

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KULA VOLKANİKLERİNİN OLUŞUMU VE
JEOFİZİK VERİ İZLERİ

Nurcan AKÇAY

Ekim, 2012
İZMİR

KULA VOLKANİKLERİNİN OLUŞUMU VE JEOFİZİK VERİ İZLERİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

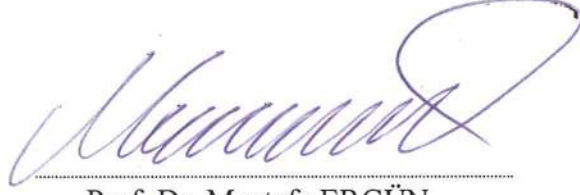
Nurcan AKÇAY

Ekim, 2012

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

NURCAN AKÇAY tarafından PROF. DR. MUSTAFA ERGÜN yönetiminde hazırlanan “KULA VOLKANİKLERİNİN OLUŞUMU VE JEOFİZİK VERİ İZLERİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Mustafa ERGÜN

Yönetici



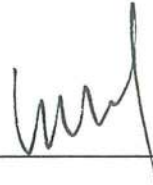
Yrd. Doç. Dr. Senol ÖZYALIN

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Hasan Sözbilir

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam süresince bana çok değerli bilgileri ve kaynaklarıyla yardımcı olan, yaşadığım problemler karşısında desteğini esirgemeyen ve her koşulda yol gösteren değerli hocam *Prof. Dr. Mustafa ERGÜN'e* sonsuz saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisans tezim sürecinde yakından tanıma imkânı bulduğum, iyi niyeti, yol gösterici tavsiyeleri ve yardımlarıyla çok yol kat etmemi sağlayan sayın hocam *Yrd. Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN'a*, ayrıca tavsiyeleriyle yardımcı olan *Araş. Gör. Dr. Emre TİMUR'a*, manevi desteklerinden dolayı sayın hocam *Uzman Dr. Elçin GÖK'e*, ve bölüm sekreterimiz *Filiz ÖZÜN'e* çok teşekkür ederim.

Her aşamada destekleri ve yardımlarıyla yanımda olan sevgili arkadaşım *Jeofizik Yüksek Mühendisi Levent DURMUŞ'a*, ayrıca yardımlarından dolayı arkadaşlarım *Jeofizik Mühendisi Mehmet Ali GÜNGÖR'e*, *Jeofizik Mühendisi Murat KEÇECİĞÖLU'na* ve en zor zamanlarımda hep yanımda olan *Zeynep BORAN'a* teşekkür ederim.

Son ve en önemlisi; şimdiye kadar hiçbir fedakârlıktan kaçınmayarak bugüne gelmemi sağlayan, güvenlerini, inançlarını ve sevgilerini her zaman hissettiğim, bana her konuda ve her koşulda yardımcı olup beni hiç yalnız bırakmayan, bireyi olmaktan gurur duyduğum *SEVGİLİ AİLEM'e* teşekkürü bir borç bilirim. İyi ki varsınız...

Nurcan AKÇAY

KULA VOLKANİKLERİNİN OLUŞUMU VE JEOFİZİK VERİ İZLERİ

ÖZ

Kula, Simav Grabeni'nin güney yönlü taban bloğu ve Alaşehir Grabeni'nin güney yönlü tavan bloğuyla sınırlanan Menderes Masifi'nin kristalin kayalar üzerinde yer alır. Çok sayıda volkanik öğeleri olan Kula volkanik bölgesi (Yanık Ülke "Katakakeumene") İzmir-Ankara yolu üzerindedir. Yaygın plato bazaltları ve iyi korunmuş kraterler ve lav akıntılarıyla Batı Anadolu'nun en genç volkanları aktif riftleşme alanındaki alkali bazalt bölgesinin en mükemmel örnekleridir. Eski grabenler (GB-KD yönlü Gördes, Demirci ve Selendi) daha ince (1 km den daha az) sedimanlarla doludur.

Yaygın volkanizma ve yüksek ısı akısı değerleri açısından, Kula volkanik bölgesi ve ABD'deki Yellowstone alanda büyük benzerlikler göstermektedir. Dünya'nın en büyük hacimli riolit ve bazaltik malzeme sahası olan Yellowstone volkanik bölgesi, 2 milyon yıl önce başlayan, her biri binlerce küp kilometre piroklastik birikinti açığa çıkaran üç patlama döneminde oluşmuştur. Kula cüf konilerinin küçük oluşu muhtemelen yüzeye çok düşük bir akışla çıkan magmanın sonucudur ve bu küçük hacim bölgedeki küçük uzantıları yansıtır ($\beta < 1.2$, β =kabuğun başlangıç kalınlığı).

Plato bazaltlarının manyetik izleri yoktur. Manyetik anomaliler oldukça belirgindir ve durum 3000 nT büyüklüğe sahip ikinci ve üç üncü evre volkan konileriyle kolaylıkla ilişkilendirilebilir. Volkan konileri Demirci ve Selendi grabenlerini ayıran GB-KD doğrultulu fayların kesiştiği yerlerdedir. Bu yapıların derinlikleri 10-200 m arasında değişir ve genişlikleri yaklaşık 1000 m civarındadır. Bu sokulumlar neredeyse dik veya kuzeye doğru hafif eğimlidir.

Havadan manyetik sonuçlarımıza göre derinde iki temel manyetik kütle, ancak yüzeyde beş volkan konisi tespit edilmiştir. Buna ek olarak bu iki magmatik kütle, yüzeye ulaşan örtü malzemenin nedeni olan tektonik yapıların olması gerektiğini gösteren volkanların güneyinde yer alır.

Anahtar Sözcükler: Yanık Ülke “Katakakeumene”, Kula Volkanları, Havadan Manyetik Anomaliler

**FORMATION OF THE KULA VOLCANICS AND GEOPHYSICAL DATA
SIGNATURES
ABSTRACT**

Kula is located on a block of crystalline rocks of the Menderes Massif, which is delimited by a southward-tilted footwall block of the Simav Graben or a southward-tilted hanging-wall block of the Alaşehir graben. The Kula volcanic area (Burnt Country “Katakekaumene”) is on the main İzmir-Ankara road, which has a number of interesting volcanological aspects. The youngest volcanics of western Anatolia, with widespread plateau basalts and well-preserved craters and lava flows, are excellent examples of an alkali basalt province in an area of active rifting. These older grabens (SW-NE trending Gördes, Demirci and Selendi) have thinner sedimentary fills (less than 1 km).

With respect to the extensive volcanism and high heat flow values, the Kula volcanic region and the Yellowstone area in USA show great similarities. The Yellowstone area volcanic field is one of the Earth’s most voluminous accumulations of rhyolitic and basaltic material was ejected in three eruptive events, starting about 2 Ma, each of which vented hundreds to thousands cubic kilometers of pyroclastic deposits. The diminutive size of the Kula cinder cones is probably a result of a very low flow rate of magma to the surface and this small volume reflects the small amount of extension in the region ($\beta < 1.2$ where β = final length of crust: initial length of crust).

Plateau basalts do not have magnetic signatures. Magnetic anomalies are very distinctive and these are easily correlated with the second and third phase basaltic intrusions (first and second phases of volcanic cones) of the region having the magnitudes up to 3000 nT. The cones of the volcanoes are at the intersections of the SW-NE trending faults separating the grabens of Demirci and Selendi. The depths and widths of these bodies are in the ranges of 100 -200 m and about 1000 m , respectively. These intrusions are almost vertical or slightly inclined northwards.

According to our aeromagnetic results, there are two main magmatic bodies at depth, although at least five volcanic cones have been observed at the surface. In addition to that, these two magmatic bodies are located south of their volcanic products indicating that there should be an available tectonic setting which cause to reaching of the mantle materials to the surface.

Keywords: Burnt Country “ Katakekaumene”; Kula Volcanics; Aeromagnetic Anomalies

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	vi
İÇİNDEKİLER	viii

BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
-------------------------------	----------

BÖLÜM İKİ - KULA BÖLGESİ (BATI ANADOLU) JEOLJİK GELİŞİMİ VE TEKTONİZMASI	5
---	----------

BÖLÜM ÜÇ - KULA BÖLGESİNİN VOLKANİZMASI	15
--	-----------

BÖLÜM DÖRT- YELLOWSTONE VOLKANİK BÖLGESİ (ABD).....	22
--	-----------

4.1 Yellowstone Milli Parkı'nın Konumu	22
4.2 Yellowstone'un Jeolojik Geçmiş.....	23
4.3 Jeofizik ve Jeodezik Ölçümler	24
4.3.1 Deprem Verisi.....	24
4.3.2 Gravite Alanı ve P Dalgası Gecikmesi	25

BÖLÜM BEŞ - GRAVİTE VE MANYETİK ANOMALİLERİNİN İNCELENMESİNDE KULLANILAN VERİ İŞLEM YÖNTEMLERİ	28
---	-----------

5.1 Süzgeçleme.....	28
5.1.1 Alçak Geçişli Süzgeç	33
5.1.2 Yüksek Geçişli Süzgeç	33
5.1.3 Band Geçişli Süzgeç	34

5.1.4 Band Geçirimsiz Süzgeç.....	34
5.2 Analitik Uzanımlar	35
5.3 Türevler	37
5.4 Trend Analizi.....	39
5.5 Manyetik Anomalilerin Analizi.....	41
5.5.1 Sonsuza Uzanan Dayk Problemi	41
5.6 Manyetik Dayk Anomalisinin Ters Çözüm Yöntemi İle Değerlendirilmesi ..	45
5.6 Manyetik Anomalilerin Üç Boyutlu Modellemesi.....	48
 BÖLÜM ALTI - KULA BÖLGESİNİN BOUGUER GRAVİTE VE HAVA MANYETİK ANOMALİLERİNİN SAYISAL İNCELEMESİ.....	 51
 6.1 Bouguer Gravite Anomalileri.....	 51
6.2 Hava Manyetik Anomalileri.....	57
6.3 Kula Volkanlarının Modellenmesi	64
6.3.1 Kaplan.....	64
6.3.2 Sandal	66
6.3.3 Kula.....	68
6.3.4 Kula-Doğu	70
6.3.5 Selendi	72
 BÖLÜM YEDİ - SONUÇLAR VE TARTIŞMA.....	 77
 KAYNAKLAR	 80

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Batı Anadolu’da İzmir-Ankara yolu üzerinde yer alan Kula yöresi, tarihte Lidya ülkesi olarak bilinir (Şekil 1.1). Peribacaları, sönmüş volkanları, bu volkanlar etrafındaki antik yerleşim birimleri ve bu dönemlerden kalma insanlara ve hayvanlara ait ayak izleri ve çeşitli kalıntılarıyla bilinen Kula volkanik yöresi, Amasyalı ünlü tarihçi ve coğrafyacı Strabon tarafından “Yanık Ülke” anlamına gelen “Katakakeumene” olarak adlandırılmıştır.

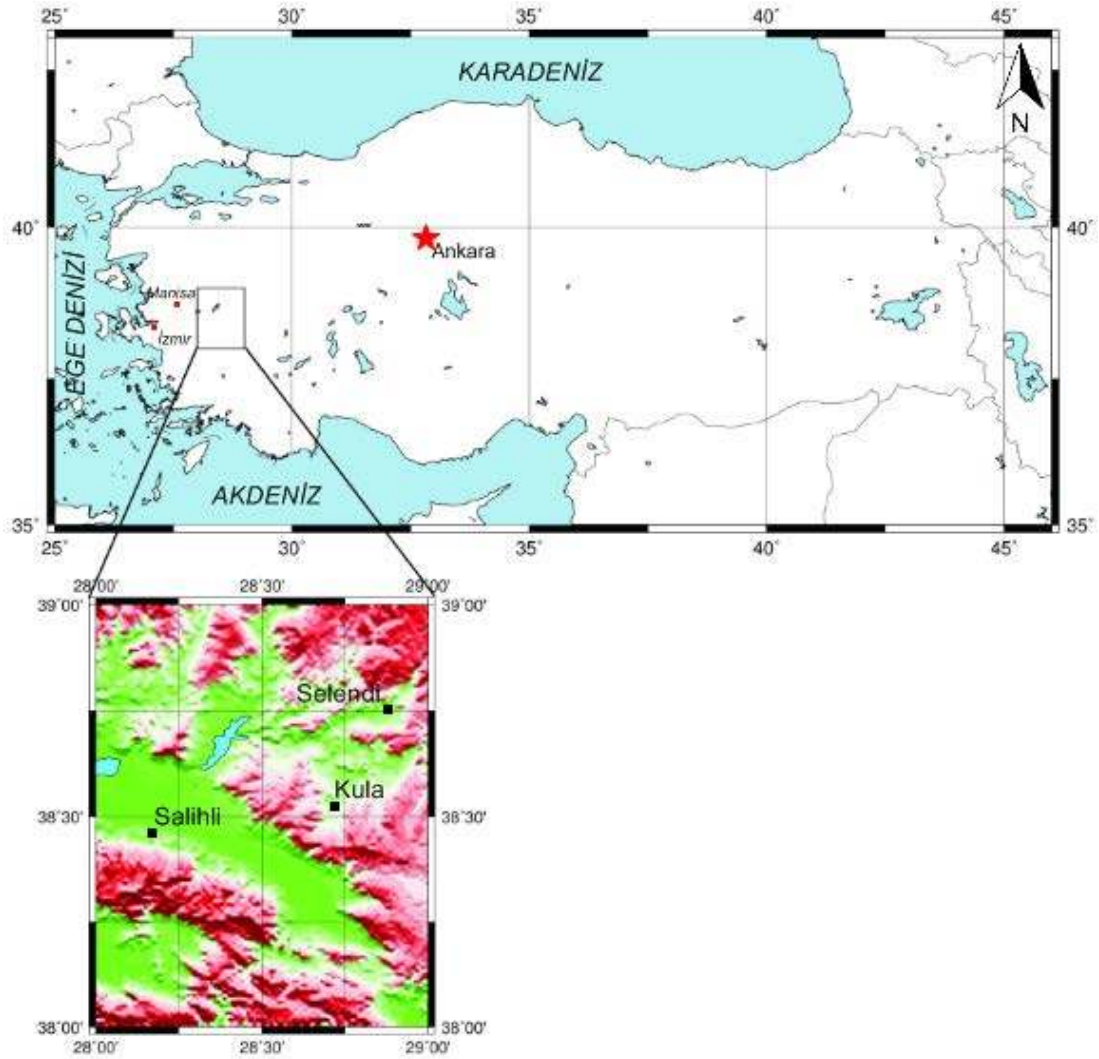


Şekil 1.1 Kula volkanlarına ait uydu görüntüsü

Bölge, Türkiye’nin en genç volkaniklerini barındırır ve bazaltik kökenli olmalarıyla da Türkiye’deki diğer volkanlardan belirgin biçimde ayrılır. Benzer durum ABD’deki Yellowstone Park için de geçerlidir. Her iki bölge de kıta içinde oluşmuş ve doğrudan mantodan yükselen malzemeye beslenmiştir. Genellikle levha sınırlarında görülen, doğrudan mantodan gelen malzemenin yüzeye çıkmasıyla oluşan volkan türü, Anadolu levhası içinde olmasıyla da kıta sınırlarında görülen volkanlardan farklılık gösterir. Bu jeolojik farklılığın jeofizik yöntemlerle de araştırılması amacıyla MTA’nın 1960 yılında hazırlamış olduğu 1000 m uçuş aralığıyla, topoğrafyadan 150 m yukarıdan alınan ve 1962 yılında raporlaştırılan

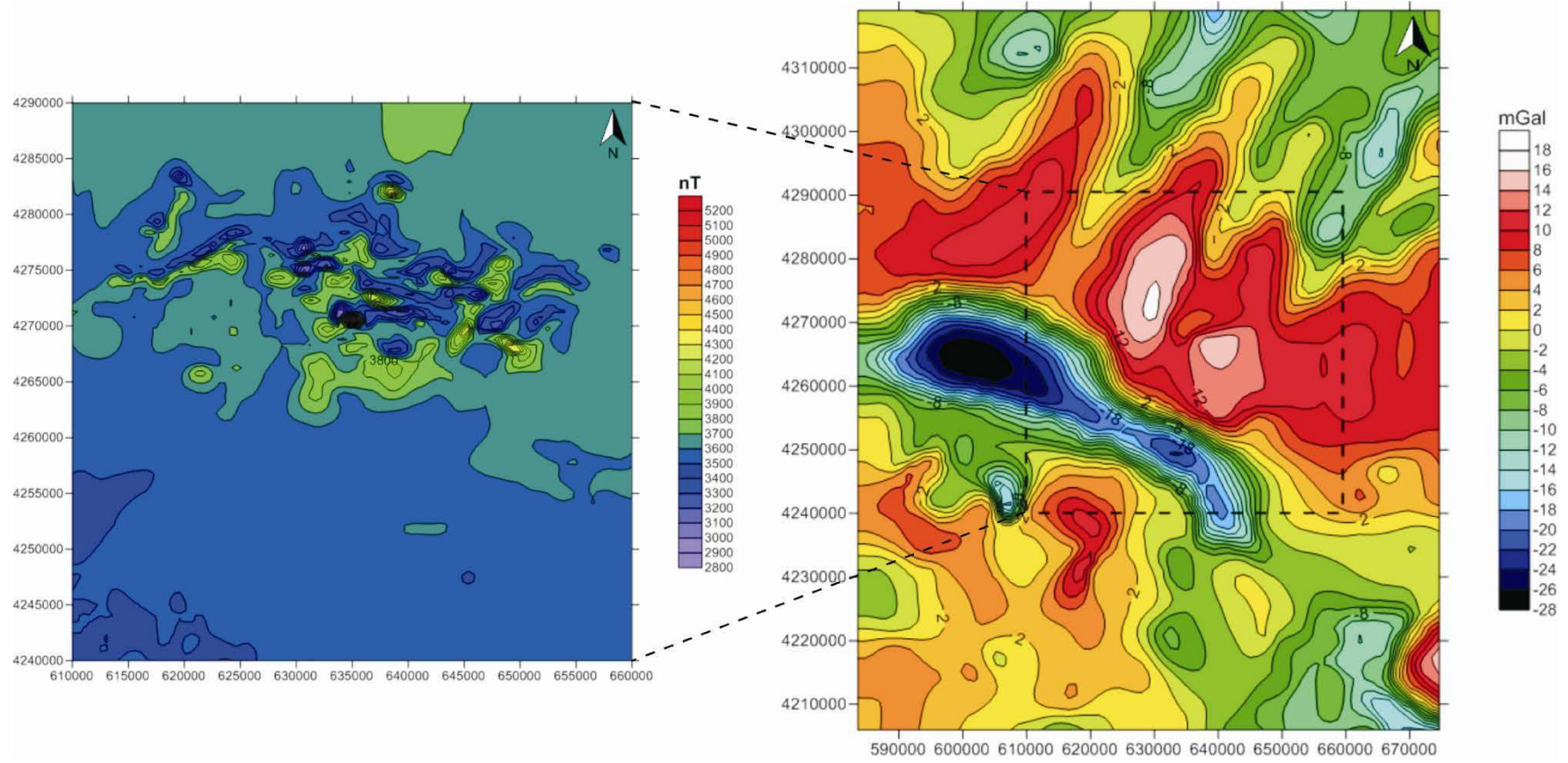
Türkiye'nin Toplam Manyetik Şiddet Haritası'ndan Kula Bölgesi'ne ait alan ve yine MTA'nın 1978 yılında hazırlamış olduğu Bouguer Gravite Anomali Haritası'ndan Kula ve çevresine ait bölgeler sayısallaştırılmış ve çeşitli veri işlem teknikleriyle bu bölge incelenmiştir.

Bölgenin Bouguer gravite haritası 38° - 39° K enlemleri ile 28° - 29° D boylamları arasında yer alır (Şekil 1.2). Bu alana ait sayısallaştırılan MTA haritası üzerine yukarı analitik uzanım ve alçak geçiş süzgeçleri uygulanmış ve derindeki yapıya ulaşılmıştır. Ayrıca Bouguer gravite haritasında volkanların olduğu bölgeden alınan kesit incelenerek taban topoğrafyası belirlenmiştir.



Şekil 1.2 Kula ve çevresine ait Bouguer gravite haritasının konumu

Bölgeye ait hava manyetik haritası $38^{\circ}17'-38^{\circ}45'$ K enlemleri ile $28^{\circ}15'-28^{\circ}50'$ D boylamları arasında yer alır (Şekil 1.3). Alana ait toplam şiddet manyetik haritası üzerine çeşitli kesme dalga boyları ve derinliklerde analitik uzanım ve alçak geçiş süzgeçleri uygulanmıştır. Ayrıca anomaliye neden olan derinlerdeki dayk yapılarına ait parametreler saptanmış ve üç boyutlu model haritası hazırlanmıştır.



Şekil 1.3 Kula ve çevresine ait Bouguer Gravite ve Havamanyetik haritaları (MTA haritalarından sayısallaştırılmıştır)

BÖLÜM İKİ

KULA BÖLGESİ (BATI ANADOLU) JEOLojİK GELİŞİMİ VE TEKTONİZMASI

Türkiye; Avrupa, Afrika ve Arabistan levhalarının doğrudan dokanak halinde bulunduğu Alp-Himalaya dağ oluş zinciri üzerinde yer alır. Bu oluşum Anadolu yarımadasında doğuda sıkışma ve batıda ise genişleme tektonizmasına bağlı olarak karmaşık bir tektonizma meydana getirmiştir. Diğer taraftan Kuzey Anadolu (KAF) ve Doğu Anadolu (DAF) gibi doğrultu atımlı deformasyonlar Anadolu'nun kuzeyinde ve güney/güneydoğusunda ortaya çıkmaktadır (Şekil 2.1). Ayrıca, Türkiye'nin güney/güneybatısında Akdeniz Levhası'nın dalma batma zonu bulunmaktadır. Buradan hareketle Batı Anadolu ve çevresine ait son yıllarda oldukça geniş çaplı jeofiziksel, sismolojik ve jeolojik çalışmalar ve geliştirilen değişik görüşler bulunmaktadır (Yüksel, 2005).

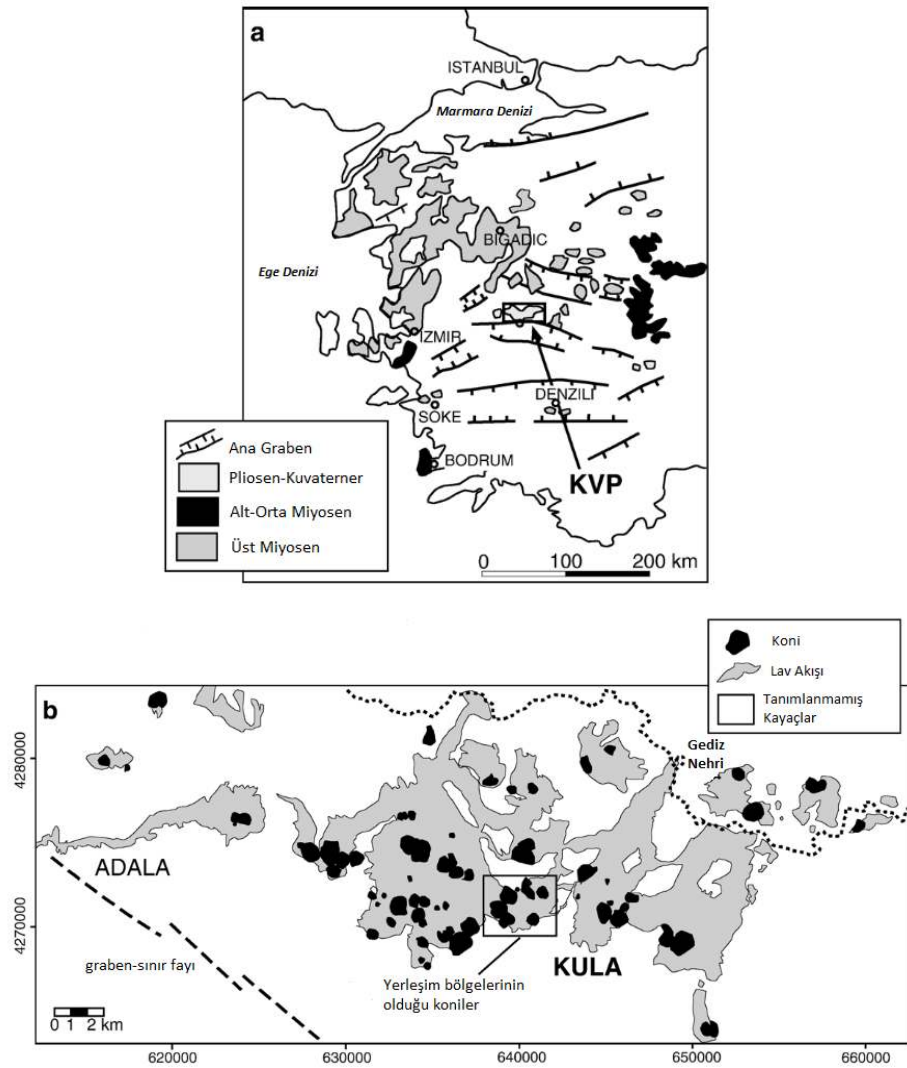


Şekil 2.1 Anadolu, Ege ve Doğu Akdeniz bölgelerinin genel tektonik konumu. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu (Mc Clusky, 2000'den düzenlenmiştir).

Türkiye’de genç t ektonik (neo-tektonik) dönem 11 milyon yıl önce Arap Yarımadası’nın Anadolu’ya çarpmasıyla başlamıştır. Bu çarpışmanın ardından önce doğu daha sonra da tüm Anadolu sıkışıp kalınlaşmış, bu kalınlaşmanın kıta kabuğunun karşılayamayacağı bir seviyeye ulaşmasının ardından Anadolu, batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Anadolu’nun batıya hareketi sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu ve sol yanal atımlı Doğu Anadolu Fayları boyunca gerçekleşmiştir. Kuzey Anadolu Fayı’nın sağ yanal atımlı bir fay haline gelmesi g ünümüzden yaklaşık 5 milyon yıl kadar önceye karşılık gelmektedir. Batı’ya doğru hareket eden ve S ina Yarımadası’ndaki bir kutba göre güney batıya doğru saat ibresinin tersi yönünde dönen Anadolu burada hem rahat bir ortam bulması hem de Akdeniz’deki Hellenik d alma-batma zonunun etkisi ile gerilmeye uğramış ve böylece Batı Anadolu’da bir horst-graben yapısı oluşmuştur(Selim ve diğer. 2006).

Batı Anadolu, dünyada kıtasal genişlemenin en aktif olduğu bölgelerden biridir. Kıtasal ölçekte yüksek sismik aktiviteye sahiptir. Genişleme sisteminin evrimi konusunda farklı görüşler ortaya atılmıştır. Mevcut genişlemenin yaşı ve kaynağı konusundaki görüşler üç farklı model altında toplanabilir: (a) Tektonik kaçış (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979; Şengör, 1980; Şengör,1987; Şengör ve diğer., 1985), (b) Yay ardı genişleme (LePichon ve Angelier, 1979; Meulenkamp ve diğer., 1988), (c) Orojenik Çökme (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996a).

Tektonik kaçış görüşüne göre, Anadolu Levhası Geç Serravalian zamanı boyunca Arap ve Avrasya Levhalarının çarpışmasının bir sonucu olarak gelişen sinistral Doğu Anadolu ve dekstral Kuzey Anadolu fayları boyunca Batı’ya doğru hareket etmiştir. Böylece, Anadolu Levhası’nın B-GB yönlü tektonik kaçışı, Batı Anadolu’da horst-graben sisteminin gelişimine neden olan açılma tektoniği rejimini oluşturmuştur. Yay ardı genişleme modelinde, Helenik Trenc sisteminin G-GB yönlü göçü, yay ardı genişleme ve horst-graben sisteminin oluşumuna neden olmuştur. Orojenik çökme modeli ise kabuğun incilmesi ve genişlemesi ile ilişkilidir.



Şekil 2.2 (a) Volkanik kayaçları dağılımını ve başlıca grabenleri gösteren Batı Anadolu haritası - Kula V olkanik B ölgesi, (b) Kula b ölgesi konilerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Holness ve Bunbury, 2006)

Üst Miyosen’de egemen olan gerilme rejimi ile ilgili olarak meydana gelen Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Grabenleri ile bunların kuzeyindeki kesişme grabenleri (Cross Grabens), Menderes masifinin kalıtsal olarak D-B ve K D-GB genel gidişini izlemektedir (Şengör ve diğer., 1985; Price, 1989). Bu genişleme ile oluşan grabenler arasında ise sıkışmalar görülmektedir. Gediz ve Büyük Menderes grabeni Batı Anadolu’daki en önemli tektonik yapılardır. Miyosen ve Miyosen sonrası Batı Anadolu’da egemen olan hızlı gerilmelerin sonucunda büyük aktif faylar oluşmuştur. Aynı zamanda jeomorfolojiyi de kontrol eden bu faylar yarı graben

sisteminde Üst Miyosen-Alt Miyosen döneminde oluşmuştur (Şekil 2.2). Topografik özellikler ve eğimli Neojen çökel katmanları bu fayların Neojenden sonra aktif olduğunu göstermektedir (Sarı, 2003).

