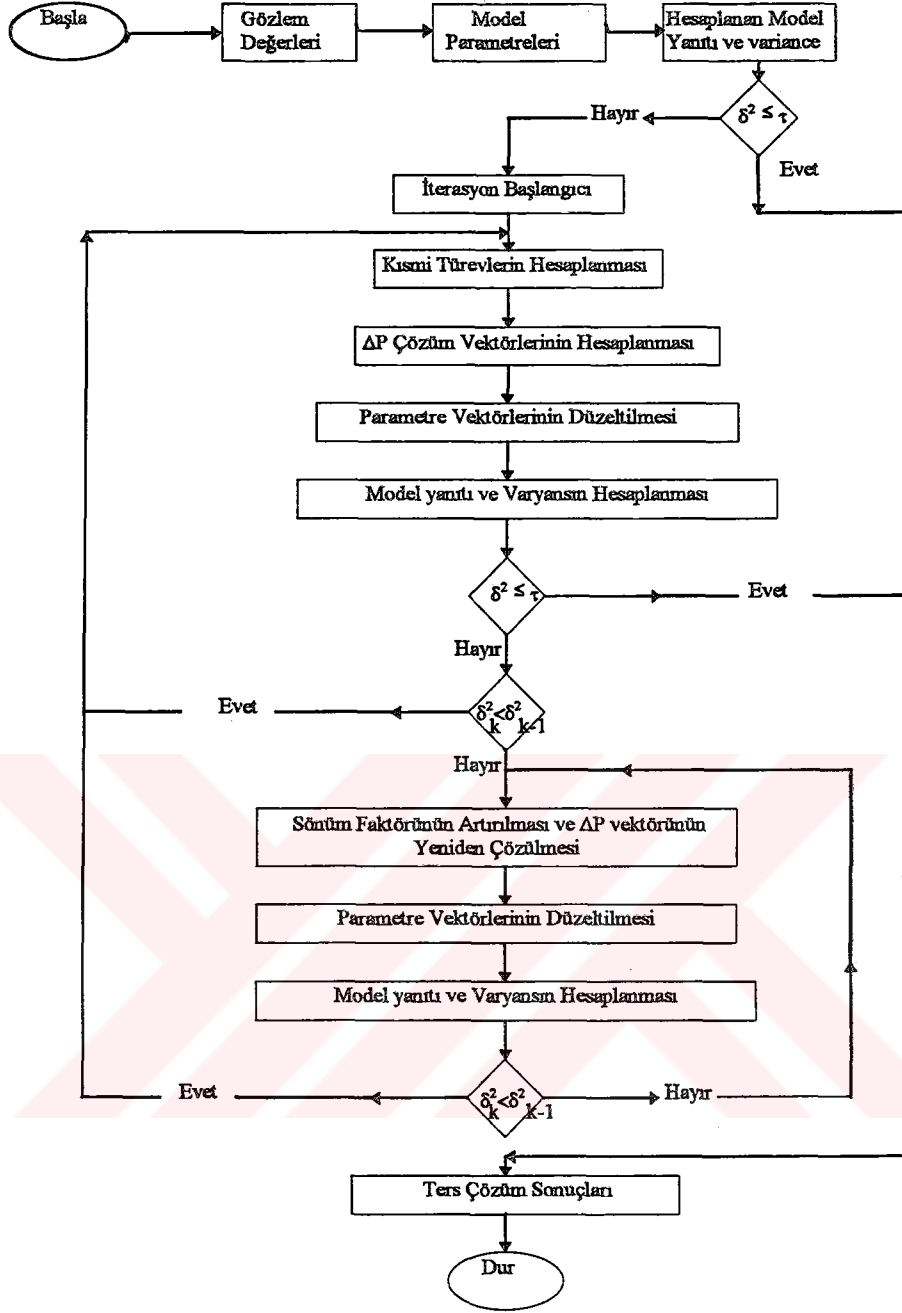
2.4.4. Kuramsal Veri Uygulaması

Bu çalışmada mağnetik anomalilerin modellemesinde Morobhe (1989)'in dayk, prizma ve eğim basamak modelleri için hazırlanmış olduğu algoritma kullanılmıştır.

Bu algoritmanın çözümü ve yakınsama hızı seçilen modele, model parametreleri için seçilen başlangıç değerine ve veride bulunan gürültüye bağlı olarak değişiklik gösterir. Algoritmada Marquardt sönüm faktörü (β) çözümün duraylılığını sağlamak amacıyla sıfır ile bir arasında alınmıştır. β , 1 alındığında çözüme yavaş ve 0 alındığında ise çözüme hızlı ulaşılmıştır. Ayrıca, parametre değişim miktarı (ΔP)'nin değişimini ayarlamak ve duyarlı iterasyon sağlamak amacıyla ΔP , (2.32) bağıntısında görüldüğü gibi γ gibi bir yuvarlatma faktörü ile çarpılarak yeni parametre bulunmuştur

Ters çözümdeki çok çözümlülüğü azaltmak ve daha anlamlı çözümleri bulmak amacıyla, parametrelere alabileceği alt ve üst sınır limit değerleri getirilmiştir. Şekil 19'da, çalışmada kullanılan Marobhe (1989)'nin hazırlanmış olduğu programın akış şeması verilmiştir.

Marobhe (1989)'in hazırlanmış olduğu ve bu çalışmada kullanılan ters çözüm algoritmasını test etmek amacıyla prizmatik bir geometriye sahip bir model ve onun toplam mağnetik alan anomalisi kullanılmıştır. Bu çözümde kullanılan model parametreleri, üst ve alt sınır değerleri model başlangıç değerleri ve ters çözüm sonucu bulunan model sonuçları Tablo 5'de ve Şekil 20'de verilmiştir. Başlangıç model parametreleri 43.26 yüzde hata, 190.25 RMS ve 59228 varyansla ters çözümde iterasyon işlemlerini başlatmıştır. 31. iterasyon sonunda yüzde hata;



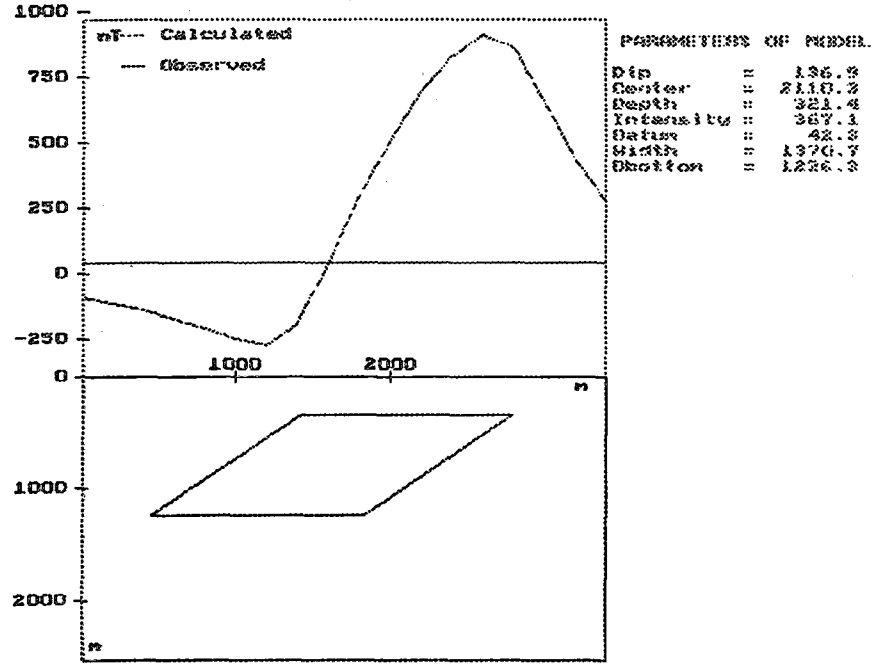
Şekil 19: Ters çözüm algoritmasının akış şeması (Marobhe, 1989).

0.001, RMS; 0.3 ve varyans; 0.03'e kadar düşmüştür. Bu çözümde Marquardt Sönüm Faktörü (β) 0.001 olarak alınmıştır. Çok sayıda iterasyonla çözüme ulaşılmamasının nedeni, yeni parametrelerin bulunmasında bir sönüm faktörünün kullanılması, eigen değerlerinin tamamının çözüme katılması ve parametrelerin alacağı yeni değerleri alt ve üst limitlerle sınırlanmasına bağlanabilir. Fakat iterasyonun fazla olması yakınsayan bir çözüm elde edilmesine neden olmuştur.

Tablo 5: Prizma modeline ait gerçek model parametreleri, başlangıç model parametreleri, parametre sınırları ve ters çözüm sonuçları

Model Parametreleri	Gerçek Model Değerleri	Model Başlangıç Değerleri	Parametre Sınırları		Model Sonuç Değerleri
			Alt	Üst	
Eğim (β , derece)	137	145	120	150	136.9
Merkez (X_0 , m)	2110	2500	1500	3000	2110.3
Üst Derinlik (d, m)	320	250	120	500	321.4
Genişlik (2b, m)	1370	1600	900	1800	1370.7
Magnatizasyon Şiddeti (kT, nT)	366	300	200	700	367.1
Datum Seviyesi (T_0 , nT)	42	0	-50	100	42.3
Üst Derinlik (D, m)	1230	1000	900	1800	1226.3
% Hata		43.26			0.001

Tekil Değer Ayırımı yöntemi kullanılarak Tablo 5 ve Şekil 20' de verilen model sonuçlarının analiz sonuçları Şekil 21, 22 ve 23'de verilmiştir. Şekil 21'de ters çözüm sonucu bulunan model parametrelerine ait, Bölüm (2.4.4)'de prizma modeli için verilen bağıntılar kullanılarak hesaplanmış olan kısmi türev matrisi (A) görülmektedir. Bu kısmi türev matrisleri, parametrelerin çözüme katkısı veya ölçülen toplam alan magnetik anomalisinin her bir parametreye ne kadar duyarlı olduğunu gösterir. Şekil 21 incelendiğinde, kısmi türevler matrisinin en fazla prizma modelinin eğimine (β) ve daha sonra da sırasıyla kT, X_0 , d, T_0 , b ve D parametrelerine duyarlı olduğu gözlenmiştir.

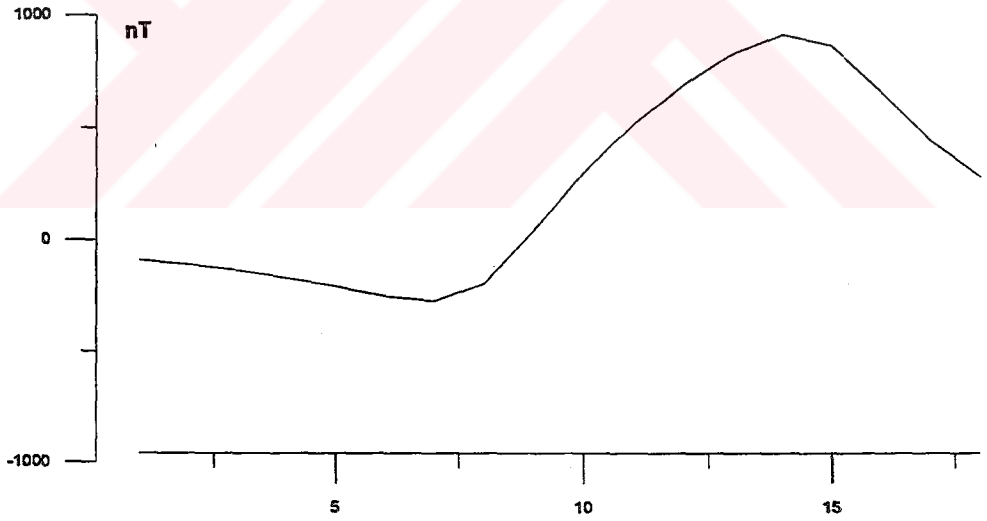
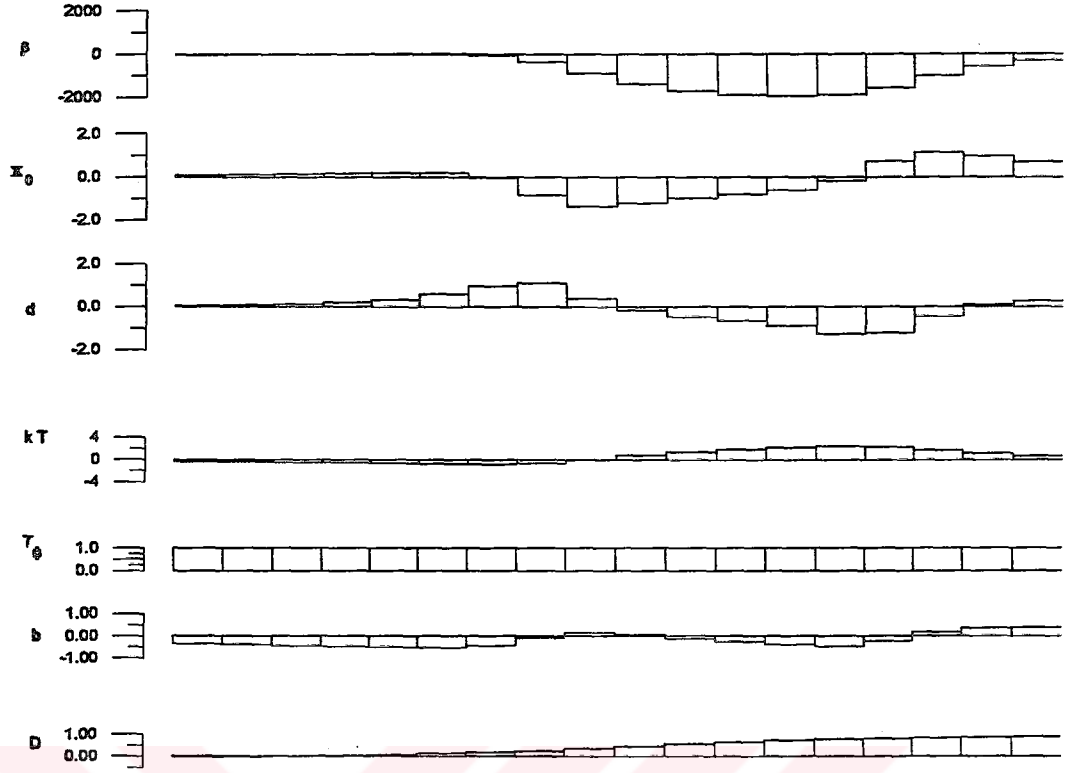


Şekil 20: Prizma modeline ait ters çözüm sonucu.

Anomaliye en fazla katkısı olan β parametresi, anomalinin maksimumu civarında en fazla duyarlılığa sahiptir. Bu parametrede yine aynı şekilde anomalinin maksimumu civarında etkili olmaktadır. X_0 parametresi ise anomalinin maksimum olduğu noktanın sağ ve sol taraflarında en fazla etkiyi toplam mağnetik anomalisinin maksimum ve minimum olduğu noktalarda duyarlılık göstermektedir. Aynı etkiyi b ve d parametreleri içinde söylemek olasıdır. Model cismin alt derinliği ise anomalinin maksimum olduğu noktaya doğru artan bir değerle duyarlılık göstermektedir.

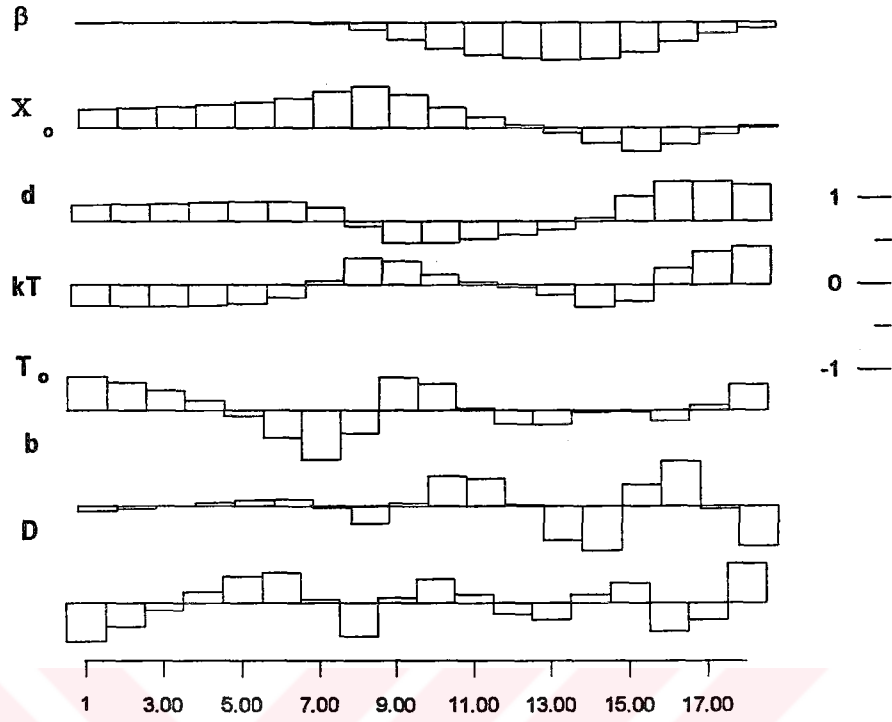
Ters çözüm sonucunda bulunan cismin parametrelerinden yararlanarak elde edilen A kısmi türevler matrisine, Tekil Değer Ayırma yöntemi kullanılarak hazırlanan λ_j ($j=1,m$) eigen değerleri ve bu eigen değerlerine karşılık gelen U_j data eigen vektörleri ve V_j parametre eigen vektörleri Şekil 22 ve 23 'de verilmiştir.

A Kısmi Türev Matrisi



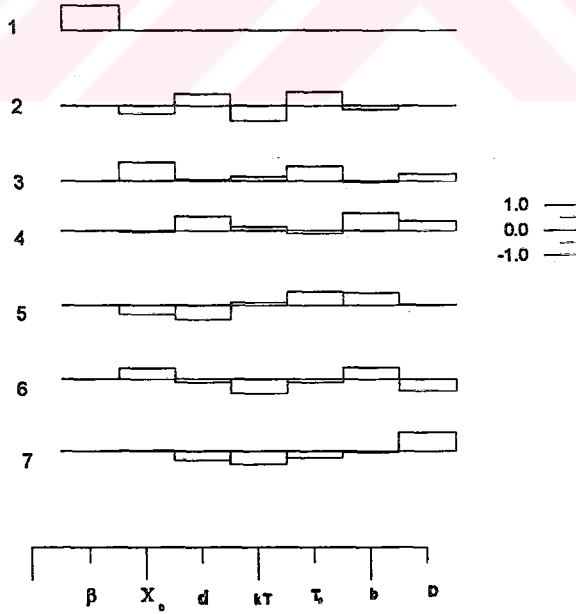
Ölçü istasyon no

Şekil 21: Prizma modeline ait kısmi türevler matrisi ve model tepkisi.



Şekil 22: Prizma modeline ait data eigen vektörü.

Eigen değerleri: 4492.11 4.18 3.37 1.66 0.37 0.21



Şekil 23: Prizma modeline ait eigen değerleri ve parametre eigen vektörü.

Şekil 22’de U matrisinin sütunları, her bir istasyondaki data eigen vektörlerini içermekte olup, model parametrelerinin hesaplanmasındaki göreceli katkısını belirtir. Bir başka deyişle, olası model parametrelerinin tanımlanmasında, her bir ölçü istasyonunun göreceli katkısını gösterir. Buna göre, β parametresinin hesaplanmasında, 8 ile 18 arasındaki ölçü istasyonlarına ait toplam alan mağnetik anomali değerleri daha etkili olmaktadır. Yani toplam mağnetik anomalinin maksimum olduğu ölçü noktaları β ’yı hesaplamada daha etkilidir. 1-12 ile 13-18 arası ölçü istasyonlarının toplam alan mağnetik anomali değerlerinin X_0 parametresinin hesaplanmasındaki katkıları zıt yöndedir. Fakat en fazla etkiyi 8 nolu ölçü civarındaki anomali değerleri yapmaktadır. d parametresinin hesaplanmasında ise, 1-7 ve 15-18 arası ölçü istasyonları ile 8-14 arası ölçü istasyonlarındaki anomalilerin etkisi ters yöndedir. Bir başka deyişle, d parametresinin bulunmasında anomalinin düşüş gösterdiği ölçü noktaları ile yükseliş gösterdiği ölçü noktalarının anomali değerleri birbirlerine zıt yönde etkili olmaktadır. d parametresinin çözümünde en fazla etkiyi, anomalinin maksimumdan azalmaya başladığı ölçü noktalarındaki (15-18) anomali değerleri yapmaktadır. kT ve D parametresinin çözümünde hemen hemen tüm ölçü noktalarının etkili olduğu görülmektedir. T_0 parametresinin bulunmasında daha çok eğrinin sol tarafının (1-12) etkili olduğu görülmektedir. b parametresi ise eğrinin sağ taraftaki ölçü noktalarında (10-18) etkili olmaktadır.

Şekil 23’de verilen V matrisinin sütunları ise eigen değerlerine karşılık gelen parametre eigen vektörlerini içermektedir. Şekil 23’den de görüleceği üzere en büyük eigen değeri β parametresinin hesaplanmasında en önemli rolü oynamaktadır. Bu durumda, en iyi saptanacak parametre β dir. X_0 parametresi 2, 3, 5, 6; d parametresi 2, 6, 7; T_0 parametresi 2, 3, 5; b parametresi 4, 5, 6 ve D parametresi ise 3, 4, 6, 7 nolu eigen değerlerinde model üzerinde etkili olmaktadır. Ancak, sıfır ve sıfıra yakın çıkan eigen değerlerinin sayısı, iyi çözümlenemeyen parametre sayısını vermektedir. Bu modele ait eigen değerlerine bakıldığında, son üç teriminin diğer eigen değerlerine göre sıfıra yakın oluşu bu eigen değerlerine karşılık gelen parametrelerin çözümünün daha az duyarlılıkla saptanabileceğinin ifadesi olarak değerlendirilebilir. Bu durumda, β parametresi haricinde diğer parametreler bu sıfıra yakın eigen değerlerinden etkilenmektedirler. Bu çözümde β parametresinden sonra sırasıyla X_0 , T_0 , b, d, kT ve D parametreleri daha az duyarlılıkla hesaplanabilir. Bu durum Tablo 6’da verilen standart hatalardan da görülmektedir. Tablo 7’de model parametreleri için korelasyon matrisi

görülmektedir. Korelasyon matrisine bakarak ters çözüm sonucunda elde edilen olası model parametrelerinin birbirleri ile olan ilişkileri bulunabilir.

Tablo 6: Ters çözüm sonucunda bulunan her bir parametrenin standart hataları.

Parametre	Standart Hata
β	0.00003
X_0	0.00137
d	0.01961
kT	0.02846
T_0	0.01464
b	0.01586
D	0.03776

Tablo 7'den de görüleceği üzere β parametresi X_0 ve b parametreleri ile çarpımları şeklinde bir ilişki göstermektedir. Aralarında izlenen bu ilişkiden dolayı, parametrelerin çözümü birbirlerine bağlıdır. Yani parametrelerin biri artıkça diğerleride artacaktır veya biri azaldıkça diğerleride azalacaktır. Bu çalışmada önemli bir parametre olan prizma alt derinliğinin (D), daykım eğimi (β) ile göstermiş olduğu düşük korelasyon ($C_{\beta D}=-0.005$) sebebiyle çözüm esnasında β 'dan fazla etkilenmemiştir. Aynı şekilde D parametresi korelasyon matrisinde diğer parametrelerle $C_{X_0 D}=-0.21$, $C_{aD}=-0.75$, $C_{kTD}=-0.59$, $C_{T_0 D}=-0.66$ ve $C_{bD}=-0.41$ şeklinde negatif bir ilişki göstermektedir. D parametresi bu parametrelerle çarpım şeklinde bir ilişki göstermektedir ve bu parametrelerden bağımsız olarak çözülemez. D parametresinin diğer tüm parametrelerle çok büyük ($\approx \pm 1$) bir korelasyon göstermemiş olması, hesaplanan standart hataların doğru olabileceğini ifade etmektedir.