Ege'nin aktif tektonizması, iki önemli jeolojik olayın etkisi altında gelişmektedir. Bunlar; a) Ege dalma-batma sistemi ve b) Arabistan levhasının, Bitlis suture kuşağı boyunca Anadolu'yu kuzey yönünde sıkıştırmasıdır. Bu nedenle Ege, günümüzde tektonikçe aktif bir bölge niteliğindedir.

Ege bölgesinin, kuzey-güney yönlü bir gerilme içinde biçim değiştirmesinin en açık verisi, D-B doğrultulu grabenlerdir. Çünkü grabenler, Ege'de jeolojik ve morfolojik açıdan en egemen unsurlardır. Grabenleri sınırlayan faylar boyunca bölge sismikçe aktiftir. Faylar üzerinde birçok deprem kaydedilmektedir. Ege bölgesinde K-G yönlü gerilmenin sürmekte olduğu, sismik kayıtlarla belgelenmektedir. Bölgede sismik aktivite, yaklaşık D-B gidişli kuşaklar boyunca yoğunlaşmıştır. Bunlar, grabenleri çevreleyen fay zonlarına karşılık gelmektedir. Bu aktivite, $30\frac{1}{2}^{\circ}$ E ile 26° E boylamları arasında görülmekte, daha batıya ve doğuya doğru ise etkisi hızla azalmaktadır. Sismik aktivite, normal fayların hareketleriyle bağlantılıdır.

Batı Anadolu ve Ege bölgesinde, Gökova grabeninden Edremit grabenine kadarki tüm yörede en yaygın yapı unsurları, K-G gerilme rejimi altında gelişmiş olanlardır. Bu yapılar, bölgenin her yaştaki Neojen kaya grubunu etkilemişlerdir.

Ege gerilme rejimi, Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisi altında Biga Yarımadası ve kuzeyindeki alanlarda, Ege grabenlerinden daha karmaşık bir yapı sistemi oluşturmaktadır. Bu yörelerde, KAF'ın sağ yanal atılımlı hareketiyle Batı Anadolu'da gerilme sisteminin düşey atım egemen hareketlerinin bileşkesi içinde karmaşık yapı unsurları gelişmektedir.

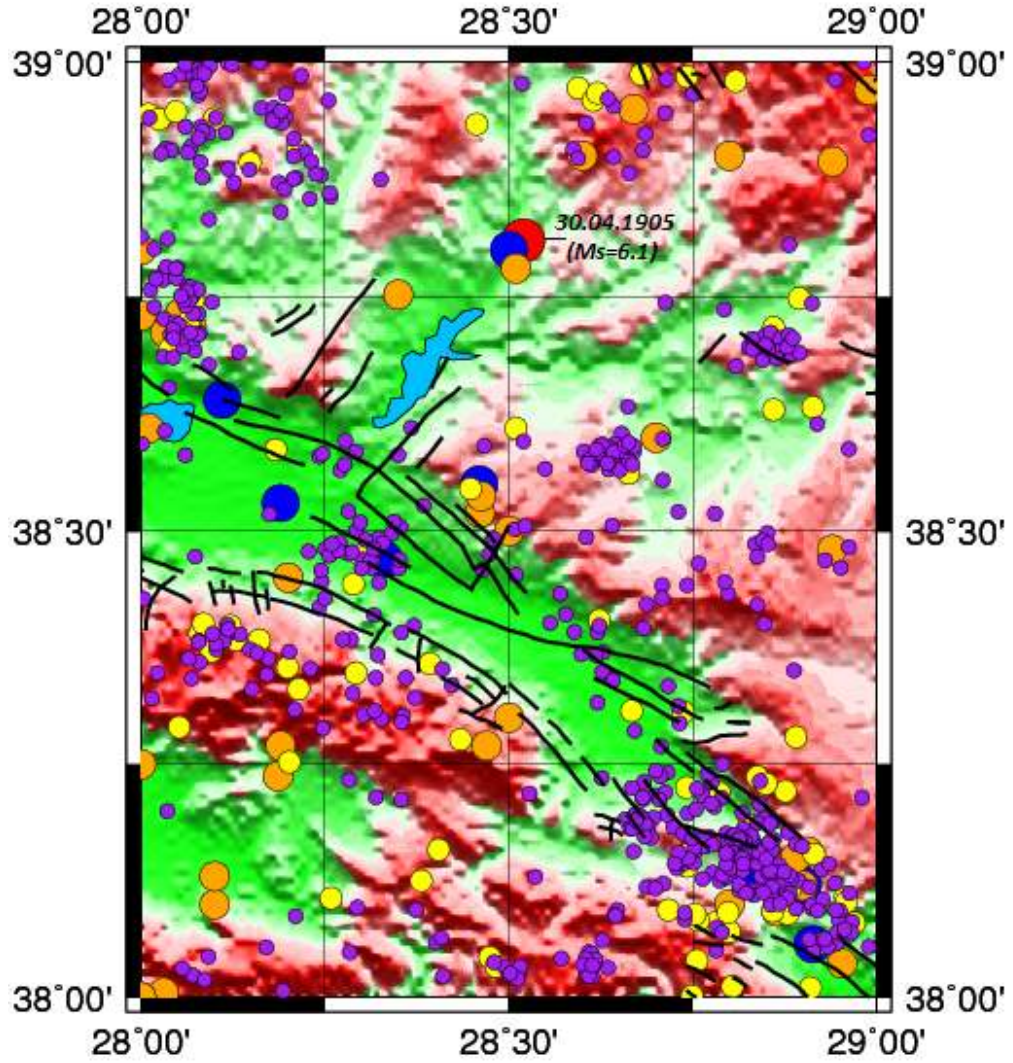
Arabistan ile Avrasya levhaları, Bitlis suture boyunca Orta Eosen sonunda, yaklaşık 40 milyon yıl önce çarpışmışlardır (Yılmaz, 1995). Bu çarpışma, Hindistan-Asya çarpışması ile az çok aynı döneme rastlar. Levhaların yaklaşmaya devam

etmeleri, Erken Miyosen'den sonra, Doğu Anadolu'da kıta kabuğunu kısaltıp, kalınlaştırmıştır. Geç Miyosen sonuna doğru, yakınlaşma, Doğu Anadolu'nun kendi hacim içinde kısaltmaya neden olan yapılar oluşturarak karşılanırken, 50 km.yi bulan kıta kabuğu bu dönemden sonra Kuzey Anadolu (KAF) ve Doğu Anadolu (DAF) transform faylarının, Doğu Anadolu'da (Karlıova'da) birbirleriyle kavuşmalarıyla, Anadolu levhasının sınırlarını belirlemiştir. Anadolu levhası, Pliyosen'den başlayarak batı yönünde harekete geçmiştir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1987). Anadolu levhasının, Karlıova üçlü birleşme noktasından (triple junction) batı yönünde kaçmaya başlamasıyla, Arabistan-Avrasya çarpışmasının neden olduğu sıkışma batıya aktarılmaya başlanmıştır. Batı Anadolu ve Ege, günümüzde de bu kaçma rejimiyle önemli ölçüde denetlenmektedir. GPS verilerine göre (Reilenger ve diğer., 1997) Anadolu levhası, doğu ve orta kesimlerde batı yönünde, yaklaşık 188-22 mm/y hareket etmektedir. Hareket, batıda saatin tersi yönünde bir rotasyonal harekete dönüşerek, Ege hendeğine doğru yüksek bir hızla (40 mm/y) ilerlemektedir (Mueller ve diğer., 1997). Bu hareket, hafif kıta kabuğunun, ağır okyanus kabuğu üzerinde kayması gibi yorumlanabilir. Bir diğer bakışla, Doğu Akdeniz okyanus tabanı, Ege levhası altına doğru hızla dalıp batmaktadır.

Afrika'nın son 92 milyon yıldan beri, saatin tersi yönünde kuzeye doğru hareket ettiği, paleomanyetizma verilerinden bilinmektedir (Dewey ve diğer., 1973, 1988). Hareket vektörü, son 10 milyon yıldan beri, önce KD olan vektörel hareketinden sapıp K-G yönüne dönmüştür. Afrika'nın Avrupa'ya doğru yaklaşım hızı, yılda yaklaşık 10 mm olarak hesaplanmaktadır. Okyanus hendeğindeki gerçek kısalma ise 50-70 mm/yıl'dır.

Batı Anadolu, Türkiye'nin tektonik açıdan en aktif bölgesidir. Bölge, Türkiye'deki diğer volkanik oluşumlardan farklı olarak doğrudan mantodan beslenen bazaltik kökenli volkanları barındırır. Bu bölgede yer alan Kula ve çevresinin günümüze kadar olan deprem etkinliği incelenmiş, 1900 yılından günümüze kadar meydana gelen depremler T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı'nın veri tabanından alınmış ve bu depremlerin büyüklükleri bölgedeki dağılımlarıyla birlikte gösterilmiştir. 1900 yılı sonrası

deprem etkinliğine bakıldığında bölgenin, aynı zamanda Gediz Grabeni'nin güneydoğusunda büyüklüğü 3 ile 6 arasında değişen depremlerde yığılma görülürken, çalışma alanının geneline bakıldığında dağınık bir dağılım göze çarpmaktadır (Şekil 2.3). Ölçülen en büyük aletsel deprem 1905 yılında meydana gelen 6,1 büyüklüğündeki depremdir.



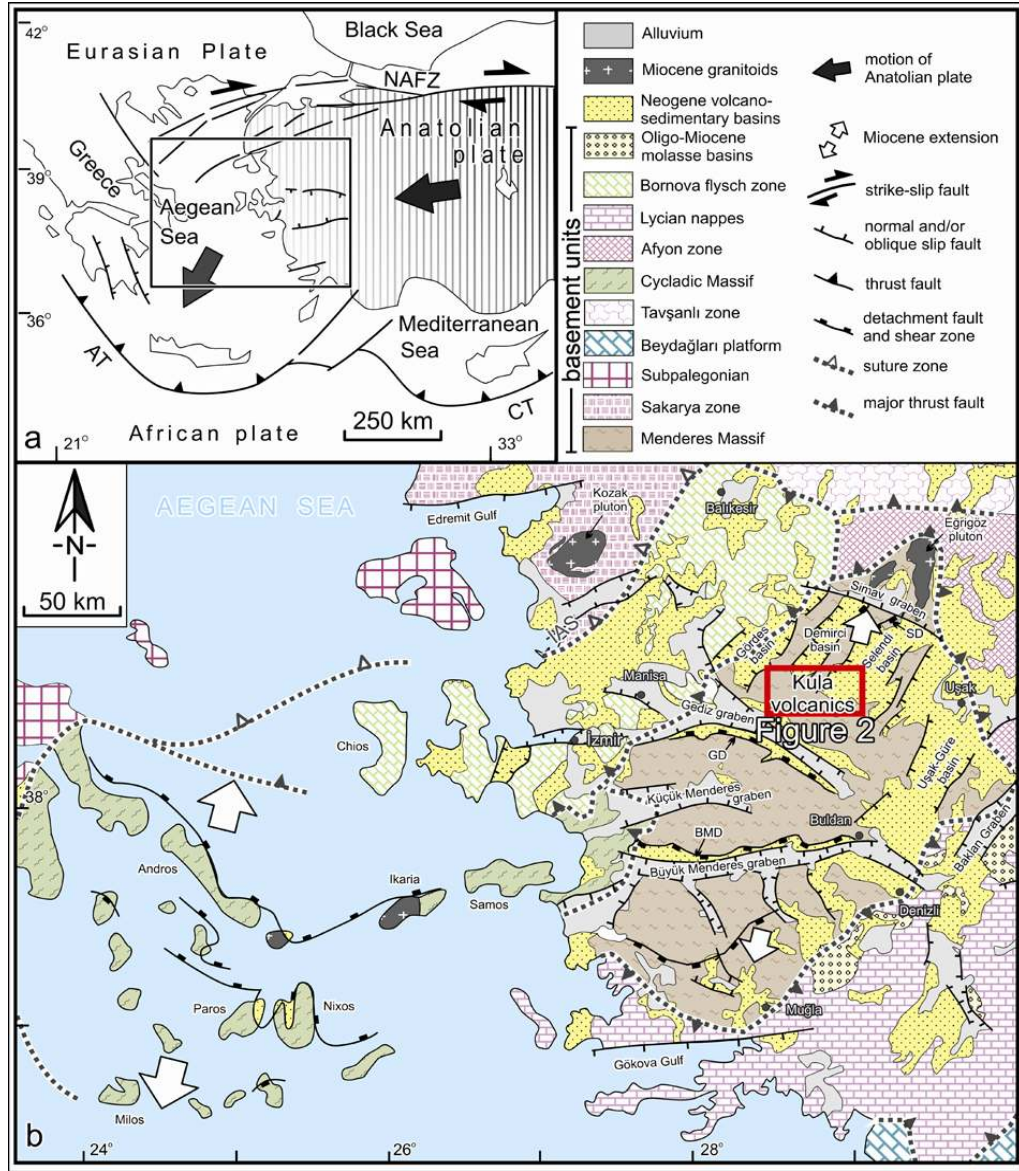
Şekil 2.3 Kula Bölgesi'nin 1900 yılı sonrası deprem etkinliği ve bölgeye ait fay haritası. Mor; $2 \leq M < 3$, Sarı; $3 \leq M < 4$, Turuncu; $4 \leq M < 5$, Mavi; $5 \leq M < 6$, Kırmızı; $6 \leq M < 7$ büyüklüğündeki depremleri gösterir.

Anadolu levhasının batıya hareketinin motoru, Şengör ve Kidd'e (1979) göre Doğu Anadolu'da kısalıp kalınlaşma, Mc Kenzie (1972)'ye göre ise bu kalınlaşmanın depo ettiği gravitasyonel potansiyel enerjidir. Anadolu levhasının batıya hareketinin, Ege ve Batı Anadolu'da K-G yönlü bir gerilme ile karşılandığı görüşü, günümüzde yaygınca kabul görmektedir.

Afrika, Avrupa çarpışmasından sonra bir süre devam eden sıkışmalarla (kıtalaşma) kamburlaşan masif hem yatay ezik zonlar hem de eski fayların zayıflık zonlarından yararlanarak yırtılmakta, açılmaktadır. Daha sonraki kıtalaşma sürecinde gelişen gençleşme tektoniği ile başlayan düşey hareketler blok faylanmalar, tüm Batı Anadolu'da etkindir. Sözü edilen eski faylar yeniden oynak duruma geçer (Auboin ve diğer., 1981). Bu süreçte termik domlaşma ve manto diyaprizminin de denetiminde kıtasal graben volkanizması yaklaşık tüm Batı Anadolu'da etkindir. Blok faylanmalar, yeniden hareketlenen yöresel oynak çizgilerle uyumlu bir şekilde değişik yönlerde ve zamanlarda etkinliğini sürdürmektedir (Schwan, 1981).

Batı Anadolu Oliyosen-Miyosen sınırında başlayan ve iki etkin plaka dalımı arası bir kıtasallaşma sürecinde, blok faylanmalar ve riftleşmelerle birlikte, manto yükselmesinin denetimindeki bir volkanizmanın etkisini kuvarternere kadar yaşamıştır. Sözü edilen iki etkin plaka dalımının yaşlısı Fo-oligosen, Afrika –Avrupa çarpışması olmalıdır. Genç olanın varlığı (Helenik) ada yayı öncesi, güneye sıçramış bir yitim zonu (Bocoletti ve diğer., 1974) ise henüz kesin verilerle saptanmamıştır.

Egedeki K uzey-Güney yönlü gerilme İç Anadolu'da ova rejimini ortaya çıkarmıştır. Bu ova rejiminin en tipik yapısal unsurları KD-GB ve KB-GD yönlü büyük faylardır. Ovaların bir K-G gerilme ve D-B daralma geometrisi içinde bir kinematik bütünü oluşturdukları ve dolayısıyla, Anadolu levhası olarak tanımladığımız litosfer parçasının karlı ovoidan batıya doğru artan K-G gerilme rejiminin etkisinde olduğunu gösterir (Şengör, 1979).



Şekil 2.4 Ege Bölgesi jeolojik yapısı ve graben sistemleri (Şengör ve diğer., 1985; Bozkurt ve Sözbilir, 2004, 2006; Uzel ve Sözbilir, 2008; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Özyalın, 2011).

Batı Anadolu'daki kırık sistemleri 3 ayrı dönemde gelişmiştir. İlk dönemde KD-GB yönlü kırık sistemleri oligosen-miyosen evresinde oluşmuştur. İkinci dönemde D-B gidişli grabenler genç miyosen-pliyosen sürecinde meydana gelmiş, bunu Kuvaterner'de gelişmeye başlayan ve günümüzde de etkin olan KB-GD doğrultulu çizgisellikler izlemiştir (Kaya, 1982; Kissel ve Laj, 1988; Zanchi ve diğer.,1990). Batı Anadolu ve çevresinde meydana gelmiş graben havzaları genel bir tektonik rejimiyle ilişkilidir. Bu gerilme rejiminin oluşmasında Ege'nin ve Batı Anadolu'nun güneyinde gelişen dalma-batma ve transform sistemlerinin de etkileşimi vardır (Le

Pichon ve Angelier, 1981). Batı Anadolu ve civarında gerilme K-G yönlü, yüksek atımlı normal veya listirik faylarla çevrili çok sayıda graben havzaları oluşmuştur (Şekil 2.4).

Kırık zonları boyunca yükselen Astenosfere ait erimiş madde bu kırık zonlarını etkilemektedir. K -G, K D-GB v e KB-GD doğrultulu fay sistemlerinin kesiştiği bölgelerde magma odaları yoğun depremsellik v e yüksek te rmal e tkinlikler gözlemlenmektedir. Batı Anadolu’da kabuğun incelendiği ve KB-GD kırıklarının kesiştiği eski kırık sistemlerinin kesişim yerlerinde volkanik faaliyetler oldukça sık bir dağılım gösterir.

Ege Denizi ve civarının kabuk kalınlığı ege’de KB-GD yönünde bi r i ncelme gösterir. Bu incelme bu yönde gelişen doğrultu atımlı fay sistemine paralellik göstermektedir. Gerilmenin K-G yönlü ve kısalmanın da D-B yönlü oluşu göz önüne alınırsa KB-GD yönlü doğrultu atımlı fay sistemi ve kabuk incelmesi A nadolu levhasının bugünkü batı sınırında oluşmaktadır (Le Pichon ve Angelier, 1981; Koçyiğit, 1984).

Ege graben sistemi, genel olarak D-B doğrultulu normal faylar ile sınırlandırılmış birçok bloktan meydana gelmektedir. Bu bloklar arsında, D-B uzanımlı grabenler yer almaktadır. Bölge, genel olarak KKD-GGB yönlü bir çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Bölgede hakim olan ana KKD-GGB genişleme yönü bu depremlerin odak mekanizma çözümleri sonucu elde edilmiş T eksenleri yönleri ile uyumluluk göstermektedir. Ege graben sistemlerinin bir kısmı, Batı Anadolu’da sadece kara alanlarında tanınır; denize doğru devamları izlenmez. Küçük Menderes grabeni bu tür grabenlere örnektir. Diğer bazı grabenler, Ege denizalanı içinde de devamlıdır. Kemre ve Büyük Menderes grabenleri bu türe iki iyi örnektir. İçlerinden bazıları ise, örneğin Kuzey Ege çanağı, başlıca deniz içinde gelişmiş olup, karaya olan uzantısında, deniz içindeki kadar belirgin bir morfotektonik unsur olarak devam etmez. Edremit grabeninin deniz içindeki kesimi de belirgin bir graben örneğidir. Bu grabenler kuzeyden güneye doğru; Edremit körfezi, Bakırçay-Simav grabeni, Gediz-

Küçük Menderes grabenleri, Büyük Menderes ve Gökova körfezi grabenleri şeklinde sıralanabilir.

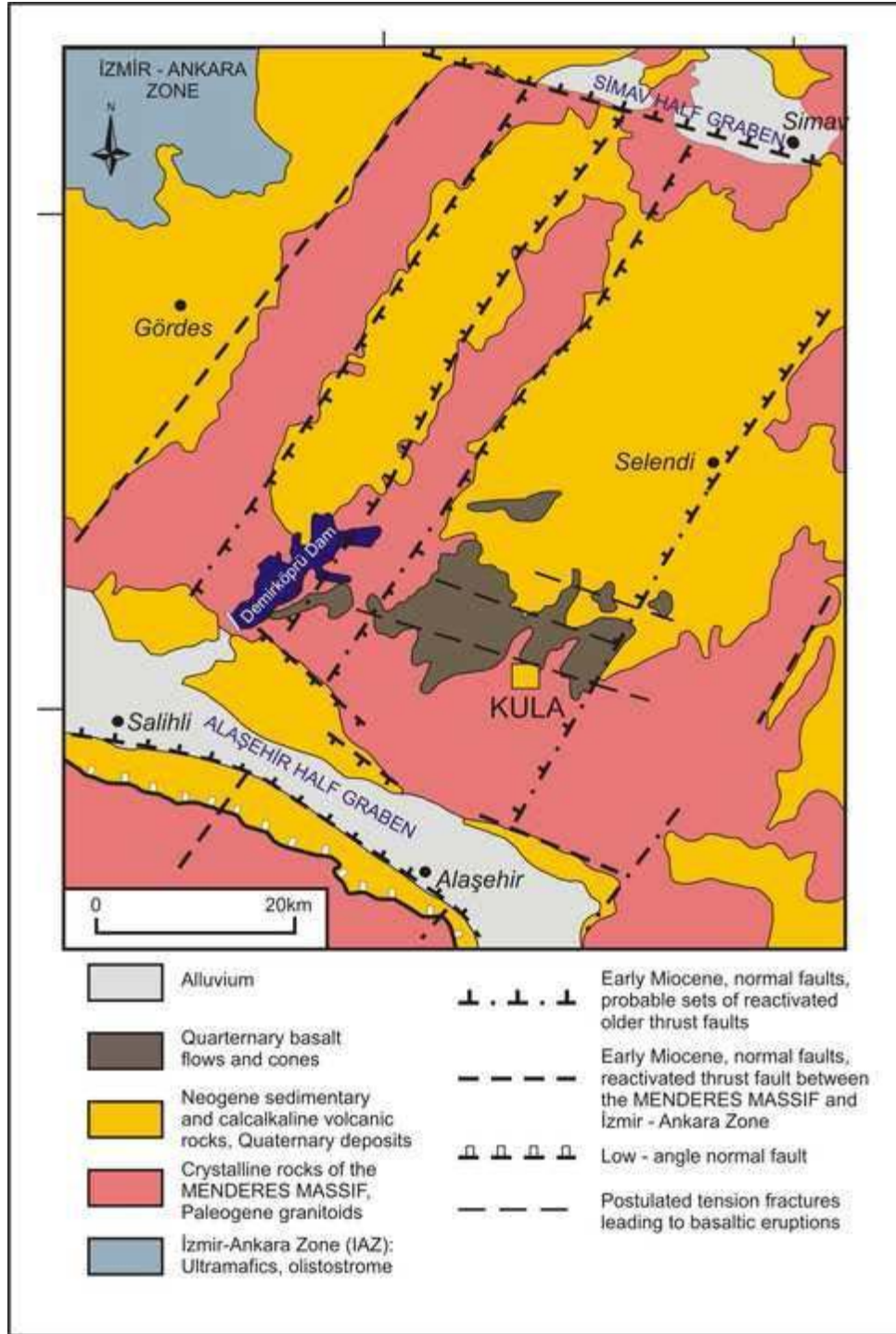
Batı Anadolu’da, az çok D-B gidişli 10 kadar graben vardır. Grabenlerin içlerinde, Batı Anadolu’nun büyük akarsuları akmaktadır. Bu akarsular, Batı Anadolu’nun iç kesimlerine kadar uzanan geniş bir alanı Ege Denizi’ne drene etmektedir. Akarsuların Ege Denizi’ne taşıdığı çökel malzeme miktarının $\sim 4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ olduğu, bu değerin yaklaşık $0,1 \text{ mm/yr}^{-1}$ çökel kalınlığına karşılık geldiği ve bu çökelmeye karşılık gelen rejyonal erozyonun aynı oranda olduğu tahmin edilmektedir (Westaway, 1994 a). Bölgede yükselimin, yer yer 800 m’nin üzerine çıktığı bilinmektedir. Bu miktar östatik (eustatic) deniz düzeyi değişimlerinin ($\sim 100 \text{ m}$) çok üzerindedir. Bu miktardaki erozyon, bölgenin düşey yükseliminde isostatik dengelenimi etkileyerek rol oynamaktadır. Kırılgan üst kabuk, bu miktardaki erozyonu yükselerek karşılamaktadır. Taşınan malzemenin biriktiği sahil kesimi ise isostatik olarak çökmektedir. Westaway (1994a)’e göre, batıya doğru yüzeyden taşınan malzemenin neden olduğu yük, alt kabukta doğuya doğru kütle akmasıyla karşılanmaktadır.

BÖLÜM ÜÇ

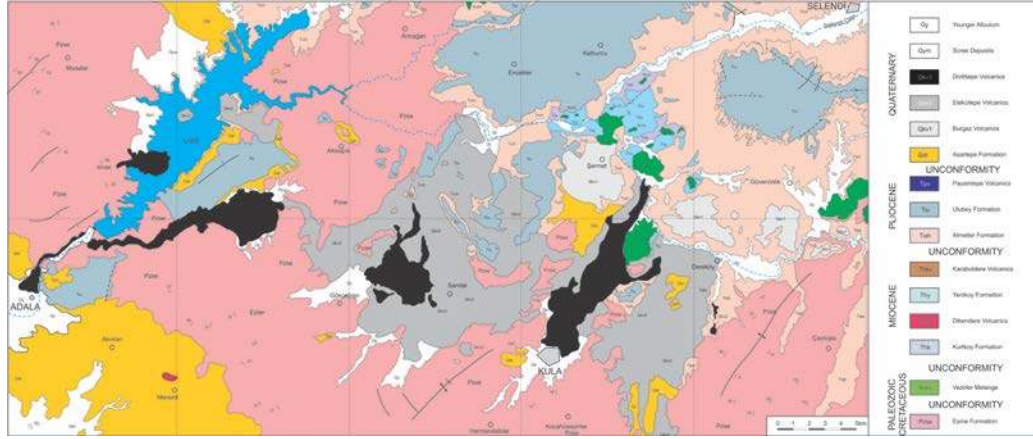
KULA BÖLGESİNİN VOLKANİZMASI

Kula bölgesi orojenik sıkışmayı takip eden kıtasal açılmanın olduğu dünyanın sismik olarak en faal bölgelerden biri olan batı Türkiye’de yer almaktadır. Açılma tektoniğini temel olarak D-B ve KD-GB yönlü kıtasal çöküntüler oluşturmuştur. D-B yönlü Pliyo-Kuvaterner Gediz Grabeni, tabanı dolduran yan alüvyon yelpazesi ve aksinel nehir birikintileri ile karakterize edilmiştir. Gediz Grabeni ile kuzeyindeki Simav Grabeni arasında D-B grabenleri ile dik açılı konumdaki KD-GB yönlü çöküntüler yer almaktadır (Şekil 3.1). Bunların en belirginleri Gordes, Demirci, Selendi ve Uşak-Güre’dir (Dewey ve Şengör, 1979; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğer., 1985; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Bozkurt, 2001a; Şengör ve diğer., 1985, Yılmaz ve diğer., 2000; Arpat ve Bingöl, 1969; Şengör ve diğer., 1985; Eyidoğan ve Jackson, 1985).

Güneye doğru eğimli alçalan Simav Grabeni ve güneye doğru eğimli yükselen Gediz Grabeni’yle sınırlanan Kula bölgesi, Menderes Masifi’nin kristalin blokları üzerinde yer almaktadır (Bozkurt, 2001b; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001; Erdoğan ve Güngör, 2004; Koralay ve diğer., 2004; Seyitoğlu ve diğer., 2004). Bu metamorfik temel, bölgenin yalnızca güneyinde (Kula ve Demirköprü Barajı’nın batısı ve doğusu) kötü olarak ortaya çıkmaktadır ve ofiyolitik bındirmelerin, Neojen sedimentleri ve Kula volkaniklerinin kalıntısı olarak listvanit ile örtülmüştür. Sismotektonik veriler Kula bloğu üst kabuktan kristalen kayalarda 10-15 km kalınlığında olduğunu göstermektedir (Eyidoğan 1988; Taymaz ve diğer., 1991). Menderes Masifi karmaşığının eğimlenme ve yükselmeyi takiben, Kula’da erozyon dönemi vardır (Richardson ve Bunbury, 1996; Tokçaer, 2000). Nehir ve üstündeki Neojen yaşlı gölsel sedimentler konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ve marn içermektedir (Şekil 3.2).



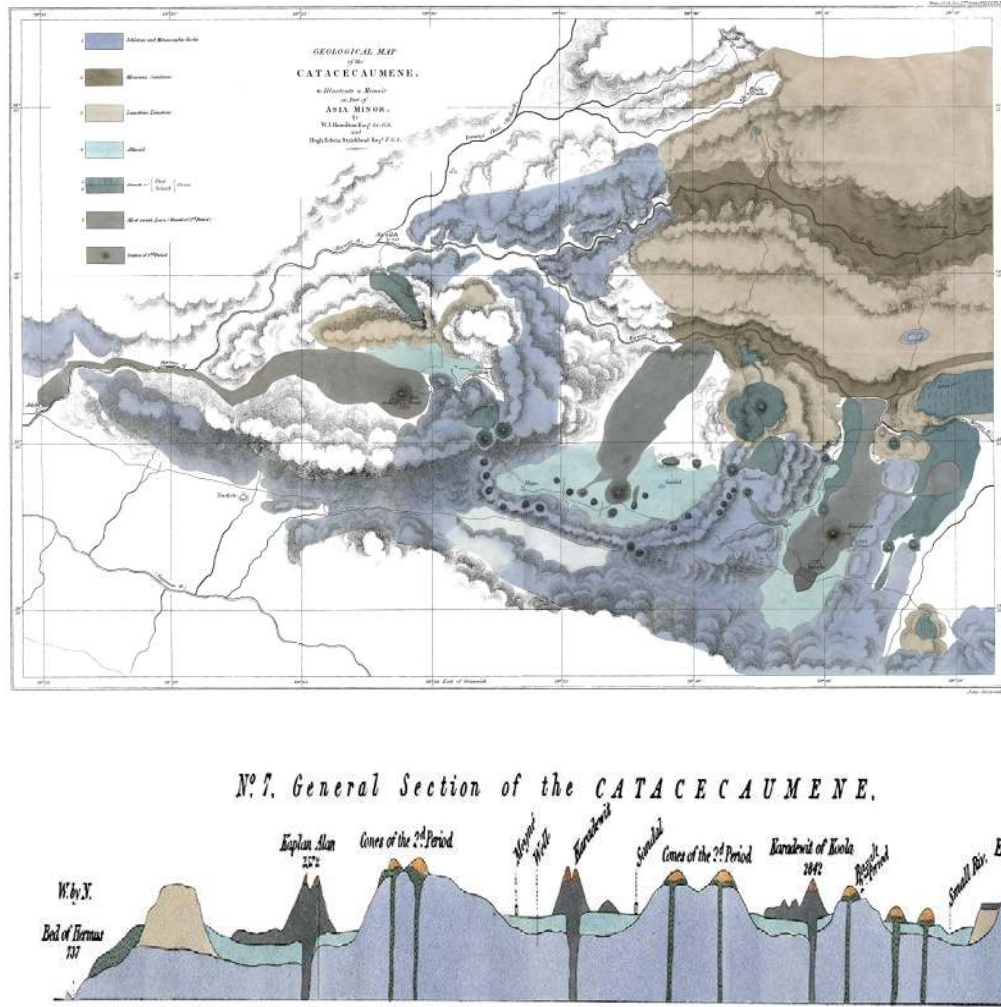
Şekil 3.1 Kula bölgesi ve çevresinin tektoniği (Tokçaer, 2005)



Şekil 3.2 Kula volkanik bölgesinin jeoloji haritası (Tokçaer, 2005).

Kula bölgesine ait ilk jeolojik çalışma Hamilton ve Strickland (1840) tarafından yapılmıştır (Şekil 3.3). Bu çalışmada; Batı Türkiye’deki benzer olgulara sahip faal volkanların yalnızca bir bölümünün eskiden beri Katakekaumene “Yanık Ülke” olarak bilinen Lidya’nın bir bölgesi olduğunu, bunların çevre kayalarla kıyaslandığında oldukça yeni volkanik ürünler olduğunu fakat insanlık tarihi ile kıyaslandığında geçmişlerinin oldukça eski olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Strabon’un, zamanında bu volkanların faal olduğuna dair bir kayıt olmamasına rağmen gösterdikleri olgulara göre bunların püskürük kökenli olduğuna işaret ettiğine dikkat çekmişlerdir.

Hamilton ve Strickland (1840) volkanik patlamaları üç aşamada tanımlamışlardır (Şekil 3.3). Birinci dönemde plato bazaltik ütlelerinin gölgesel kireçtaşını örttüğünü belirtmişlerdir. İkinci dönem volkanik faaliyetleri için; gölgesel oluşumları güneyden sınırlayan şist sırtlarını örten lav akıntısı ve kül lerinden oluşan sayısız konik tepelikleri olarak nitelenebileceğini söylemişlerdir.



Şekil 3.3 Kula volkanik bölgesinin jeoloji haritası ve batıdan doğuya şematik kesiti (Hamiton ve Strickland, 1840).

Üçüncü dönemin volkanları yalnızca üç tanedir ve hepsi aynı büyüklüktedir (Şekil 3.4, Şekil 3.5, Şekil 3.6). KB-GD doğrultusunda aynı hat üzerinde 6 mil aralıklarla dizilmişlerdir. Bunların her biri daha önce tanımlanan şist sırtlarını ile ardalanmış küçük alüvyon düzlüklerin ortasında yükselmektedirler. Bu bağlamda, hepsi sırtların üzerinde yer alan ikinci dönem volkanikleri ile farklılık göstermektedirler. Bunlar doğudan batıya Kula, Sandal ve Kaplan volkanlarıdır.



Şekil 3.4 Kula volkanının yukarıdan görünümü



Şekil 3.5 Sandal volkanının görünümü



Şekil 3.6 Kaplan volkanına ait uydu görüntüsü

Güncel çalışmalarda en eski Kula volkanikleri bir ana lav akıntısından ziyade oluşan plato lavlarıdır (Tokçaer ve diğer., 2005). Volkanik faaliyetten önce (birinci dönem plato bazaltları), bu plato oldukça yaygındı. Birinci dönem plato bazaltları 330-400 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. İlksel olarak tek bir blok olan bu plato, volkanizmayı takip eden yapısal biçimi ile ilişkili kısmi olarak değişik yaşlı (Geç Miyosen-Pliyosen) oluşumlarıyla Neojen sedimentler kayaçların üzerindedir. İlk dönemi takiben, bölgede eğimlenme devam etmiş ve graben yapılarıyla ilişkili olarak eski ve yeni kırıklar boyunca yükselime neden olmuştur. Aynı anda alttaki duraysız sedimentler erozyona uğramıştır. Daha genç grabenlerin (Gediz ve Simav grabenleri) oluşumu sırasında, hem eski (KD) hem daha genç (BNB) tektonik çizgiler sırasıyla yeniden harekete geçmişlerdir. Birinci plato bazaltlarının bir kısmı yükselmiş ve belirli bölümleri genç bazaltlar, tefra ve sedimentlerle örtülürken kısmi olarak erozyona uğramıştır (Tokçaer 2000). Erozyona dayanaklı olan plato bazaltları ile örtülü çöküntüler iyi korunmuştur. Genişleme faaliyeti süresince sinder kraterleri oluşumu aralıksız devam etmiştir. Volkanik faaliyetin son döneminde, en genç kraterler tekrar ikinci plato bazaltlarını oluşturmak için lav akıntıları oluşturmuştur

(Tokçaer 2000). Bunun sonucu olarak, birinci ve ikinci aşama plato bazalt dönemleri arasında oldukça değişik erozyon aşamaları ile karakterize edilen 80'den fazla sinder konileri vardır. Diğer bir deyişle, Kula alanın en genç volkanik faaliyet ana fay sistemleri b oyunca ik inci plato oluşumunun (tekrar lav akıntıları) başlangıcını göstermektedir. Plato lavlarının büyük hacimlerle varlığı manto malzemesinin hızlı yükselimini işaret etmekte ve bu durumda jeokimyasal sonuçlarla teyit edilmiştir (Tokçaer vd. 2005).

BÖLÜM DÖRT

YELLOWSTONE VOLKANİK BÖLGESİ (ABD)

4.1 Yellowstone Milli Parkı'nın Konumu

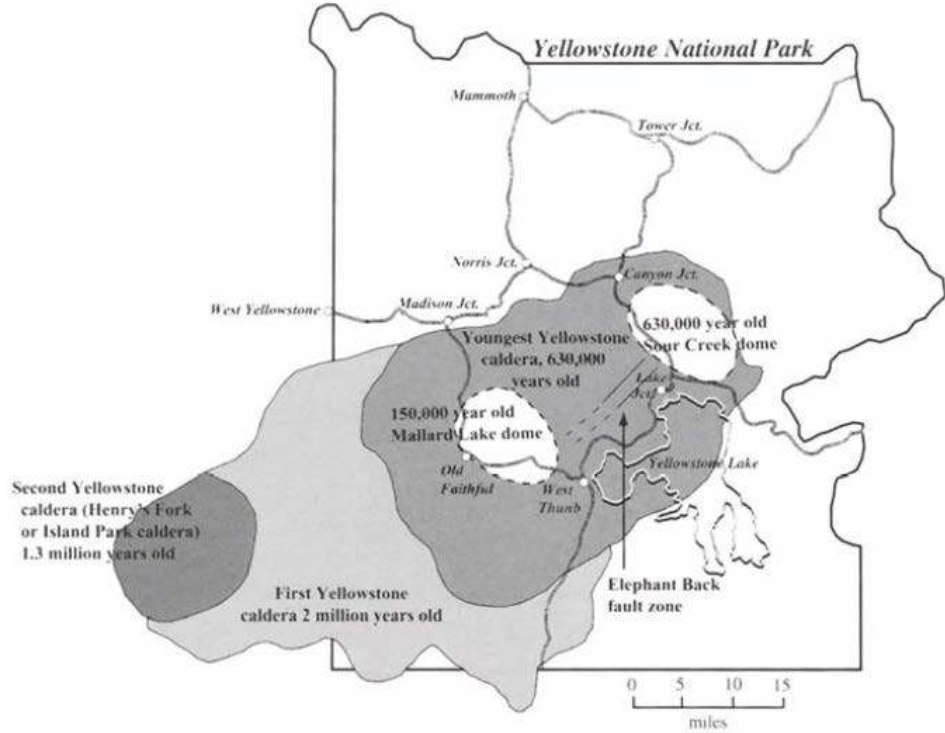
Yellowstone Milli Parkı ülkenin 1872 yılında kurulan ilk milli parkıdır. Kuzeybatı Wyoming ve güneybatı Montana'da 2,2 milyon dönümlük alanı kaplar (Şekil 4.1). Orta Rocky Dağları içinde kıta ayrımının kuyusunda yerleşmiştir. Yellowstone ortalama yüksekliği 8000 metre olan bir plato üzerindedir. Yellowstone'u çevreleyen dağ yaklaşık 10,000 ft ile 14,000 ft arasında değişebilir ve batıda Madison, kuzeyde Gallatin ve Beartooth Dağları, doğu sınırında Absaroka Dağları ve güney sınırında Büyük Teton Milli Parkı'yla Teton Range'i içerir. Yellowstone Milli Parkı iyi bilinen iki nehri; Yellowstone ve Snake ırmak kollarını barındırır.



Şekil 4.1 Yellowstone Milli Parkı'nın konumu

4.2 Yellowstone'un Jeolojik Geçmişi

2,1 milyon yıl önce patlayan ilk ve en büyük kaldera Yellowstone Milli Parkı'nın batısında yer alır fakat uzantısı Idaho Ada Parkı'na kadar uzanır. Bu patlamayla oluşan kayacın hacmi, Huckleberry Sırtı olarak bilinen 600 kübik mil (2500 km³) kaya ve püskürükten oluşur. Günümüz volkanik aktivitesiyle karşılaştırılırsa Nisan 1815'te Endonezya'daki Tambora Dağı'nın püskürmesi boyunca ürettiği kayacın 17 kat fazlasıdır.



Şekil 4.2 Yellowstone'nun 2 milyon, 1,3 milyon ve 630,000 yıllık kalderaları içeren temel volkanik özellikleri (Smith ve Siegel, 2000).

Ada Park Kalderası'nı biçimlendiren ikinci patlama 1,3 milyon yıl önce oluşmuştur. 3 püskürmeden en küçüğü Huckleberry Sırtı püskürmesinin batı bölümünün üzerini kaplar.

En yakın püskürme olan Lav Koyu 630,000 yıl önce püskürmüştür. Bu püskürme aynı zamanda Huckleberry Sırtı'nı kaplar ve orijinal kalderayı doğuya doğru tahminen 10 mil genişletir. Daha genç oluşu nedeniyle Lav Koyu'nun lav akıntıları daha iyi görüntülenebilir ve çalışılabilir. Dünyanın en büyük alpin gölü olan

Yellowstone Gölü, Lav Koyu püskürmesi boyunca oluşturulan Yellowstone II kalderasının bir bölümünü oluşturur.

Daha küçük lav akıntıları 150,000 yıl önce, 110,000 yıl önce ve 70,000 yıl önce Yellowstone II kalderasının tabanını doldurmuştur. Çoğunlukla riyolitten oluşan bu küçük akıntılar Yellowstone'un gölleri, şelaleleri ve akış yönlerini oluşturmuş ve Yellowstone'un merkezini oluşturan karakteristik yapıyı üretmiştir (Şekil 4.2).

4.3 Jeofizik ve Jeodezik Ölçümler

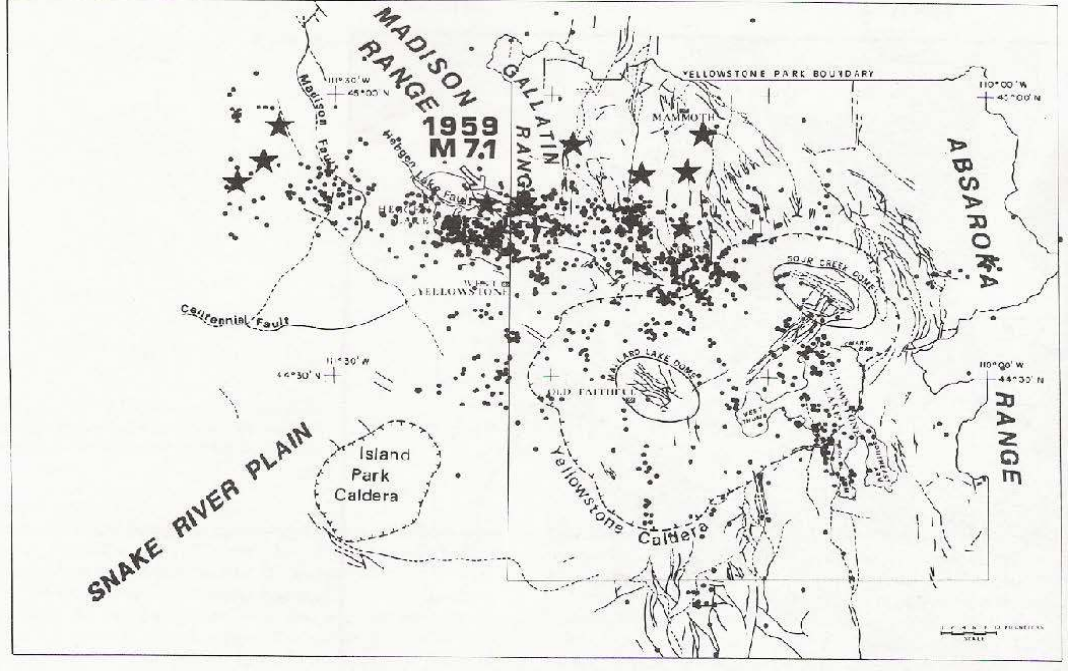
4.3.1 Deprem Verisi

Yellowstone Milli Parkı ve batısındaki Hebgen Gölü bölgesi 7.1 büyüklüğündeki bir deprem ve büyüklüğü 6'nın üzerinde olan yedi depremle Rocyk Dağları'nın tarihsel olarak en büyük sismik aktiviteye sahip alanlardır. Depremler Yellowstone Parkı'nın batısındaki alanda ve bitişiğindeki Hebgen Gölü fay zonunda ortaya çıkmıştır (Şekil 4.3). Yellowstone bölgesindeki depremsellik, kuzey-güney yönlü deprem bölgesinin güneyden kuzeybatıya doğru döndüğü bölgedeki Sismik Kuşak'ın bir parçasıdır. Hebgen Gölü fayını içeren ikinci bir doğu-batı depremsellik zonu, Yellowstone'daki bu bölgesel geçişle kesişir.

Gerilmenin konumu doğrudan deprem gözlemlerinden hesaplanamasa da gerilme alanının temel bileşenleri fay düzlemi çözümlerinin P ve T -eksenlerinin doğrultularından anlaşılabilir. Bu veriler Yellowstone sisteminin bölgesel gerilme dağılımını Hebgen Gölü-Norris Geyser Havzası alanındaki kuzey-güney uzantısının hakim olmasıyla açıklar. Ancak maksimum uzamanın yönü Yellowstone Kalderası'nın kuzeydoğusuna doğru değişir ve güney kalderadaki doğu batı yönlü uzanımına doğru döner.

Bugüne kadar toplanan deprem verileri, mevcut magma kütlelerinin çevresindeki stresi değerlendirmeye yetecek düzeyde olmasa da minimum sıkışma (T-ekseni) ve maksimum sıkışma (P-ekseni) doğrultuları Yellowstone Platosu'nun yükselmesiyle tutarlı, yatay minimum basınç gerilmesi ve maksimum basınç gerilmesinin birincil

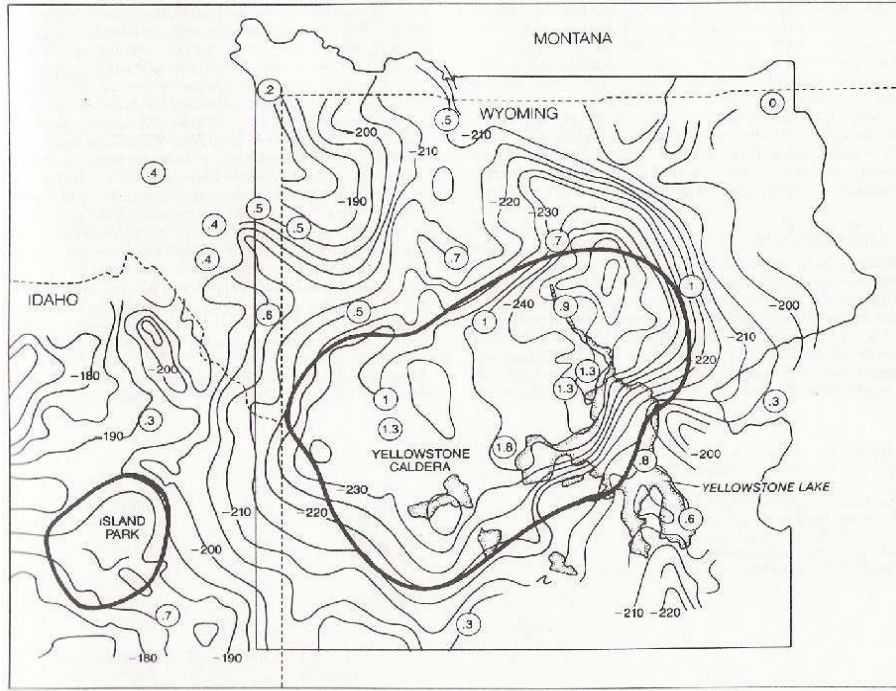
düşey bileşenlerini üreten yerçekimi yüküyle ilişkilidir. Gerilme alanı ayrıca kalderanın merkezine doğru aşağı düşen normal faylar gibi Yellowstone Kalderası'nın sınırlarını çizen dairesel kırıklarla da ilişkilidir.



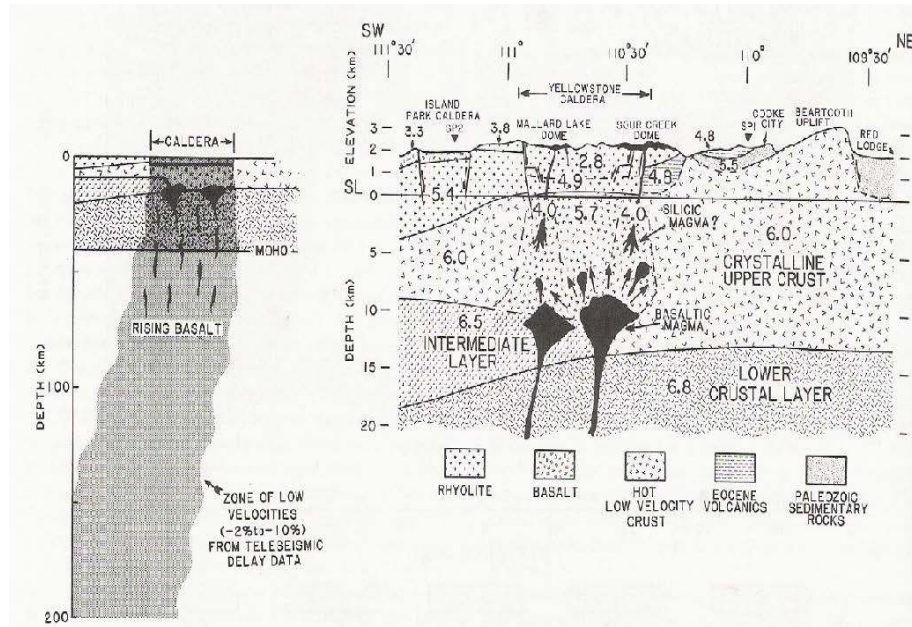
Şekil 4.3 Yellowstone – Hebgen Gölü bölgesine ait deprem dağılım haritası (1971-1979). Yıldızlar, büyüklükleri 6 ile 7.1 arasında değişen tarihsel depremleri göstermektedir (Deprem verileri Utah Üniversitesi ve U.S. Jeolojik Araştırmalar verilerinden alınmıştır) (Smith ve Braille 1982).

4.3.2 Gravite Alanı ve P Dalgası Gecikmesi

Yüksek ısı ve derin litosferik kaynaktan taşınan magma, düşük yoğunluk ve düşük sismik hız zonu, ölçülebilen gravite anomalileri ve sismik dalgaların seyahat süresindeki gecikmeleri üreten parametreleri oluşturabilir. Şekil 4.4'te Yellowstone bölgesinin Bouguer Gravite haritası görülmektedir. Bu gravite haritasında dikkat çeken özellik, kalderanın haritalanan bölümüyle negatif anomali (-60 mG al) bölgesinin çok yakın olmasıdır. Bu büyük negatif anomali bir kütle eksilmesine karşılık gelir ve kabukta düşük yoğunluklu sıg bir malzemeyi ya da üst manto içinde uzanan büyük bir düşük yoğunluk yapısını yansıtır olabilir. Gravite haritası üzerine yerleştirilen daireler telesismik P dalgalarının gecikme sürelerini (saniye) gösterir.



Şekil 4.4 Yellowstone Bouguer gravite haritası (0.5 mgal kontur aralıklarıyla). Daireler sismograf istasyonlarını ve P-dalgı gecikmelerini göstermektedir (Blank ve Gettings, 1974).



Şekil 4.5 Yellowstone bölgesi kabuk yapısının jeolojik ve sismik hız yapısı (Smith ve Braile, 1982).

Yellowstone gravite verisi ve telesismik P dalgalarının gecikme sürelerinin birlikte değerlendirilmesinde, yoğunluk ve hız düşüşleri Evoy (1977) tarafından modellenmiş ve bölgesel düşük gravite ve telesismik P dalgası gecikmelerinin kalderanın çevresindeki yanal doğrultulu düşük hız düşük yoğunluk kütlesi tarafından üretilmiş olabileceği ve 100 km derine uzandığını gösterilmiştir. Bu sonuçlar, astenosfer içine uzanan ve derin magmatik kaynaktan yansıyan anormal derecede düşük yoğunluk ve düşük hıza sahip malzemenin Yellowstone Platosu'nun tabanını oluşturduğunu düşündürmektedir. Yellowstone Platosu'nun üst ve or ta kabuk derinlik kesiti Şekil 4.5'te gösterilmiştir. Yellowstone Ada Parkı ve Snake Nehri bölgesinde KD-GB yönü boyunca jeolojik ve sismik hız modeli oluşturulmuş ve P-dalgasının km/s biriminde hızı belirtilmiştir.

BÖLÜM BEŞ

GRAVİTE VE MANYETİK ANOMALİLERİNİN İNCELENMESİNDE KULLANILAN VERİ İŞLEM YÖNTEMLERİ

Gravite ve manyetik gibi potansiyel alan verileri birçok kütle etkilerinin toplamından oluşur. Kütle etkilerinin birbirlerinden ayrılması işlemine veri-işlem yöntemleri adı verilir. Değişik varsayım ve kuramsal temel işlemlerden hareketle derin etkilerin anomalisi olan **"Rejyonel (Bölgesel)"** anomaliler ile yüzey etkilerinin anomalisi olan **"Residüel (Kalıntı)"** anomalileri birbirlerinden ayrılmaya çalışılır. Potansiyel alan anomalisinin rejyonel bileşeninin yavaş ve doğrusal olarak değişmesine karşın, residüel bileşeni daha kısa dalga boylu (dar) olurlar. Rejyonel çalışmalarda, yüzeysel etkileri ortadan kaldırıp derin yapıların etkileri ortaya çıkarılmaya çalışılır. Residüel anomaliler incelenmek istendiğinde de derin rejyonel etkiler ortadan kaldırılarak yüzeysel etkiler ortaya konur. Bu amaçla, potansiyel alan anomalilerine uygulanan veri-işlem yöntemleri;

- (a)- Süzgeçleme
- (b)- Analitik Uzanımlar
- (c)- Türevler
- (d)- Trend Analizi

olarak sıralanabilir.

5.1 Süzgeçleme

Potansiyel alan verilerine uygulanan süzgeçleme işlemleri elektronik süzgeçleme kuramına dayanmakta olup, belirli dalga boylarının geçirilmesi veya durdurulması işlemlerini içermektedir. Bilgisayarlar devreye girmeden önce elle yapılan düzgünleştirme ve basit yuvarlatma işlemleri süzgeçleme işlemi olarak kabul edilmekteydi. Elle yapılan düzgünleştirme ve yuvarlatma işlemlerinde kişisel yanılgılar ve taraf tutmalar fazladır. İlk yapılan işlemlerde doğrusal gidişler rejyonel olarak kabul edilmiş ve esas anomali ile olan farkına da residüel adı verilmiştir.

$$R_i = G_i - T_i \quad (5.1)$$

Bu bağıntıda R_i ; Residüel Bileşen, T_i ; Rejyonel Bileşen, G_i ; Gözlem Değeri olarak tanımlanmaktadır.

Daha sonraları, ortalama değer hesaplama yöntemleri kullanılarak yalnızca profil verileri değil, iki boyutlu harita verileri de analiz edilmeye başlanmıştır. Ortalama değer yönteminde, uygun bir çember üzerindeki noktalardaki değerlerin toplamının ortalaması çemberin merkezindeki rejyonel değeri verir (Şekil 5.1). Çemberin merkezindeki gözlem değeri ile rejyonel değer arasındaki fark da residüel anomali değerini verir. Eğer işlem sırasında birkaç çember kullanılıyorsa, ortalama değer bulmanın koşulu olarak bu çemberlerin ağırlıkları toplamı 1.0 olmalıdır. Ortalama değer işlemi için:

(a)-Tek çember kullanıldığında;

$$T_i = \frac{1}{N} (G_1 + G_2 + G_3 + \dots + G_N) \quad (5.2)$$

(b)- Çok çember kullanıldığında;

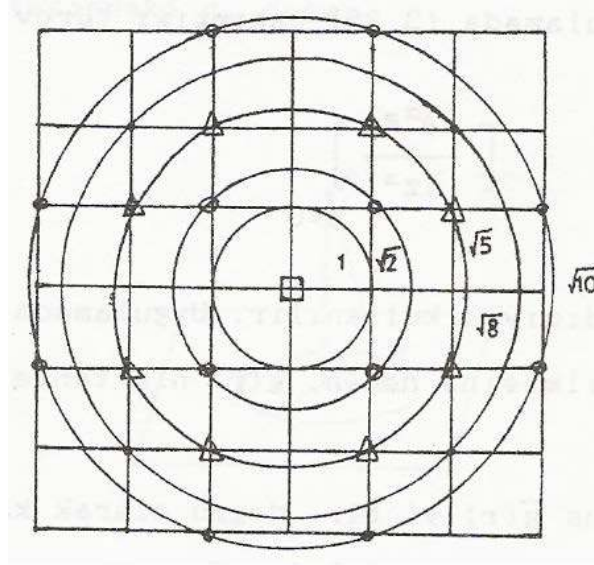
$$T_i = K_0^{CHxt} G_i + K_1 G_{P_1} + K_2 G_{P_2} + K_3 G_{P_3} \quad (5.3)$$

bağıntısından yararlanılır.

Çok çember kullanılması durumunda:

$$K_0 + K_1 + K_2 + K_3 = 1.0 \quad (5.4)$$

olmalıdır.



Şekil 5.1 Grid çemberinin oluşturulması

Burada dikkat edilmesi gereken çember yarıçaplarının seçimidir. Eğer çemberin yarıçapı küçük seçilirse, rejyonel değer gözlenen anomali değerine yakın olur. Bu durumda residüel sifıra yaklaşır. Çemberin yarıçapı büyük seçildiğinde ise rejyonel değer çok az değiştiğinden residüel değer gözlenen anomali değerine yaklaşık bir değere ulaşır.