Tablo 7: Ters çözüm sonucunda bulunan parametrelerin korelasyon matrisi.

	β	X_0	d	kT	T_0	b	D
β	1.00						
X_0	-0.95	1.00					
d	0.26	0.07	1.00				
kT	0.77	-0.59	0.79	1.00			
T_0	0.66	-0.49	0.49	0.82	1.00		
b	-0.52	0.55	-0.15	-0.28	0.16	1.00	
D	-0.04	-0.21	-0.75	-0.59	-0.66	-0.41	1.00

2.5 Bölgenin Jeofizik Verileri ve Yorumu

Günümüze kadar, Ege Denizi ve civarında kabuk yapısı değişik araştırmacılar tarafından farklı yöntemlerle incelenmiş ve halende incelenmektedir. Bu çalışmalara göre, Biga Yarımadası'nda, kabuk kalınlığını Makris (1978); 32-34 km, Le Pichon ve Angelier (1981); 34-36 km ve Hisarlı (1989)'da; 32-34 km olarak bulmuşlardır. Biga Yarımadası'ndan Anadolu'ya doğru gidildikçe artan kabuk kalınlığı Balıkesir civarında Le Pichon ve Angelier (1981)'a göre 38 km'ye ve Hisarlı (1989)'ya göre de 36 km derinliğe ulaşmaktadır.

Çalışma alanı Bouguer gravite anomali haritasından da (Şekil 24) görüleceği üzere, Biga Yarımadası'nda pozitif (10 ila 40 mgal arası) ve Erdek (ERD) - Edremit (EDR) hattının doğusunda sıfır ve negatif (0 ila -60 mgal arası) anomaliler izlenmektedir. Bouguer gravite anomalisi en yüksek 55 mgal ile Edremit körfezinde ve en düşük -65 mgal ile haritanın sağ alt köşesinde Sındırgı (SND) - Kireç (KRÇ) civarında görülmektedir. Bouguer gravite anomali haritasında izlenen pozitif anomaliler kabuktaki incelmelerin bir göstergesidir.

Bouguer anomalileri ile topoğrafik yükseklikler arasında gözlenecek ilişkiye göre bölgenin izostatik denge durumu hakkında bilgi edinilebilir. Bu amaca yönelik olarak Canitez ve Karaman (1986), Batı Anadolu için yükseklik-Bouguer gravite anomalileri arasında korelasyonu %87 olan bir doğrusal ilişki saptamışlardır. Verilerdeki saçılma ve korelasyon katsayısı dünyanın değişik bölgelerindeki saçılmalarla aynı düzeyde olduğunu ifade eden Canitez ve Karaman (1986) söz konusu ilişki denklemini ;

$$\Delta g_B = 42.58 - 0.07484.h \text{ mgal} \quad (2.57)$$

şeklinde vermişlerdir. Batı Anadolu için (2.57) no'lu bağıntıyla verilen ilişkiye göre, ortalama gravite anomalisi, deniz seviyesinde 42.58 mgal olmaktadır. Aynı şekilde (2.57) no'lu bağıntıda ortalama Bouguer gravite anomalisi yükseklik ile metre başına 0.0748 mgal azalarak 545 m de sıfır mgal değerini almaktadır. Canitez ve Karaman (1986), Gravite ve yükseklik arasındaki saptadıkları ilişkiden ötürü, Batı Anadolu'nun izostatik dengede olduğunu belirtmişlerdir.

Çalışma alanında, (2.57) no'lu bağıntı ile gözlenen Bouguer gravite anomalilerinin karşılaştırılmasının yapılabilmesi için, Şekil 25'de bölgenin topoğrafya haritası verilmiştir. Verilen topoğrafya haritasında da görüleceği üzere, Kazdağ 1700 m ile bölgenin en yüksek

noktasını oluşturmaktadır. Kazdağ ve çevresinin ortalama yüksekliğinin 1500 m alınması halinde (2.57) no'lu bağıttan ortalama gravite değeri -70 mgal olarak hesaplanır. Ancak Bouguer gravite anomali haritasında bu bölgede 10 ila 30 mgal arasında pozitif anomali değeri gözlenmektedir. Ortalama Bouguer anomalisi ile gözlenen Bouguer anomalisi arasında 80 ile 100 mgal arasındaki farktan dolayı bu bölgede izostatik dengenin oluştuğunu söylemek olanaklı değildir. Airy izostasi hipotezine göre, Kazdağ ve çevresinin altında kütle fazlalığı bulunmaktadır. Yine bu hipoteze göre (kabuk yoğunluğu 2.67 gr/cm^3 ve manto yoğunluğu 3.27 gr/cm^3) 1500 m yüksekliğe sahip bir bloğun izostatik dengesinin sağlanabilmesi için kabuk kalınlığının deniz seviyesinden itibaren 37 km olması gerekir. Kazdağ ve çevresinin altında ki bu kütle fazlalığı kabuk kalınlığının bu bölgede daha sığ olması ile açıklanabilir. Bölgeye ait değişik araştırmacıların vermiş olduğu 32-34 km'lik kabuk kalınlığında bunu desteklemektedir.

Çalışma alanının Yenice (YEN), Ilıca (ILI) ve Balıkesir (BLK) civarının topografyası fazla bir engebe göstermemekle birlikte ortalama 400 m yüksekliğe sahiptir. Ortalama 400 m yükseklik için (2.57) no'lu bağıttan hesaplanan ortalama gravite değeri 12 mgal dir. Bouguer gravite anomali haritasında bu bölgede 0 ile 10 mgal arasında bir anomali izlenmektedir. Ortalama ve gözlenen Bouguer gravite anomalileri arasında önemli bir fark gözlenmemesi nedeniyle sözü edilen bu bölgede izostatik dengenin sağlandığını söylemek olanaklıdır.

Bölgenin izostatik denge durumunu gösteren bir diğer veri grubu da serbest hava gravite anomalileridir. Serbest hava gravite anomali haritasında, sıfır ve sıfıra yakın pozitif anomaliler izostatik dengenin oluştuğunu gösterir bir delildir. Bir dağlık bölgede serbest hava gravite anomalisi, izostatik dengenin var olması halinde, dağın merkezinde düşük pozitif ve aksine izostatik dengenin olmadığı durumda ise yüksek pozitif değerler alması beklenir.

Serbest hava gravite anomali haritasında (Şekil 26) Biga Yarımadası pozitif anomaliler ile karakterize edilir. Serbest hava gravite anomalisi, Kazdağ ve çevresinde maksimum 40-45 mgal'e varan bir anomali oluşturmaktadır. Bu anomalinin güneyinde Edremit (EDR) ve kuzeyinde Çanakkale (ÇNK) civarında, 10-20 mgal bir anomali dağılımı izlenmektedir. Kazdağ ve çevresinde gözlenen pozitif anomaliler yüksek topografyadan kaynaklanmaktadır. İzlenen bu pozitif gravite değeri izostatik dengenin sağlanmış olması durumunda beklenilenden biraz daha yüksektir. Beklenenden yüksek gravite değerinin izlenmesi Kazdağ ve çevresinin altında normalden daha az kalınlıkta kabuğun bulunmasıyla açıklanabilir.

Balıkesir (BLK) ve Ilica (ILI) civarında sıfır ve sıfıra yakın pozitif Serbest hava gravite anomalilerinin izlenmesi, bölgenin izostatik dengede olduğunun bir göstergesi olarak kabul edilebilir.

Gravite ve mağnetik verilerin birlikte değerlendirilmesi halinde bölgenin ısı rejimi ve kabuk yapısı hakkında bilgi edinilebilir. Bilindiği üzere, kabuk içindeki kayaçların yoğunluk değişimleri gravite, süseptibilite değişimleri de mağnetik anomalileri meydana getirir. Kayaçların yoğunlukları ısısal hacim katsayıları ile ters orantılı olarak değişir. Kritik Curie ısısının üzerinde ferromañetik mineraller mıknatıslanmalarını kaybederek paramañetik şekle dönüşür. Bu durumda, kabuk içindeki ısı yükselmesi sonucu serbest hava gravite anomalileri ile mağnetik anomaliler arasında ters ilişki gözlenir. Başka bir deyişle, mıknatıslanma azaldıkça serbest hava gravite anomalileri artar (Frese ve diğ., 1982). Bu durumda düşük mağnetik ve göreceli pozitif serbest hava gravite anomalilerinin izlendiği yerlerde yüksek ısı ve çevreye göre ince kabuktan söz edilebilir.

Çalışma alanının Aeromağnetik haritasında (Şekil 27), pozitif anomaliler yüzeyde yüzlekler veren plütonik ve volkanik kütlelerin dağılımına bağlı olarak dizilim göstermektedir. Yüzeyde mostra veren plütonik ve volkanik kayaların süseptibilite kontrastlarının fazla olması nedeniyle yüksek mağnetik anomali oluştururlar. Sözü edilen plütonik ve genç volkanik kayaçların dağılım gösterdiği bölgelerin dışında düşük mağnetik anomaliler izlenmektedir. Biga Yarımadası'nda plütonik ve volkanik kayaçların bulunmadığı bölgelerde, yüksek Bouguer ve Serbest hava gravite anomalileri düşük mağnetik anomaliler ile korele edilebilmektedir. Gravite ve mağnetik anomaliler arasında izlenen bu ilişkiden dolayı, bölgede ince kabuk ve yüksek ısıdan bahsetmek olanaklıdır. Yukarıdaki paragraflarda da sözü edildiği gibi, Biga Yarımadası'nda izostatik dengenin tam sağlanamadığı ve beklenilenden daha ince kabuğun bulunabileceği görüşü, bölgenin yüksek ısıya sahip olabileceğini destekler niteliktedir. Çalışma alanının doğusunda ise, plütonik ve volkanik kayaçların yüzlek vermediği kısımlarda, düşük mağnetik anomaliler izlenmesine rağmen, gravite anomalileri, Biga Yarımadası'na göre daha düşüktür. Bu nedenle, sözü edilen bölgenin Biga Yarımadası'na göre daha düşük ısı ve daha kalın kabuk kalınlığına sahip olabileceğini söylemek olanaklıdır. Bölgede izostatik dengenin sağlanmış olmasında bunu desteklemektedir.

Çalışma alanının sismik aktivitesini görebilmek amacıyla 1900-1995 yılları arasında oluşmuş deprem iç ve dış merkez dağılımları Şekil 28' de verilmiştir. Bu dağılıma göre, Biga Yarımadası üzerinde oluşan depremlerin dış merkezleri Tuzla-Küçükkıyru-Midilli, Yenice ve

Bayramiç-Evciler çevresinde yoğunlaşarak grublaşma göstermektedir. Çalışma alanının doğusu, Biga Yarımadası'na göre fazla sayıda deprem içermektedir. Çalışma alanında 1900-1995 yılları arasında oluşmuş depremlerin iç merkez dağılımlarının (Şekil 28) 0 ile 10 km arasında yoğunlaştığı görülmektedir. Eyidoğan ve Jakson (1985) ve Jakson ve McKenzie (1988), Batı Anadolu'da oluşan depremlerin iç merkez derinliklerini, dalga şekli modellemesi ile elde ederek, sismojenik tabaka kalınlığını sırasıyla 10 ve 6-10 km olarak bulmuşlardır.

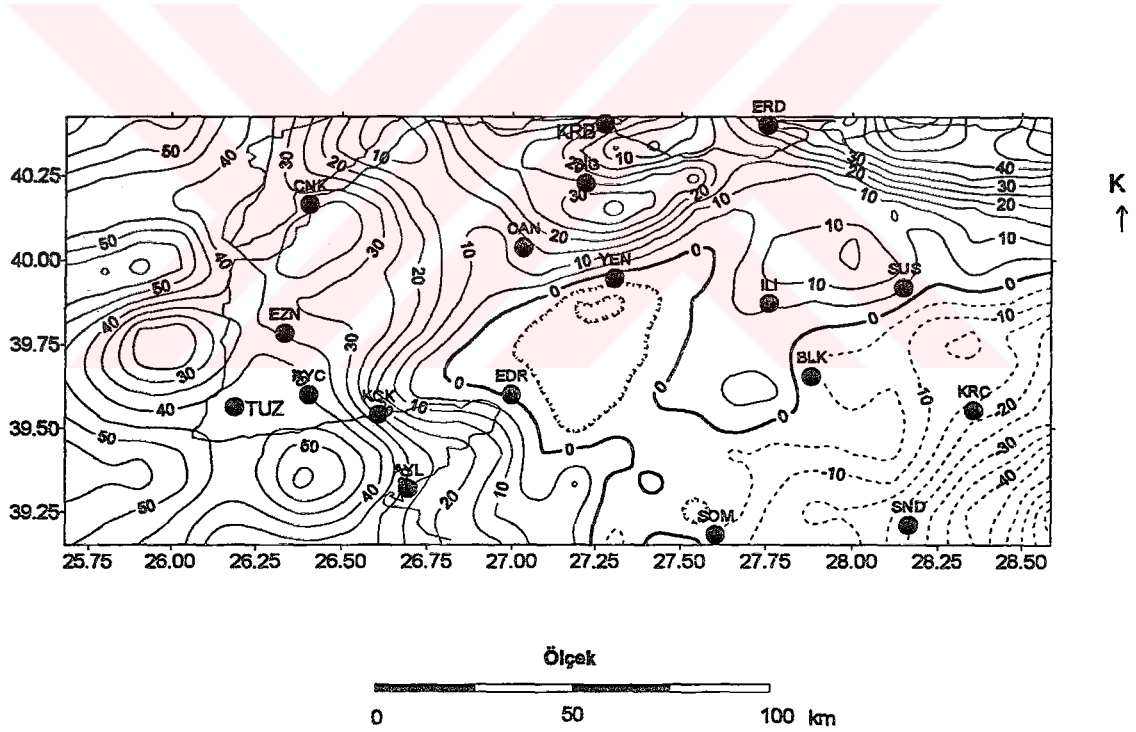
İlkışık ve diğerleri (1990) Midilli civarında oluşmuş depremlerin yüzey dalgalarının dispersiyonundan yararlanarak, bölgenin toplam kabuk kalınlığını 35 km olarak elde etmişlerdir. Midilli ve civarı için elde edilen bu kabuk kalınlığının 1.5, 7, 17 ve 35 km derinlikte 4 ayrı tabakadan oluştuğunu belirtmişlerdir.

Henden (1980) uzaktan algılama yöntemi ile, tüm Türkiye'nin kırık ve kıvrımların bölgesel dağılımlarını yapmış ve bunların deprem ve sıcak su dağılımı ile olan ilişkilerini araştırmıştır. Tüm Türkiye için Henden (1980) tarafından hazırlanmış olan çizgisellik haritasının çalışma alanını kapsayan bölümü Şekil 29'da verilmiştir. Haritada farklı uzunlukta ve farklı şekillerde çizgisellikler izlenmektedir. Uzay görüntülerinde, izlenen bu lineer çizgiselliklerin yanında iç içe geçmiş halka ve daire şeklinde çizgiselliklerde izlenmektedir. Henden (1980) bu çizgiselliklerin, dom şeklindeki sokulum kayaçlarının oluşturduğu çöküntü ve kırıklardan kaynaklandığını ileri sürülmüştür. Dairesel çizgisellikler genellikle tektonik konuma göre belirli yörelerde yoğunlaşma göstermektedir.

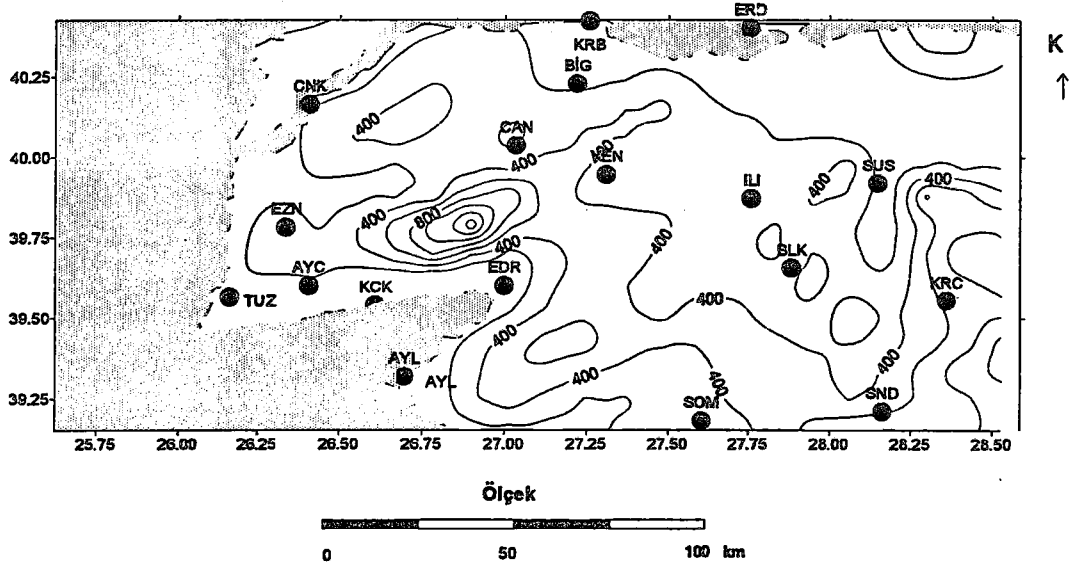
Çalışma alanı içinde KD-GB ve KB-GD olmak üzere farklı iki doğrultuda çok sayıda çizgisellikler görülmektedir. Bunlardan KD-GB doğrultulu çizgisellikler daha belirgin ve daha uzun mesafelerde izlenebilmektedir. KB-GD doğrultulu olan çizgisellikler ise genellikle bölgesel jeoloji ile ilgili olabilir. Okay ve diğerlerinin (1990) belirttiği gibi, Geç Paleosen'de Rodop-Istranca masifi, Ezine-Sakarya zonu ile çarpışarak Çetmi ofiyolit melanji, Ezine-Sakarya zonu üzerine itilmiştir. Erken Tersiyer'de ise kabuk kalınlığı artarak Oligosen'de yükselmeye başlamış ve bunu takiben bölgede mağmatizma gelişmiştir. Bölge, Erken Miyosen'de Kuzey Anadolu Fay Zonu'na bağlı olarak doğrultu atımlı faylarla deforme olmuştur (Siyako ve diğ., 1989). Erken Miyosen'den itibaren oluşmuş bu fayların günümüzde de halen aktif olduğunu bölgedeki oluşmuş depremlerin dış merkez dağılımları göstermektedir. Bu bilgiler ışığında izlenen KD-GB doğrultulu çizgiselliklerin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun neden olduğu deformasyonlar sonucu oluşmuş çizgisellikler olduğu ifade edilebilir. KB-GD

doğrultulu çizgiselliklerin ise Geç Paleosen'de başlayan Ezine ve Sakarya Zonu içindeki bindirmelerden ve Oligosen'de bölgenin yükselmesinden kaynaklandığı ileri sürülebilir.

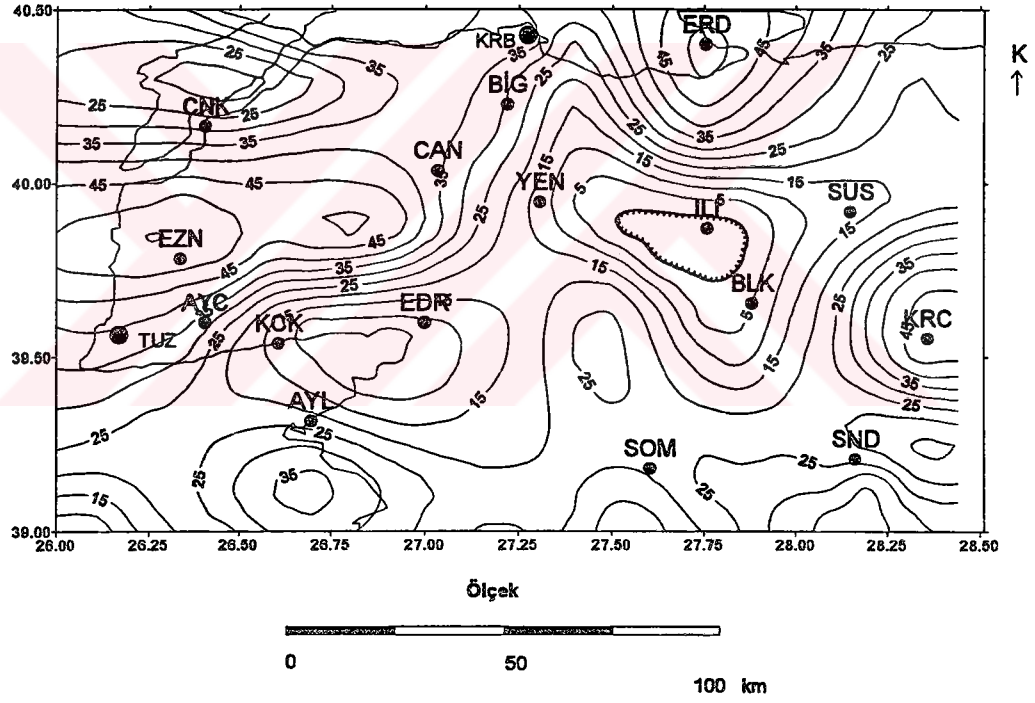
Şekil 29' dan da görüleceği üzere, dairesel çizgisellikler, büyük çizgiselliklerin üzerinde sıralanma göstermektedir. Özellikle Biga Yarımadası'nda Tuzla'dan (TUZ) başlayan Balıkesir'e kadar uzanan bir hat boyunca bu dairesel yapıların sıralanması dikkat çekicidir. Aynı şekilde Karabiga-Balıkesir hattı boyunca aynı dizilimden söz etmek olanaklıdır. Ayrıca, bu dairesel yapıların dağılımı Edremit körfezinin kuzeyinde ve güneyinde de grublaşma göstermektedir. Çanakkale-Küçükkuyu arasında da grublaşma gösteren bu dairesel çizgiselliklerin, Orta Miyosen'de kapanmış olan peleo Tetisin üzerinde bulunması bu bölgede sıkışmış kalmış bazı magma ceplerinin varlığını işaret edebilir. Şekil 28 ve 29' da görülen deprem dış merkez dağılımları bu büyük çizgisel yapılar ile ilişkili olarak dağılım göstermektedir. Şekil 29 da da görüleceği üzere, deprem dış merkez dağılımları ile uygun olan çizgisellikler kaplıca suları ile yakın ilişki görülmektedir. Özellikle, bazı lineer çizgisellikleri kesen dairesel çizgisellikler üzerinde kaplıca sularının dağılımı görülmektedir.



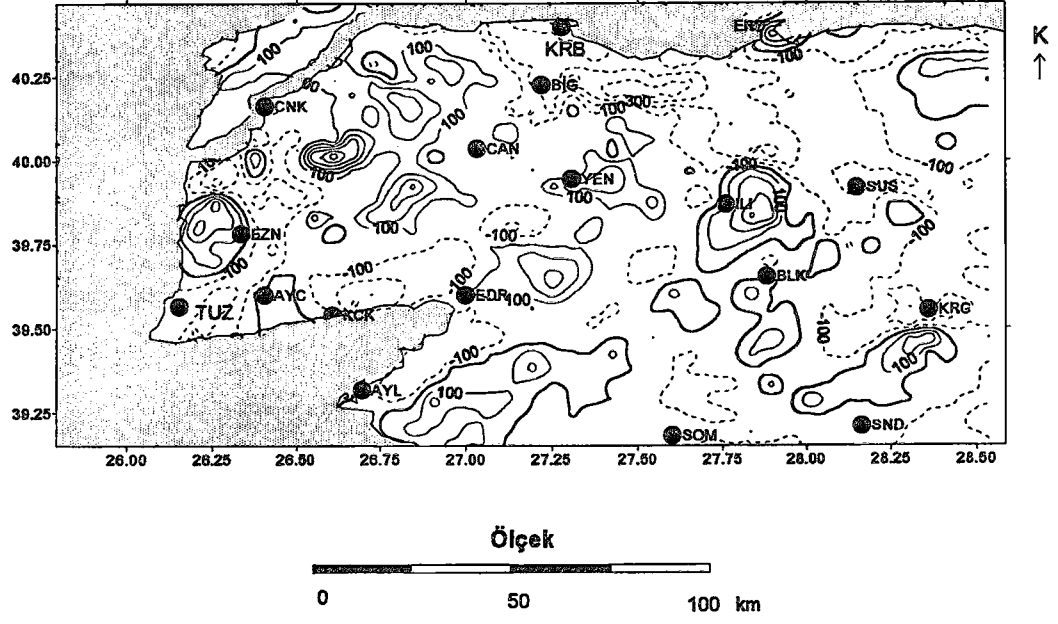
Şekil 24: Çalışma alanı Bouguer gravite anomali haritası (M.T.A).