Elektrik süzgeç kuramının jeofizik verilerine uygulanmasıyla birlikte, yukarıda sözü edilen ortalama işleminden vazgeçilerek potansiyel alan verileri frekans (dalga sayısı) ortamında değerlendirilmeye başlanmıştır. Elektrik sinyallerinin zamana göre değişmesine karşın, gravite ve manyetik veriler uzunluk ortamında (uzay ortamı) değişmektedir. Uzunluk(uzay) ortamında alınmış verileri frekans ortamına çevirip, belirli frekansları kesme veya geçirme işlemine "**Süzgeçleme İşlemi**" adı verilir. Potansiyel alan verileri açısından ise, yüksek frekanslı (dalga boyu büyük) de rin kütlelerin etkilerinin sık kütlelerin etkilerinden ayrılması işlemine "**Süzgeçleme**" denir.

Süzgeçleme kuramının gravite ve manyetikte kullanılması, Dean (1958) ve Fuller (1967) ile başlamıştır. Elektrik süzgeç kuramına benzer olarak, aynı özellikleri göstermeleri nedeniyle gravite ve manyetik verilere de süzgeçleme işlemleri uygulanabilir. Potansiyel alan verileri zamana göre değil, uzay ortamında değişmektedir. Elektrik ve sismikte ise veriler zamana göre değişmektedir. Uzay

ortamındaki verileri frekans ortamına çevirip, gerekli görülen frekansları geçirme veya kesme işlemine "**Süzgeçleme**" denir. Süzgeçleme işleminde amaç, yüksek frekanslı yüzeye yakın sığ (residüel) kütle etkileriyle alçak frekanslı derin (rejyonel) kütle etkilerinin ayrılmasıdır. Süzgeçleme işleminde verilen girişi başka bir çıktıya çeviren fonksiyona "**Süzgeçleme Fonksiyonu**" adı verilir. Daha açık bir tanımlama ile giriş verisinin süzgeç fonksiyonuyla **konvolüsyonu (evrişimi)** sonucunda süzgeçlenmiş çıktı verisi elde edilir.

Bu evrişim işlemi iki boyutlu olarak;

$$\phi'(x, y) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\alpha, \beta) \phi(x - \alpha, y - \beta) d\alpha d\beta \quad (5.5)$$

bağıntısıyla verilir. Bu bağıntıda,

$\phi(x, y)$ =giriş verisi

$\phi'(x, y)$ =çıktı verisi

$f(\alpha, \beta)$ =süzgeç çıktısı olarak tanımlanır.

Gerçek evrişim işleminde, süzgeç boyutunun ve veri boyunun sonsuz olması gerekmesine karşın, uygulamada böyle bir durum söz konusu değildir. Süzgeç fonksiyonunun anlamlı olabilmesi için sonlu boyutta olması istenir.

$$f(x, y) = 0 \begin{cases} |x| \geq X \\ |y| \geq Y \end{cases} \quad (5.6)$$

Fourier kuramına göre, daha önce zaman ortamında tanımlanan evrişim işlemi frekans ortamında basit bir çarpma işlemine dönüşür.

$$F(u, v) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y) e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy \quad (5.7)$$

$$\Phi(u, v) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \phi(x, y) e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy \quad (5.8)$$

$$\Phi'(u, v) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \phi'(x, y) e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy \quad (5.9)$$

Evrişim işlemindeki her bir fonksiyonun Fourier dönüşümlerini $(F(u,v), \Phi(u,v))$ ve $\Phi'(u,v)$ alırsak frekans ortamında

$$\Phi'(u, v) = F(u, v)\Phi(u, v) \quad (5.10)$$

bağıntısına ulaşılır. $F(u,v)$; $f(x,y)$ fonksiyonunun Fourier dönüşümü olup süzgecin frekans tepkisi olarak tanımlanır. Bu bağıntıda faz kayması yoktur (varsa bile 180° 'lik faz kaymasının olduğu kabul edilir). Frekans ortamında $F(u,v)$ süzgecinin f frekans tepkisi belirlenerek bunun kosinüs dönüşümü alınırsa süzgeç katsayıları (fonksiyonu) bulunur.

$$f(x, y) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} F(u, v) e^{2\pi i (ux + vy)} du dv \quad (5.11)$$

Frekans ortamından uzay ortamına dönüş ise Ters Fourier Dönüşümü yoluyla yapılmaktadır. Eğer $f(x,y)$ fonksiyonunu her iki eksen için simetrik ve veri aralığının $\Delta x = \Delta y = 1$ olduğu kabul edilirse, koordinatlardaki süzgeç katsayısı ağırlıkları $(W(k,n))$ izleyen bağıntıdan saptanabilir.

$$W(k, n) \cong 4 \sum_{l=0}^{0.5} \sum_{m=0}^{0.5} F(l\Delta u, m\Delta v) \cos(2\pi l\Delta u k) \cos(2\pi m\Delta v n) \quad (5.12)$$

Bu bağıntıda yer alan 0,5 Nyquist frekansı olup, örnekleme kuramından dolayı sayısallaştırılmış verilerin bu frekansın üzerindeki frekanslardaki dalga boylarını içermemeleri demektir. Örnekleme aralığı seçilirken olabildiğince en küçük dalga boylarını da içerecek şekilde seçilmesinde yarar vardır.

Uygulamada süzgeç/veri boyunun sınırlamasında pencere fonksiyonları kullanılır. Değişik tür ve özellikte pencere fonksiyonları vardır. Bunlardan kosinüs pencere bağıntısı:

$$S(k, n) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left\{ 1 + \cos \left[\frac{\pi(k^2 + n^2)^{1/2}}{(X^2 + Y^2)^{1/2}} \right] \right\} & \begin{cases} |k| < X \\ |n| < Y \end{cases} \\ 0 & \begin{cases} |k| > X \\ |n| > Y \end{cases} \end{cases} \quad (5.13)$$

şeklindedir.

Bir süzgecin düzenlenmesi iki aşamada gerçekleşir:

(a)- Önce süzgecin frekans tepkisi $F(u,v)$ belirlenir.

(b)- Daha sonra süzgecin frekans tepkisinin uzay ortamındaki karşılığı olan süzgeç fonksiyonu katsayılarını içeren $f(x,y)$ fonksiyonu saptanır. $f(x,y)$ fonksiyonu "**impuls tepki fonksiyonu**" olarak da bilinir. Özelliklerine göre dört tür süzgeç tanımlanabilir.

5.1.1 Alçak Geçişli Süzgeç

Seçilecek bir frekanstan (kesme frekansı) daha düşük olan frekansları geçiren, diğerlerini süzen bir süzgeç türüdür. Bu süzgeç sığ (residüel), küçük dalga boylu değişimleri süzdüğünden derin (rejyonel) etkileri ortaya çıkarmak için uygulanır.

5.1.2 Yüksek Geçişli Süzgeç

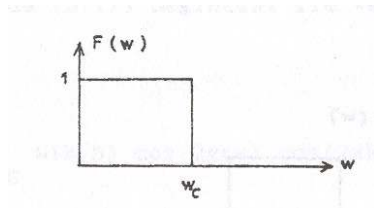
Kesme frekansının üstündeki frekansları geçirip, altındaki frekansları durduran süzgeçlerdir. Bu süzgeç, büyük dalga boylu rejyonel değişimleri süzerek, küçük dalga boylu sığ (residüel) etkileri geçirir.

5.1.3 Band Geçişli Süzgeç

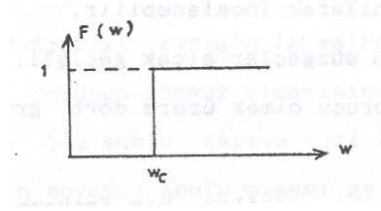
Bu süzgeç, iki kesme frekans arasındaki değişimleri geçirip, diğerlerini süzer. Orta dalga boylu değişimleri geçirir.

5.1.4 Band Geçirimsiz Süzgeç

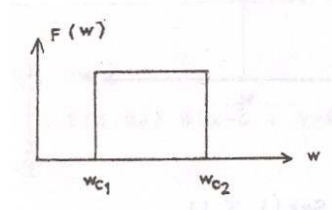
Bu süzgecin işlevi band geçişli süzgecin işlevinin tersi olup, kesme frekansları arasındaki orta dalga boylu değişimleri süzer, büyük ve çok küçük dalga boylu değişimleri geçirir.



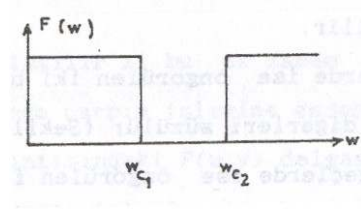
Alçak Geçişli Süzgeç



Yüksek Geçişli Süzgeç



Band Geçişli Süzgeç



Band Geçirimsiz Süzgeç

Şekil 5.2 Değişik süzgeçlerin tepki fonksiyonları.

Alçak geçişli süzgeç hazırlarken süzgeç boyunun kesme dalga boyunun 1,5 katı olmasında yarar vardır.

Kesme dalga boyu; $\lambda = \text{örnekleme aralığı} / \text{kesme dalga sayısı}$

Örneğin; $\Delta x = \Delta y = 1$ km; 1 veri aralığı olduğunda kesme frekansı 0,2 devir/veri aralığı seçilirse, kesme dalga boyu;

$$\lambda = \frac{1}{0,2 \text{ devir/veri aralığı}}$$

$$\lambda = 5 \text{ km}$$

olarak bulunur. Bunun anlamı, 5 km.'den küçük dalgaboyları geçirilmeyecek demektir. Bu durumda seçilecek süzgecin boyu;

$$\text{Süzgeç Boyu} = 5 \times 1,5 = 7,5 \text{ km.}$$

olmalıdır. Burada sözü edilen süzme ve geçirme kavramları mutlak kesin kavramlar değildir. Potansiyel alan verilerinde rejyonel ve residüel etkilerin mutlak olarak

ayrılması söz konusu olmadığından, elde edilen sonuçlar bu duruma göre değerlendirilmeli ve yorumlanmalıdır.

5.2 Analitik Uzanımlar

Potansiyel alan verileri ölçü alma düzleminin altında veya üstünde bir düzleme analitik uzanımları yapılabilir. "**Aşağı Analitik Uzanım**"; yüzeye yakın, sıg (residüel) kütlelerin etkilerini göstermek, "**Yukarı Analitik Uzanım**" ise derin (rejonel) kütlelerin etkisini ortaya çıkarmak için kullanılan veri-işlem yöntemleridir. Potansiyel kuramından hareketle yukarı analitik uzanım bağıntısı Henderson ve Zeitz (1949) tarafından;

$$\Delta g(x, y, h) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{h}{2\pi[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + h^2]^{3/2}} \Delta g(\alpha, \beta, 0) d\alpha d\beta \quad (5.14)$$

olarak verilmiştir. Bu bağıntı bir "**Evrişim (Konvolusyon)**" işlemi olup, potansiyel alan verisinin yukarı uzanım fonksiyonu ile evrişimi sonucunda ölçü alma düzleminde h kadar yukarıdaki bir düzleme yukarı analitik uzanımı yapılmış veriler elde edilir. Yukarı analitik uzanım fonksiyonu;

$$f_y(x, y, h) = \frac{h}{2\pi(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} \quad (5.15)$$

bağıntısıyla tanımlanır. Bu bağıntının Fourier dönüşümü alınır;

$$F_y(u, v, h) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{h e^{-2\pi(ux + vy)}}{2\pi(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} dx dy \quad (5.16)$$

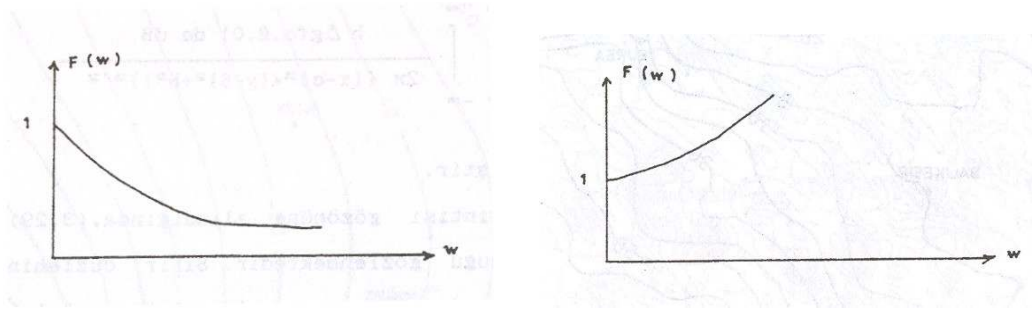
$$F_y(u, v, h) = e^{-2\pi h(u^2 + v^2)^{1/2}} \quad (5.17)$$

bağıntısı elde edilir. Fourier dönüşümü yapılırken faz kayması olmadığı kabul edildiğinden sadece kosinüs dönüşümü yapılır. Frekans ortamında, yukarı analitik uzanım frekans tepkisinden yukarı analitik uzanıma ilişkin süzgeç katsayıları elde edilebilir. Benzer yoldan, aşağı doğru analitik uzanım fonksiyonunun frekans tepkisi bulunabilir. Yalnız bu işlem yapılırken uzanımın yapılacağı düzlemde kütle bulunmamalıdır. Aşağı analitik uzanım fonksiyonunun frekans tepkisi ise,

$$F_a(u, v, h) = \frac{1}{F_y(u, v, h)} = e^{2\pi h(u^2 + v^2)^{1/2}} \quad (5.18)$$

olarak tanımlanır.

Burada tanımlanan işlemler düzlemde düzleme yapılan analitik uzanım işlemleridir. Benzer şekilde, potansiyel alan verilerinin genel yüzeyler arasında da analitik uzanım işlemleri yapılabilir. Bu işlemler frekans ortamında kolaylıkla gerçekleştiğinden yukarıda tanımlanan işlemler izlenir. Yüzeyler arasındaki farkın Fourier dönüşümüne $K(u, v)$ ve verinin Fourier dönüşümüne de $\Phi(u, v)$ dersek, çıkacak sonuç bunların frekans ortamında bire bir çarpımıdır. Elde edilen sonucun Fourier dönüşümü de analitik uzanım yapılacak genel yüzeydeki anomalinin verileri olur.



Yukarı analitik uzanım tepki fonksiyonu

Aşağı analitik uzanım tepki fonksiyonu

Şekil 5.3 Uzanımların tepki fonksiyonları

5.3 Türevler

Sığ kütlelerin etkisini derin kütlelerin etkisinden ayırmak için hem gravitede hem de manyetikte birinci ve ikinci türev işlemleri kullanılmıştır. Newton yasasına göre, gravite değeri kütle ile ölçü noktası arasındaki uzaklığın karesiyle ters orantılıdır. Basit bir örnekle değişik derinliklerde aynı kütleye sahip iki kürenin yaratacağı anomalilerin birinci ve ikinci türevleri irdelenecek olursa, $a_1 < a_2$ olduğundan türev alındıkça

$$\frac{a_2^4}{a_1^4} > \frac{a_2^3}{a_1^3} > \frac{a_2^2}{a_1^2} \quad (5.19)$$

olacağından yüzeye yakın etkiler daha da kuvvetlenmiş olarak görülür. Laplace bağıntısında,

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = 0 \quad (5.20)$$

olduğundan düşey ikinci türev;

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} \right) \quad (5.21)$$

olarak yazılabilir. $z=0$ düzleminde $\Delta g(x,y,z)$ potansiyel alan verisinin Fourier dönüşümü $\Phi(u,v)$ olarak gösterilecek olursa;

$$\Delta g(x,y,z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \Phi(u,v) e^{2\pi(ux+vy)} du dv \quad (5.22)$$

bağıntısının x 'e göre ikinci türevi;

$$\frac{\partial^2 \Delta g(x,y,z)}{\partial x^2} = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} 4\pi^2(u^2) \Phi(u,v) e^{2\pi i(ux+vy)} du dv \quad (5.23)$$

y 'ye göre ikinci türevi;

$$\frac{\partial^2 \Delta g(x,y,z)}{\partial y^2} = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} 4\pi^2(v^2) \Phi(u,v) e^{2\pi i(ux+vy)} du dv \quad (5.24)$$

z 'ye göre ikinci türevi;

$$\frac{\partial^2 \Delta g(x,y,z)}{\partial z^2} = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} 4\pi^2(u^2 + v^2) \Phi(u,v) e^{2\pi i(ux+vy)} du dv \quad (5.25)$$

ve evrişim işlemi ile kıyaslandığında ikinci türev frekans tepki fonksiyonu,

$$F(u,v) = 4\pi^2(u^2 + v^2) \quad (5.26)$$

olarak bulunur. İkinci türev çıktısının Fourier dönüşümü ise,

$$\Phi'(u, v) = 4\pi^2(u^2 + v^2)\Phi(u, v) \quad (5.27)$$

bağıntısıyla tanımlanır. İstenilen dereceden düşey türevi de

$$F(u, v) = [2\pi(u^2 + v^2)^{1/2}]^n \quad (5.28)$$

bağıntısını kullanarak bulabiliriz. Görüldüğü gibi, frekans tepki yanıtından geriye gidilerek ikinci ya da farklı dereceden türevin süzgeç katsayıları kolaylıkla hesaplanabilir.

1950'lerden beri kullanılan ikinci türev yöntemi için birçok araştırmacı katsayılar saptamışlardır. Örneğin ikinci türev için,

Baranov:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{1}{25s^2} (144\Delta g - 185\overline{\Delta g_s} + 40\overline{\Delta g_{s\sqrt{2}}} + \overline{\Delta g_{s\sqrt{5}}}) \quad (5.29)$$

Henderson ve Zeitz:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{2}{s^2} (3\Delta g_0 - 4\overline{\Delta g_s} + \overline{\Delta g_{s\sqrt{2}}}) \quad (5.30)$$

Haalek:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{1}{4s^2} (12\Delta g_0 - 8\overline{\Delta g_s} - 4\overline{\Delta g_{s\sqrt{2}}}) \quad (5.31)$$

Elkins:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{1}{60s^2} (64\Delta g_0 - 8\overline{\Delta g_s} - 16\overline{\Delta g_{s\sqrt{2}}} - 40\overline{\Delta g_{s\sqrt{5}}}) \quad (5.32)$$

Rosenbach:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{1}{24s^2} (96\Delta g_0 - 72\overline{\Delta g_s} - 32\overline{\Delta g_{s\sqrt{2}}} + 8\overline{\Delta g_{s\sqrt{5}}}) \quad (5.33)$$

bağıntılarını kullanmışlardır. Bu bağıntılarda s ; veri aralığı, $\overline{\Delta g}$ ise, o çaplı çember üzerine düşen grid verilerinin ortalama değerleridir.

Türev haritalarının seçiminde veri aralığı önemli bir etkidir. Bu aralığın seçiminde;

- (a)- Bouguer haritasının ölçeği,
- (b)- Gravite rejyonel değişim gradyanı,
- (c)- Ölçü noktası sıklığı,
- (d)- Etki eden kütle derinliği

gibi parametreler göz önüne alınmalıdır. Rejyonel değişim çok uzun dalga boylu i se, ikinci türev lokal sığ anomalileri gösterir. Eğer rejyonel gradyan hızlı bir değişim gösteriyorsa, sığ ve derin kütleleri birbirinden ayıramayız.

5.4 Trend Analizi

Gravite ve manyetik anomali haritasındaki değişimlerin sistematik ve düzgün olarak değişen kısmı matematiksel bir yüzey ile gösterilebilir. Matematiksel olarak tanımlanan ve bölgenin rejyoneli kabul edilebilecek yüzeye "**Trend**" denir. Trend değerlerinin esas (gözlenen) anomali değerlerinden çıkarılmasıyla da residüeller elde edilir. Burada amaç, eldeki veriye uyumlu rejyoneli belirleyecek polinomu saptamaktır. Eğer eldeki veriler $G(x,y)$ ise;

$$G(x, y) = T(x, y) + R(x, y) \quad (5.34)$$

bağıntısı yazılabilir. Bu bağıntıda $T(x,y)$; rejyonel trend yüzeyini, $R(x,y)$ ise residüelleri göstermektedir. İki önemli istatistiksel varsayım nedeniyle;

- (i)- Residüeller birbirleriyle ilişkili değildir.
- (ii)- Tüm veriler için residüeller toplamı sıfırdır.

Bu bilgiler yardımıyla trendi belirleyen polinomun katsayıları hesaplanabilir.

$$T(x, y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + \dots + A_{pq}x^p y^q \quad (5.35)$$

Burada, A'lar polinomun katsayıları, x ve y'ler ise bağımsız değişkenlerdir. Trend bağıntısı tek boyutlu olarak,

$$T(x) = A_0 + A_1x + A_2x^2 + \dots + A_px^p \quad (5.36)$$

olarak tanımlanır. Kullanılan yöntem, "**En Küçük Kareler**" yöntemidir. Esas anomali ile trend farkının en küçük yapılmasına çalışılır.

$$\sum_{i=1}^n (G_i - T_i)^2 = \text{En Küçük} \quad (5.37)$$

Polinomun katsayıları A'lara göre, bu eşitliğin türevini alırsak p katsayılı n adet bağıntı elde edilir. Bu bağıntıların çözümüyle katsayılar saptanır.

$$\frac{d}{dA_0} [\sum_{i=1}^n (G_i - (A_0 + A_1x + A_2x^2 + \dots + A_px^p))^2] = 0 \quad (5.38)$$

$$\frac{d}{dA_1} [\sum_{i=1}^n (G_i - (A_0 + A_1x))^2] = A_0n + A_1 \sum_{i=1}^n x_i \quad (5.39)$$

$$\frac{d}{dA_1} [\sum_{i=1}^n (G_i - (A_0 + A_1x))^2] = \sum_{i=1}^n x_i G_i = A_0 \sum_{i=1}^n x_i + A_1 \sum_{i=1}^n x_i^2 \quad (5.40)$$

Bu iki bağıntıdan A₀ ve A₁ katsayıları matris işlemleri yoluyla bulunabilir.

$$\begin{bmatrix} n & \sum x_i \\ \sum x_i & \sum x_i^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_0 \\ A_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum G_i \\ \sum x_i G_i \end{bmatrix} \quad (5.41)$$

Kurulacak daha fazla sayıda bağıntılar dizeyi ile daha ileri derecedeki trend yüzeyleri (polinomlar) bulunabilir. Aslında her polinom bir önceki polinomun esas veriye biraz daha uydurulmuş halidir. Veri ve trend arasındaki istatistiksel testler (korelasyon katsayısı, F -testi, t -testi gibi) yardımıyla istenilen amaca uygun trend yüzeyi bulunabilir. Polinom derecesini fazla yükseltmek bir amaca hizmet etmiyorsa

işlem kesilmelidir. İdeal trend verinin kendisidir. Bu durumda, korelasyon katsayısının değeri +1.0 'e eşittir. Trend analizi yukarıdaki bağıntılarla açıklanan normal polinomlar yerine ortogonal polinomlar kullanılarak da yapılabilir.

5.5 Manyetik Anomalilerin Analizi

5.5.1 Sonsuza Uzanan Dayk Problemi

Sonsuza uzanan dayk durumunda, bu yapıya dik alınan profil doğrultusundaki düşey manyetik anomaliyi veren denklem:

$$Z = 2k\sin\alpha\{(H_0\sin\beta\sin\alpha + Z_0\cos\alpha)(\log(r_2/r_1)) + (H_0\sin\beta\cos\alpha - Z_0\sin\alpha)(\varphi_1 - \varphi_2)\} \quad (5.42)$$

şeklindedir. Burada;

$$\begin{aligned} r_1^2 &= d^2 + (x + b)^2; & r_2^2 &= d^2 + (x - b)^2; \\ \varphi_1 &= \cot^{-1}(x + b)/d; & \varphi_2 &= \cot^{-1}(x - b)/d \end{aligned}$$

olur. Eğer $X = x/d$ ve $B = b/d$ olarak alınırsa, bu anomalinin simetrik ve asimetrik iki bileşenden oluştuğu görülür.

$$Z = M\{(\cot^{-1}(X + B)) - (\cot^{-1}(X - B))\} - (N/2)[\{\log(X - B)^2 + 1\} - \{\log(X) + B^2 + 1\}] \quad (5.43)$$

Bu denklemde; $N = 2k\sin\alpha(H_0\sin\alpha + Z_0\cos\alpha)$ ve $M = 2k\sin\alpha(H_0\sin\beta - Z_0\sin\alpha)$ olarak alınmıştır.

Simetrik bileşen:

$$S(X) = M\{(\cot^{-1}(X + B)) - (\cot^{-1}(X - B))\} \quad (5.44)$$

Asimetrik bileşen:

$$A(X) = (N/2)[\{\log(X - B)^2 + 1\} - \{\log(X) + B^2 + 1\}] \quad (5.45)$$

olarak tanımlanır. Daykın merkezinde Simetrik bileşen en büyük değeri alır. Asimetrik bileşen ise sıfır olur.

Daykın orta noktasını bulmak için $Z_{max} - Z_2 = Z_1 - Z_{min} = e$ ve ikinci noktalar için $Z_{max} - Z_4 = Z_3 - Z_{min} = E$ olarak alınırsa (Z_1, Z_{min} değerine; Z_2 ise Z_{max} değerine oldukça yakın alınmalıdır) ve karşılık gelen x-ekseni üzerindeki değerleri $X_3 - X_4 = 1$, $X_3 - X_2 = m$ ve $X_1 - X_3 = n$ olarak tanımladığımızda $X_1 X_2 = X_3 X_4$ olduğundan;

$$X_3 = mn/(1 - m + n); X_2 = m(m - 1)/(1 - m + n) \text{ vs.}$$

bağıntıları yazılabilir. Eğer $Z(X_3)$ değerinin yatay uzantısının $Z(X_2)$ değerinin düşey eksenini kesen nokta ve $Z(X_1)$ değerinin $Z(X_4)$ değerinin düşey eksenini kesen nokta bulunursa, bu iki noktayı birleştiren doğru $Z(X_1)$ ve $Z(X_3)$ 'ten geçen doğrunun kesim noktası daykın orta noktasıdır ($X=0$). $Z_{max}-Z(0)$ farkının Z_{min} üzerinden geçirilen seviye ise eğrinin baz seviyesidir. Bu baz seviyesine göre $S(X) = S(-X)$ ve $A(X) = -A(-X)$ özelliğinden dolayı;

$$S(X) = \frac{1}{2}(Z(X) + Z(-X)) \quad \text{ve} \quad A(X) = \frac{1}{2}(Z(X) - Z(-X)) \quad (5.46)$$

olarak tanımlanır. Simetrik ve asimetrik bileşenler $X=0$ noktasına göre şekilde görüldüğü gibi çizilebilir. Bu eğriler üzerinde $S_{3/4}$, $S_{1/2}$ ve A_{max} , $A_{1/2}$ değerlerine karşılık gelen $x_{3/4}$, $x_{1/2}$ ve $x_{e/2}$ ve x_e değerleri belirlendiğinde:

Derinlik:

$$d = (x_{1/2}(\varphi^2 - 1))/2 = 2x_{1/2}(D) \quad d = x_e(1 - \mu)^2/(2\mu) = 2x_e(D) \quad (5.47)$$

Kalınlık:

$$2b = (x_{1/2}(\varphi^2 - 1))/2 = 2x_{1/2}(D) \quad d = x_e(1 - \mu)^2/(2\mu) = 2x_e(D) \quad (5.48)$$

olur. Burada $\varphi = x_{1/2}/x_{3/4}$; $\mu = x_{e/2}/x_e$; $D = (\varphi^2 - 1)/4$; $D = (1 - \mu)^2/4\mu$ olur. Daykın eğim açısı ise:

$$\alpha = \Pi - \cot^{-1}(H_0 \sin \beta / Z_0) + \tan^{-1} \xi P \quad (\text{veya } \tan^{-1} \xi P \text{ olur}) \quad (5.49)$$

Burada $\xi = A_{\max} / S_{\max}$;

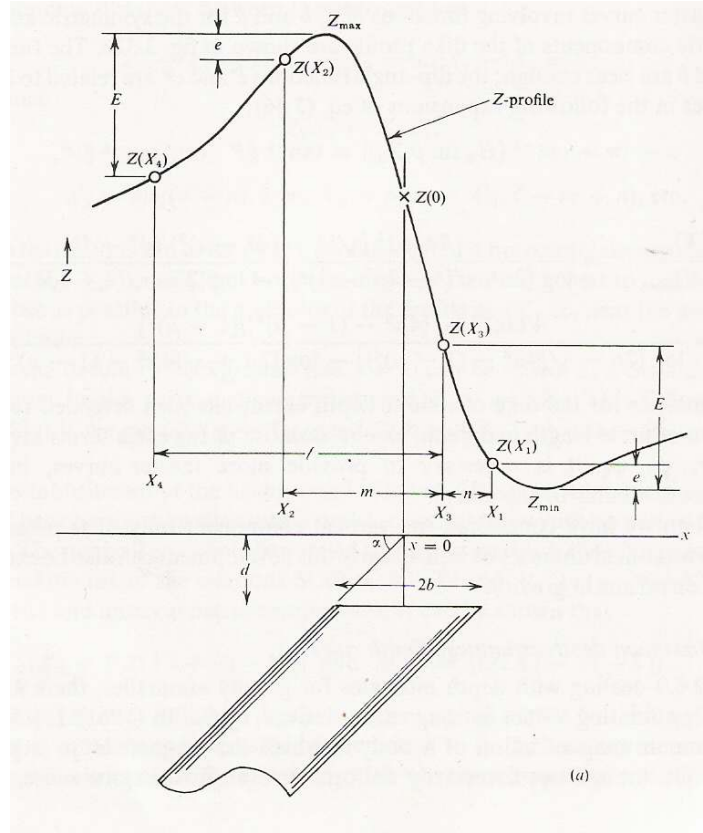
Simetrik bileşende:

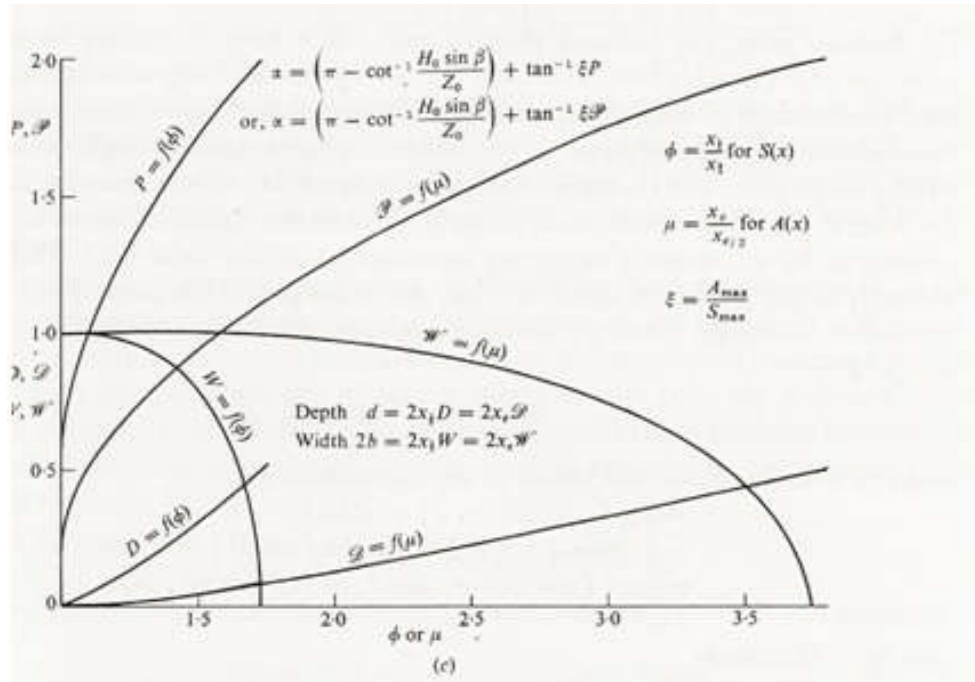
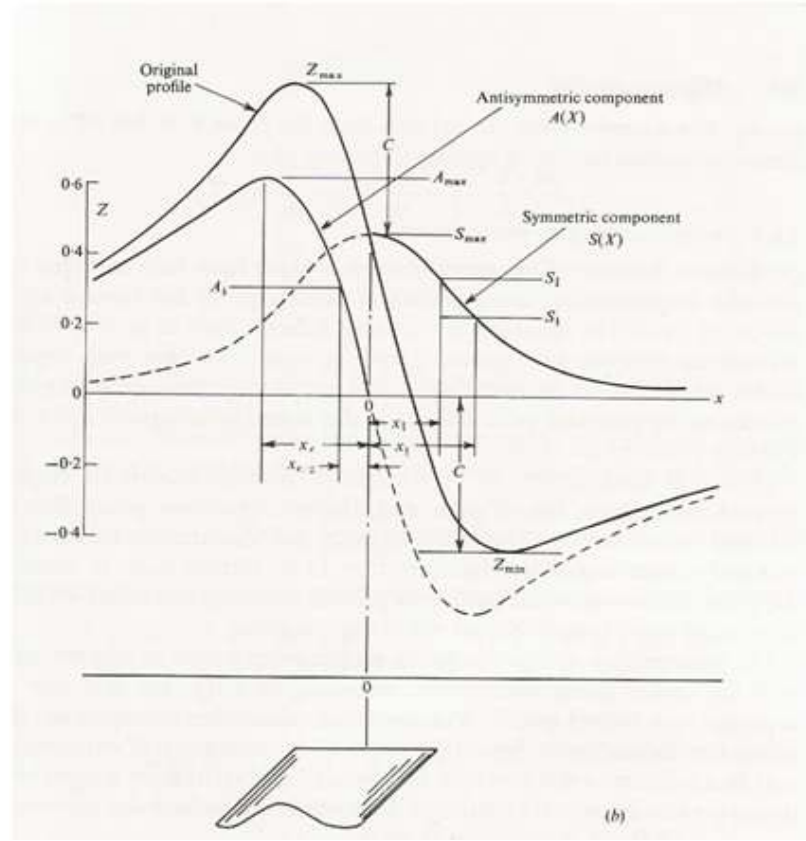
$$P = \frac{4 \tan^{-1} \left\{ \left[4 - (\varphi^2 - 1)^2 \right]^{1/2} \right\}}{\log [2 - (4 - (\varphi^2 - 1)^2)] - \log [2 + (4 - (\varphi^2 - 1)^2)]} \quad (5.50)$$

Asimetrik bileşende:

$$P = \frac{4 \tan^{-1} \left\{ \left[4\mu^2 - (\mu^2 - 1)^4 \right]^{1/2} / (1 - \mu^2) \right\}}{\log [2 - (4\mu^2 - (1 - \mu)^4)] - \log [2\mu + (4\mu^2 - (1 - \mu)^4)]} \quad (5.51)$$

olur. Buradaki φ , μ , D , D , ξ , P ve P değerleri Master eğrilerinden okunabilir (Şekil 5.4).





Şekil 5.4 Sonsuza uzanan iki boyutlu dayk yapısının manyetik etkisi. (a) Daykın ortasına $X=0$ 'a göre karşılıklı noktalar; (b) Simetrik ve asimetrik bileşenlerin gösterimi; (c) Master eğrileri

5.6 Manyetik Dayk Anomalisinin Ters Çözüm Yöntemi İle Değerlendirilmesi

Corbato (1965) ve Jhonson (1969) iki boyutlu yapıların oluşturduğu gravite ve manyetik anomalilerin ters çözüm uygulamaları üzerine ilk çalışmaları başlatmışlardır. Won (1981), standart en küçük kareler yöntemini (Gauss-Newton) kullanarak eğimli daykların manyetik anomalilerinden dayk parametrelerinin saptanmasına yönelik bir çalışma gerçekleştirmiştir. Yinelemeli olarak uygulanan yöntem sonucunda eğim açısı, derinlik, kalınlık, süseptibilite gibi daykın yapı parametreleri saptanmıştır.

Geometrisi Şekil 4.5 da görülen sonsuza uzanan eğimli bir daykın düşey bileşen ΔZ ve yatay bileşen ΔH anomalisini veren bağıntılar sırasıyla;

$$\Delta Z = 2\xi_1 \sin \xi_2 [(H_0 \sin \xi_2 \sin \beta + Z_0 \cos \xi_2) \ln(r_2/r_1) - (H_0 \cos \xi_2 \sin \beta - Z_0 \sin \xi_2)(\phi_1 - \phi_2)] \quad (5.52)$$

$$\Delta H = 2\xi_1 \sin \xi_2 [(-H_0 \cos \xi_2 \sin \beta + Z_0 \sin \xi_2) \ln(r_1/r_2) - (H_0 \sin \xi_2 \sin \beta + Z_0 \cos \xi_2)(\phi_1/\phi_2)] \quad (5.53)$$

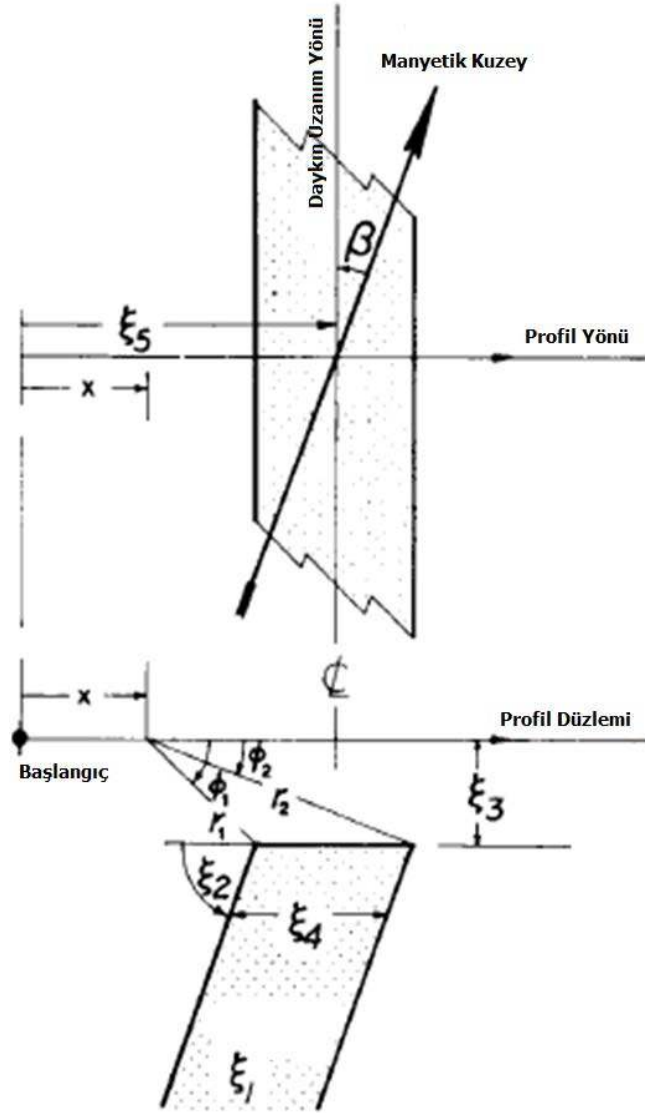
olarak yazılabilir (Telford vd.,1976). Bu bağıntılarda,

$$\begin{aligned} r_1^2 &= (\xi_5 - x - \xi_4/2)^2 + \xi_3^2 \\ r_2^2 &= (\xi_5 - x + \xi_4/2)^2 + \xi_3^2 \\ \phi_1 &= \tan^{-1}[\xi_3/(\xi_5 - x - \xi_4/2)] \\ \phi_2 &= \tan^{-1}[\xi_3/(\xi_5 - x + \xi_4/2)] \\ H_0 &= F \cos I \\ Z_0 &= F \sin I \end{aligned}$$

olmak üzere F; toplam yer manyetik alanını, I; yer manyetik alanının indüksiyonunu, β ; manyetik kuzeyden saat yönü tersinde ölçülmüş olan daykın uzanım açısını göstermektedir. Toplam manyetik alan anomalisi ise,

$$f = \Delta Z \sin I + \Delta H \sin \beta \cos I \quad (5.54)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Ters çözüm işlemiyle saptanmaya çalışılan bilinmeyen dayk p arametreleri ξ_1 ; m anyetik s üseptibilite, ξ_2 ; daykın eğim açısı, ξ_3 ; daykın derinliği, ξ_4 ; daykın kalınlığı, ξ_5 ; profil başlangıcından daykın orta noktasına kadar olan uzaklık, ξ_6 ; baz seviyesi olarak tanımlanır.



Şekil 5.5 Eğimli bir daykın geometrisi ve parametreler için gösterimi

5.6 Manyetik Anomalilerin Üç Boyutlu Modellemesi

X-Y yatay düzlemi üzerinde gözlenen toplam manyetik alan anomalisinin gelişigüzel mıknatıslanmış ve koordinat eksenlerine göre gelişigüzel konumlanmış prizmatik yapılar tarafından oluştuğunu varsayalım.

X,Y,Z koordinatlarını, X eksenini coğrafik kuzeyi, Y eksenini coğrafik doğuyu, Z eksenini ise düşey olarak aşağıya doğru yönü belirtecek şekilde seçelim. Gözlemler X ve Y eksenlerine paralel uzanan grid noktalarında alınmıştır. Herhangi bir P(x,y,0) noktasındaki toplam manyetik alan anomalisinin denklemi kenarları koordinat eksenlerine paralel düşey bir prizma için B. Rao ve R. Babu (1991) tarafından

$$T(x, y, 0) = G_1 F_1 + G_2 F_2 + G_3 F_3 + G_4 F_4 + G_5 F_5 \quad (5.55)$$

olarak verilmiştir.

G_1, G_2, G_3, G_4, G_5 sabitleri,

$$G_1 = EI(Mr + Nq), G_2 = EI(Lr + Np), G_3 = EI(Lq + Mp), G_4 = EI(Nr - Mq), G_5 = EI(Nr - Lp)$$

olarak verilmiştir.

Bu bağıntıda EI manyetizasyon şiddeti; L, M, N manyetizasyon vektörünün doğrultman cosinüslerini ifade eder.

(5.52) bağıntısındaki diğer işlevler sırayla;

$$F_1 = \ln \frac{(R_2 + \alpha_1)(R_3 + \alpha_2)(R_5 + \alpha_1)(R_8 + \alpha_2)}{(R_1 + \alpha_1)(R_4 + \alpha_2)(R_6 + \alpha_1)(R_7 + \alpha_2)} \quad (5.56)$$

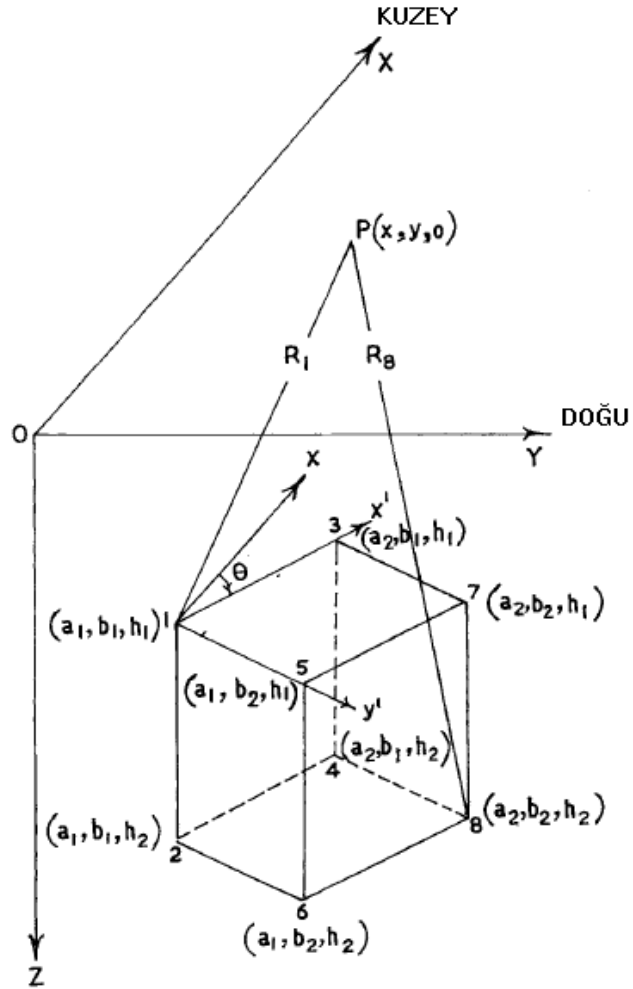
$$F_2 = \ln \frac{(R_2 + \beta_1)(R_3 + \beta_1)(R_5 + \beta_2)(R_8 + \beta_2)}{(R_1 + \beta_1)(R_4 + \beta_1)(R_6 + \beta_2)(R_7 + \beta_2)} \quad (5.57)$$

$$F_3 = \ln \frac{(R_2 + h_2)(R_3 + h_1)(R_5 + h_1)(R_8 + h_2)}{(R_1 + h_1)(R_4 + h_2)(R_6 + h_2)(R_7 + h_1)} \quad (5.58)$$

$$F_4 = \arctan \frac{\alpha_2 h_2}{R_8 \beta_2} - \arctan \frac{\alpha_1 h_2}{R_6 \beta_2} - \arctan \frac{\alpha_2 h_2}{R_4 \beta_1} + \arctan \frac{\alpha_1 h_2}{R_2 \beta_1} - \arctan \frac{\alpha_2 h_1}{R_7 \beta_2} + \arctan \frac{\alpha_1 h_1}{R_5 \beta_2} + \arctan \frac{\alpha_2 h_1}{R_3 \beta_1} - \arctan \frac{\alpha_1 h_1}{R_1 \beta_1} \quad (5.59)$$

$$F_5 = \arctan \frac{\beta_2 h_2}{R_8 \alpha_2} - \arctan \frac{\beta_2 h_2}{R_6 \alpha_1} - \arctan \frac{\beta_1 h_2}{R_4 \alpha_2} + \arctan \frac{\beta_1 h_2}{R_2 \alpha_1} - \arctan \frac{\beta_2 h_1}{R_7 \alpha_2} + \arctan \frac{\beta_2 h_1}{R_5 \alpha_1} + \arctan \frac{\beta_1 h_1}{R_3 \alpha_2} - \arctan \frac{\beta_1 h_1}{R_1 \alpha_1} \quad (5.60)$$

olarak ifade edilir.



Şekil 5.6 Üç boyutlu dikdörtgen prizma

Bu bağıntılarda;

$$R_1 = \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_1^2 + h_1^2}; \quad R_2 = \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_1^2 + h_2^2}; \quad R_3 = \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_1^2 + h_2^2};$$

$$R_4 = \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_1^2 + h_2^2}; \quad R_5 = \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_2^2 + h_1^2}; \quad R_6 = \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_2^2 + h_2^2};$$

$$R_7 = \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_2^2 + h_1^2}; \quad R_8 = \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_2^2 + h_2^2}$$

ve

$$\alpha_1 = a_1 - x; \quad \alpha_2 = a_2 - x; \quad \beta_1 = b_1 - y; \quad \beta_2 = b_2 - y$$

dir.

Eğer prizmanın yatay kenarları koordinat eksenine paralel değilse coğrafik kuzeye göre θ açısı ile dönüşüm sağlanır (Şekil 5.6).

Böylece prizmanın yatay kenarlarına paralel olan (X',Y') yeni koordinat sistemi seçilmiş olur. Gözlem düzlemi üzerindeki 0 noktası eski (X,Y) koordinat sisteminde olduğu gibi yeni (X',Y') koordinat sisteminin merkezi olarak alınır. Bu durumda (4.52) nolu denklemdeki (X,Y) koordinatları;

$$X' = x \cos \theta + y \sin \theta \quad \text{ve} \quad Y' = -x \sin \theta + y \cos \theta \quad (5.61)$$

ile verilen (X',Y') yeni koordinatlarıyla yer değiştirir.

Eğer I ve D jeomanyetik alanının inklinasyonu ve denklinasyonu ise, jeomanyetik alan vektörü doğrultman cosinüsleri,

$$p = \cos I \cos(D - \theta), \quad q = \cos I \sin(D - \theta), \quad r = \sin I \quad (5.62)$$

olarak tanımlanır.

Eğer I_0 ve D_0 manyetizasyon vektörünün inklinasyonu ve denklinasyonu ise, manyetik alanın doğrultman cosinüsleri,

$$L = \cos I_0 \cos(D_0 - \theta), \quad M = \cos I_0 \sin(D_0 - \theta), \quad N = \sin I_0 \quad (5.63)$$

olarak tanımlanır.

Eğer gözlenen anomaliler, N_b sayıda prizma nedeniyle oluşmuş ise $(x,y,0)$ noktasındaki manyetik anomalinin denklemi c rejyonal alan sabitini göstermek üzere;

$$\Delta T(x, y, 0) = \sum_{k=1}^{N_b} \Delta T_k(x, y, 0) + c \quad (5.64)$$

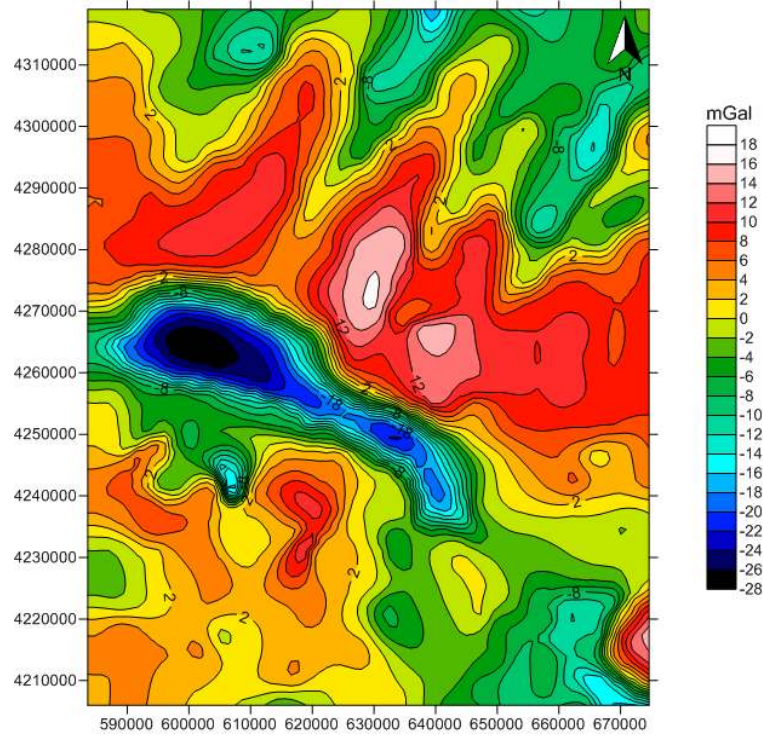
bağıntısı ile tanımlanır.

BÖLÜM ALTI

KULA BÖLGESİNİN BOUGUER GRAVİTE VE HAVA MANYETİK ANOMALİLERİNİN SAYISAL İNCELEMESİ

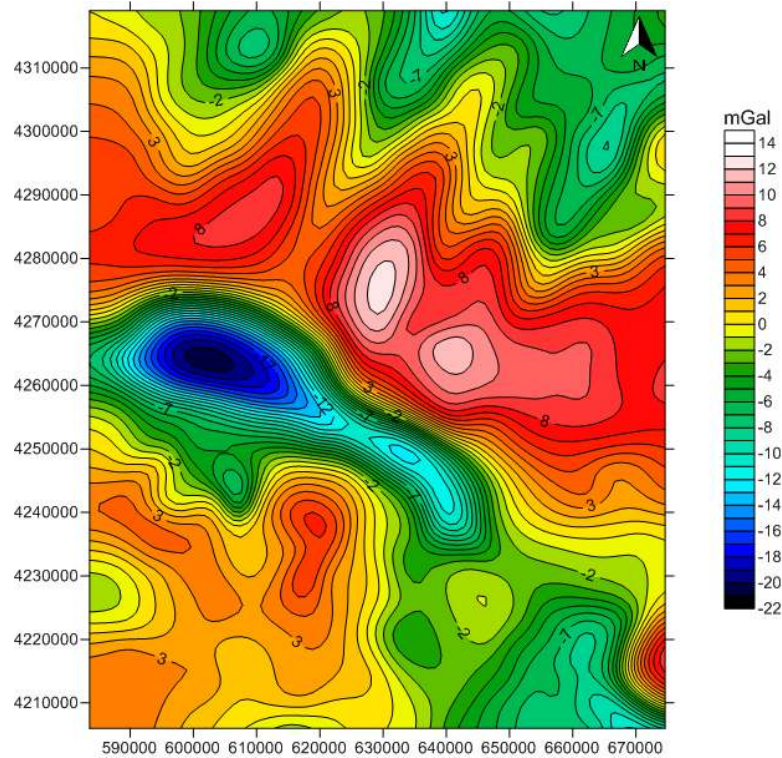
6.1 Bouguer Gravite Anomalileri

Bouguer Gravite haritası; kuzeyde Gördes, Demirci ve Kula volkanlarıyla güneyde Beydağ'ı, Gediz Grabeni'ni ve Salihli civarını kapsamaktadır. Gediz Grabeni'nin batısında -28 mGal'lık yoğun negatif anomali, güneydoğuya doğru uzanan Alaşehir civarında da -22 mGal düz eyinde ne gatif a nomali g özlenir. Haritanın kuzeyinde bulunan batıdan doğuya doğru sırasıyla Gördes, Demirci ve Selendi basenleri de düşük Bouguer Gravite anomalisi göstermektedir. Gediz Grabeni'nin kuzeydoğusunda grabene dik ve birbirine paralel Gördes, Demirci ve Selendi horstları üzerindeki volkanik bölgeyle, güneybatısındaki Menderes Masifi'nde pozitif değerdeki anomaliler göze çarpmaktadır (Şekil 6.1). Gravite değerlerinin en yüksek olduğu bölge, Kula Volkanları olarak bilinen alana denk gelmektedir. Buradaki değer 18 mGal düzeyindedir.

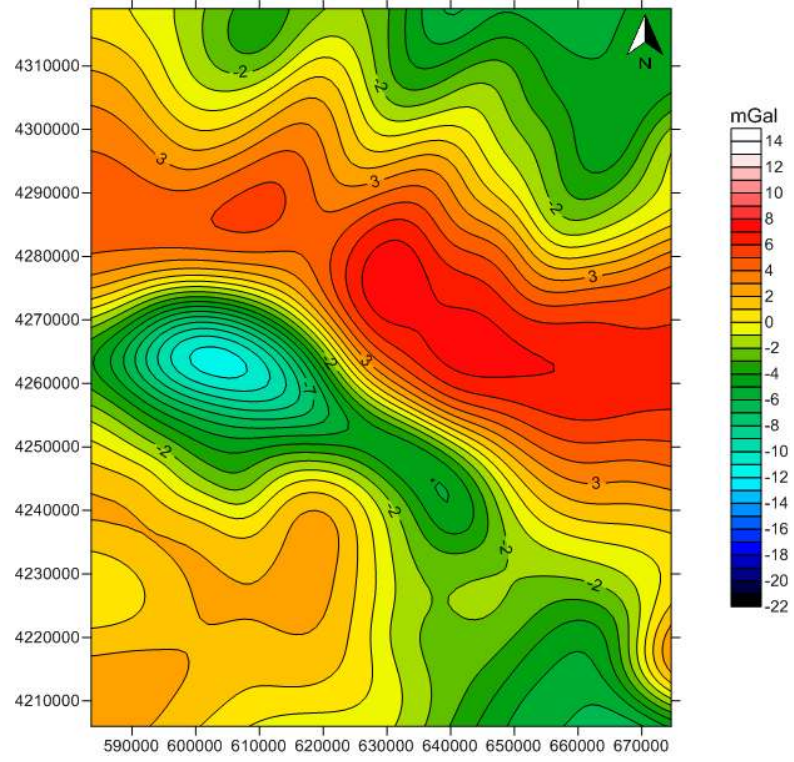


Şekil 6.1 Kula ve çevresinin Bouguer gravite haritası (MTA'nın 1978 Türkiye Bouguer Haritası'ndan sayısallaştırılmıştır)

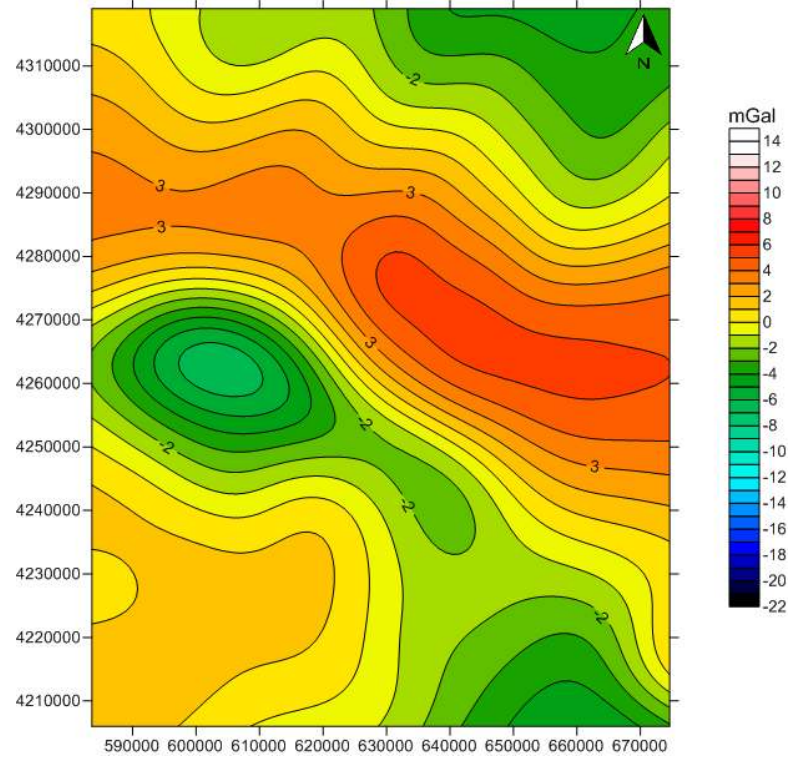
Bouguer Gravite verisine 2000 m'den başlamak üzere 10000 m'ye kadar 2000 m'lik artışlarla yukarı analitik uzanım (Şekil 6.2 – Şekil 6.4) ve 10000 m kesme dalga boyuyla başlamak üzere 30000 m kesme dalga boyuna kadar 5000 m'lik artışlarla alçak geçiş süzgeci uygulanmıştır (Şekil 6.5 - Şekil 6.8). Yukarı analitik uzanım haritaları incelendiğinde 2000 m'lik haritada ayrımlılık fazlayken, 6000 m ve 10000 m yukarı analitik uzanım haritalarında anomali değerlerinin birbirine yaklaştığı görülmektedir. Gediz Grabeni'nde düşük, grabenin kuzeydoğusundaki volkanik bölgede ise yüksek anomali gözlenir. Aynı biçimde; Bouguer Gravite verisine uygulanan alçak geçiş süzgeci haritalarına bakıldığında 20000 m kesme dalga boylu alçak geçiş haritasına kadar Gediz Grabeni'nin kuzeydoğusunda, grabene dik ve birbirine paralel Gördes, Demirci ve Selendi basenlerine denk gelen üç kapanım gözlenirken, 20000 m kesme dalga boylu haritadan sonraki haritalarda ayrımlılık azaldığı, bu üç kapanımın grabene paralel bir kapanıma dönüştüğü ve 16 mGal düzeyinde anomaliye sahip olduğu gözlenmiştir. Volkanik bölgedeki bu yüksek değerin sebebinin örtü malzemenin yüzeye çıkmasına neden olan tektonik yapı olduğu söylenebilir.