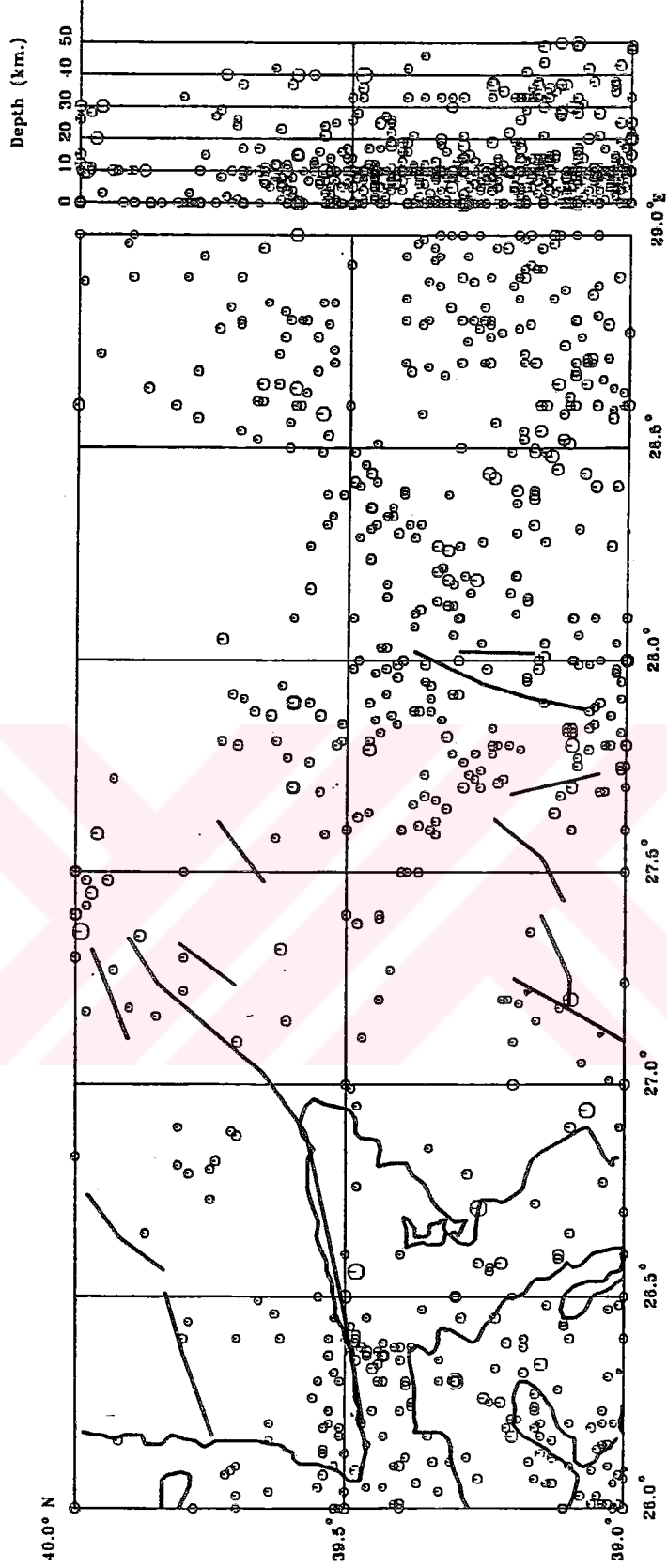
Şekil 25: Çalışma alanı topoğrafya haritası.



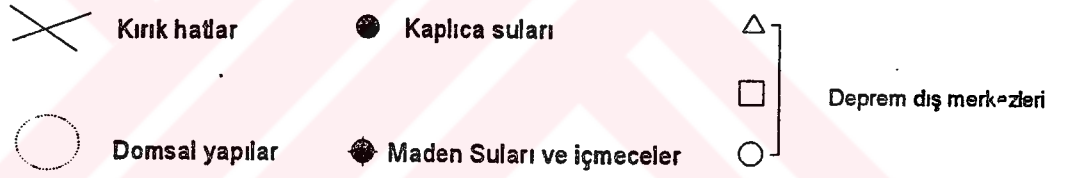
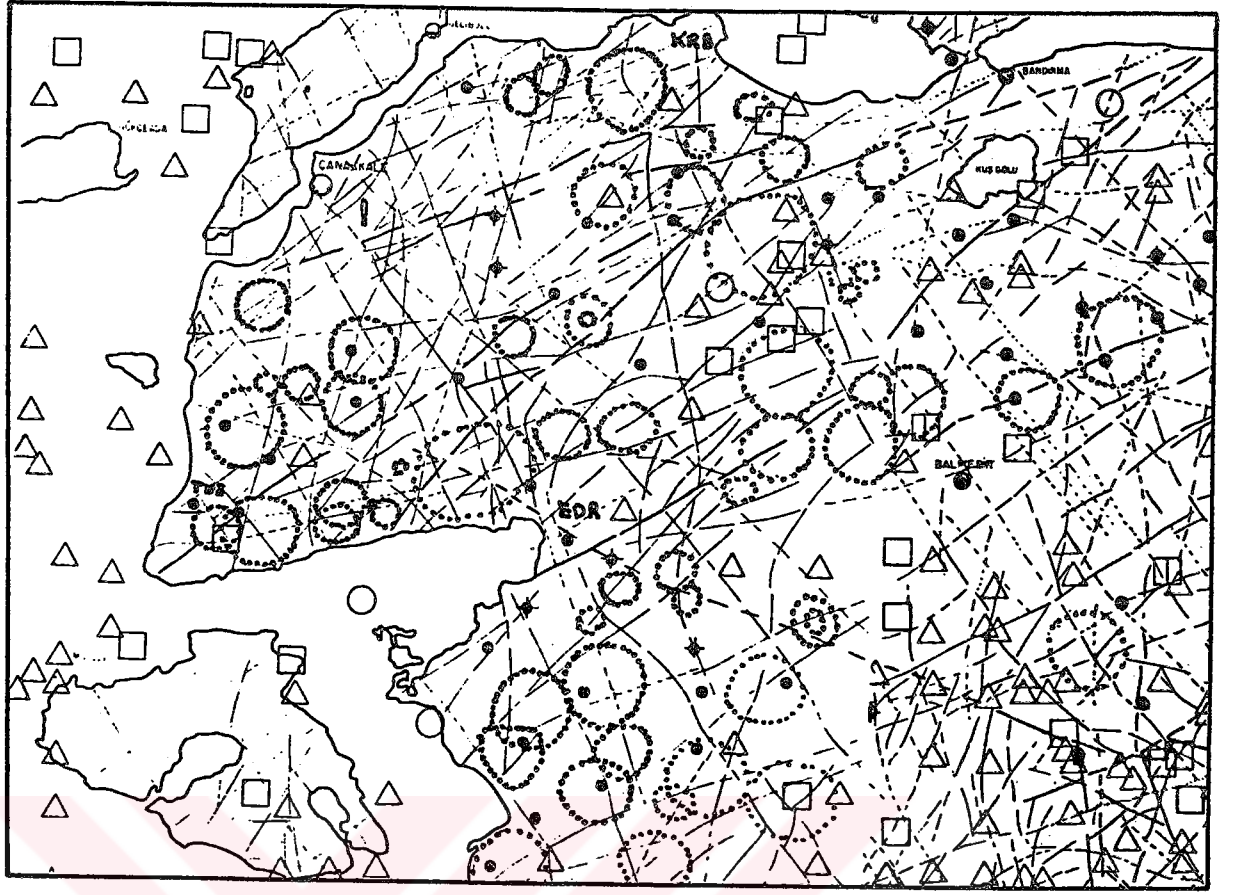
Şekil 26: Çalışma alanı Serbest hava gravite anomali haritası (Harita Genel Komutanlığı).



Şekil 27: Çalışma alanı aeromağnetik anomali haritası (M.T.A.).



kil 28: Çalışma alanına ait 1900-1995 yılları arası mağnitüdü 3 ve 3.5' dan büyük depremlerin dış ve i merkez dağımları
(B.Ü.KRDAE Sismoloji Laboratuvarı veri bankasından alınmıştır).



Şekil 29: Uydu görüntülerinden elde edilmiş çalışma alanına ait çizgisellik haritası (Henden, 1980).

III. BULGULAR

3.1. Çalışmada kullanılan veriler

Türkiye’de aeromağnetik etüdlere ilk olarak 1960 yılında başlanmıştır. Bu tarihte “Canadian Aero Service” isimli bir Kanada şirketi, Maden Tektik ve Arama Enstitüsü (M.T.A.) Genel Müdürlüğü adına batı, orta ve doğu Anadolu’nun bazı yörelerinde demir aramaları amacıyla uçuşlara başlamış ve etüdlarını 1961 yılında tamamlamıştır (Hutchison ve diğ., 1962).

Mağnetik alanın toplam şiddet ölçmelerinde ‘Gulf Resarch and Devolopment Company’ yapımı Model III Airbone Magnetometresi ve uçuş yüksekliğinin kaydında ‘Standart Telophone’ firması yapımı STR 30 B model altimetre kullanılmıştır.

Ege Bölgesi aeromağnetik haritalarının elde edilmesi sırasında uçağın uçuş yüksekliği 150 m olarak seçilmiştir. Mağnetik haritanın kapladığı alan 1 km aralıklı traverslerle taranmış ve kaydedilen değerler traverslere dik doğrultudaki kontrol uçuşları ile de denetlenmiştir. Böylece, elde edilen değerler her 20 nT’da bir eğri geçirmek suretiyle 1/100.000 ölçekli toplam şiddet mağnetik alan haritalarına dönüştürülmüştür. Ölçmeler yapılırken baz değeri keyfi bir değer olarak seçilmiştir.

M.T.A’nın 1966 yılında oluşturduğu kendi ekibi, doğu, orta ve batı Anadolu’da demir arama amaçlı etüdları sürdürürken, diğar taraftandan da, petrol ve jeotermal enerjiye aeromağnetik uçuşlara devam etmiştir. 1978 yılında bir proje olarak ortaya çıkan “Türkiye Aeromağnetik Haritaları”nın hazırlanması çalışması, 1988 yılı uçuşları ile tamamlanmıştır. Söz konusu projede, uçuşlar nominal 2000 feet yükseklikten yapılmış ve 2000 feet uçuş yüksekliğinde daha önceki yıllarda başka amaçlar için yapılmış olan mağnetik ölçülerden de yararlanılmıştır (Karat ve Metin, 1992).

Türkiye Aeromağnetik Haritaları’nın hazırlanmasına yönelik etüdlerde, uçuş profilleri, jeolojik ve tektonik gidişleri olabildiğince dik kesecek şekilde ve çoğu kez kuzey- güney yönlü seçilmiştir. Ancak topoğrafyanın çok engebeli olduğu doğu Karadeniz ve orta Toros’larda profilin yönleri, nominal uçuş yüksekliği olan 2000 feet’i korumak için doğu-batı doğrultusunda alınmıştır (Aydın ve Karat, 1995).

Toplam yermağnetik alan şiddetinin ölçüldüğü havadan etüdlere, proton mağnetometresi kullanılmış ve kayıtlar, bir saniye zaman aralığı ile analog olarak kaydedilmiştir. Bu analog kayıtların topoğrafik haritalar üzerine izdüşümleri sayısallaştırılarak 1/100.000, 1/500.000 ve 1/2.000.000 ölçekli mağnetik haritalar hazırlanmıştır. Yermağnetik alanın yıllık, günlük ve uçağın yönüne bağılı değişimler ölçülerden çıkarılmıştır. Yıllık değişimler, aynı yükseklikte uçularak birbirini takip eden yıllarda yapılan ölçülerin mağnetik değerler ortalamasının, bir önceki yılın ölçü değerlerinden farkının alınması ile bulunmuştur. Günlük değişimleri belirlemek için de, uçuşu yapılan bölgede bir baz istasyonunda, sürekli mağnetik kayıt alınmıştır. Etüdün belli bir gününün belli bir saati baz alınarak, yer istasyonunun bu saatte ölçülen mağnetik değerlerden sapmaları uçaktan ölçülen mağnetik değerlere uygulanan günlük değişim düzeltme miktarlarını oluşturmuştur (Aydın ve Karat, 1995).

Uçuş yönünden kaynaklanan mağnetik değişimlerin etkisi, etüd öncesi çalışma alanı içinde, anomali içermeyen bir bölgede yapılan sekiz değişik doğrultudaki ölçülerin ortalamasının etüd yönü olarak seçilen en sakin profilin değerlerden olan farklarının tüm ölçü noktalarına dağıtılmasıyla giderilmiştir.

Yukarıda sözü edildiği gibi, bölgeye ait farklı zamanlarda yapılmış iki ayrı aeromağnetik veri grubu bulunmaktadır. Bu çalışmada iki veri grubunda kullanılmıştır. Bunlardan ilki, M.T.A'nın 1962 yılında 39°00' - 40°00' N enlemleri ve 27°00' - 28°30' E boylamları arasında kalan I18, I19, I20, J18, J19, J20 paftalarına ait 1/100.000 ölçekli, ikincisi ise çalışma alanının batısında kalan 39°30' - 40°00' N enlemleri ile 26°00' - 27°00' E boylamları arasında kalan bölgenin M.T.A tarafından 1989 yılında hazırlanmış olan 1/500.000 ölçekli aeromağnetik haritalarıdır.

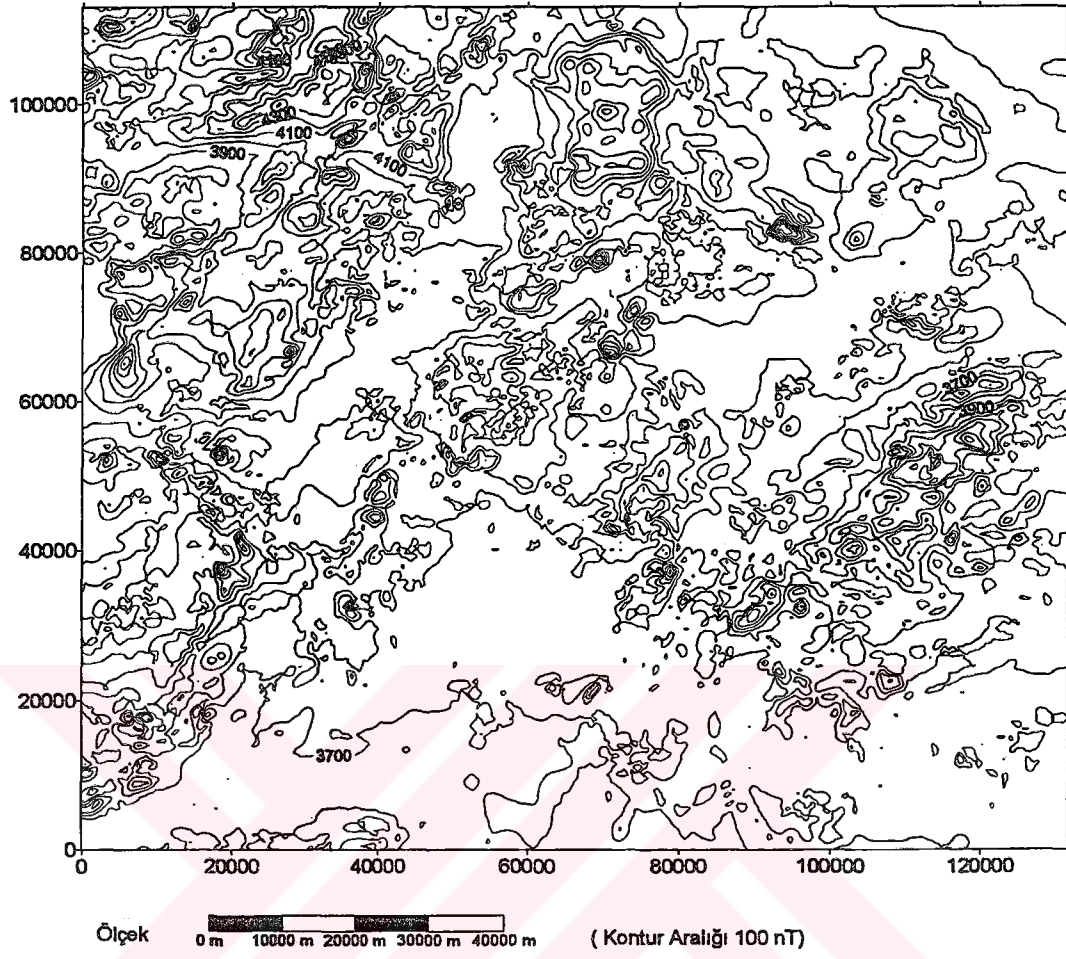
3.2. Aeromağnetik Verilerin Analize Hazırlanması

I18, I19, I20, J18, J19, J20 paftalarının analize hazırlanması amacıyla sayısal hale getirilmesi gerekir. Her bir pafta üzerindeki konturların x, y koordinatları ve mağnetik anomali değeri, Graftek yazılım firmasına ait EGAS programı yardımıyla bir sayısallaştırıcı kullanılarak okunmuştur. Daha sonra okunan x, y koordinatları ve toplam mağnetik anomali değerleri Surfer programına data olarak verilerek grid işlemi yapılmış ve haritalar sayısal hale getirilmiştir. Toplam 60155 adet veri nyquist frekansına uygun olarak 500 m örnekleme aralıklarıyla elde edilmiştir (Şekil 30).

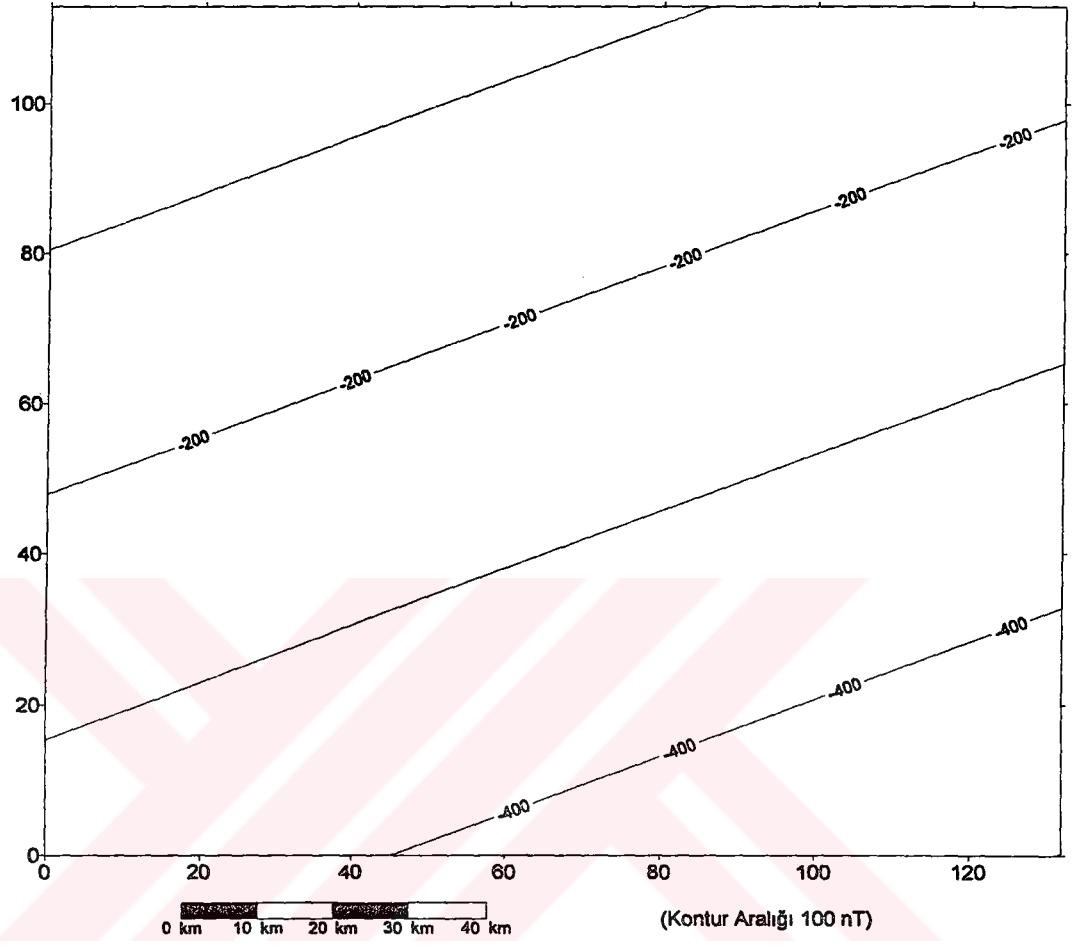
Yukarıda sözü edilen paftalara ait aeromağnetik veriler çok geniş bir alan kaplamasından dolayı, yermağnetik alanının yere bağlı büyük değişimlerinide içermektedir. Bu etkinin verilerden çıkarılması gerekir. Ege Bölgesi ve civarında mağnetik alan vektörü düzgün bir değişim göstermekte olup bu değişim güneyden kuzeye doğru 3.073 nT ve batıya doğru 1.163 nT olarak artmaktadır (Sanver, 1974). Şekil 30'da verilen aeromağnetik haritanın kuzeybatı köşesi (40° N, 27 °E) baz alarak söz konusu değişim değerlerine göre esas alan haritası hazırlanmıştır. Toplam alan aeromağnetik harita (Şekil 30) değerlerinin esas alan harita (Şekil 31) değerlerinden farkının alınması ile aeromağnetik anomali haritası (Şekil 32) elde edilmiştir.

Esas alan etkisinin kaldırıldığı Şekil 32'deki haritadan küçük dalga boylu değişimleri atmak amacıyla fourier dönüşüm tekniği ile 0.25 ve 0.1 devir/veri alığı kesme frekanslarına sahip iki adet alçak geçişli A ve B filtreleri düzenlenmiştir. 15x15 adet filtre katsayısını içeren alçak geçişli filtrelerin köşegen doğrultularındaki dalga sayısı tepki eğrileri Şekil 33 a ve b 'de verilmiştir. Düzenlenen filtrelerin impuls tepki fonksiyonları, filtre boyunun daha uzun tutulması halinde daha ideal hale gelebilir. Ancak, bu durumda veride daha çok kayıp olacaktır. Şekil 33 a ve b 'de görülen dalga tepki fonksiyonlarının Şekil 32'de verilen aeromağnetik verilere uygulanmış hali sırasıyla Şekil 34 ve 35 de görülmektedir. Bu filtrelenmiş haritalar ile Şekil 32'deki filtrelenmemiş harita karşılaştırıldığında, küçük dalga boylu değişimlerin veriden çıkarılmış olduğu ve haritalarda gözlenen maksimum anomalilerin alt alta geldiği görülür. Bu da, filtrenin verilerde hiç bir faz kaymasına sebep olmadığını göstermektedir. A filtresi ile filtrelenmiş haritada (Şekil 34), sığ kütlelere ait küçük dalga boylu anomalilerin tamamen giderilmediği görülmesine karşın, B filtresine ait sonuçlarda (Şekil 35) , sığ kütlelere ait küçük dalga boylu anomalilerin etkilerinin hemen hemen kalmadığı görülmektedir. Bu nedenle, bu çalışmada Curie nokta derinliklerini belirlemek amacıyla yapılacak olan modellemede B filtresi ile filtrelenmiş haritanın kullanılmasına karar verilmiştir.

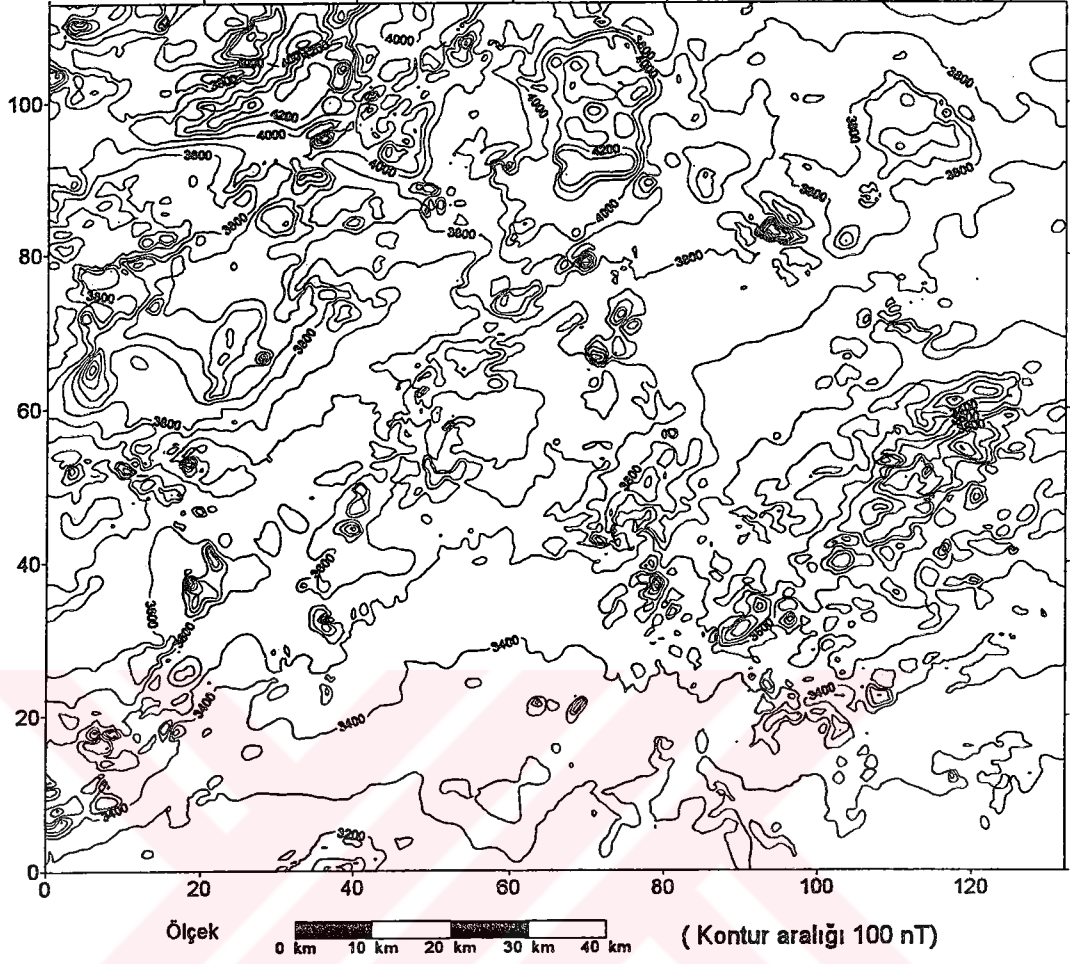
Bu çalışmada ayrıca, daha önce sözü edildiği gibi, Biga Yarımadası'nda M.T.A'nın 1962 yılında hazırladığı aeromağnetik verileri bulunmadığından dolayı, aynı kurumun 1989 yılında hazırladığı 1/500.000 ölçekli aeromağnetik haritalar kullanılmıştır (Şekil 36). Bu harita hazırlanırken IGRF (1982.5) değerleri ölçü değerlerinden çıkartılarak hazırlanmıştır (Aydın ve diğ., 1995). Bu nedenden dolayı, bu haritalardan yermağnetik alanın esas alan etkisinin çıkarılmasına gerek görülmemiştir. Ayrıca, haritadaki veriler 5 km aralıklı olmasından dolayı filtreleme işlemi de yapılmamıştır.



Şekil 30: MTA'nın 1962 yılında hazırladığı I18, I19, I20, J18, J19, J20 paftalarına ait 1/100.000 ölçekli toplam alan aeromağnetik haritasından 500 m aralıklarla sayısallaştırılarak elde edilmiş olan aeromağnetik harita.

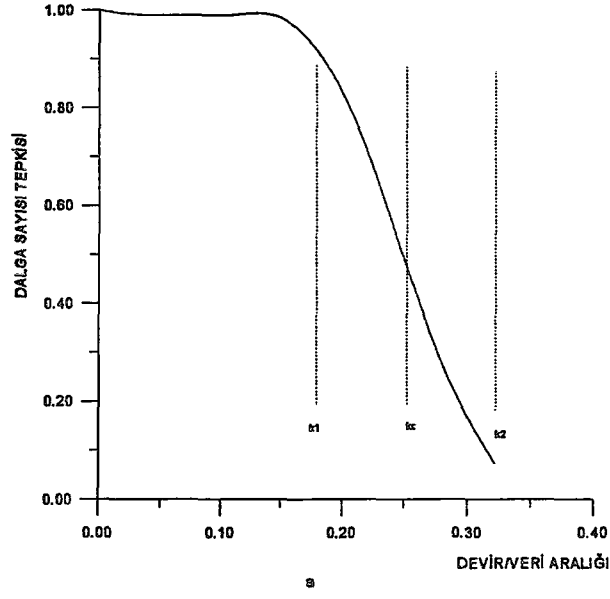


Şekil 31: Yermagnetik alanın toplam bileşenine ait göreceli esas alan haritası.

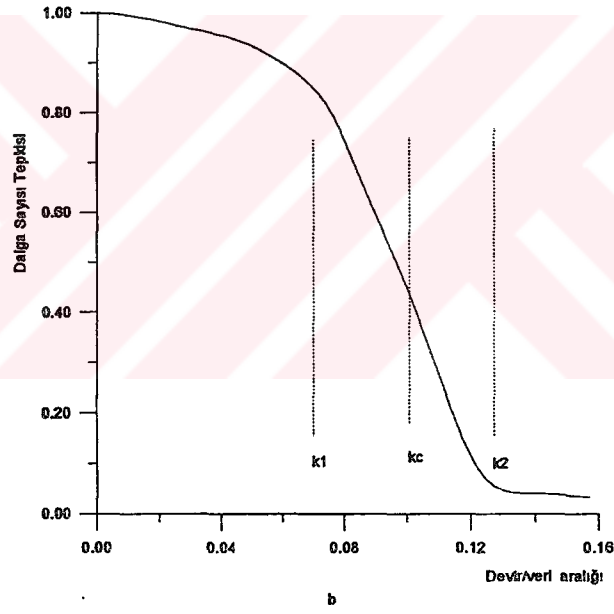


Şekil 32: Yer mağnetik alanın esas alan etkisi kaldırılarak elde edilen aeromağnetik anomali haritası.

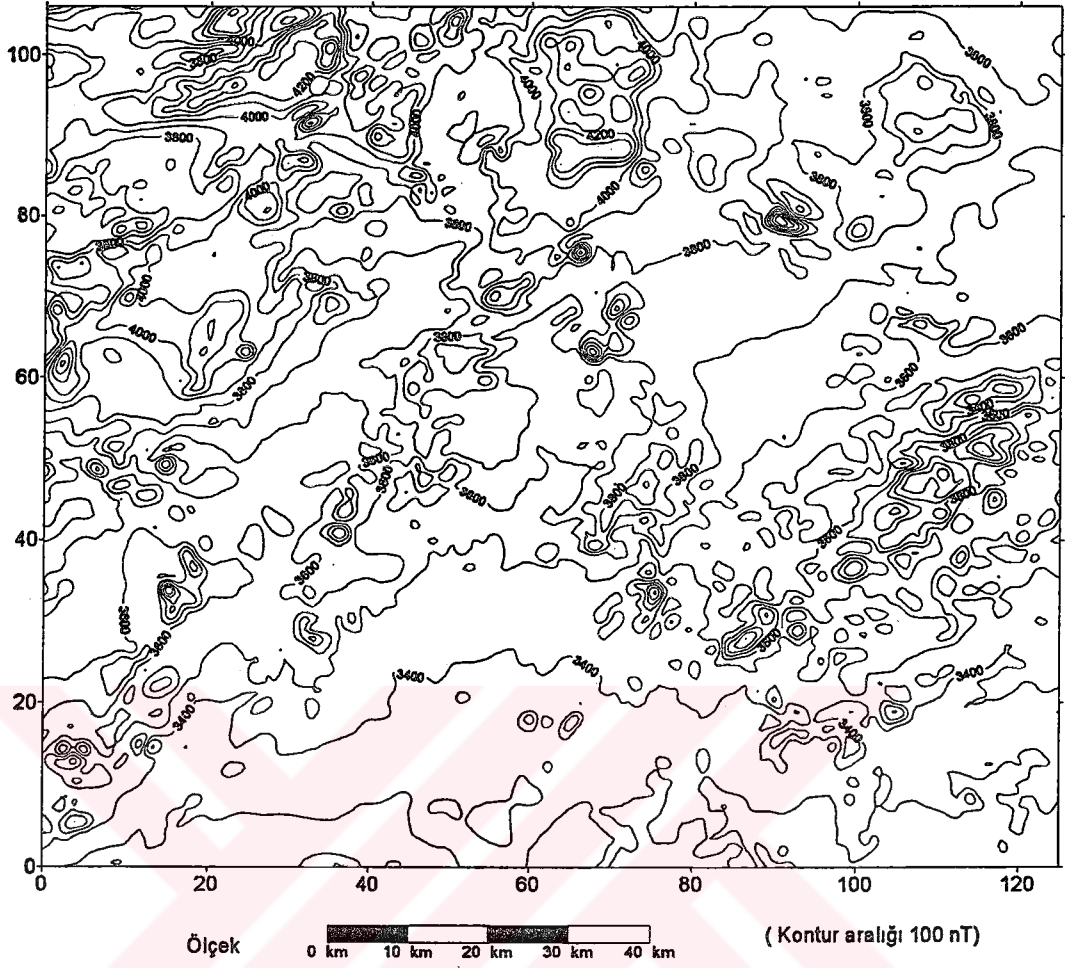
F(15x15) A Filtresi $k_c=0.25$ devir/veri aralığı



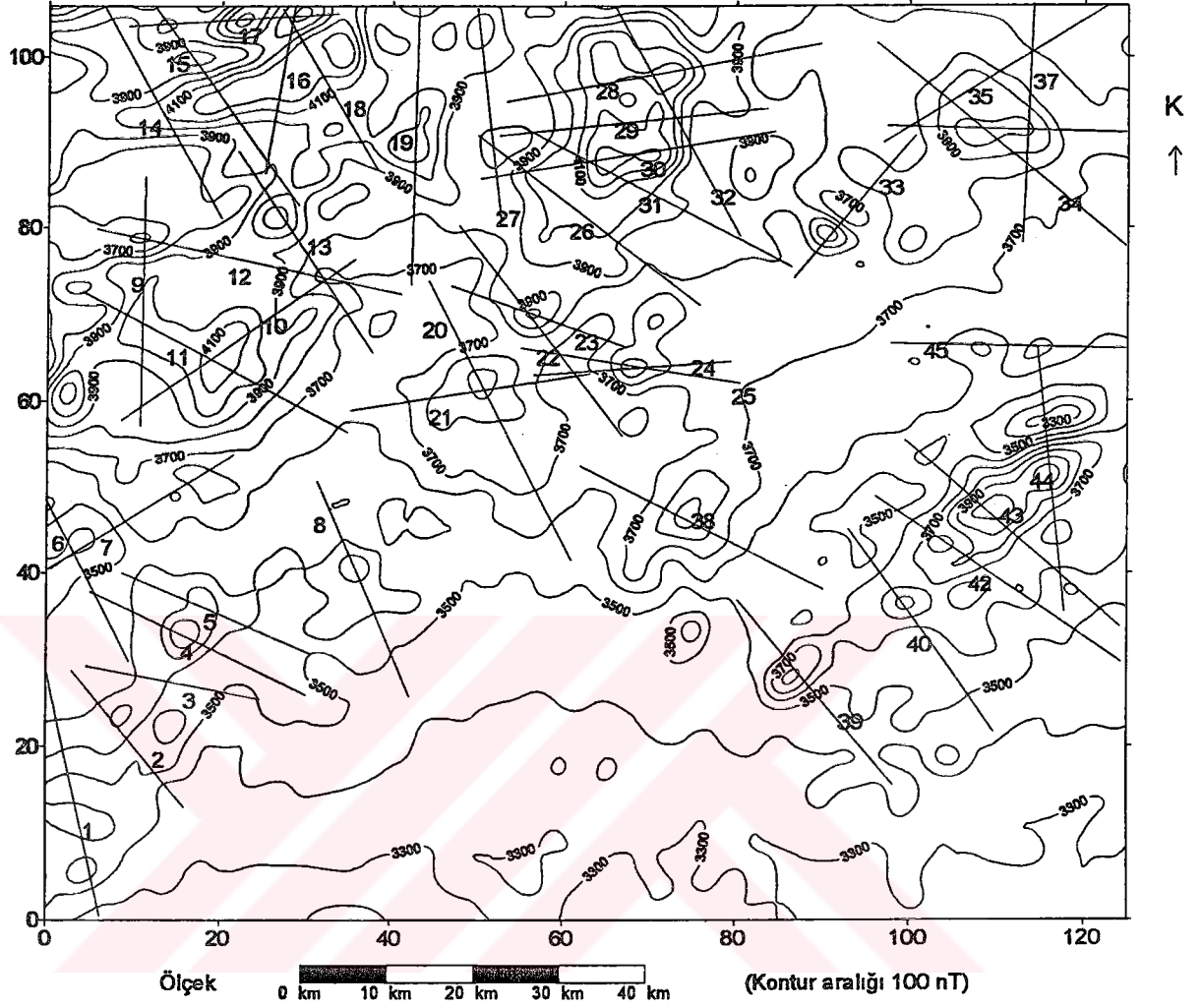
F (15x15) B Filtresi $k_c=0.1$ devir/veri aralığı



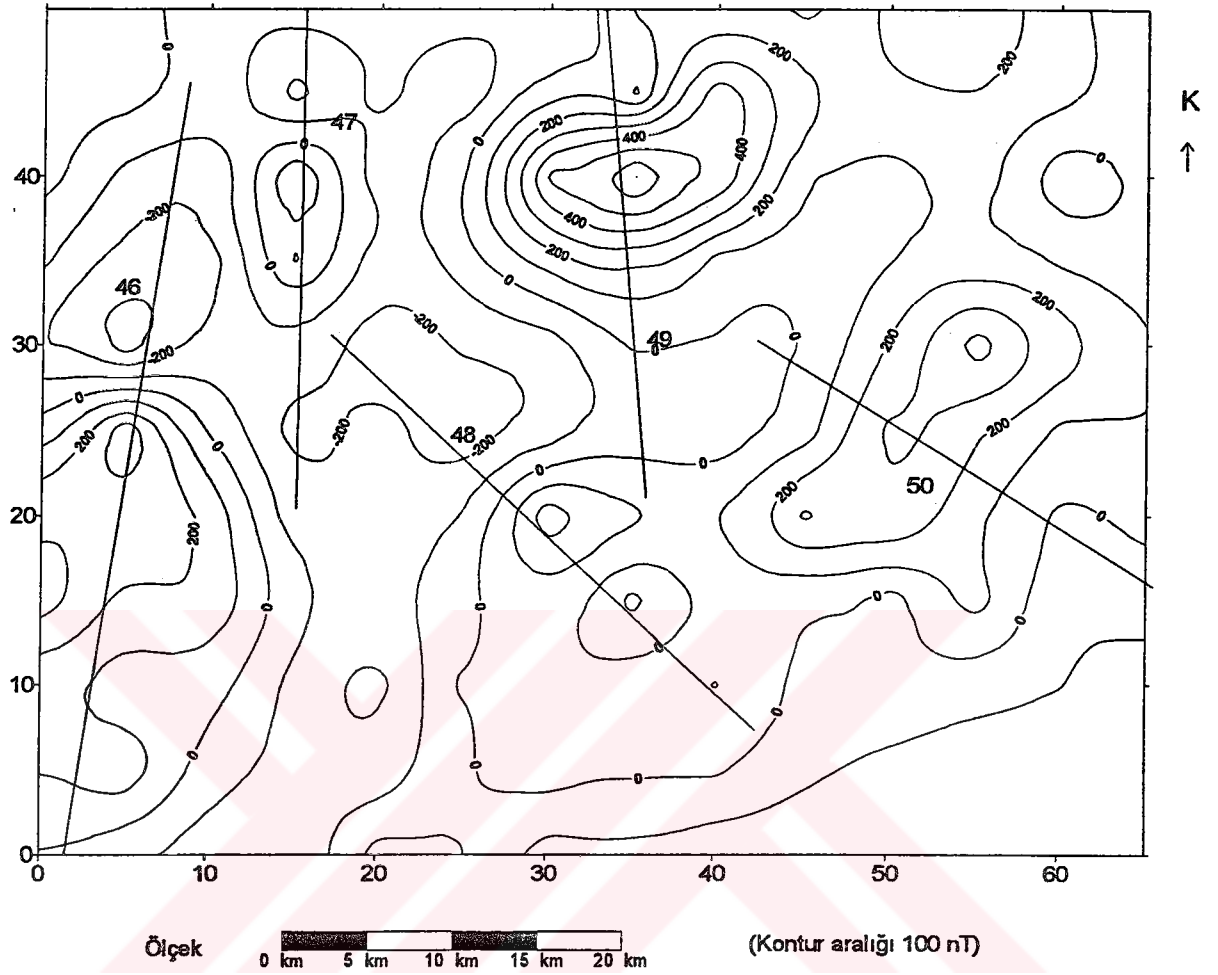
Şekil 33: 0.25 devir/veri aralığı kesme frekanslı A filtresinin (a) ve 0.1 devir/ veri aralığı kesme frekanslı B filtresinin (b) dalga sayısı tepki fonksiyonları .



Şekil 34: 0.25 devir/veri aralığı kesme frekansı ile filtrelenmiş (A filtresi) aeromağnetik anomali haritası.



Şekil 35: 0.1 devir/veri aralığı kesme frekansı ile filtrelenmiş (B filtresi) aeromağnetik harita. Harita üzerindeki hatlar çalışmada kullanılan profil yerlerini göstermektedir.



Şekil 36: 1989 yılında M.T.A. tarafından hazırlanan I16 ve I17 paftalarına ait 1/500.000 ölçekli aeromağnetik harita. Harita üzerindeki hatlar çalışmada kullanılan profil yerlerini göstermektedir.

3.3. Curie nokta derinliklerinin belirlenmesi

Curie sıcaklığından sonraki derinliklerde, mağnetik anomaliye neden olabilecek mıknatıslanmanın olmayacağından, mağnetik anomalilerin modellenmesi ile bulunan alt derinliklerin Curie nokta derinliği olarak alınabileceği ifade edilebilir.

Söz konusu Curie nokta derinliklerini çalışma alanı içinde elde etmek amacıyla, analize hazırlanmış mağnetik haritalardan 50 kesit alınmış ve bu kesitler Şekil 35 ve 36 üzerinde gösterilmiştir. Alınan bu kesitlerin modellenmesi Bölüm 2.4'de verilen ters çözüm tekniği ile yapılmıştır. Bu modellere örnek olarak seçilen 2, 4, 42 ve 50 nolu profillere ait sonuçlar Şekil 37, 41, 45 ve 49'da verilmiştir. Modellere ait yüzde ve RMS hataları, sırasıyla 2. profil için 0.01 ve 4.38; 4. profil için 0.1 ve 8.9; 42. profil için 0.3 ve 20.18 ve 50. profil için 0.915 ve 26.90 olarak saptanmıştır.

Bu modellere ait sonuçların ne derecede geçerli olabileceğinin irdelenmesi amacıyla, tekil değer ayırma analizi yapılmıştır. 2, 4, 42 ve 50 nolu profil ve model sonuçlarının kısmi türev duyarlılık matrisleri (jacobian matrisi) Şekil 38, 42, 46 ve 50'de verilmiştir. Şekiller incelendiğinde, toplam mağnetik alan anomalisinin hesaplanmasında daykım eğimi (β)'nın en duyarlı parametre olduğu görülür. Daha sonra sırasıyla, mıknatıslanma şiddeti (kT), prizma merkezi (X_0), model üst derinliği (d) ve anomali datumu (T_0) nun mağnetik anomalinin hesaplanmasında duyarlı olduğu görülür. β , d, kT parametrelerinin anomalinin maksimumuna karşılık gelen ölçü noktalarında anomaliye katkıları daha fazla veya daha duyarlıdır. D parametresinde aynı şekilde anomalinin maksimumunda en fazla duyarlığa sahip olmasına rağmen, anomalinin her noktasında etkili olabilmektedir. β , kT parametreleri ile d ve D parametrelerinin anomaliye katkılarının ters yönde oldukları kısmi türev matrislerinden açıkça görölmektedir. T_0 parametresi anomalinin hesaplanmasında her ölçü noktasında aynı duyarlığa sahiptir. X_0 ve b parametrelerine ait kısmi türevler matrisine bakıldığında bu parametrelerin anomali maksimumunun sağ ve sol kanatlarındaki ölçü noktalarını etkilediği söylenebilir.

Tekil değer ayırma analizi sonucu elde edilen data eigen vektörlerinden (Şekil 39, 43, 47 ve 51) de göröldüğu gibi, β parametresinin hesaplanmasında anomalinin karşı gelen ölçü noktaları bu parametrenin çözümünde daha etkili olmaktadır. d parametresine ait data eigen vektörlerinin dağılımına bakıldığında, anomalinin maksimumunun sağ ve sol tarafa doğru azalmaya başladığı ölçü noktalarında birbirine zıt yönde etkili olduğu görölmektedir. Ancak, anomalinin sağ

tarafındaki azalmanın bulunduğu ölçü noktalarında d parametresi daha etkin çözülmektedir. T_0 , b , D ve kT parametrelerinin belirlenmesinde hemen hemen tüm ölçü noktaları kullanılmaktadır.

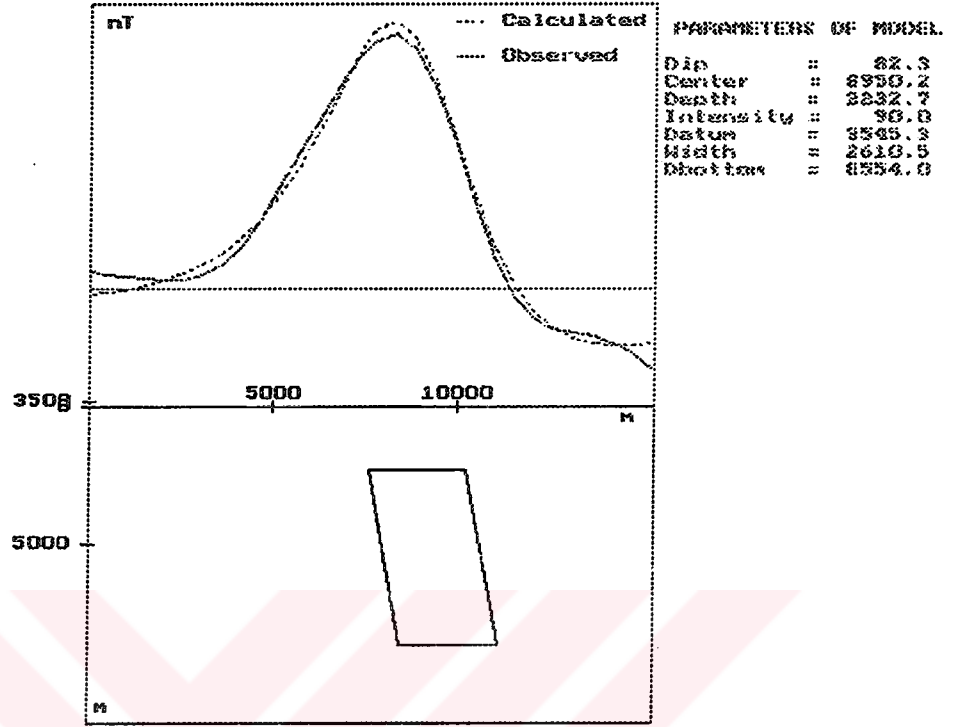
Modellere ait parametre eigen değerlerine bakıldığında (Şekil 40, 44, 48 ve 52) β parametresi en büyük eigen değerine karşılık gelen parametre eigen vektöründe en etkili olarak görülmektedir. Yani en iyi saptanacak olan parametredir. Son dört eigen değerinin diğerlerine göre sıfıra yakın oluşu bu eigen değerlerine karşılık gelen parametrelerinin çözüm sırasında daha az duyarlılıkla saptanabileceğini göstermektedir. Özellikle T_0 , b , D parametreleri sıfıra yakın eigen değerlerinden olumsuz etkilenmektedir.