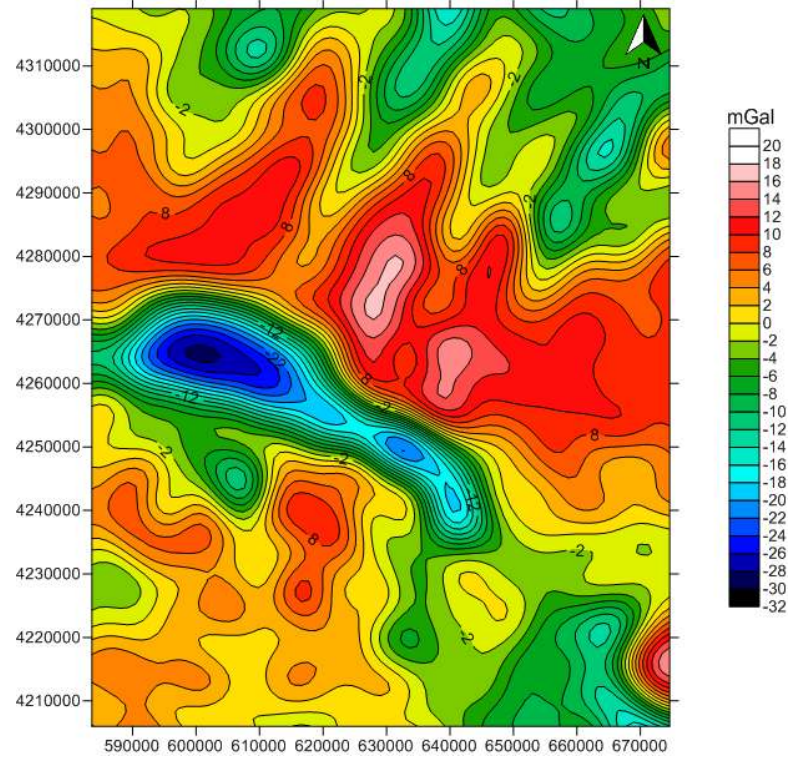
Şekil 6.2 Kula ve çevresine ait Bouguer Gravite verisine uygulanan 2000 m yukarı analitik uzanım haritası



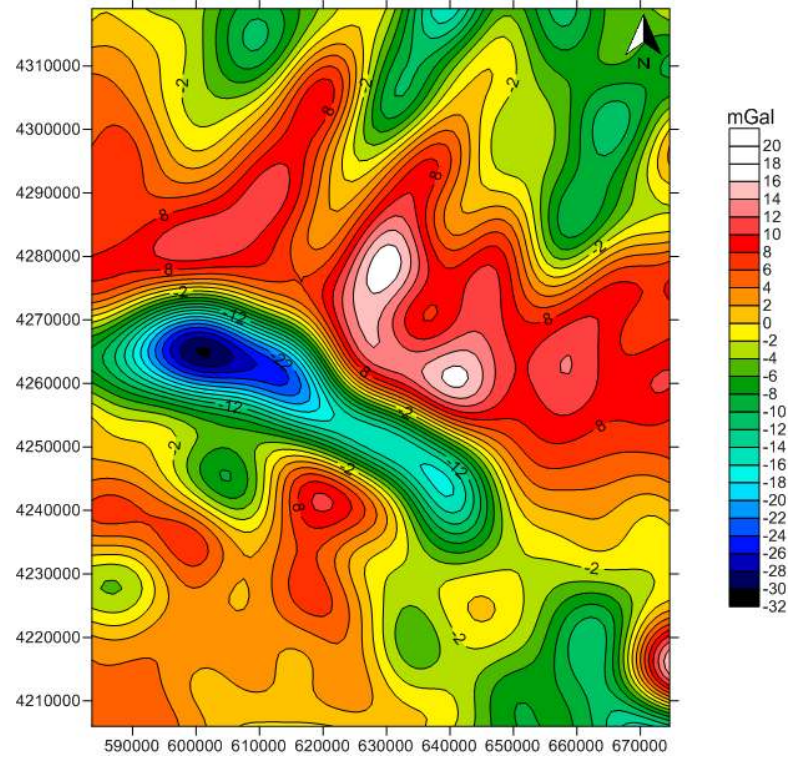
Şekil 6.3 Kula ve çevresine ait Bouguer Gravite ve risine uygulanan 6000 m yukarı analitik uzanım haritası



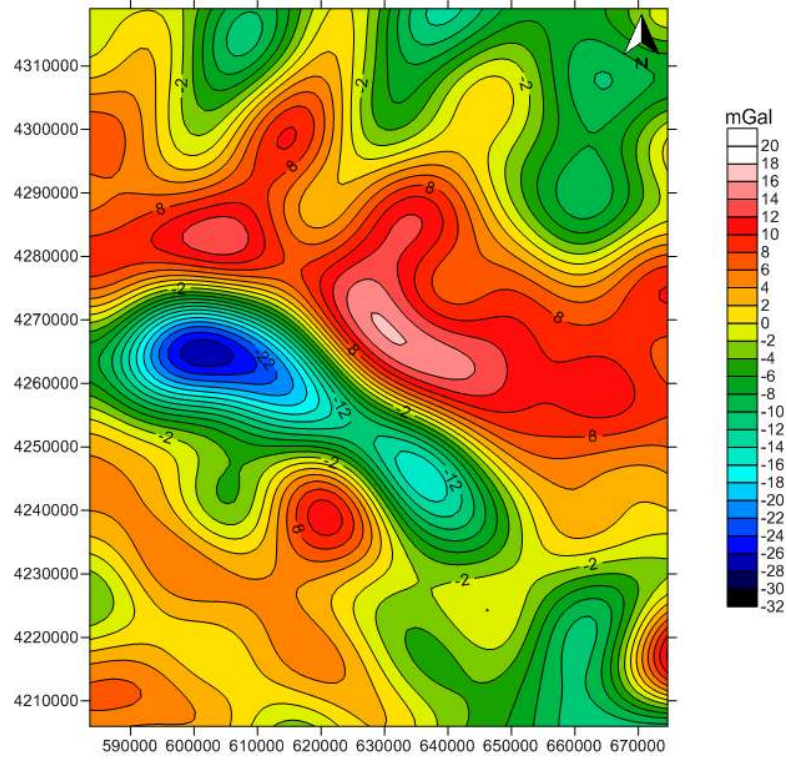
Şekil 6.4 Kula ve çevresine ait Bouguer Gravite verisine uygulanan 10000 m yukarı analitik uzanım haritası



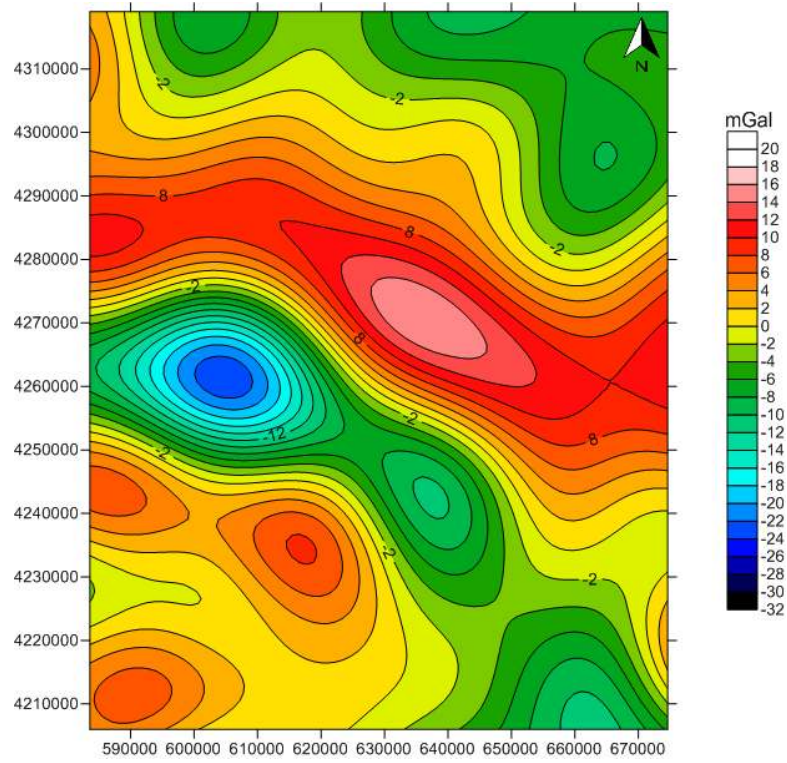
Şekil 6.5 Kula ve çevresine ait Bouguer Gravite verisine uygulanan kesme dalga boyu 10000 m olan alçak geçiş haritası



Şekil 6.6 Kula ve çevresine ait Bouguer Gravite verisine uygulanan kesme dalga boyu 15000 m olan alçak geçiş haritası

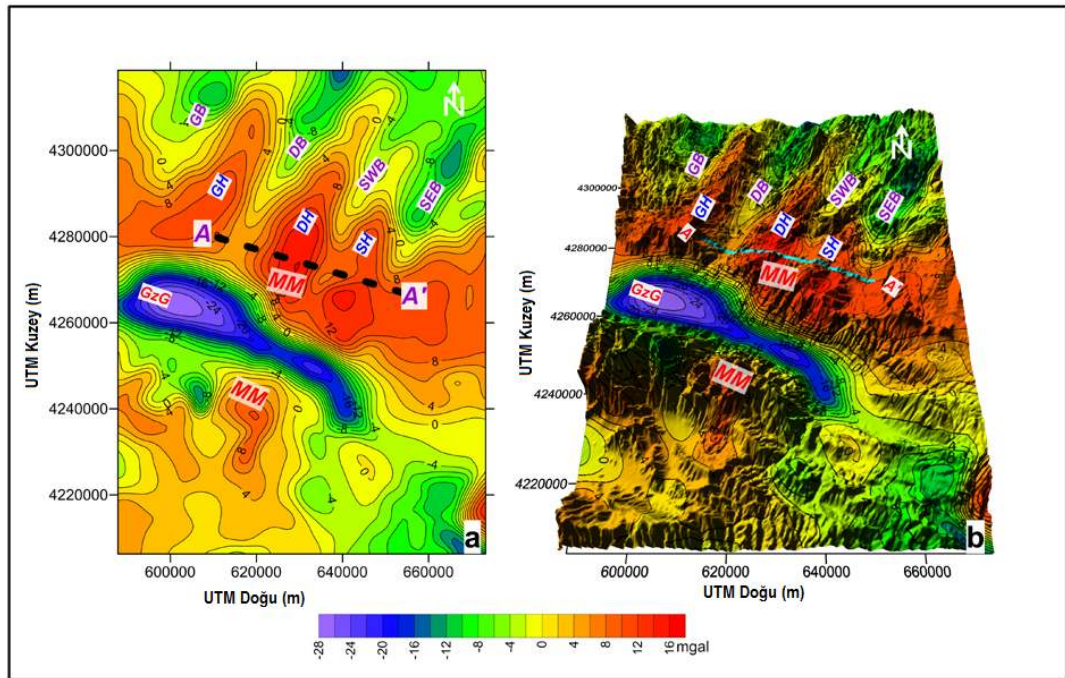


Şekil 6.7 Kula ve çevresine ait Bouguer Gravite verisine uygulanan kesme dalga boyu 20000 m olan alçak geçiş haritası

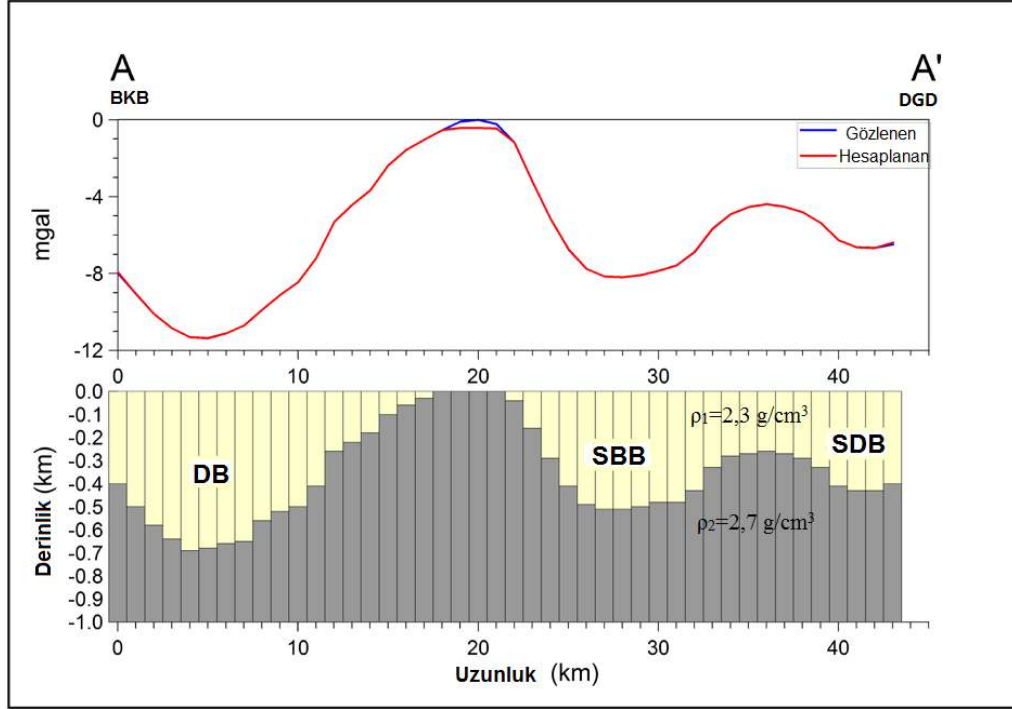


Şekil 6.8 Kula ve çevresine ait Bouguer Gravite verisine uygulanan kesme dalga boyu 30000 m olan alçak geçiş haritası

Birinci dereceden trend uygulanmış Bouguer Gravite haritası üzerinde, Gediz Grabeni'nin kuzeydoğusunda, Kaplan, Sandal ve Kula volkanlarının üzerinden geçecek biçimde, Gördes Horstu'ndan başlayıp güneydoğuya doğru sırasıyla Demirci Baseni, Demirci Horstu, Batı Selendi Baseni, Selendi Horstu ve Doğu Selendi Baseni'ni kapsayan A -A' kesiti alınmış, bu kesitle birlikte birinci derece trend uygulanan Bouguer Gravite haritası bölge topoğrafyası üzerinde 3 boyutlu biçimde gösterilmiştir (Şekil 6.9). Alınan bu kesitle bölgenin taban topoğrafyası çıkarılmıştır (Özyalın, 2011). Uygulamada, seçilen bölgedeki sediman yoğunluğu $2,3 \text{ g/cm}^3$ iken Menderes metaforfikleri için $2,7 \text{ g/cm}^3$ olarak bulunmuştur. Bu yaklaşımla ortalama derinliğin 0,4 km, azami derinliğin 1,0 km olduğu bölgede yoğunluk farkı $\Delta\rho = -0,4 \text{ g/cm}^3$ olarak belirlenmiştir (Şekil 6.10). Demirci baseninin derinliği 0,65 km'dir. Selendi baseni içinse sırasıyla 0,52 km ve 0,42 km'lik iki farklı derinlik değerinden bahsedilebilir.



Şekil 6.9 (a) Kula Bölgesi birinci dereceden trend uygulanmış Bouguer Gravite haritası ve (b) 3 boyutlu topoğrafya haritası üzerinde gösterimi. GB: Gördes Baseni, DB: Demirci Baseni, SWB: Selendi Batı Baseni, SEB: Selendi Doğu Baseni, GH: Gördes Horstu, DH: Demirci Horstu, SH: Selendi Horstu, MM: Menderes Masifi (Özyalın, 2011'den düzenlenmiştir).



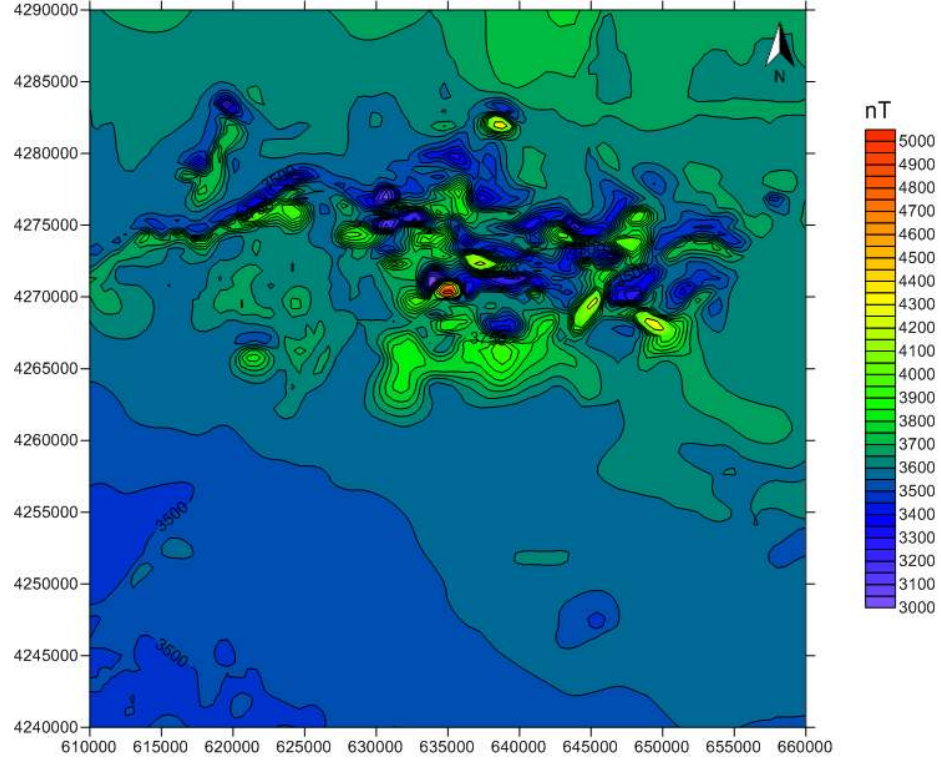
Şekil 6.10 Taban topoğrafyası yönteminin BKB-DGD kesitinde uygulanması (Kula volkanik bölgesi). A-A' kesitini görmek için Şekil 5.9'a bakınız. DB: Demirci Baseni, SBB: Selendi Batı Baseni, SDB: Selendi Doğu Baseni (Özyalın, 2011'den düzenlenmiştir).

6.2 Hava Manyetik Anomalileri

Hava manyetik haritasında, yalnızca volkanların yoğun olduğu bölgenin incelenmesi hedeflenmiş, yapının anomaliye etkisinin görülmesi amacıyla güneyde Salihli'ye kadar uzatılmıştır. Manyetik harita 4240000-4290000 UTM Kuzey (m) ile 610000-660000 UTM Doğu (m) koordinatları arasında yer alır. Bölgeye ait manyetik değerler Türkiye'nin güney batısında 45000 nT civarında olan manyetik alan değerinden farklarını ifade etmektedir. Manyetik harita incelendiğinde en yüksek değer Sandal volkanına ait olduğu görülür (Şekil 5.11). Buradaki manyetik anomali 5200 nT civarındadır. Selendi 4450 nT, Kula ve Kula-Doğu volkanları 4300 nT, Kaplan ise 3950 nT'lık manyetik değer gösterir.

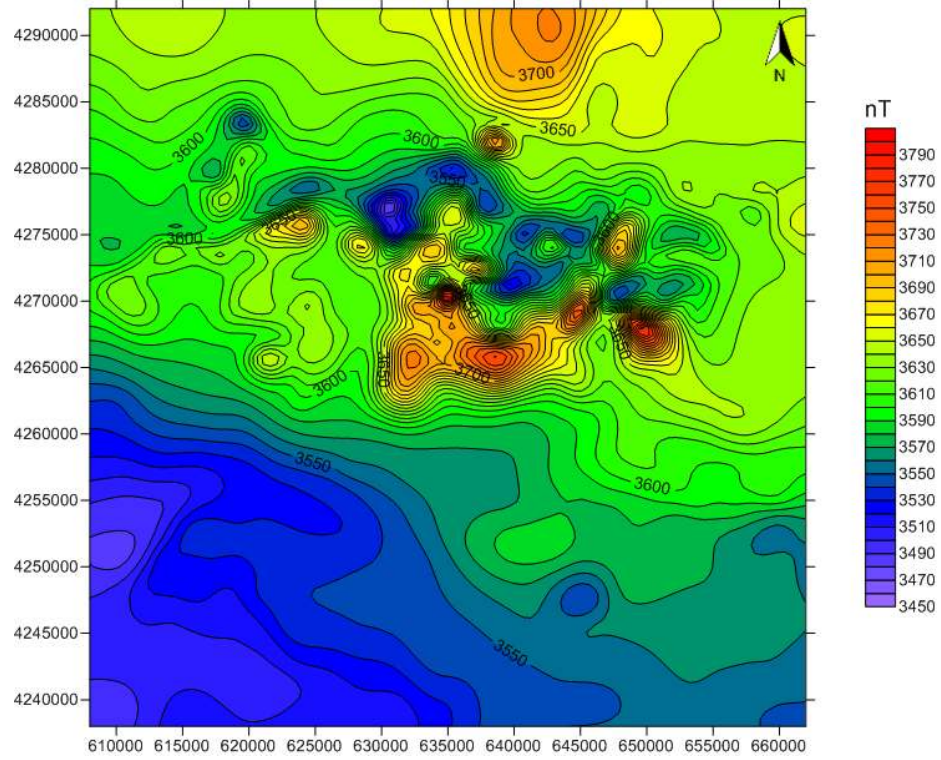
Bölgedeki hava manyetik anomalileri oldukça karakteristik bir yapı gösterir ve bu durum 3 500 nT üzerinde anomali gösteren bazaltik kayalarla kolaylıkla ilişkilendirilebilir. Birinci ve ikinci evre volkan konileri yüksek anomali değerine sahip kapanımlarla ayırt edilebilir. Birinci ve ikinci evre volkan konilerinin lav

akışları ve birinci evre plato bazaltları farklı manyetik izlere sahiptirler. Bu lav akışları GB-KD yönlü Selendi ve D emirci çökelleri üzerindedir. Buradaki hava manyetik anomalileri Menderes metamorfiklerinin kuzey yamacındadır.

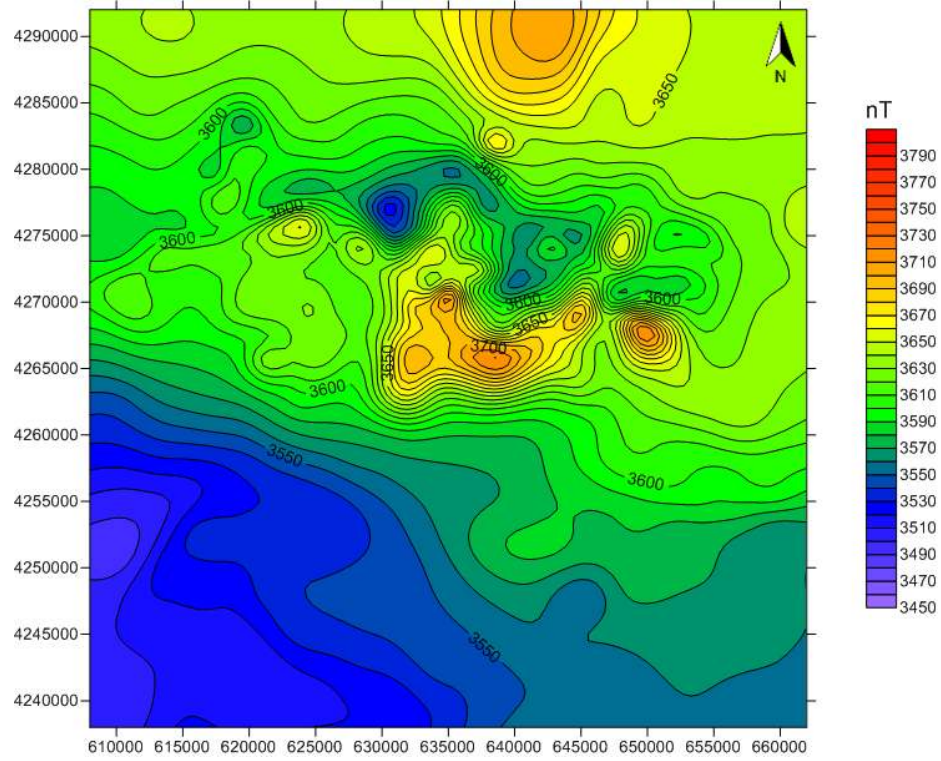


Şekil 6.11 Kula Bölgesi hava manyetik anomali haritası

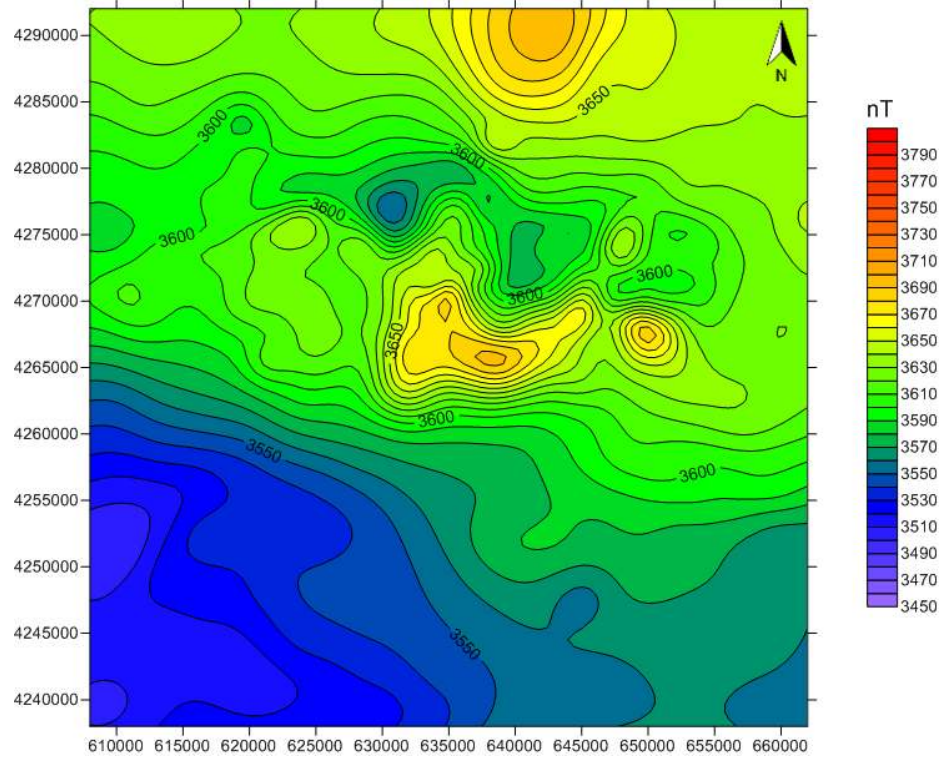
Manyetik harita üzerinde 500 m'lik artışlarla 1000 m'den 3000 m'ye kadar yukarı analitik uzanım uygulanmış, 2000 m'den itibaren yapı ayrımlığının azaldığı ve volkanların güneyinde bu volkanlara temel oluşturan iki yapı görülmüştür (Şekil 6.12 – Şekil 6.16). Bu yapıya ait anomali değeri 3660 nT'dır. Ayrıca 1000 m'den 10000 m'ye kadar 1000 m'lik kesme dalga boyu artışlarıyla alçak geçiş süzgeci uygulanmıştır (Şekil 6.17 – Şekil 6.22). 4000 m'ye kadar dağınık yapılar göze çarparken 5000 m'den itibaren anomaliyi oluşturan ana yapıya ulaşılmış ve değerler arasındaki farkın azaldığı gözlenmiştir. 10000 m kesme dalga boylu alçak geçiş süzgeci haritasına bakıldığında yüzeydeki örtü malzemenin kaynağı olan tektonik yapının neden olduğu anomali görülmektedir (Şekil 6.22). Bu yapıya ait en yüksek anomali değeri 3750 nT, en düşük anomali değeri ise 3400 nT'dır.