Tablo 8, 11, 14 ve 17'de ters çözüm ile bulunan modellere ait parametrelerin standart hataları görülmektedir. b ve D parametrelerine ait standart hatalar diğer parametrelere göre göreceli olarak daha yüksek çıkmıştır. Yani bu parametreler diğer parametrelere göre daha az duyarlılıkla belirlenmiştir. Bu standart hatalar korelasyon matrisleriyle değerlendirilmesi halinde daha anlamlı sonuçlar verir. Değişken korelasyonları ve değişken standart hataları arasında bazı ilişkiler vardır. Eğer C_{ij} korelasyon matrisinin elemanları küçükse, hesaplanan hatalara güvenilebilir. Eğer iki değişken aralarında yüksek korelasyon gösteriyorsa ($\approx \pm 1$) gerçek hata hesaplanandan daha büyük olabilir (Inman, 1975; İlkışık, 1989 a). Tablo 9, 12, 15 ve 18'de tekil değer ayırma analizi sonucu modellere ait korelasyon matrisleri verilmiştir. Korelasyon matrislerinde β parametresi kT ve b parametreleri ile negatif yüksek ($C_{\beta kT} \approx -0.8$, $C_{\beta b} \approx -0.9$ ve $C_{\beta T_0} \approx -0.6$) korelasyon göstermektedir. Bunun sonucu olarak, b parametresinde oluşacak olan hata miktarlarının, bu parametrenin kT , T_0 ve b parametreleri ile olan ilişkisinden dolayı, bu parametrelerde yansıtacağı ve gerçek hatanın hesaplanandan daha büyük olabileceği ifade edilebilir. kT , T_0 veya b parametreleri arttıkça β parametresinde artmaktadır. Çözümde bu parametreler birbirine bağlı olarak çözülebilir. X_0 parametresi, genellikle, diğer parametrelerle negatif düşük korelasyon göstermektedir. X_0 parametresi d , kT , T_0 , D parametreleriyle çarpım şeklinde bir ilişki gösterir ve b parametresinden bağımsız olarak çözülebilir. Modele ait üst derinliğinin (d) kT , T_0 ve D parametreleriyle yaklaşık 0.36 ile 0.57 arasında korelasyon göstermesi bu parametreler arasında oran şeklinde bir ilişkinin olduğunu ve birbirlerinden bağımsız çözülemeyeceğini gösterir. Başka bir deyişle, kT , T_0 ve D parametrelerinin azalmasıyla d parametresi artacaktır. Ayrıca, d parametresinin b parametresinden bağımsız olarak çözülebileceği korelasyon matrislerinden görülmektedir. kT parametresi tüm parametreler ile yüksek korelasyon göstermesi nedeniyle, bu parametrenin çözümü tüm

parametrelere bağılıdır. kT parametresi β ve X_0 'ın çarpımları ve diğer parametrelerle bölümleri şeklinde bir ilişki göstermektedir. T_0 parametresi ise d , kT ve β parametreleriyle oran şeklinde bir ilişki göstererek bu parametrelere bağımlı olarak çözülebilir. b parametresi, X_0 ve d parametreleri ile düşük korelasyon göstermesinden dolayı bu parametrelerden bağımsız olarak çözülebilir. Cismin alt derinliğinin belirlenmesinde T_0 , kT ve d parametrelerinin oranları çözümde etkin olmaktadır. d parametresi bu parametrelere bağımlı olarak çözülebilir.

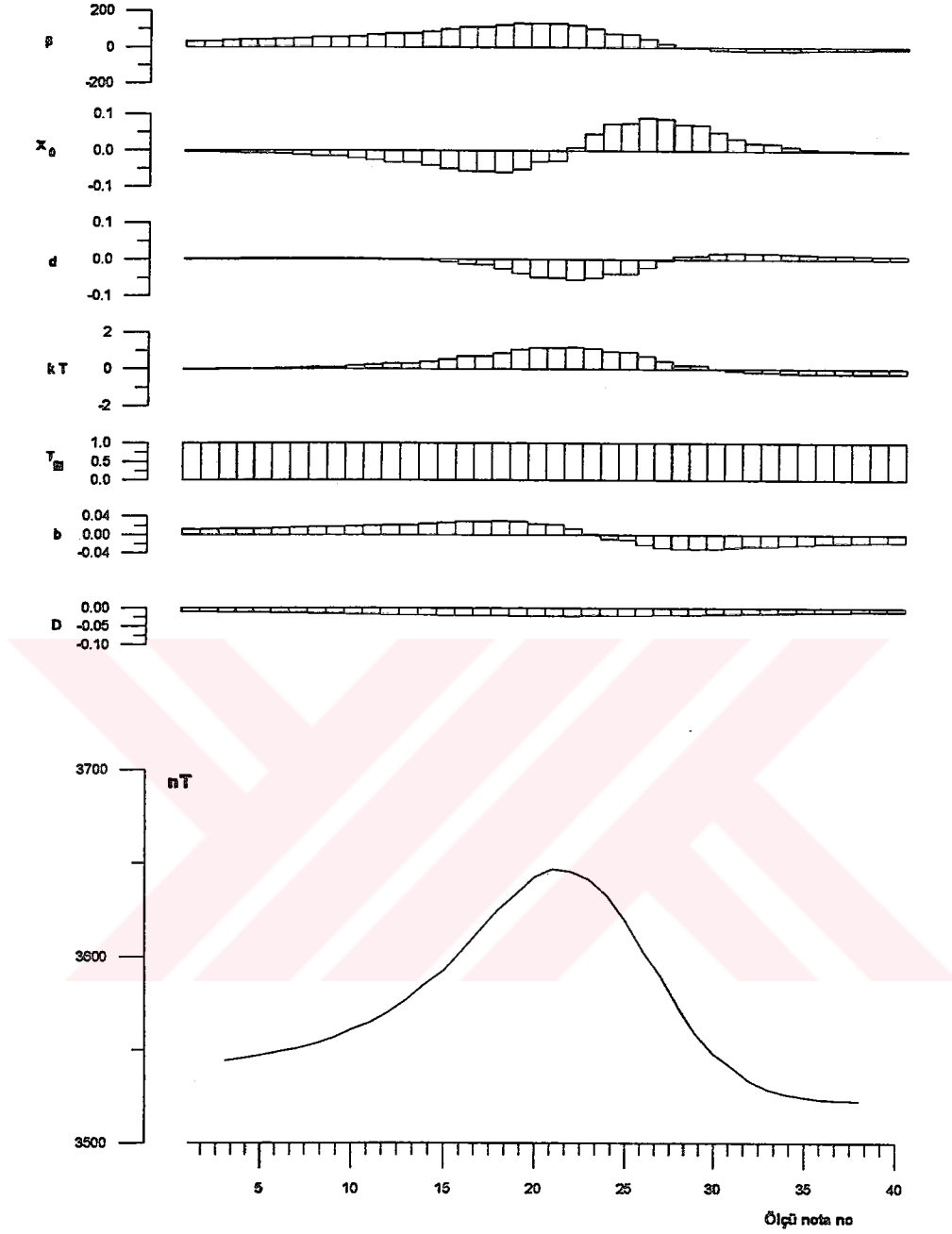
Sonuç olarak, korelasyon matrisinin çok büyük ($\approx \pm 1$) elamanları bulundurmaması, hesaplanan standart hataların güvenilir olduğunu göstermektedir. Tekil değer ayırma analizi sonucunda d , b ve D model parametreleri daha az duyarlılıkla hesaplanmıştır. Bunu model eigen değerleri ve standart hatalardan görmek olanaklıdır. D parametresinin çözümünde etkin olan d , T_0 , kT parametrelerinin ters çözüme başlangıç değerlerinin jeoloji ile korelasyon yaparak gerçekçi değerler seçilmesi halinde modele ait D parametresi daha az hata ile bulunabilir.

Bu çözümlerde kullanılan model parametrelerine ait üst ve alt sınır değerleri, model başlangıç değerleri Tablo 10, 13, 16 ve 19'da verilmiştir. Modellerin alt ve üst derinliklerinin başlangıç değerleri bölgede daha önce yapılmış olan gravite, manyetik, sismolojik ve ısı akısı çalışmalarından yararlanarak sırasıyla 1-3 km ve 7-11 km arasında seçilmiştir. Tablo 10, 12, 16 ve 19'dan görüleceği gibi 2, 4, 42 ve 50 no'lu profillerde başlangıç model parametreleri, sırasıyla 30.19, 58.03, 76.89 ve 86.71 RMS hatalarıyla ters çözümde ilk iterasyonu başlatarak sonuçta model parametrelerinin 4.38, 8.9, 20.18 ve 26.9 RMS hatalarıyla elde edilmesini sağlamıştır. Model çözümlerinde Marquard sönüm faktörü 0.001 ile 0.01 arasında alınmıştır. Modellere ait alt derinlikler sırasıyla 8.5, 10.2, 9.3 ve 8.3 km olarak bulunmuştur. Bulunan bu alt derinlikler bu çalışmada Curie nokta derinlikleri olarak kabul edilmiştir. Tüm çalışma alanı için belirlenen bu alt derinlikler bir harita üzerine yerleştirilerek bölgeye ait Curie nokta derinlikleri haritası elde edilmiştir (Şekil 53).

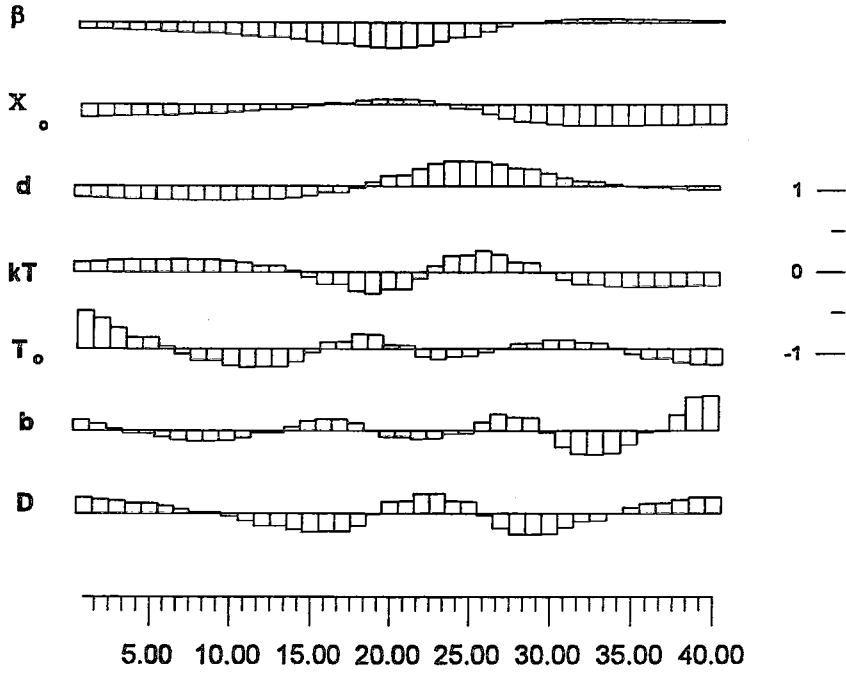


Şekil 37: 2 no'lu profile ait model ve sonuçları.

2. Profil (Jacobian Matrisi)

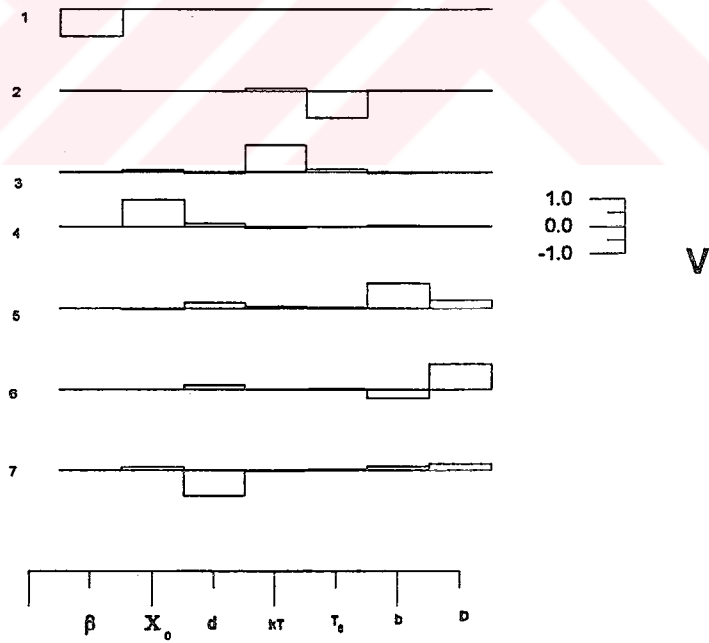


Şekil 38: 2 no'lu profil ve bu profile ait kısmi türevler matrisi.



Şekil 39: 2 no'lu profile ait data eigen data vektörü.

Eigen değerleri: 426.72 4.74 1.48 0.13 0.079 0.073 0.11



Şekil 40 : 2 no'lu profile ait parametre eigen vektörü (V matrisi) ve eigen değerleri.

Tablo 8: 2 no'lu profilin sonuç model parametrelerinin standart hataları.

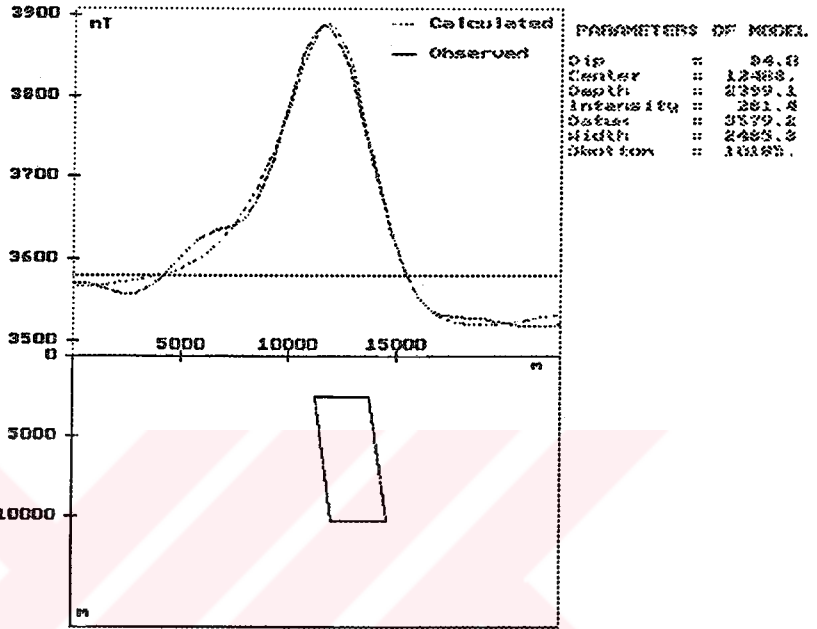
Parametre	Standart Hata
β	0.000134
X_0	0.077468
d	0.091466
kT	0.012039
T_0	0.003987
b	0.126949
D	0.133255

Tablo 9: 2 no'lu profile ait korelasyon matrisi.

	β	X_0	d	kT	T_0	b	D
β	1						
X_0	0.47	1					
d	-0.09	-0.04	1				
kT	-0.88	-0.47	0.42	1			
T_0	-0.74	-0.35	0.40	0.60	1		
b	-0.76	-0.04	0.07	0.58	0.59	1	
D	0.01	-0.02	0.41	0.13	0.43	-0.06	1

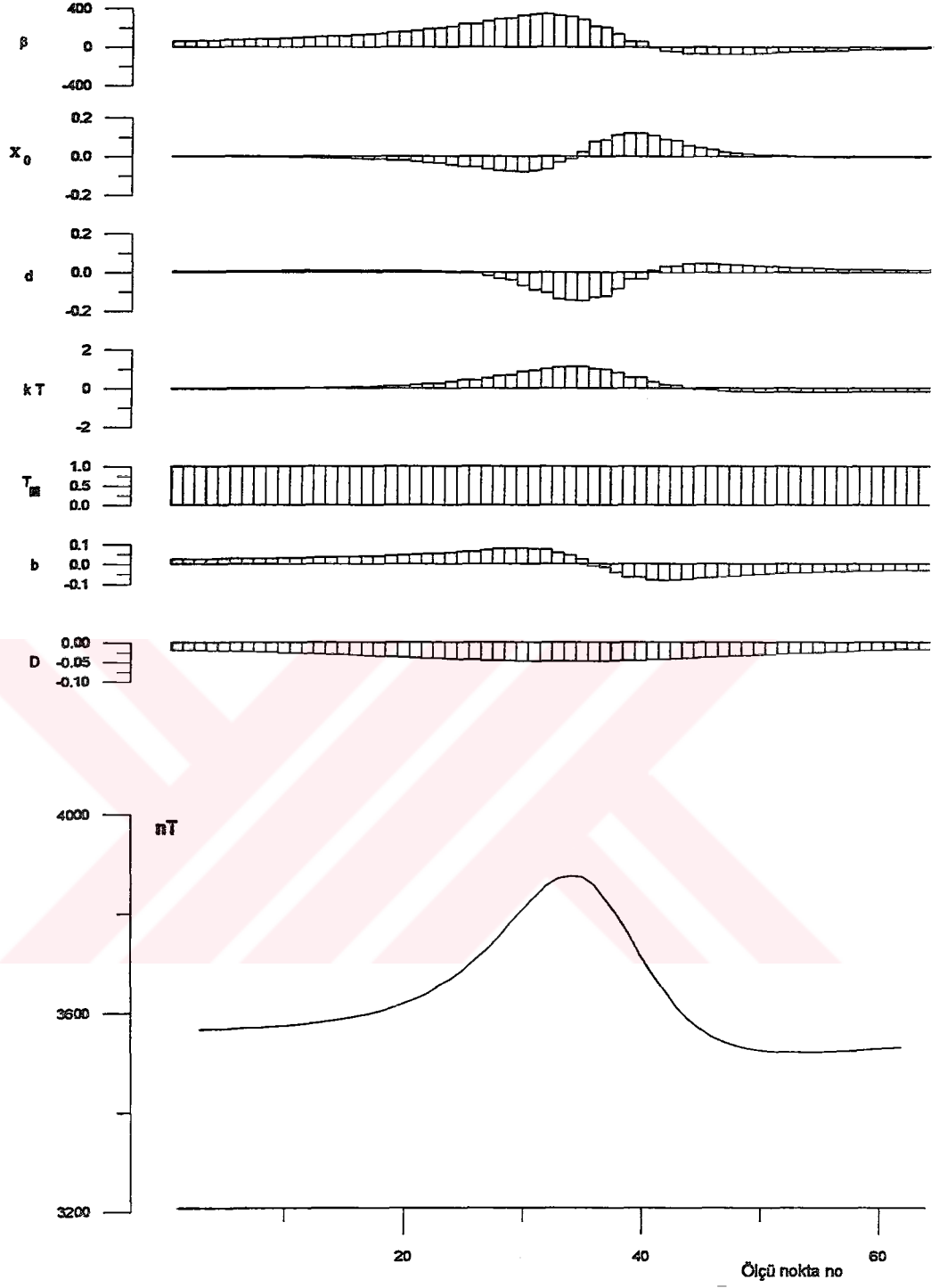
Tablo 10: 2 no'lu profile ait başlangıç parametre ve sınırları ve model sonuçları.

Model Parametreleri	Model Başlangıç Değerleri	Parametre Sınırları		Model Sonuç Değerleri
		Alt	Üst	
Eğim (b , derece)	90	80	100	82.3
Merkez (X_0 , m)	9000	8000	10000	8950
Üst Derinlik (d , m)	2000	1000	3000	2232
Genişlik ($2b$, m)	2000	1000	3000	2610
Mıknatıslanma şiddeti (kT , nT)	200	50	300	90
Datum Seviyesi (T_0 , nT)	3550	3500	3600	3545
Alt Derinlik (D , m)	10000	7000	11000	8554
% hata (D , m)	7			0.01
RMS hata	30.19			4.38

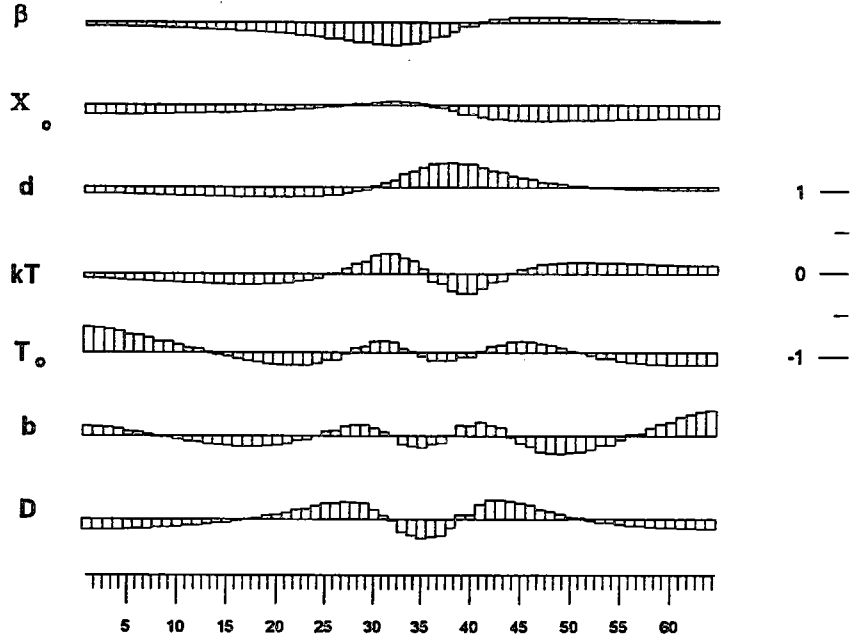


Şekil 41: 4 no'lu profile ait model ve sonuçları.

4 .profil (Jacobian Matrisi)

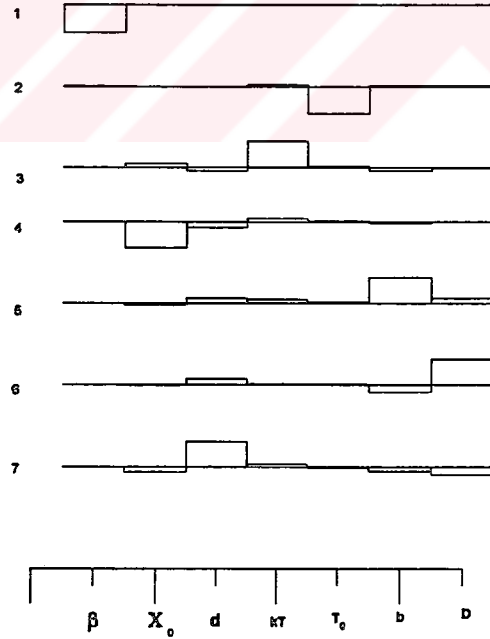


Şekil 42:4 no'lu profil ve bu profile ait kısmi türevler matrisi.



Şekil 43: 4 no'lu profile ait data eigen vektörleri.

Eigen Değerleri: 1226.14 6.66 1.83 0.23 0.09 0.07 0.07



Şekil 44: 4 no'lu profile ait parametre eigen vektörleri (V matrisi) ve eigen değerleri.

Tablo 11: 4 no'lu profilin sonuç model parametrelerinin standart hataları.

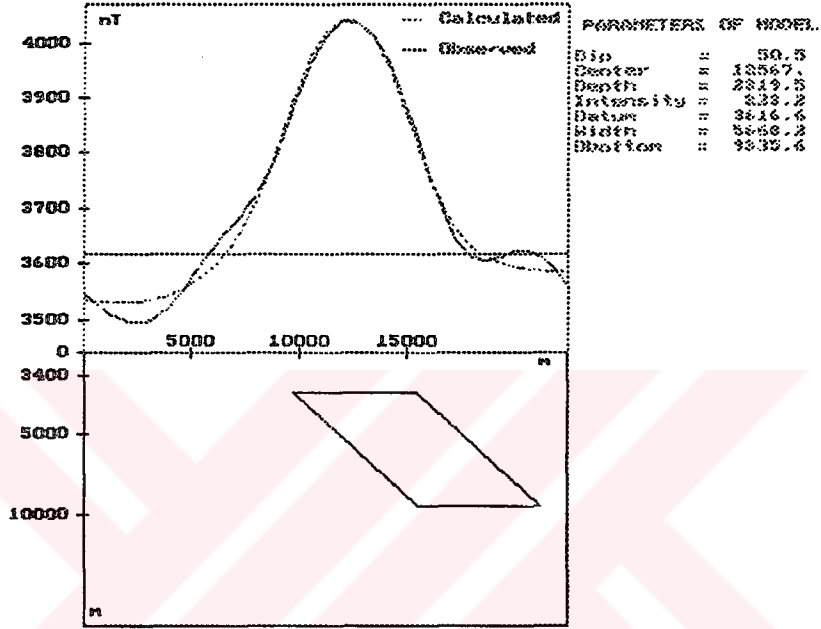
Parametre	Standart Hata
β	0.000077
X_o	0.043434
d	0.060568
kT	0.018649
T_o	0.005388
b	0.107123
D	0.137793

Tablo12: 4 no'lu profile ait korelasyon matrisi.

	β	X_o	d	kT	T_o	b	D
β	1						
X_o	0.39	1					
d	-0.15	-0.11	1				
kT	-0.85	-0.46	0.57	1			
T_o	-0.65	-0.32	0.46	0.76	1		
b	-0.91	-0.08	0.09	0.70	0.54	1	
D	0.085	-0.09	0.49	0.30	0.64	-0.17	1

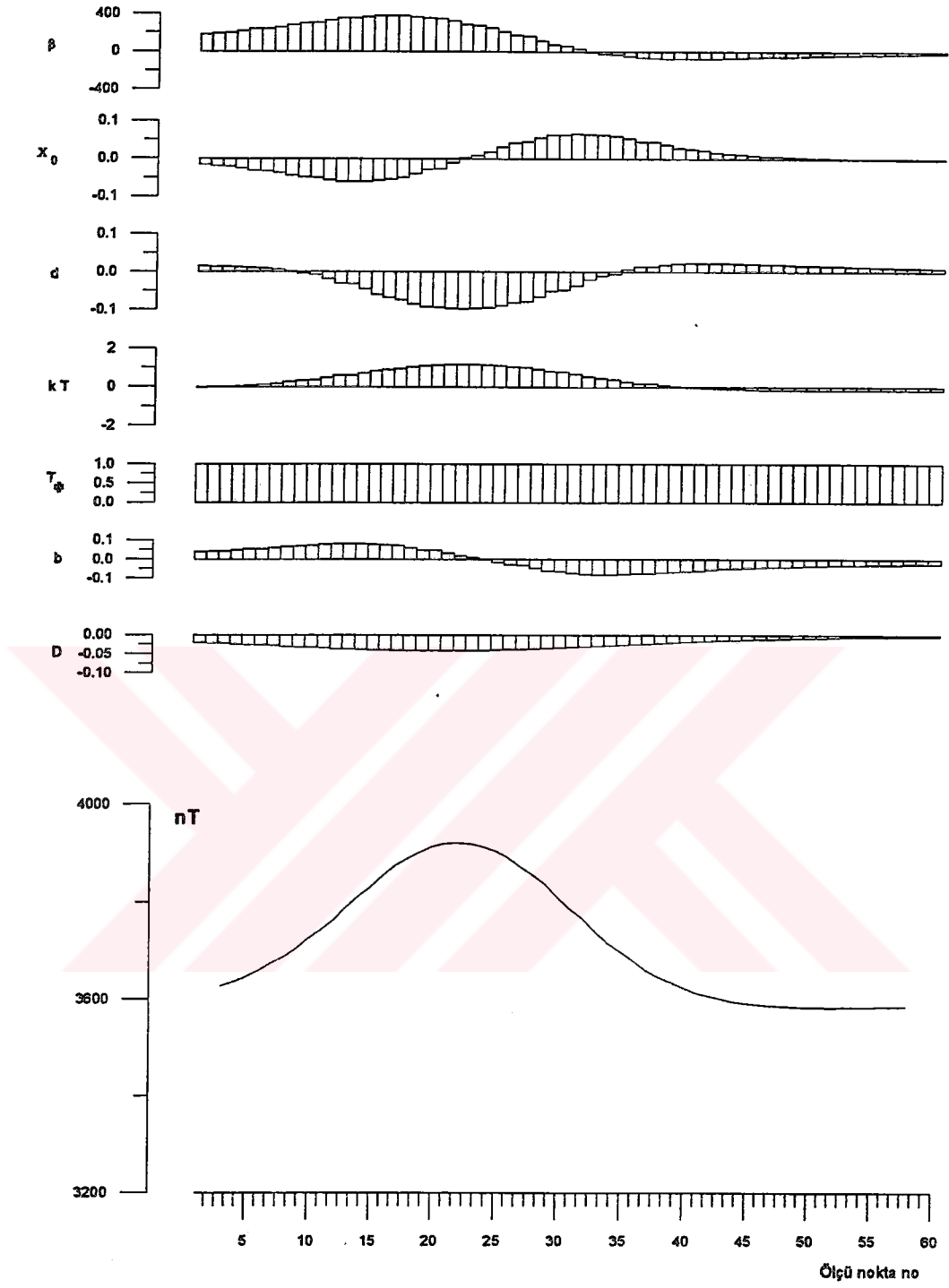
Tablo 13: 4 no'lu profile ait başlangıç parametre ve sınırları ve model sonuçları .

Model Parametreleri	Model Başlangıç Değerleri	Parametre Sınırları		Model Sonuç Değerleri
		Alt	Üst	
Eğim (b , derece)	90	80	100	84
Merkez (X_o , m)	12000	11000	13000	12488
Üst Derinlik (d , m)	1500	1000	3000	2399
Genişlik ($2b$, m)	2000	1000	3000	2485
Mıknatıslanma şiddeti (kT , nT)	200	50	300	281
Datum Seviyesi (T_o , nT)	3550	3500	3600	3579
Alt Derinlik (D , m)	10000	7000	11000	10185
% hata (D , m)	2.6			0.1
RMS hata	58.03			8.9

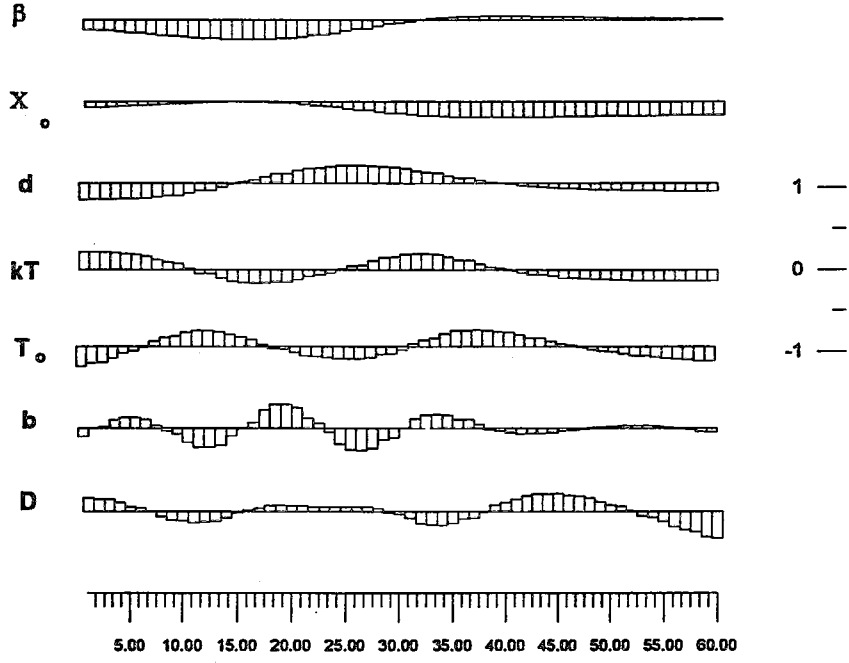


Şekil 45: 42 no'lu profile ait model ve sonuçları.

42.profil (Jacobian Matrisi)

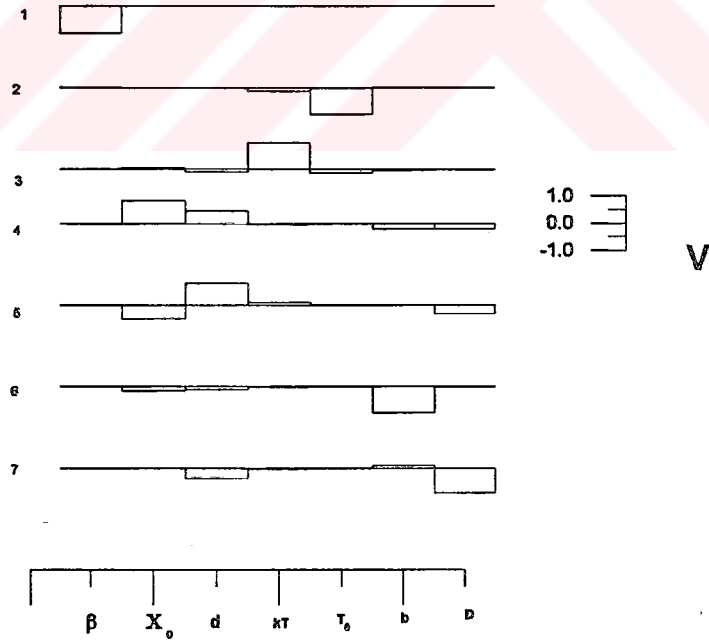


Şekil 46: 42 no'lu profil ve bu profile ait kısmi türevler matrisleri.



Şekil 47 : 42 no'lu profile ait data eigen vektörü.

Eigen değerleri: 2600.40 6.72 4.09 0.26 0.19 0.06 0.06



Şekil 48: 42 no'lu profile ait parametre eigen vektörü (V matrisi) ve eigen değerleri.

Tablo 14: 42 no'lu profilin sonuç model parametrelerinin standart hataları.

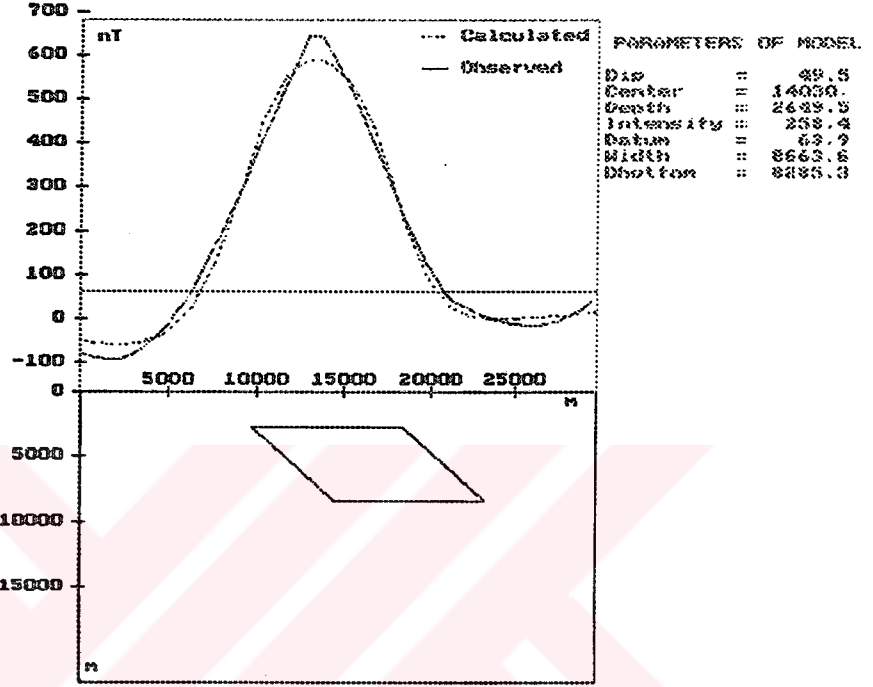
Parametre	Standart Hata
β	0.000030
X_o	0.061809
d	0.060699
kT	0.007809
T_o	0.002746
b	0.153216
D	0.157177

Tablo 15: 42 no'lu profile ait korelasyon matrisi.

	β	X_o	d	kT	T_o	b	D
β	1						
X_o	0.13	1					
d	0.19	0.41	1				
kT	-0.81	0.06	0.36	1			
T_o	-0.74	0.22	0.30	0.50	1		
b	-0.61	0.63	0.06	0.48	0.60	1	
D	0.08	0.03	0.34	0.32	0.58	-0.12	1

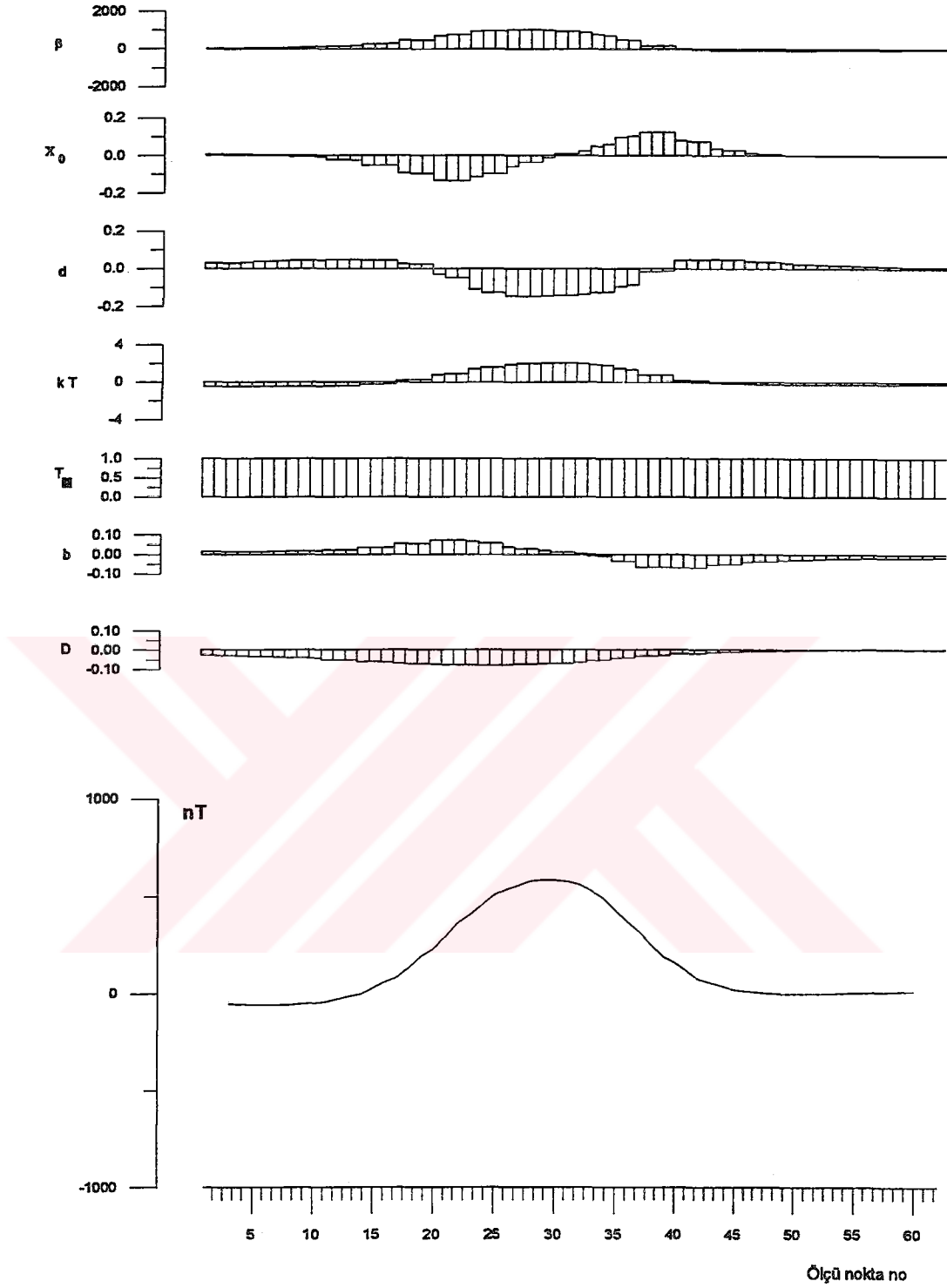
Tablo 16: 42 no'lu profile ait başlangıç parametre ve sınırları ve model sonuçları.

Model Parametreleri	Model Başlangıç Değerleri	Parametre Sınırları		Model Sonuç Değerleri
		Alt	Üst	
Eğim (b , derece)	65	40	80	50.5
Merkez (X_o , m)	12000	11000	13000	12.567
Üst Derinlik (d , m)	2000	1000	3000	2319
Genişlik ($2b$, m)	6000	5000	7000	5669
Mıknatıslanma şiddeti (kT , nT)	200	50	300	223
Datum Seviyesi (T_o , nT)	3600	3550	3650	3616
Alt Derinlik (D , m)	10000	7000	11000	9335
% hata (D , m)	4.3			0.3
RMS hata	76.89			20.18

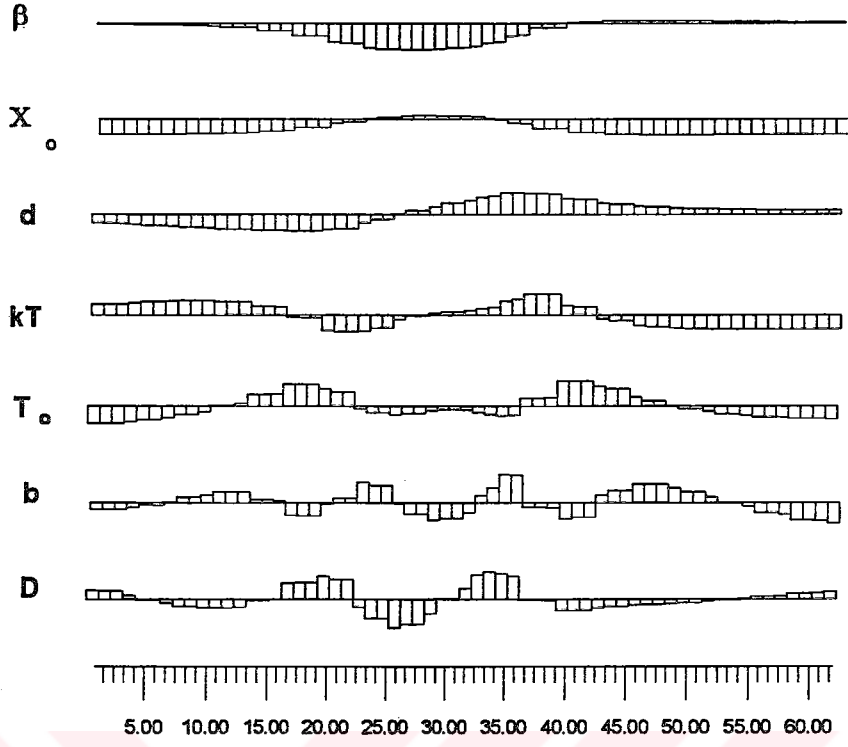


Şekil 49: 50 no'lu profile ait model ve sonuçları.

50.profil (Jacobian Matrisi)

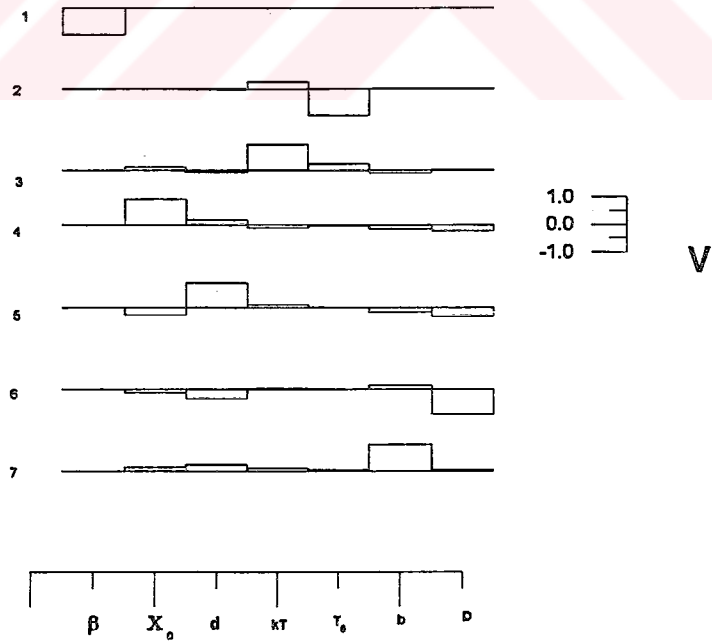


Şekil 50: 50 no'lu profil ve bu profillere ait kısmi türev matrisleri.



Şekil 51: 50 no'lu profile ait data eigen vektörü.

Eigen değerleri: 3647.12 6.68 2.97 0.25 0.14 0.16 0.03



Şekil 52 : 50 no'lu profile ait eigen vektörü (V matrisi) ve eigen değerleri.

Tablo 17: 50 no'lu profilin sonuç model parametrelerinin standart hataları.

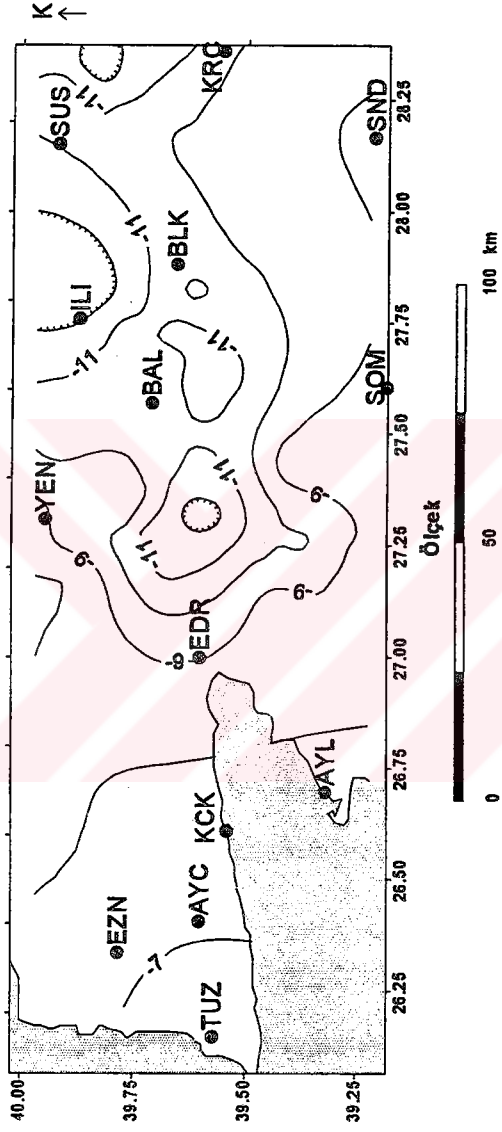
Parametre	Standart Hata
β	0.000042
X_o	0.045102
d	0.082972
kT	0.012999
T_o	0.003973
b	0.134649
D	0.163960

Tablo 18: 50 no'lu profile ait korelasyon matrisi.

	β	X_o	d	kT	T_o	b	D
β	1						
X_o	0.35	1					
d	0.32	0.36	1				
kT	-0.83	-0.16	0.52	1			
T_o	-0.60	0.08	0.47	0.70	1		
b	-0.67	0.30	0.20	0.81	0.62	1	
D	0.07	-0.09	0.65	0.36	0.51	-0.13	1

Tablo 19: 50 no'lu profile ait başlangıç parametre ve sınırları ve model sonuçları .