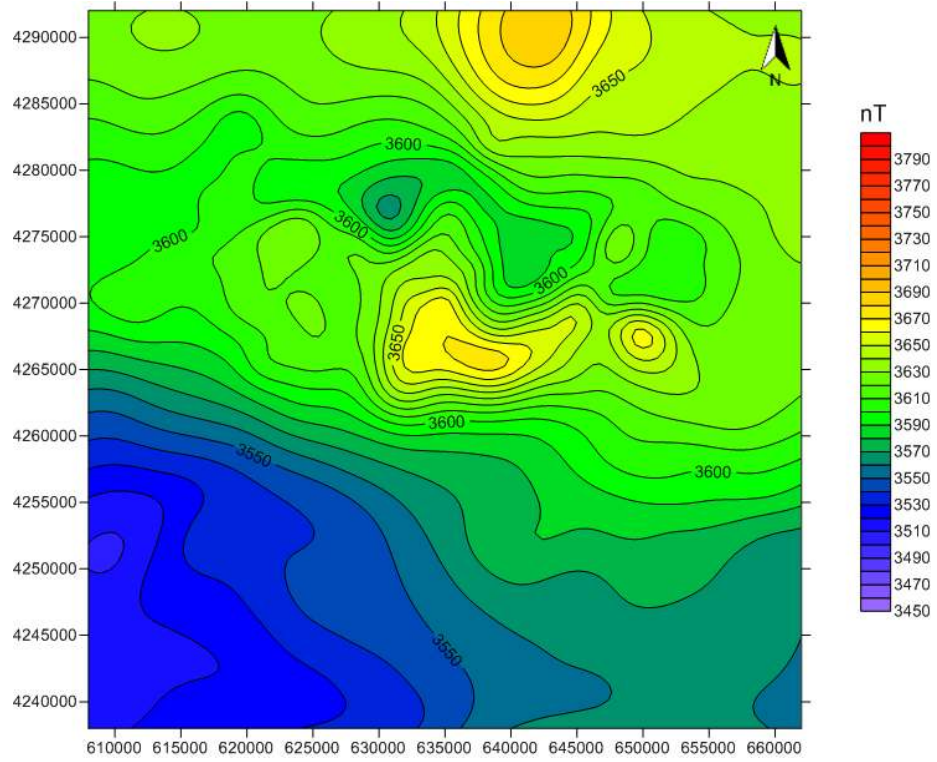
Şekil 6.12 Kula b ölgesine ait ha va manyetik a nomali verisine uygulanan 1 000 m yukarı analitik uzanım haritası



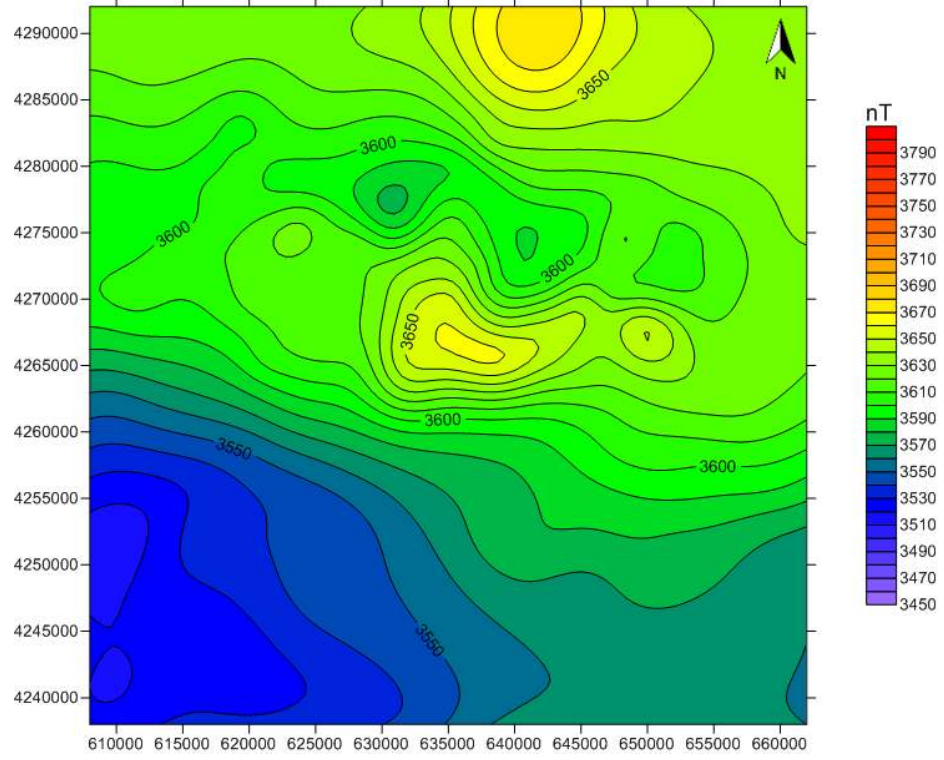
Şekil 6.13 Kula b ölgesine ait ha va manyetik a nomali verisine uygulanan 1 500 m yukarı analitik uzanım haritası



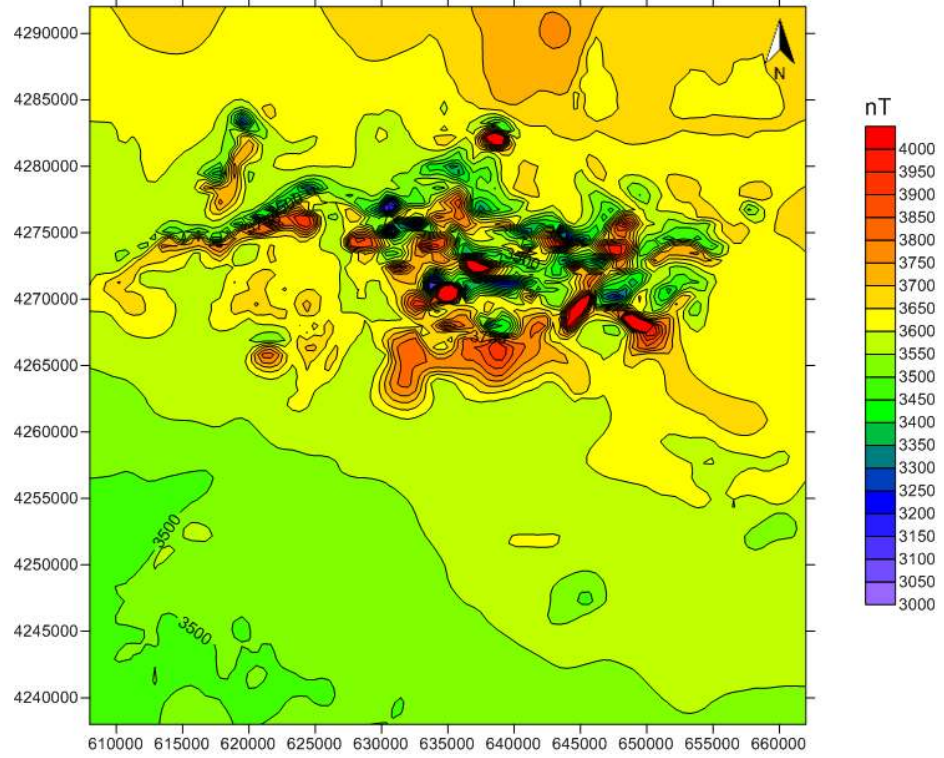
Şekil 6.14 Kula b ölgesine ait hava manyetik anomalisi verisine uygulanan 2 000 m yukarı analitik uzanım haritası



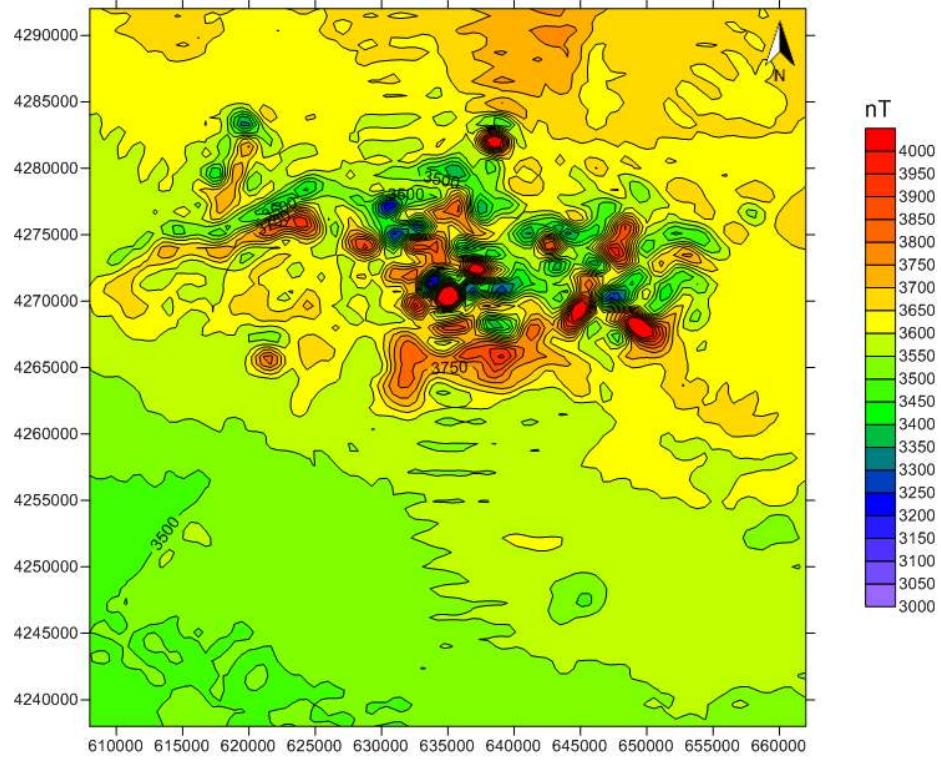
Şekil 6.15 Kula b ölgesine ait hava manyetik anomalisi verisine uygulanan 2 500 m yukarı analitik uzanım haritası



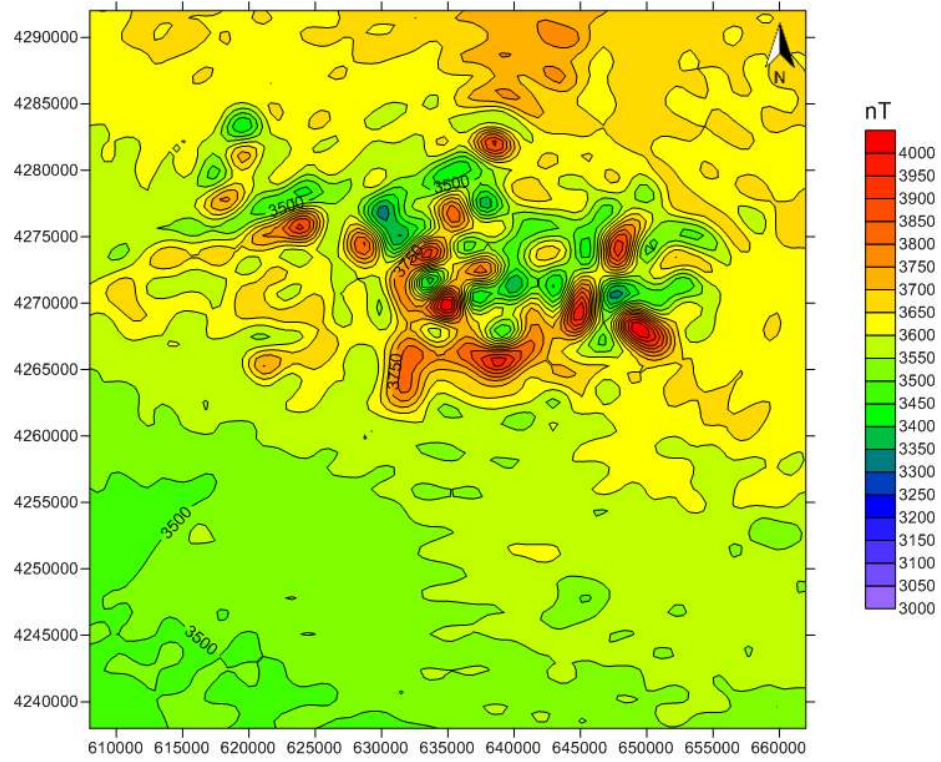
Şekil 6.16 Kula bölgesine ait hava manyetik anomalisi verisine uygulanan 3 000 m yukarı analitik uzanım haritası



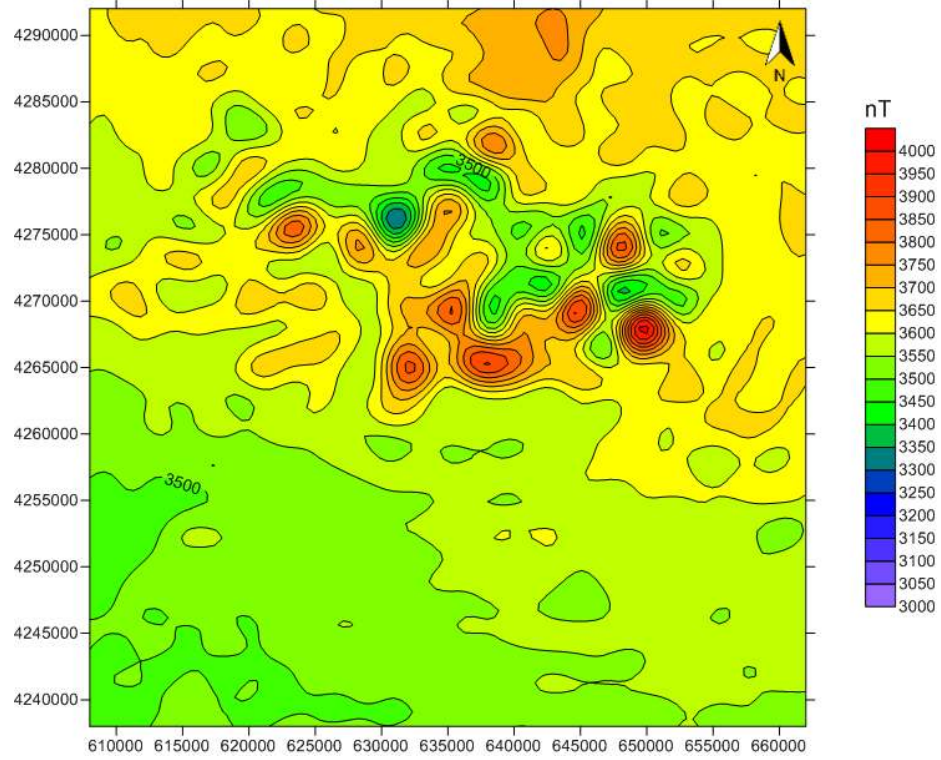
Şekil 6.17 Kula bölgesine ait hava manyetik anomali haritasına uygulanan kesme dalga boyu 1000 m olan alçak geçiş haritası



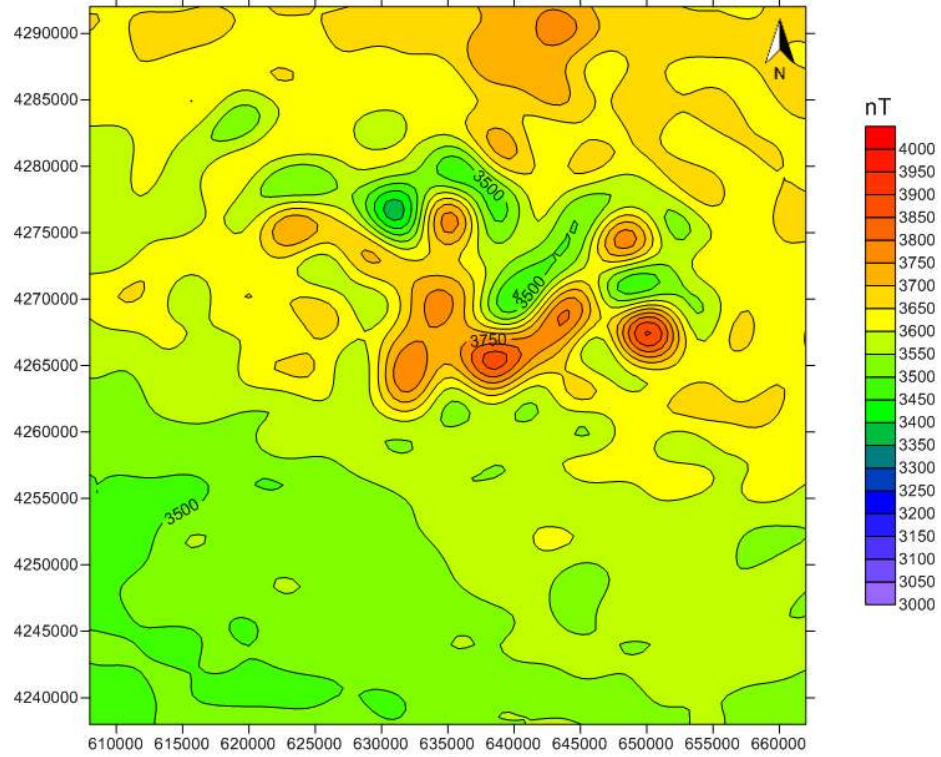
Şekil 6.18 Kula b ölgesine ait manyetik anomalilerin 2000 m dalga boyu olan alçak geçiş haritası



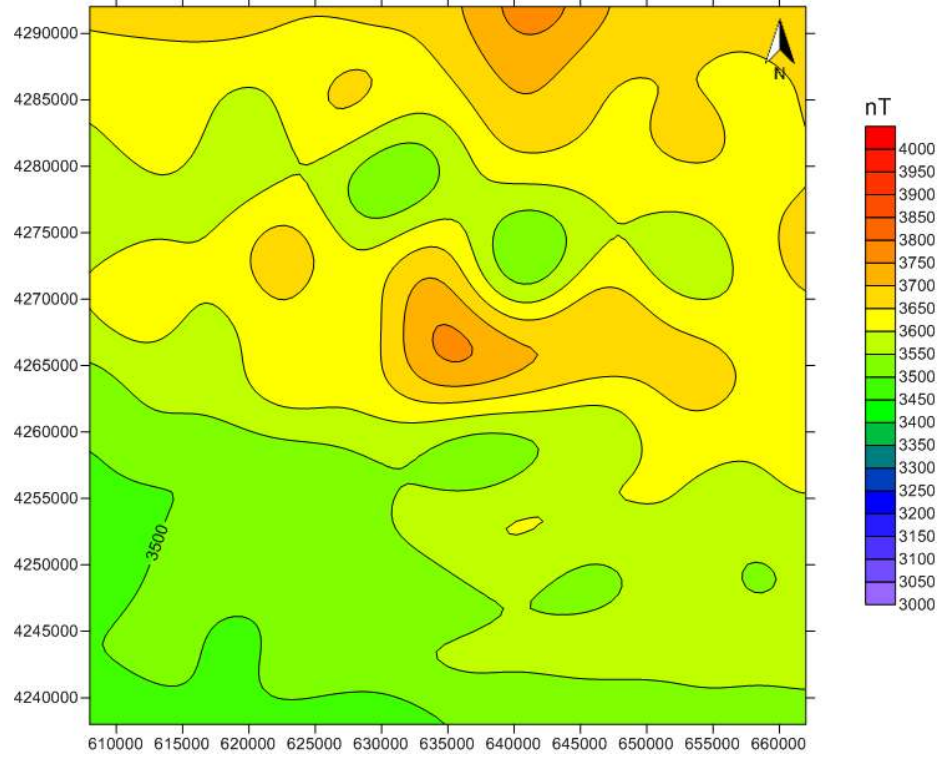
Şekil 6.19 Kula b ölgesine ait manyetik anomalilerin 3000 m dalga boyu olan alçak geçiş haritası



Şekil 6.20 Kula bölgesine ait hava manyetik anomali haritasına uygulanan kesme dalga boyu 4000 m olan alçak geçiş haritası



Şekil 6.21 Kula bölgesine ait hava manyetik anomali haritasına uygulanan kesme dalga boyu 5000 m olan alçak geçiş haritası

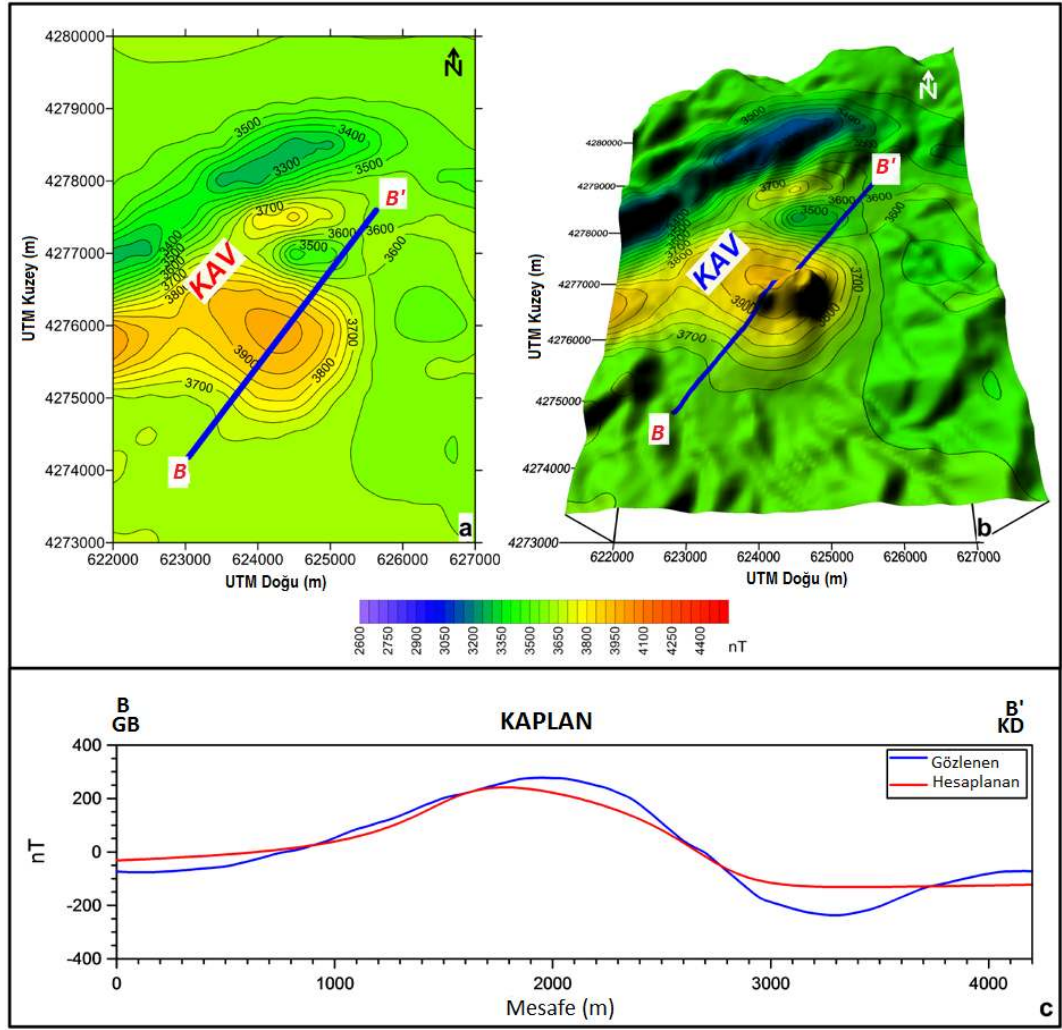


Şekil 6.22 Kula bölgesine ait hava manyetik anomali haritasına uygulanan kesme dalga boyu 10000 m olan alçak geçiş haritası

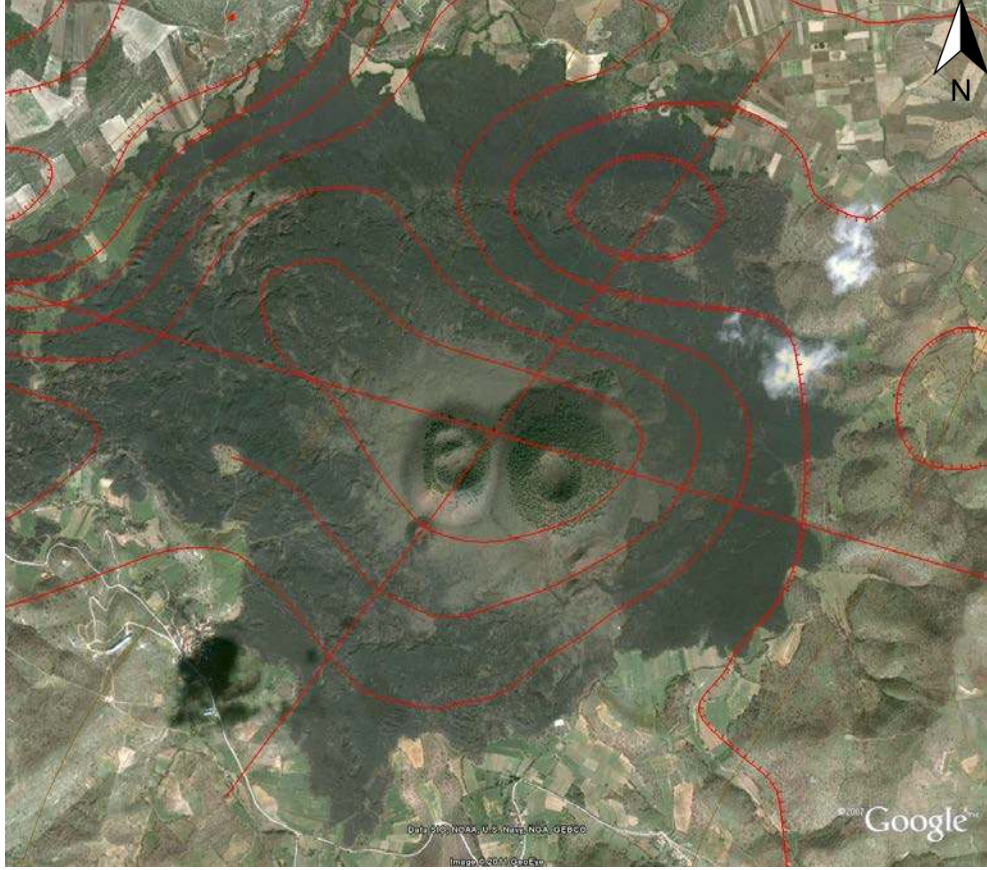
6.3 Kula Volkanlarının Modellenmesi

6.3.1 Kaplan

Bu volkan konisi Kula volkanik bölgesinin batı bitiminde, GD-KB uzanımlı Demirci sediman havzasının doğusunda yer alır. Burada iki volkanik püskürme merkezi vardır. Bu anomalinin uzantısı batıda takip edilebilir. Volkanik lav akışı Gediz basenindeki Adala ilçesinin aşağısına doğru izlenebilir. Bu anomalinin büyüklüğü 350 nT civarındadır. Buradaki anomalinin uzantısı Gediz Grabeni'ndeki Hermos nehrinin yanında uzanan Adala boyunca BGB yönünde görülebilir. Bu volkana ait derinlik (h), kalınlık (w) ve eğim açısı (α) parametreleri $h=280$ m, $w=1000$ m ve $\alpha=80^\circ$ KD dir. Ters çözüm sonuçlarına göre ise bu değerler $d=132$ m, $w=1268$ m ve $\alpha=77^\circ$ KD olarak elde edilmiştir.