Model Parametreleri	Model Başlangıç Değerleri	Parametre Sınırları		Model Sonuç Değerleri
		Alt	Üst	
Eğim (b, derece)	65	50	75	49.5
Merkez (X_o , m)	14500	14000	15000	14080
Üst Derinlik (d, m)	2000	1000	3000	2649.5
Genişlik (2b, m)	7000	6000	9000	8663
Mıknatıslanma şiddeti (kT, nT)	200	50	300	258.4
Datum Seviyesi (T_o , nT)	70	50	100	63
Üst Derinlik (D, m)	10000	7000	11000	8285
% hata (D, m)	10.84			0.915
RMS hata	86.71			26.9



Şekil 53: Çalışmadan elde edilen Curie nokta derinlik haritası (km).

IV. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bölüm 3.3'de Şekil 53 ile verilen Curie nokta derinliği haritasında Biga Yarımadası üzerinde sığ Curie nokta derinliklerinin (7-8 km) elde edilmiş olması en çok göze çarpan özelliklerden biridir. Biga Yarımadası'ndan doğuya doğru gidildikçe sığ Curie nokta derinlikleri, yerini kalın Curie nokta derinliklerine bırakmaktadır. Edremit (EDR), Ilica (ILI), Susurluk (SUS) ve Balya'yı içine alan bir alanda Curie nokta derinlikleri, maksimum 12-13 km değerine ulaşarak çanak şeklinde bir görünüm oluşturmaktadır. Bölgede en sığ Curie nokta derinliği 6.5-7 km ile Tuzla civarında izlenmektedir.

Elde edilen Curie nokta derinlikleri bölgenin Bouguer, Serbest hava gravite ve manyetik anomalileri (Şekil 26 ve 27) ile de uyumluluk göstermektedir. Jeofizik verilerin yorumu bölümünde de ayrıntılı olarak verildiği gibi, Kazdağ ve çevresinin altında, izostatik dengenin sağlanamamış olması nedeniyle, kütle fazlalığı bulunmaktadır. Bu kütle fazlalığı bölgede kabuğun beklenilenden daha sığ olmasıyla açıklanabilir. Balıkesir (BLK) ve Ilica (ILI) civarında gravite verileri izostatik dengenin bu bölgede sağlanmış olduğunu ve ayrıca kabuk kalınlığının Biga Yarımadası'na göre daha kalın olduğunu göstermektedir.

Frese ve diğerleri (1982), düşük manyetik ve pozitif Serbest hava gravite anomalilerinin Yellowstone jeotermal bölgesi, orta Amerika ve kuzey Cordillera gibi yüksek ısı akısı alanlarıyla karakterize edildiğini belirtmiştir. Çalışma alanında da Çanakale (ÇNK), Ezine (EZN) ve Ayvacık (AYC)'ği içine alan bir hat boyunca düşük manyetik anomaliler (-100 ile -300 nT arası), pozitif yüksek Serbest hava (Şekil 29) ve Bouguer gravite anomalileriyle (Şekil 27) birlikte izlenmektedir. Benzer değerlendirmenin bu bölge içinde yapılabileceğini göstermektedir. Aynı şekilde Edremit Körfezi'nin kuzey ve güneyinde düşük manyetik anomaliler (0 ile -300 nT arası) ile birlikte pozitif yüksek Serbest hava (10 ile 40 mgal arası) ve Bouguer gravite (10 ile 40 mgal arası) anomalilerinin izlenmesinden anlaşılmaktadır. Frese ve diğerlerinin (1982) gravite ve manyetik verilerden yararlanarak Yellowstone jeotermal alanı için belirttiği yüksek ısı akısı ve ince kabuk yapısını bu bölgeler içinde söylemek olanaklı olabilir. Sözü edilen yüksek ısı akısı ve ince kabuk kalınlığı bu bölge için elde edilen sığ Curie nokta derinliklerini (7-8 km arası) doğrular niteliktedir. Çalışma alanının GD köşesinde yer alan

Kireç (KRÇ) ve Sındırgı (SND) civarında mağnetik anomaliler (-100 ile -200 nT arası) ile Serbest hava gravite anomaliler (15 ile 45 mgal arası) arasında ters bir ilişki izlenmektedir. Elde edilen 9-10 km'lik Curie nokta derinlikleri, Kireç (KRÇ) ve Sındırgı (SND) civarında ısı akısının Balıkesir (BLK), Susurluk (SUS) ve Ilica (ILI)'ya göre yüksek olabileceğini göstermektedir. Ilica (ILI), Susurluk (SUS) ve Balıkesir (BLK) civarında gravite ve mağnetik anomaliler arasında bu türlü bir ilişkinin izlenmesi nedeniyle, bu bölgede Biga Yarımadası'na göre daha düşük ısı akısı ve kalm kabuk kalınlığından söz edilebilir.

Elde edilen Curie nokta derinlikleri ile bölgenin jeoloji ve jeofizik verilerinin birlikte değerlendirilmesi için Şekil 56'da görülen A-A¹ ve B-B¹ doğrultuları boyunca kesitler (Şekil 54 ve 55) alınmıştır. Alman bu kesitler üzerinde Jeoloji, Curie nokta derinlikleri, aeromağnetik (A.M.A.), Serbest hava (S.H.G.A), Bouguer (B.G.A.) ve ortalama Bouguer gravite anomalilerine (O.B.G.A.) de yer verilmiştir. Doğu-Batı doğrultulu A-A¹ kesitinde (Şekil 54) Curie nokta derinliği batıdan doğuya doğu gidildikçe bir artma göstermektedir. Őekilden de görüleceği üzere, Curie nokta derinliği ile Bouguer gravite anomalisi arasında iyi bir uyum izlenmektedir. Kesitte, daha önce de belirtildiği gibi, Kazdağ üzerinde gözlenen Bouguer anomalisi ile ortalama Bouguer gravite anomalisi arasında oldukça fazla bir fark gözlenmektedir. Kazdağ ve çevresinde sığ kabuk kalınlığı Curie nokta derinliğini de etkilediği Şekil 54'de görülmektedir. Kazdağ grubunun doğusunda Bouguer ile ortalama Bouguer gravite anomalileri arasında önemli bir fark izlenememiş olması sözü edilen bölgelerin izostatik dengede olduğunu göstermektedir Kesitte görülen bir diğer özellik ise Kazdağ ve çevresinde Ezine Zonu üzerinde ki kadar olmamakla birlikte, gravite ve mağnetik anomaliler arasında ters bir ilişkinin var olmasıdır ki bu, bölümün başında sözü edildiği gibi, yüksek ısı-ince kabuk ilişkisini ortaya koymaktadır.

Şekil 55'de verilen KB-GD doğrultulu Çanakkale-Ayvacık hattını içine alan ikinci B-B¹ kesitinden görüleceği üzere, yine aynı Şekilde Kazdağ ve çevresinde Bouguer gravite ve ortalama Bouguer gravite anomalileri arasında önemli fark izlenmektedir. Ayrıca Ezine Zonu üzerinde düşük mağnetik anomaliler, yüksek Serbest hava ve Bouguer gravite anomalileri ile korele edilmektedir.

Şekil 56'de A-A¹ kesitini kapsayan bir bant içinde 1900-1995 yılları arasında olmuş magnitüdü 3.5 ve 3.5'dan büyük deprem i ve dış merkezlerinin dağlılımları görülmektedir. Deprem i merkez dağlılımları bu bölgede oluşan depremlerin derinliklerinin sığ olduğunu

göstermektedir. Eyidoğan ve Jakson(1985) ve Jakson ve McKenzie (1988) Batı Anadolu için sismojenik tabaka kalınlığını 6-10 km arasında vermişlerdir. A-A' kesitinden de görüldüğü gibi bu sismojenik zon, elde edilen Curie nokta derinlikleri (7-12 km) ile aynı derinliklerde bulunmaktadır. Ayrıca İlkışık ve diğerleri (1990) yüzey dalgalarının dispersiyonundan yararlanarak Midilli-Küçükkuşu civarında kabuk içinde 7 km'lik bir tabaka ayırt etmişlerdir. Bu tabaka Ezine-Küçükkuşu civarında 7-8 km'lik Curie nokta derinliği ile uyumluluk göstermektedir. Bölgedeki sıcak su dağılımları özellikle Biga Yarımadası üzerinde deprem dış merkezleriyle ilişkili aktif çizgisellikler üzerinde dağılım göstermektedir (Şekil 29). Ancak kalın Curie nokta derinliklerinin (12-13 km) saptandığı Balıkesir (BLK), Susurluk (SUS) ve Ilica (ILI) civarında da sıcak su dağılımları görülmektedir. Bu sıcak su dağılımları Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bölgede neden olduğu deformasyonlardan kaynaklanmış olabilir.

Curie sıcaklığı 560 °C kabul edilerek Curie nokta derinliklerinden çalışma alanına ait ısı gradient değerleri hesaplanmıştır. Tezcan ve Turgay (1989)'nın vermiş olduğu ortalama 2.1 W/m°C ısı iletkenlik katsayısı dikkate alınarak çalışma bölgesi için ısı iletkenlik katsayısı 2 W/m°C ve 3 W/m°C seçilmiş ve (2.6) no'lu bağıntı yardımıyla çalışma alanına ait ısı akısı değerleri hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlar ile Tezcan ve Turgay (1989) ve İlkışık (1995)'in saptamış olduğu ısı akısı değerleri Tablo 19'da verilmiştir.

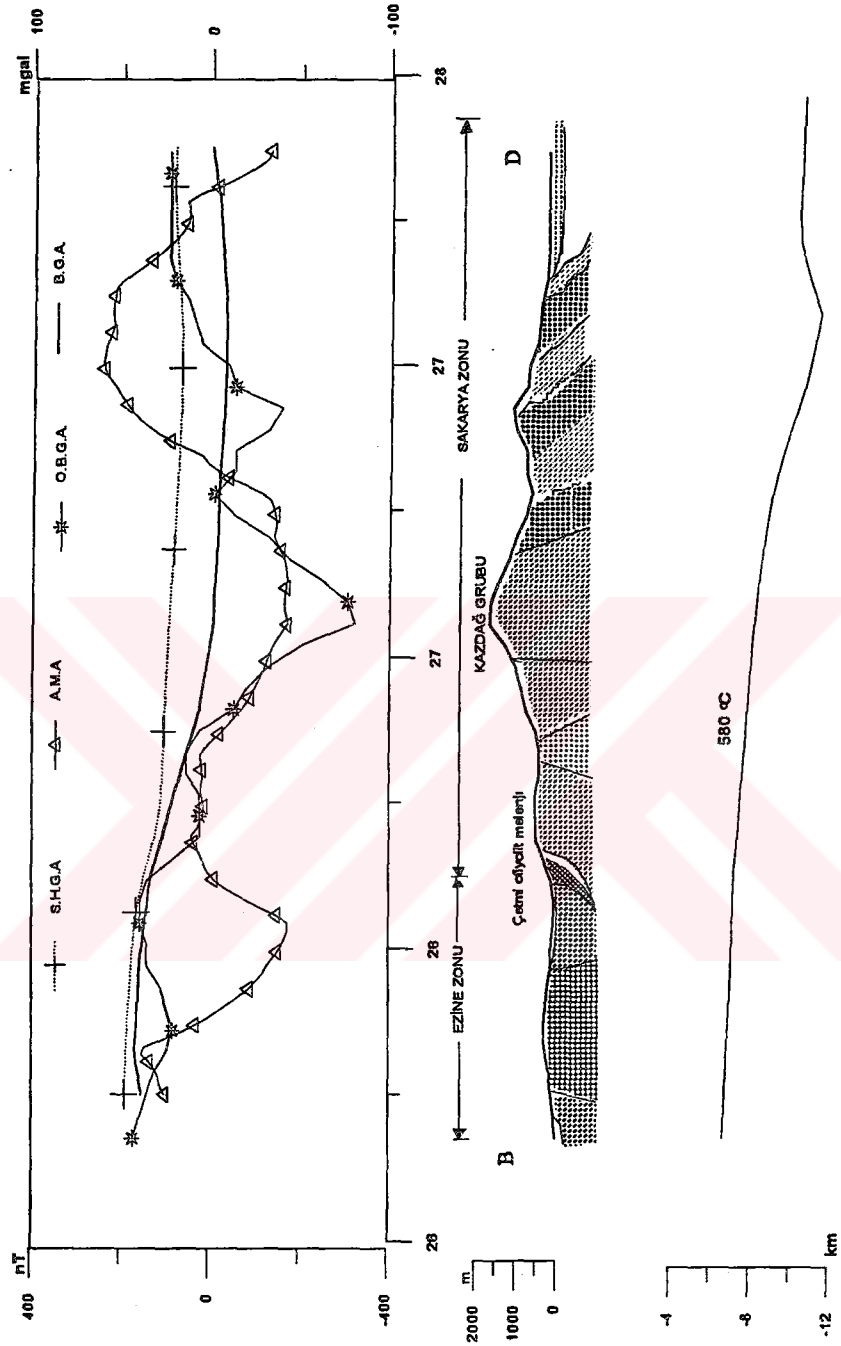
Tablo 19: Curie nokta derinlikleri ve daha önceki çalışmalardan elde edilen ısı akısı değerleri.

Bölge	Curie nokta derinliği (km)	Isı gradiyenti (°C/km)	Isı akısı (mW/m ²)		İlkışık (1992) mW/m ²	Tezcan ve Turgay (1989) mW/m ²
			k=2 W/m°C	k=3 W/m°C		
Balya	10.5	53.3	106.6	159.9	120	120
B.Kesir	10.6	52.8	105.6	158.4	66	90-100
Yenice	9.0	62.2	124.4	186.6	-	140-160
Susurluk	11	50.9	101.8	152.7	103	90-100
Kireç	10.4	53.8	107.6	161.4	-	90-100
Edremit	9.0	62.2	124.4	186.6	106	120-140
Ezine	7.3	76.7	153.4	230.1	141	140-150
Ayvacık	7.2	77.7	155.4	233.1	-	140-160
Tuzla	6.5	86.1	172.2	258.3	185	140-160
Ilica	12	46.6	93.2	138.9	-	90-100

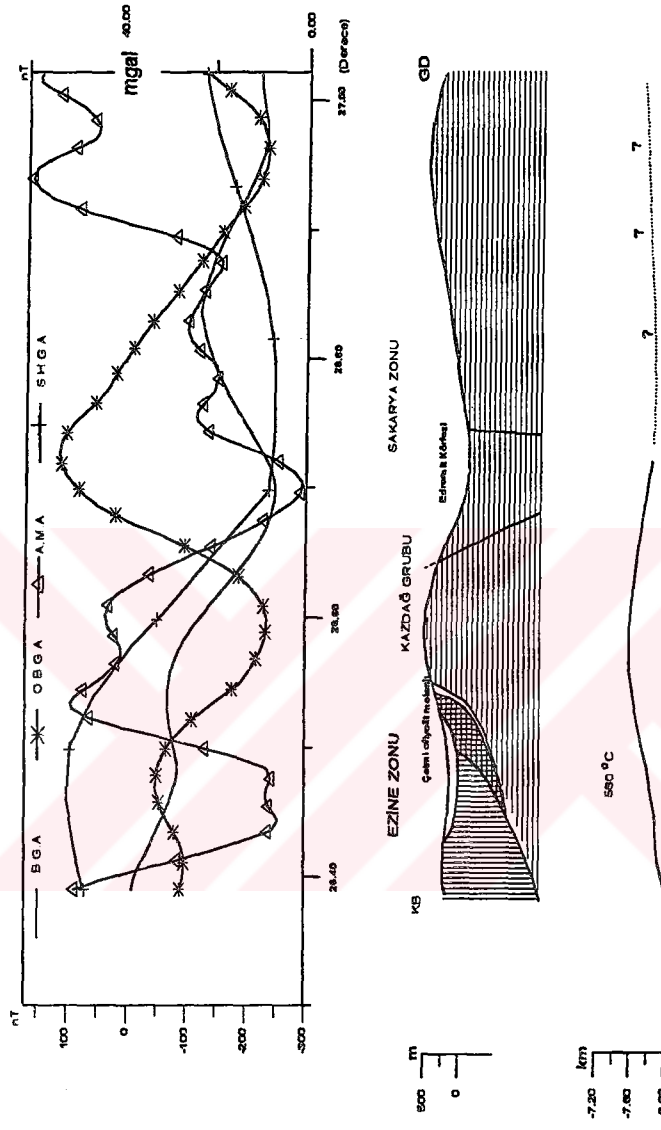
Curie nokta derinliklerinden elde edilen ısı akısı değerleri ile Tezcan ve Turgay (1989) ve İlkışık (1989)'in vermiş olduğu ısı akısı değerleri arasında bir uyumluluk görülmektedir.

Kıtasal alanlarda ısı gradiyenti dünya ortalamalarına göre 30-50 °C/km arasında değişmektedir. Bhattacharyya ve Leu (1975) Yellowstone National Park'ında ısı gradiyentinin kalderanın merkezinde 66-72 °C/km ve diğer kısımlarda 53-66 °C/km ve Okubo ve diğerleri (1985) Kyushu adası ve çevresinde 59-86 °C/km arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmada elde edilen Curie nokta derinliklerinden bulunan ısı gradiyentinin 46-86 °C/km arasında değiştiği görülmektedir. İlkışık (1995), Ege bölgesinde silika sıcaklıklarından yararlanarak ortalama ısı akısı yoğunluğunu $107 \pm 45 \text{ mW/m}^2$ olarak vermiştir. Bu çalışmada ise, ısı iletkenlik katsayısının $2 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ ve $3 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ alınması halinde ortalama ısı akısı yoğunluğu sırasıyla 122 ± 16 ve $183 \pm 25 \text{ mW/m}^2$ olarak elde edilmiştir. Elde edilen bu değerler dünya ortalamalarına göre oldukça yüksektir.

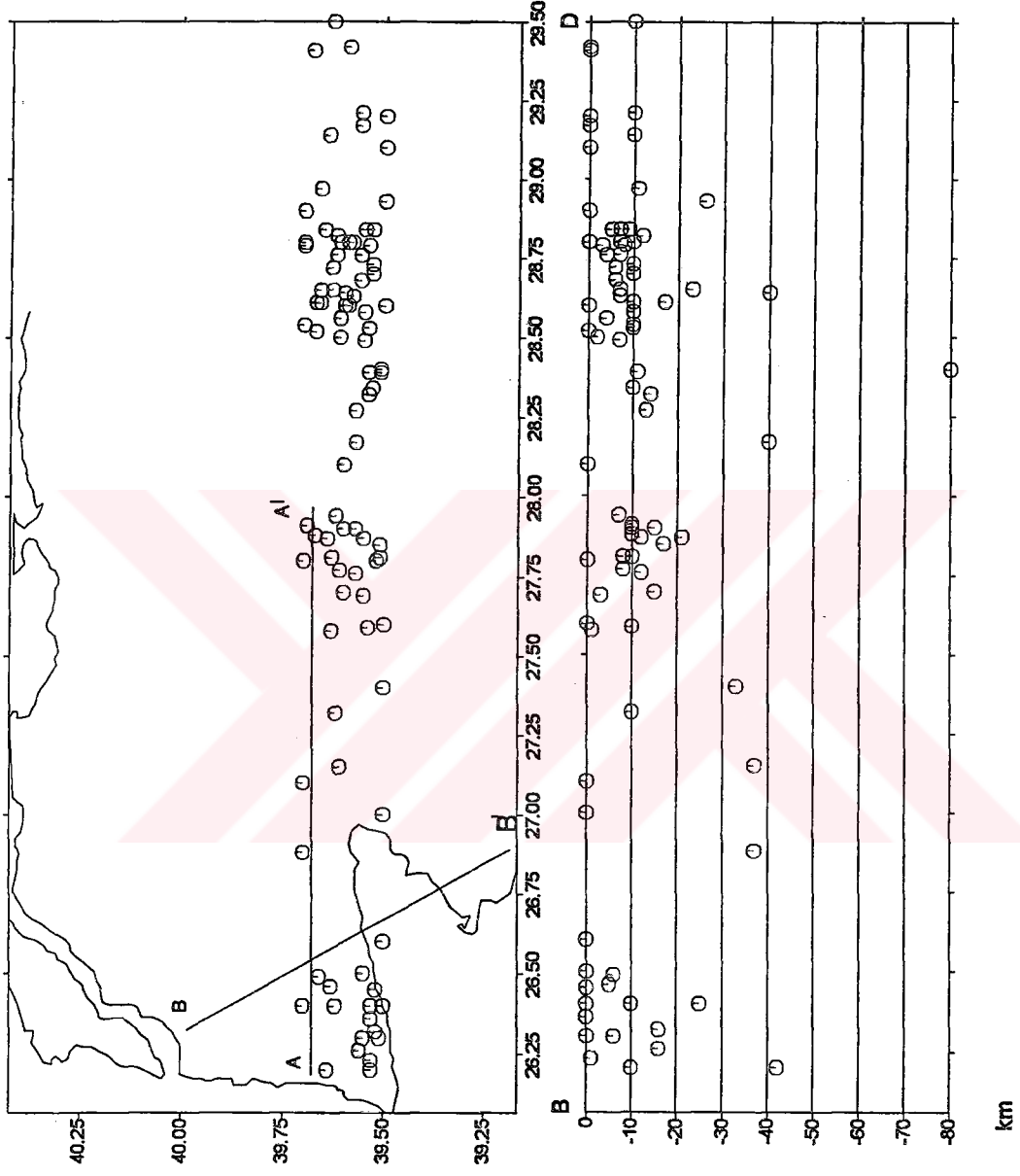
Sonuç olarak, Ezine Zonu üzerinde izlenen sığ Curie nokta derinliklerinin (7-8 km) Erken Miyosen'de kapanmış bulunan Paleo-Tetis üzerinde bulunması bu bölgede sıkışmış bazı mağma ceplerine işaret edebilir. Aynı şekilde, çalışma alanının GD köşesinde görülen sığ Curie nokta derinliklerinin (9-10 km) ise İzmir-Ankara kenet kuşağının batı kenarına karşılık geldiği söylenebilir. Ancak, çalışma alanının doğusunda, daha geniş bir alanda yapılacak olan bu türlü bir çalışma ile daha detaylı bilgilerin elde edilmesi olanaklıdır. Kuzeybatı Anadolu'da elde Curie nokta derinlikleri, gravite ve manyetik veriler, çizgisellik, sıcak su ve deprem iç ve dış merkez dağılımları ile uyumluluk göstermektedir. Bu verilere göre, Kuzeybatı Anadolu'da Biga Yarımadası, Dikili ve Kireç-Sındırgı civarının gerek jeotermal potansiyel ve gerekse genç tektonik rejimden dolayı yüksek ısıya sahip olduğu ifade edilebilir.



Şekil 54: A-A' jeoloji kesiti ve bu kesite ait aeromagnetik, Serbest hava, Bouguer ve ortalama Bouguer gravite anomalileri.



Şekil 55: B-B' jeoloji kesiti ve bu kesite ait aeromagnetik, Serbest hava, Bouguer ve ortalama Bouguer gravite anomalileri.



Şekil 56: A-A' kesiti boyunca 1900-1995 yılları arasında oluşmuş depremlerin iç ve dış merkez dağılımları.

V. TÜRKÇE ÖZET VE YABANCI DİLDEKİ ÖZET

BATI ANADOLU'DA CURIE NOKTASI DERİNLİKLERİNİN SAPTANMASI VE JEOTERMAL ALANLARLA İLİŞKİSİ

Bu çalışmada, aeromağnetik veriler kullanılarak kuzey batı Anadolu bölgesi için Curie nokta derinliklerinin elde edilmesi ve elde edilen Curie nokta derinliklerinden yararlanarak ısı akısı değerlerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Curie nokta derinliklerinin belirlenmesinde farklı bölgelere ait ve farklı zamanlarda (1962, 1989) MTA Enstitüsü tarafından yapılmış aeromağnetik haritalar kullanılmıştır. MTA Enstitüsünün 1962 yılında hazırlamış olduğu 1/100.000 ölçekli aeromağnetik haritaları, yermağnetik alanın yere bağlı değişimlerini de içermesi nedeniyle bu etkiler verilerden çıkarılmıştır. Daha sonra sözü edilen bu haritalar 0.25 ve 0.1 devir/veri aralığı kesme frekanslı alçak geçişli bir filtre ile süzgeçlenerek model çalışmalarına uygun hale getirilmiştir. MTA'nın 1989 yılında hazırladığı 1/500.00 ölçekli aeromağnetik haritalarında IGRF (1982.5) değerleri ölçü değerlerinden çıkartılmıştır. Bu nedenle yer mağnetik alanın esas alan etkisinin giderilmesine gerek görülmemiştir. Ayrıca ,sözü edilen haritalardaki veriler 5 km aralıklı olmasından dolayı filtreleme işlemi de yapılmamıştır.

Model çalışmalarına uygun hale getirilmiş olan aeromağnetik haritalar üzerinde 50 kesit alınarak Curie nokta derinliklerinin modellenmesi yapılmıştır. Ayrıca , model sonuçlarının Tekil Değer Ayırma analizi yardımıyla da ne derecede geçerli olabileceği irdelenmiştir. Bu aşamadan sonra elde edilen model sonuçları kullanılarak Curie nokta derinliği haritası elde edilmiştir. Curie nokta derinliği haritasında Biga Yarımadası'nda 7-8 km'lik sığ Curie nokta derinliğinin elde edilmiş olmasına karşılık Edremit, Ilıca, Susurluk ve Balya civarında 12-13 km'lik derin Curie nokta derinlikleri bulunmuştur. Bu bölgede en sığ Curie nokta derinliği ise 6.5-7 km ile Tuzla civarında elde edilmiştir..

Curie Sıcaklığı 560°C alınarak ve Curie nokta derinlikleri de kullanılarak çalışma alanına ait ısı gradientleri hesaplanmıştır. Çalışma alanında $46-86^{\circ}\text{C}/\text{km}$ arasında belirlenen ısı gradientlerinin dünya ortalamalarına göre oldukça yüksek olduğu görülmüştür. Ayrıca ısı

gradiyentlerinden hesaplanan ısı akısı değerlerinin bölgede daha önce yapılmış çalışmalarla uyumluluk gösterdiği belirlenmiştir.

Bu çalışmada , aynı zamanda Bouger gravite anomalilerinin yükseklikle olan ilişkisi kullanılarak bölgenin izostatik denge durumu tartışılmıştır. Gravite ve mağnetik anomaliler arasında izlenen ilişkiye göre de ısı akısının yüksek olabileceği bölgeler belirlenmiş ve Curie nokta derinlikleri ve bölgenin jeolojisi ile karşılaştırılması yapılmıştır.

Sonuç olarak, Biga Yarımadası, Dikili ve Kireç-Sındırgı civarı gerek Jeotermal potansiyel ve gerekse genç tektonik rejimden dolayı yüksek ısıya sahip olduğu sanılmaktadır.

DETERMINATION OF CURIE POINT DEPTHS IN WESTERN ANATOLIA AND RELATED WITH THE GEOTHERMAL AREAS

The aim of this study is to obtain the Curie depth points by using the aeromagnetic maps and to calculate the heat flow values by employing the Curie depth points of the northwestern part of Anatolia. For this purpose the different aeromagnetic maps are used which were prepared by Mineral Research and Exploration Institute in different years. One of them was prepared in 1962 and its scale is 1/100000. This map includes the local variations of the earth's magnetic field. Therefore, these effects were eliminated from map values. The map is also low pass filtered with the cutting frequency of 0.25 and 0.1 cycle/sampling interval for the convenience of model studies. The second map of same institute was prepared in 1989 which its scale 1/500000 and IGRF values of 1982.5 epoch were subtracted from the map values. The low pass filter is not applied to the map because of 5 km grid space.

The model studies were applied to the fifty profiles which are taken from the filtered aeromagnetic maps to obtain the Curie depth points. Then the single value decomposition analysis were applied to the model results for investigation of the reality. The Curie depth points map is obtained by using the model results. Shallow Curie depth points (7-8 km) is found in the Biga Peninsula but deep Curie depth points (12-13 km) are calculated around Edremit-Ilica-Susurluk and Balya areas. The shallowest Curie point is 6.5-7 km which is obtained in Tuzla.

The thermal gradients were calculated from the estimated Curie depth points. Curie temperature is assumed as 560°C in this calculation. The thermal gradient are found to be between 46-86° C/km and these values are relatively found high from the world average. The

obtained heat flow values from the thermal gradients are exhibit good conformity with the before calculated heat flow values.

Beside from these, the isostatic equilibrium are discussed by using the relationship between the Bouguer gravity anomalies and topographic elevations. The high heat flow values were compared with the geology of the region according to the relation between the gravity and magnetic anomalies.

As a result the highest heat flow values could be related with the geothermal potential and young tectonic regime in the Biga Peninsula, around Dikili and Kireç-Sındırgı areas.



VI. KAYNAKLAR

- ALLDREDGE, L. R., VAN VOORHIS, G. D. (1961): Depth to Source of Magnetic Anomalies, *J. Geophys. Res.*, 66, 3793-3800.
- AYDIN, İ., KARAT, H. İ. (1995): Türkiye Aeromağnetik Haritalarına Genel Bir Bakış, *Jeofizik*, 9 (10), 41-44.
- AYDOĞAN, D. (1992): Yeraltı Yoğunluk Dağılımının Tespitinde Ters Çözüm Tekniği, İ.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı, Doktora Tezi.
- BHATTACHARYA, B.K., LEU, L.K. (1975 a): Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies Due to Two Dimensional Structures, *Geophysics*, 40, 993-1013.
- BHATTACHARYA, B.K., LEU, L.K., LEU, L.K. (1975 b): Analysis Magnetic Anomalies Over Yellowstone National Park: Mapping of Curie Point Isothermal Surface for Geothermal Reconnaissance, *J. Geophysics, Res.*, 80., 4461-4465.
- BHATTACHARYA, B.K., MORLEY, L. W. (1965): The Delineation of Deep Crustal Magnetic Bodies from Total Aeromagnetic Anomalies, *J. Geomag. and Geoelec.*, 17, 237-252.
- BİNGÖL, E., AKYÜREK, B., KORKMAZER, B. (1975): Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun Bazı Özellikleri, Cumhuriyet'in 50. yıl Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, M.T.A. Enstitüsü, Ankara, 70-77.
- BİLGİN, T. (1969): Biga Yarımadası'nın Jeomorfolojisi, İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 55 (1443), 1-23.
- BLACKWELL, D.D. (1971): The Thermal structure of the Crust. " In the structure Earth Crust", pp:169-184 (Editör: J.G. Heacock), *Geophys. Monogr. No:14*, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- BOLDIZAR, T. (1968): Geothermal Data From the Vienna Basin, *J. Geophys. Res.*, 73, 613-618.
- BUDDINGTON, A.F., LINDSLEY, D. H. (1964): Iron Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalent, *J. Petrol.*, 5, 310-357.
- BYLERLY, P.E., STOLT, R.H. (1977): Attempt to Define the Curie Point Isotherm in Northern and Central Arizona, *Geophysics*, 47, 424-430.

CANITEZ, N., KARAMAN, A. (1986): Batı Anadolu'da İzostatik Denge, TÜBİTAK Gebze Araştırma Merkezi Temel Bilimler Araştırma Enstitüsü Yerbilimleri Araştırma Bölümü 1985 Yılı Araştırma Faliyet Raporu.

CERMAK, V. (1975): Temperature-depth profiles in Czechoslovakia and Some Adjacent Areas Derived from Heat Flow Measurements, Deep Seismic Sounding and Other Geophysical Data, *Tectonophysics*, 26, 103-119.

CERMAK, V. (1979): Map of Europe, Geodynamic Investigations in Czechoslovakia (eds: Babuska, V., Plancar, J.), Prastislava.

CLARK, S. P., NIBLETT, E. R. (1956): Terrestrial Heat Flow in the Swiss Alps., *Monthly Notices Roy. Astro. Soc. Geophys. Suppl.*, 7, 176-195.

CLARK, S. P. (1966): Handbook of Physical Constants, GSA M. No: 97, Washington.

COUCH, R., GEMPERLE, M., CONNARD, G., PITTS, G. S. (1981): Structural and Thermal Implications of Gravity and Aeromagnetic Measurements Made in Cascade Volcanic Arc, *Geophysics*, 47, 424-430.

ENRIQUEZ, J. O., ESQUIVEL, M. A. A., FUCUQUAUCHI, J. U. (1990): Curie Isotherm and Shallow-Crustal Structure of the Trans-Mexican Belt, from Aeromagnetic data, *tectonophysics*, 172, 77-90.

ERCAN, T., ÖZTUNALI, Ö. (1983): Demirci-Selendi (Manisa) Çevresi Senozoyik Yaşlı Volkanitlerin Petrolojisi ve Kökensel Yorumu, *HÜ. Yerbilimleri Dergisi*, 10.

ERCAN, T., AKYÜREK, B., BODUR, D., ÖZBAYRAK, İ. H., TAŞÇI, A., YILDIRIM, T. (1994): Biga Yarımadasındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının Özellikleri, 47, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Özetleri*, 102-103.

ERICKSON, A. J. (1970): The Measurement and Interpretation of Heat Flow in Mediterranean and Black Sea, Ph.D. Thesis, MIT Dept. of Earth and Planetary Sci., Massachusetts.

EYİDOĞAN, H., JAKSON, J. A. (1985). A Sesismological Study of Normal Faulting in Demirci, Alaşehir and Gediz Earthquakes of 1969-1970 in Western Turkey: Implications for the Nature and Geometry of Deformation in Continental Crust, *Geophys. J.A. Astr. Soc.* 81, 567-607.

FRESE, R. B., HINCE, W. J., BRAILE, L. W. (1982): Regional North American Gravity and Magnetic Anomaly Correlations, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 69, 745-761.

GAY, P. S. (1967): Curves for Interpretation of Magnetic Anomalies Structures, Mining Geophysics, II, 512-548.

GOLUB, G. H., REINSCH, C. (1970): Singular Value Decomposition and Least Squares Solutions, Numerical Mathematics, 13, 403-420.

GRAYBILL, F. A. (1969): Introduction to Matrices in Statistics, Wadsworth Publishing Co. Inc., Belmont.

HAENEL, R. (1974): Heat Flow in Northern Italy and Heat Flow Maps of Europe, Zeitschrift für Geophysik, 40, 370.

HENDEN, I. (1980): Uzay Görüntülerinden Türkiye Çizgisellik Haritası ve Maden Aramaları için Hedef Sahalarının Seçilmesi, Bölgesel Çizgiselliklerin Deprem ve Sıcaklık Kaynakları ile İlişkisi, M.T.A. Enstitüsü Bülteni, 95/96,25-33.

HİSARLI, M. (1989): Ege Denizi Kabuk Kalınlığının Belirlenmesi, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul.

HUTCHISSON, R. D., LUCARELLI, L. B., HARTMAN, R. R. (1962): Türkiye'nin Müntehep Sahalarında Maden Kaynaklarının Kıymetlendirilmesi Hakkında İnkişaf Programı, M.T.A. yayımları, 108, 109 ve 110, Ankara.

INGERSOLL, R. V. (1988): Tectonics of Sedimentary Basins, Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1704-1719.

INMAN, J. R. (1975): Resistivity Inversion with Ridge Regression, Geophysics, 40, 798-817.

İLKIŞIK, O. M., JONES, A. G. (1984): Statical Evolution of MT and AMT Methods Applied to Basalt-Covered Area in Southeastern Anatolia, Turkey, Geophysical Prospecting, 32, 706-724.

İLKIŞIK, O. M. (1989 a): Jeofizik Modellemede SVD Analizi, Jeofizik, 3(1),43-49.

İLKIŞIK, O. M. (1989 b): Kuzey Batı Anadolu'da Isı Akısı Dağılımı, Jeofizik, 3(2), 83-91.

İLKIŞIK, O. M., ALPTEKİN, Ö., EZEN, Ü., ÜÇER, B. (1990): Heat Flow, Seismicity and the Crustal Structure of Western Anatolia, Int. Earth Sci. Cong. Aegean Regions, 1-6 October 1990, İzmir.

İLKIŞIK, O. M. (1992): Slica Heat Flow Estimates and Lithospheric Temperature in Anatolia., Proc. of XI. Con. of World Hydrothermal Org. 13-18.5.1992, İstanbul Pamukkale, 92-106.

İLKIŞIK, O. M. (1995): Regional Heat Flow in Western Anatolia Using Slica Temperature Estimates from Thermal Springs, Tectonophysics, 244, 175-184.

JAKSON, J., MCKENZIE, D. P. (1988): The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors, and the Rates of Active Deformation in Mediterranean and Middle East, *Geophysical Journal Int.*, 93, 45-73.

JUPP, D. L. B. , VAZOFF, K. (1975): Stable Iterative Methods for thr Inversion of Geophysical Data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42, 957-976.

KARAT, H., METİN, O. (1992): Türkiyenin Havadan Rejyoal Mağnetik haritalarının Hazırlanması Hakkında Genel Bilgi, MTA Raporu, Derleme no:9402, Ankara.

LAWSON, C. L., HANSON, R. J. (1974): Solving least squares problems, Prentice-Hall Inc. New Jersey.

LEVENBERG, K. (1944): A Method for the Solution of Certain Non Linear Problems in Least Squares, *Quarterly of Applied Mathematics*, 2, 164-168.

LE PICHON, X., ANGELIER, J. (1981): The Aegean Sea: *Phill. Trans. Roy. Soc. London*, A 300, 357-372.

LUBIMOVA, E. A., POLYAK, B. G. (1969): Heat Flow Map of Eurasia. The Earth's Crust and Upper Mantle, ed: P.J. Hart. AGU Geophys. Mong. No:13, 826.

MAKRIS, J. (1978): Some Geophysical Consideration on the Geodynamic Situation in Grece, *Tectonophysics*, 46, 251-268.

MAROBHE, I. M. (1989): A Versatile Turbo-Pascal Program for Optimization of Magnetic Anomalies Caused by Two-Dimensional Dike, Prism or Slope Models, *Computer & Geosciences*, 16, 341-365.

MARQUARDT, D. W. (1963): An Algorithm for Least Squares Estimation of Non Linear Parameters, *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, 11, 431-441.

NAGATA, T. (1961): Rock magnetism, Maruzen Company ltd., Tokyo.

OKAY, A. İ. (1985): Kuzey Batı Anadolu'da Yer Alan Metamorfik Kuşaklar, Ketin Simpozyumu Kitabı, Türkiye Jeoloji Kurumu, 83-92.

OKAY, A. İ. (1986): High-Pressure/low Temperature Metamorphic Rocks of Turkey, *Geol. Soc. Am. Memoir*, No: 164, 333-348.

OKAY, A. İ. (1989): Tectonic Unit and Sutures in the Pontides, Northern Turkey, *Tectonic Evolution of the Tethyen Region*, ed: A.M.C. Şengör, Kluwer Academic Publ., 109-115.

OKAY, A. İ., SİYAKO, M., BÜRKAN, K. A. (1990): Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, *TPJD Bülteni*, Vol 2/1, 83-121.

- OKUBO, Y., GRAT, J.R., HANSEN, R.O., OGAWA, K., TSU,H. (1985): Curie Point Depths of the Island of Kyushu and Surrounding Areas, Japon, *Geophysics*, 53, 481-494.
- POLLACK, N. N., CHAPMAN, D. S. (1977): Regional Geotherm and Litospheric Thicknesses, *Geology*, 5, 265-268.
- ROY, R. F., BLACWELL, D. D. BIRCH, F. (1968): Heat Generation of Plutonic Rocks and Continental Heat Flow Provinces, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 1.
- SANVER, M. (1974): Ege Bölgesi Havadan Mağnetik Haritasının iki Boyutlu Filtreler ve İstatistik Yöntemlerle Analizi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi (Doçentlik Tezi), İstanbul.
- SANVER, M. (1983): Yerin Isıl Yapısı ve Sonuçları, Levha tektoniği, ed: N. Canitez, TÜBİTAK-İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Jeofizik Lisans Üstü Yaz Okulu Ders Notları, 51-109.
- SANVER, M. (1992): Paleomağnetizma, İ.T.Ü. Yayınları, 1495, İstanbul.
- SERSON, P.H., HANNOFRD, W. L. W. (1957): A Statistical Analysis Magnetic Profiles, *J. Geophys. Res.*, 62, 1-18.
- SHUEY, R. T., SCHELLINGER, D. K., TRIPP, A. C., ALLEY, L. B. (1977): Curie Depth Determination from Aeromagnetic Spectra, *Geophysical J. the Roy. Astr. Soc.*, 50, 75-101.
- SMITH, R. H., SHUEY, R. T., FELTON, J. R. , BAILEY, J. P. (1977) Yellowstone Hot Spot: Contemporary Tectonics and Crustal Properties from Earthquake and Magnetic data, *J. Geophys. Res.*,82, 3665-3676.
- SİYAKO, M., BÜRKAN, K. A, OKAY, A. İ (1989): Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *TPJD Bülteni*, C 1/3, 183-199.
- ŞENGÖR, A. M. C. (1984): The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia, *Geol. Soc. America.*, Special Paper, 195,1-77.
- ŞENGÖR, A. M. C., YILMAZ, Y. (1981): Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- ŞENGÖR, A. M. C., YILMAZ, Y., SUNGURLU, O. (1984): Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western Termination of Paleo-Tethys, *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 17, 77-112.
- TEZCAN, A. K., TURGAY, I. (1989): Türkiye Isı Akısı Haritası, M.T.A. Jeofizik Etüd Dairesi, Ankara.
- THORNBURG, T. M., KULM, L. M. (1987): Sedimentation in the Chile Trench: Depositional Morphologies, Lithofacies and Stratigraphy, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 33-52.

ULUGERLİ, E. U., BAŞOKUR, A. T. (1994): Mağnetotellürük Ters Çözümde Veri Türlerinin Katman Parametrelerinin Çözüme Etkileri, Jeofizik, 8(2), 123-146.

VACQUIER, V., AFFLECK, J. (1941): A Computation of Average depth the Bottom of the Earth's Crust Based on a Statistical Magnetic Properties, Trans. Amer. Geophys. Union, 446-450.

WIGGINS, R. A. (1972): The General Linear Invers Problem: Implication of Surface Waves and free Oscillations for Earth Structure, Rev. geophysics and Space Physics, 10, 251-285.

YILMAZ, Y., ŞENGÖR, A. M. C. (1982): Ege'de Kabuk Evrimi ve Neomağmatizmanın Kökeni, Türkiye Jeoloji Kurultayı bildiri özetleri kitabı, 64-65.

YILMAZ, Y. (1990): An Approach to Origin of Young Volcanic Rock of Western Turkey, Tectonic Evolution of the Tethyan Region, ed: A.M.C. Şengör, Kluwer Academic Publ., p:179.



VII. ÖZGEÇMİŞ

30 Ekim 1965 yılında Ş.Karahisar'da doğdum. 1986 yılında İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi jeofizik Mühendisliği Bölümünde lisans eğitimimi tamamladım. Aynı yıl İ.Ü.Denizbilimleri ve Coğrafya Enstitüsünde 'Ege Denizi Kabuk Kalınlığı' isimli lisans üstü tezim ile eğitimimin bu bölümünü tamamladım. 1989 yılı Ağustos ayında İ.Ü.Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Araştırma görevlisi olarak göreve başladım.

Makale

- Alper,B., Hisarlı, M., Tuncer, M.K., Orbay, N. ve Doğan,E., 1993, Küçükçekmece Koyu Zemin Yapısının Araştırılması, Türkiye Kuaterneri Bildiri Özleri, 43-47.
- İşseven, T., Tapırdamaz, M. C., Özçep, F., Hisarlı, M., Orbay, N., Sanver, M., 1995, Kuzeybatı Anadolu'nun Tektoniği ve Paleomağnetik sonuçlar, Nezihi Canitez Sempozyumu, İTÜ Maden Fakültesi Konferans Salonu, İstanbul.
- Saym ,N., Tuncer, M.K., Orbay, N., Özdoğan, M., Özdoğan, A., Özçep, F., Hisarlı, M., 1995, Menekşe Çatağı Höyüğünde Arkeojeofizik Çalışmalar, Nezihi Canitez Sempozyumu, İTÜ Maden Fakültesi Konferans Salonu, İstanbul.
- Hisarlı,M.,1995, Edremit-Susurluk Bölgesinin Curie Nokta derinliklerinin Saptanması,Nezihi Canitez Sempozyumu,Jeofizik,9-10,111-117.

Tebliğ ve Bildiriler

- Hisarlı, M., Ege Denizi Kabuk Kalınlığı, 11. Türkiye Jeofizik Kurultayı, 1989, İstanbul.
- Gündoğdu,O.,Altmok,Y.,Hisarlı, M., Beyaz,H., 13 Mart Erzincan Depremi,7. Mühendislik Haftası, 1992, Isparta.
- Gündoğdu, O., Altmok, Y., Hisarlı, M., Beyaz ,H., 13 Mart Erzincan Depremi Gözlem ve Değerlendirmeleri, Yerbilimleri gözüyle Erzincan Depreminin Dünü, Bugünü ve Yarını ve Türkiye Deprem Sorunu,İ.T.Ü,1992,İstanbul
- Orbay, N., Düzgüt, Z., Gündoğdu, O., Hisarlı, M., Özçep, F., 1993, Batı Anadolu'nun Tektonik Yapısına Paleomağnetik yaklaşım, Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı, Ankara.

Hisarlı, M., Edremit-Susurluk Bölgesinin Curie Nokta derinliklerinin Saptanması, Nezihi Cantez Sempozyumu, 1995, İ.T.Ü., İstanbul

İşseven, T., Tapırdamaz, M.C., Özçep, F., Hisarlı, M., Orbay, N., N., M., Sanver, M., 1995, Kuzeybatı Anadolu'nun Tektoniği ve Paleomağnetik sonuçlar, Nezihi Cantez Sempozyumu, İTÜ Maden Fakültesi Konferans Salonu, İstanbul.

Sayın, N., Tuncer, M.K., Orbay, N., Özdoğan, M., Özdoğan, A., Özçep, F., Hisarlı, M., 1995, Menekşe Çatağı Höyüğünde Arkeojeofizik Çalışmalar, Nezihi Cantez Sempozyumu, İTÜ Maden Fakültesi Konferans Salonu, İstanbul.

Proje

Batı Anadolu'nun Paleomağnetizması ve Tektonik Evrimi, N. Orbay, Z. Düzgit, O. Gündoğdu, M. Hisarlı ve F. Özçep, TÜBİTAK Projesi. Proje No: YBAG-0017 (1992-1993)

Batı Anadolu'nun Mikrobloklarının Paleomağnetizması ve Tektonik Evrimi, N. Orbay, M. Sanver, M. Hisarlı, C. Tapırdamaz ve F. Özçep, TÜBİTAK Projesi. Proje No: YBAG-127, (1993-1995)

Güney Trakya ve Kuzey Biga Yarımadasının Paleomağnetizması ve Tektonik Evrimi, N. Orbay, M. Sanver, C. Tapırdamaz, F. Özçep, T. İşseven, M. Hisarlı, İ.Ü. Araştırma Fonu Projesi. Proje No: 628/210994, (1994,)

Ege Bölgesi Genişleme Rejiminin Paleomağnetik verilerle incelenmesi, N. Orbay, M. Sanver, C. Tapırdamaz, F. Özçep, T. İşseven, M. Hisarlı, TÜBİTAK Projesi. Proje No: 232-G (1995,)

Paleomağnetik veriler ışığı altında açılma öncesi Edremit Körfezi'nin paleocoğrafik Konumu, N. Orbay, M. Sanver, Yılmaz, Y., T. İşseven, F. Özçep, C. Tapırdamaz, M. Hisarlı, Ege Denizi Yerbilim araştırmaları Gündümlü Projesi (1995.....).