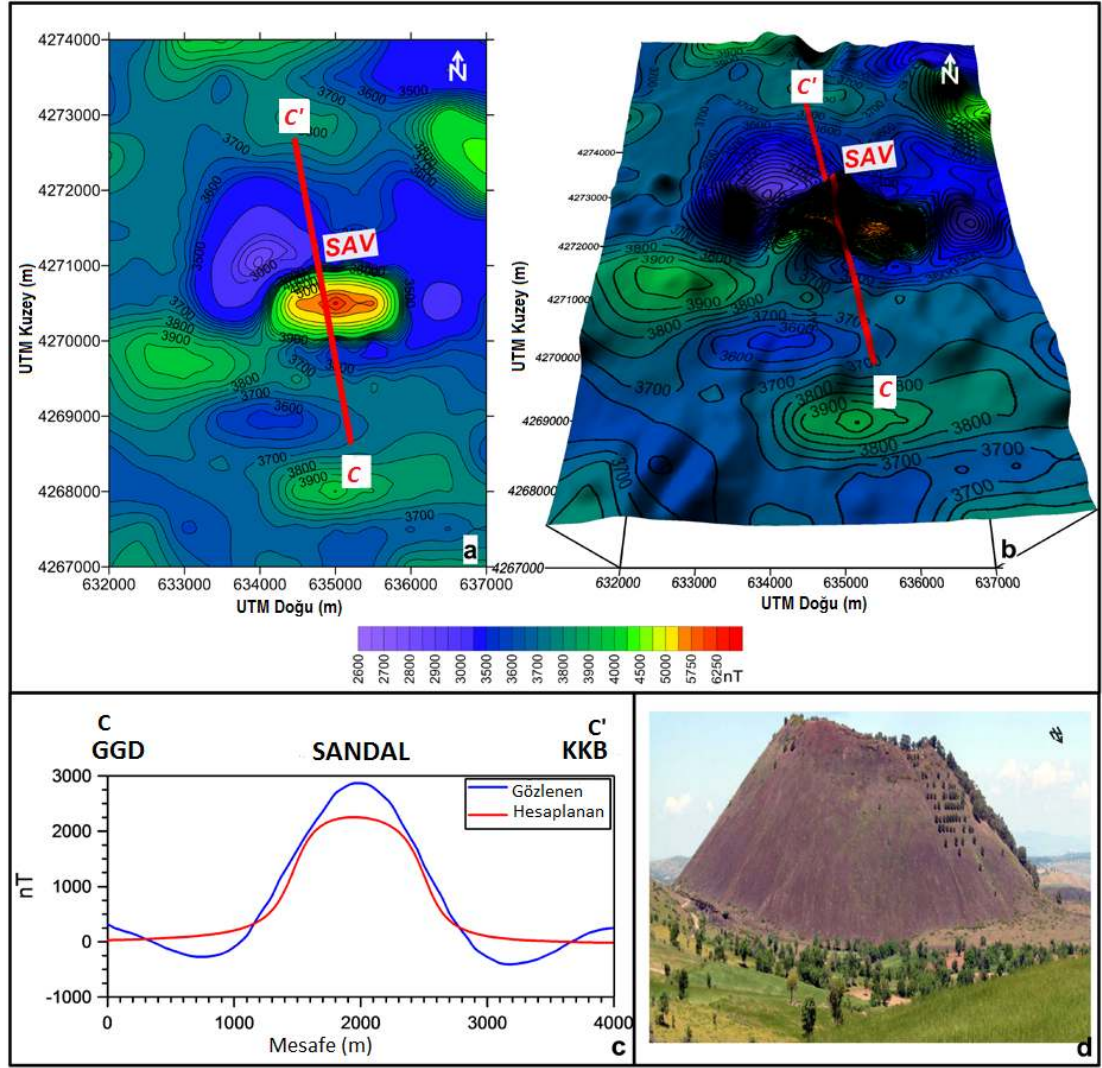
Şekil 6.23 a) Kaplan hava manyetik anomali haritası, b) 3 boyutlu topoğrafya haritasıyla birlikte gösterimi, c) Bu anomalinin B-B' kesiti boyunca yorumlanması



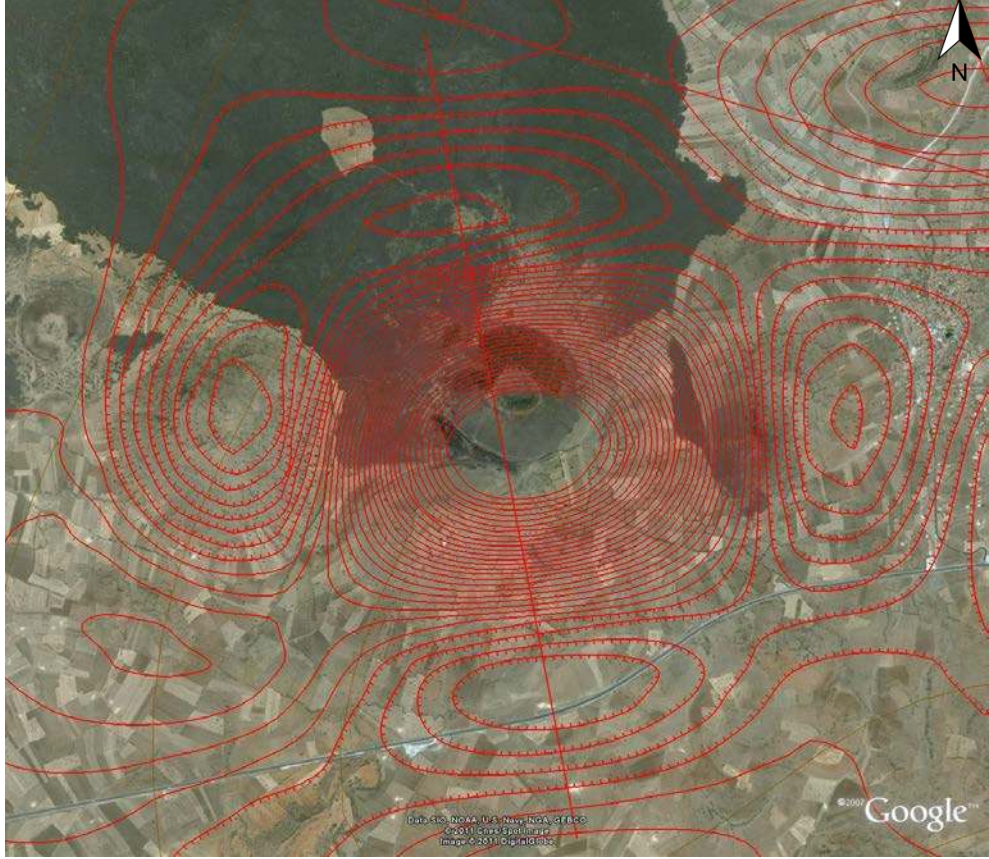
Şekil 6.24 Kaplan volkanına ait uydu görüntüsü ve hava manyetik anomalisi

6.3.2 Sandal

Bu volkan son dönem volkanik patlamaların olduğu bölgedeki en önemli volkan konisidir. Ayrıca 1560 nT büyüklüğündeki en yüksek anomali değerini verir. Buradaki lavlar Hermos nehrinin kuzeyi boyunca uzanan sedimanlar üzerinden akar. Bu lav akışları herhangi bir manyetik iz göstermez ve kuzeydeki ikinci evre volkanik püskürükleri çevreler. Sandal volkan konisi etrafında hava manyetik anomalisi gösteren birkaç tane daha yaşlı volkan konisi vardır. Bulunan derinlik (h) , kalınlık (w) ve eğim açısı (α) değerleri yaklaşık $h=230$ m, $w=870$ m ve $\alpha=70^\circ$ K civarındadır. Bu parametreler ters çözüm sonuçları için $d=26$ m , $w=1033$ m ve $\alpha=61^\circ$ K bulunmuştur.



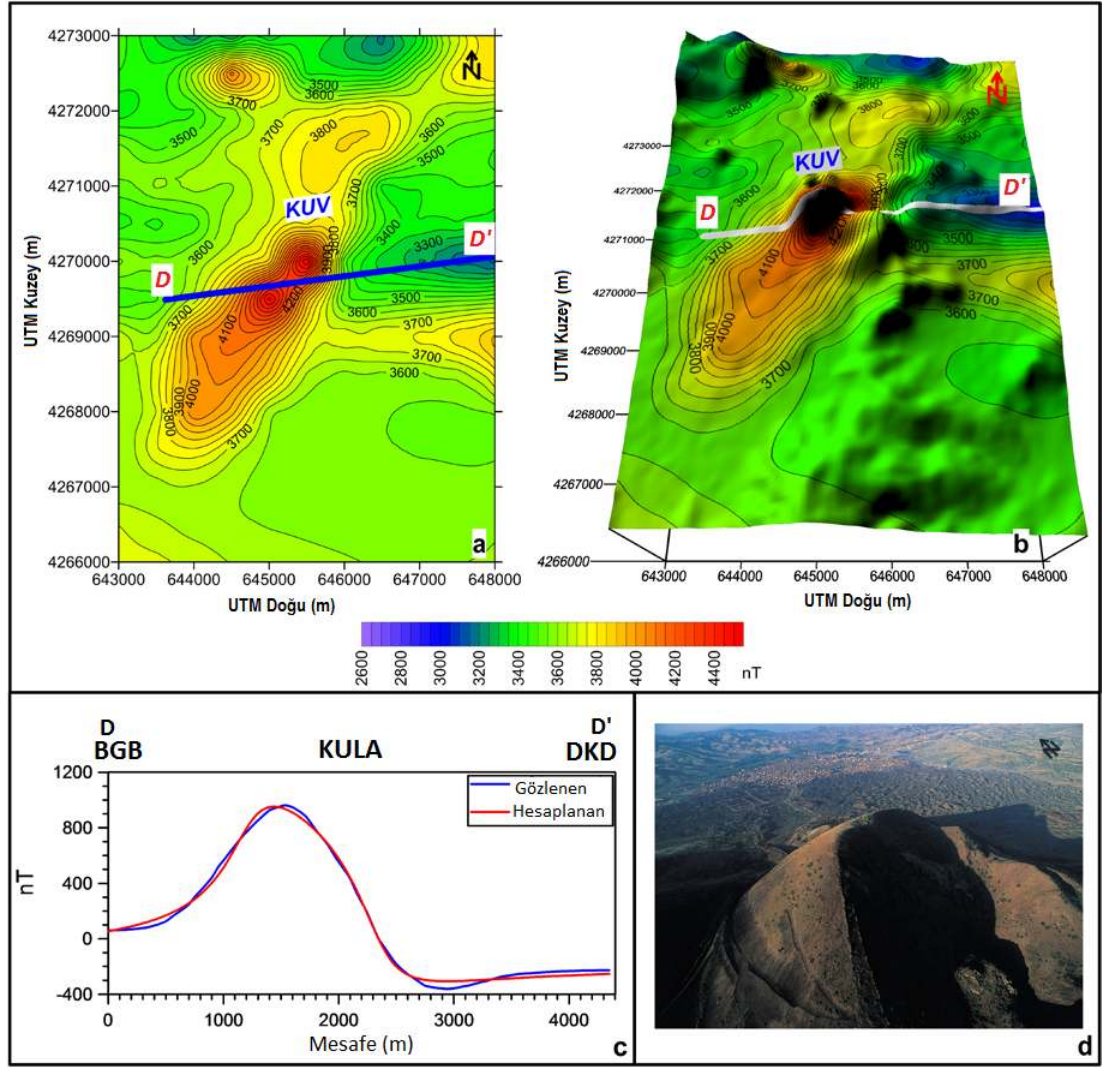
Şekil 6.25 a) Sandal havasının manyetik anomalisi, b) 3 boyutlu topoğrafya haritasıyla birlikte gösterimi, c) Bu anomalinin C-C' kesiti boyunca yorumlanması d) Sandal volkanının görünümü



Şekil 6.26 Sandal volkanına ait uydu görüntüsü ve hava manyetik anomalisi

6.3.3 Kula

Kula Volkanı bölgedeki volkanik patlamaların son evresine ait volkan konilerinden birisidir. Bu volkan Kula ilçesinin kuzey doğusunda ve Hermos nehrinin GB-KD boyunca uzanan pozitif anomali zonunun güneydoğusunda yer alır. Anomali büyüklüğü yaklaşık 590 nT değerindedir. Lav akıntıları, Kula ilçesinin tüm yüzeyine ve alçak sediman kayalarla dolduran Hermos nehri boyunca GD-KB yönünde yayılmıştır. Derinlik (h), genişlik (w) ve eğim açısı (α) değerleri yaklaşık olarak $h=210$ m, $w=1160$ m ve $\alpha=75^\circ$ D tahmin edilmiştir. Bu değerler ters çözüm sonuçlarına göre $h=108$ m, $w=1130$ m ve $\alpha=73^\circ$ D olarak elde edilmiştir. Bu sonuçlar ana volkanın yüzeye ulaşmamış olduğunu ve geniş lav akışlarının ince dayklarla birlikte temel yüzey altı volkaniklerine bağlı olabileceğinin gösterir.



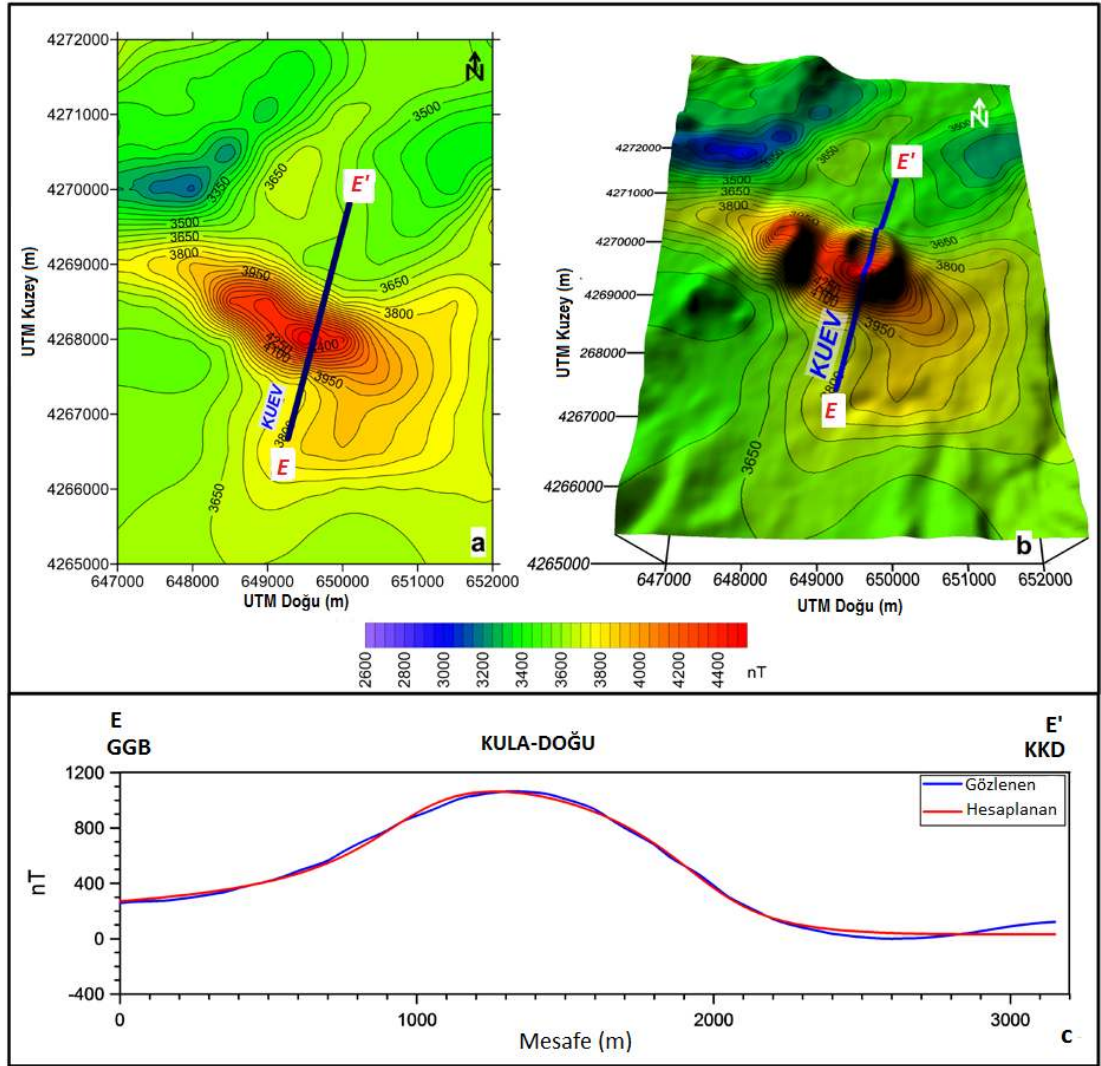
Şekil 6.27 a) Kula hava manyetik anomalisi, b) 3 boyutlu topoğrafya haritasıyla birlikte gösterimi, c) Bu anomalinin D-D' kesiti boyunca yorumlanması d) Kula volkanının görünümü



Şekil 6.28 Kula volkanına ait uydu görüntüsü ve hava manyetik anomalisi

6.3.4 Kula-Doğu

Kula ilçesinin hemen doğusunda yer alan ve yaklaşık 700 nT büyüklüğünde anomali gösteren bu yapı ikinci evre volkanlarındandır. Hava manyetik anomalilerinde ikinci patlamanın belirtileri vardır. Koulomzine ve diğer. (1970) 'in analitik yönteminde göre besleyici daykların tahmin edilen derinlik (h), genişlik (w) ve eğiminin (α) yaklaşık değerleri sırasıyla $h=190$ m, $w=1000$ m ve $\alpha=75^\circ K$ bulunmuştur (Tablo 6.2). Bu sonuçlar ters çözüm yöntemiyle elde edilen sonuçlarla karşılaştırılmıştır ve sırasıyla $h=122$ m, $w=993$ m ve $\alpha=83^\circ K$ değerleri elde edilmiştir (Tablo 6.3).



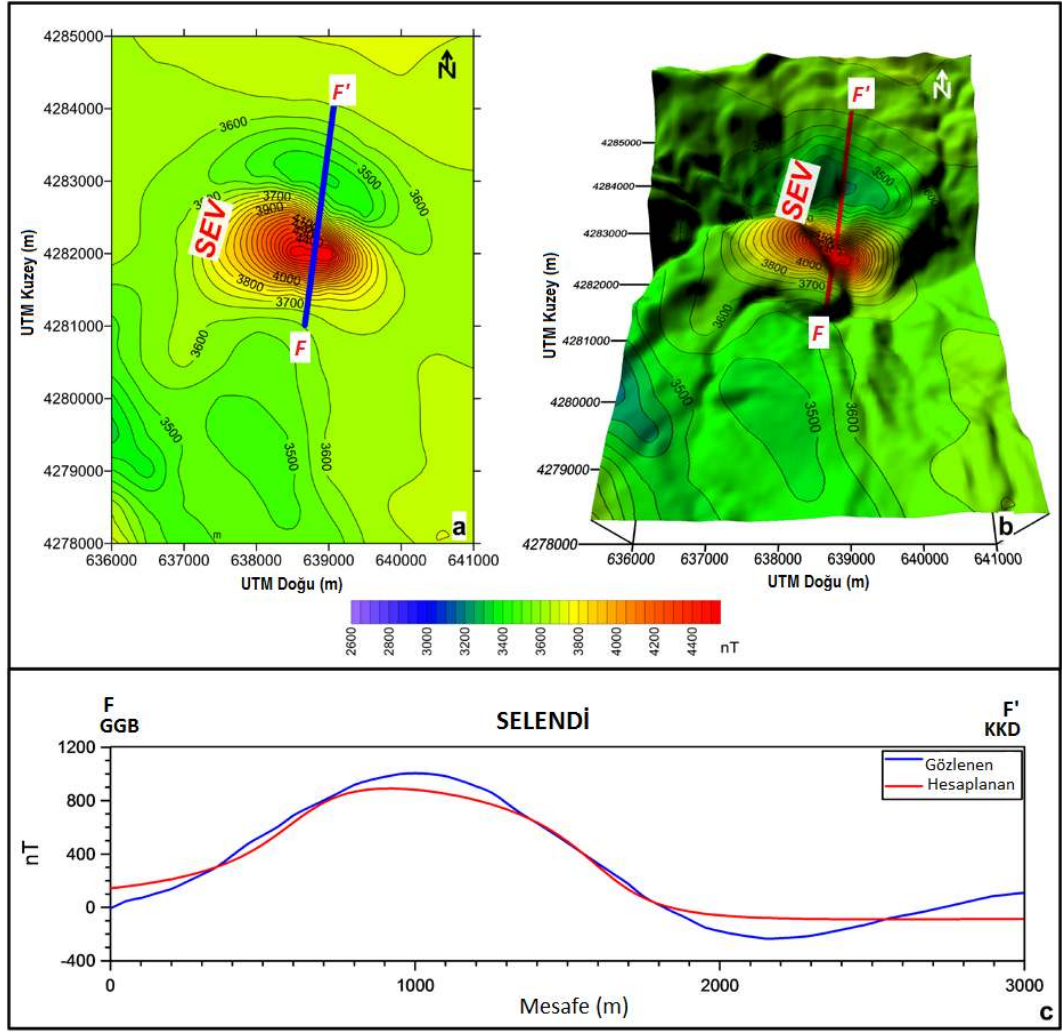
Şekil 6.29 a) Kula-Doğu hava manyetik a nomalisi, b) 3 boy utlu topoğrafya haritasıyla birlikte gösterimi, c) Bu anomalinin E-E' kesiti boyunca yorumlanması



Şekil 6.30 Kula-Doğu volkanına ait uydu görüntüsü ve hava manyetik anomalisi

6.3.5 Selendi

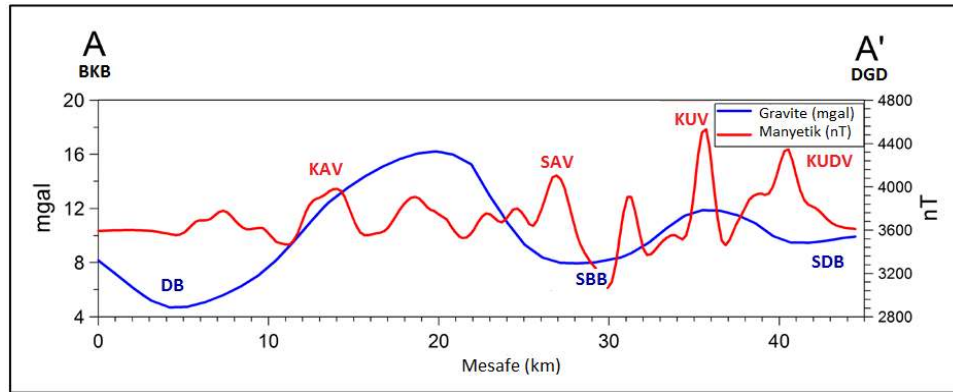
Bu anomali Selendi ilçesinin güneyinde ve Hermos nehri kıyısında yer alır. Burada belirgin bir işaret olmamasına rağmen çok güçlü bir manyetik anomali gözlenmektedir. Buradaki hava manyetik anomali değeri 1500 nT'dır. Bu magmatik kütle yüzeye ulaşmamıştır bu nedenle de yüzeyde bir kül konisi yoktur. Yüzeye çıkamayan bu kütle Hermos nehrinin kıvrımlı yapısının nedeni de olabilir. Derinlik (h), genişlik (w) ve eğim açısı (α) değerleri Koulomzine yöntemine göre bu volkan için $h=140$ m, $w=1000$ m ve $\alpha=75^\circ$ olarak bulunurken, ters çözüm sonucunda bu değerler $h=52$ m, $w=1000$ m ve $\alpha=86^\circ$ olarak elde edilmiştir.



Şekil 6.31 a) Selendi havası manyetik anomalisi, b) 3 boyutlu topoğrafya haritasıyla birlikte gösterimi, c) Bu anomalinin F-F' kesiti boyunca yorumlanması

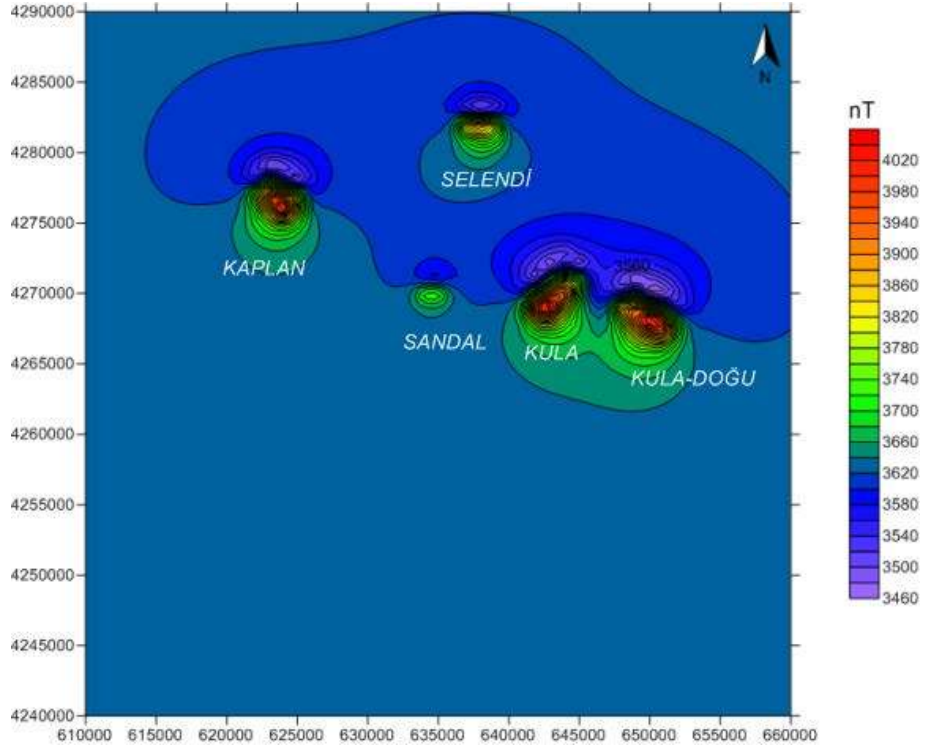


Şekil 6.32 Selendi volkanına ait uydu görüntüsü ve hava manyetik anomalisi



Şekil 6.33 A-A' kesiti boyunca Rezidüel Bouguer Gravite ve Havamanyetik anomalileri (DB: Demirci Baseni, SBB: Selendi Batı Baseni, SDB: Selendi Doğu Baseni, KAV: Kaplan Volkanı, SAV: Sandal Volkanı, KUV: Kula Volkanı, KUDV: Kula-Doğu Volkanı)

Kaplan, Sandal ve Kula volkanlarını kapsayacak biçimde BKB-DGD doğrultusunda alınan A-A' kesiti gravite ve manyetik haritaları üzerine uygulanmış ve Hamilton ve Strickland (1840) tarafından oluşturulan modelle uyumlu olduğu gözlenmiştir.



Şekil 6.34 Kula Bölgesi volkanlarının üç boyutlu model haritası

Sonsuz uzunluktaki daykların neden olduğu manyetik anomalilerin doğrudan yorumu için Koulomzine ve diğer. (1970) tarafından önerilen yöntemle ve Ergün (1977) tarafından oluşturulan bilgisayar programı yardımıyla bu belirgin anomaliler volkan konileriyle ilişkilendirilmiştir. Tahmin edilen derinlik, genişlik ve eğim açıları Tablo 6.1’de verilmiştir. Buna göre Bu volkanlara ait anomaliler ters çözüm tekniğiyle tekrar test edilmiştir (Won, 1981). Başlangıç modeli ile ters çözüm sonucu gözlenen değişimler Tablo 6.2 ve Tablo 6.3’te verilmiştir. Bölgedeki Kaplan, Sandal, Kula, K ulla-Doğu ve Selendi volkanlarının hava manyetik anomalileri modellenmiştir. Bu harita için üç boyutlu modelleme programı kullanılmıştır (Şekil 6.34).

Tablo 6.1 Kula bölgesi volkanları üzerinden alınan kesitlerle elde edilen dayklara ait parametreler

	KAPLAN	SANDAL	KULA	KULA-DOĞU	SELENDİ
Derinlik (h) (m)	280	230	210	190	140
Genişlik (w) (m)	1000	870	1160	1000	1000
Açı (°)	80°KD	70°K	75°D	75°K	75°K

Tablo 6.2 Kula volkanlarına ait üç boyutlu modelleme haritasının başlangıç modeli değerleri

BAŞLANGIÇ MODELİ								
ADI	a₁ (km)	a₂ (km)	b₁ (km)	b₂ (km)	h₁ (km)	h₂ (km)	THI (°)	EI (c.g.s)
KAPLAN	37,00	39,00	-13,00	-9,50	0,30	10,00	37,00	100,00
SANDAL	30,00	30,50	24,25	26,00	0,30	10,00	-1,00	100,00
KULA	-5,00	-3,00	42,00	46,00	0,30	10,00	-45,00	100,00
KULA-DOĞU	42,00	44,00	18,00	22,00	0,30	10,00	30,00	100,00
SELENDİ	46,00	47,00	19,00	21,50	0,30	10,00	10,00	100,00

Tablo 6.3 Kula volkanlarına ait üç boyutlu modelleme haritasının ters çözüm sonuçları

TERS ÇÖZÜM SONUÇLARI								
ADI	a₁ (km)	a₂ (km)	b₁ (km)	b₂ (km)	h₁ (km)	h₂ (km)	THI (°)	EI (c.g.s)
KAPLAN	37,10	38,87	-12,93	-9,68	0,132	1,268	77°KD	65,23
SANDAL	29,95	30,65	23,73	26,48	0,026	1,033	61°K	109,95
KULA	-4,81	-2,87	41,83	45,94	0,108	1,130	73°D	79,60
KULA-DOĞU	42,13	43,81	18,27	20,94	0,122	0,993	83°K	52,65
SELENDİ	45,73	46,97	19,11	21,43	0,52	1,00	86°K	97,60

BÖLÜM YEDİ

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Kula Bölgesi genellikle kıta sınırlarında oluşan, mantodan yükselen malzemeye beslenen bazaltik volkanların Dünya üzerinde ender olarak görüldüğü bölgelerden biridir. Bu volkanların özelliklerinin ayrıntılı biçimde belirlenebilmesi amacıyla bölgede çeşitli jeolojik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bölgenin jeofizik özelliklerinin incelenebilmesi amacıyla MTA tarafından hazırlanan Bouguer Gravite Haritası ve Havamanyetik Haritası sayısallaştırılarak kullanılmıştır.

Bouguer Gravite haritasına 2000 m artışlarla 10000 m'ye kadar yukarı analitik uzanım ve 5000 m artışlarla 30000 m kesme dalga boyuna kadar alçak geçiş süzgeçleri uygulanmış ve yüksek anomaliye neden olan örtü malzemeye ulaşılmıştır. Gravite anomalileri yüzeyde büyük farklar gösterirken derine inildikçe bu farkın oldukça azaldığı görülür. Volkanların yoğun olduğu bölgede yüksek anomali, grabende ise düşük anomali hakimdir. Gravite Haritasında ayrıca Gediz Grabeni'nin kuzeydoğusunda grabene paralel, Kula, Kaplan ve Sandal volkanlarının üzerinden geçecek biçimde bir kesit alınmış ve bölgenin taban topoğrafyası çıkarılmıştır. Buna göre bölgedeki sediman yoğunluğu $2,3 \text{ g/cm}^3$, Menderes metamorfiklerinin yoğunluğu ise $2,7 \text{ g/cm}^3$ bulunmuş ve yoğunluk farkı $\Delta\rho = -0,4 \text{ g/cm}^3$ olarak belirlenmiştir. Ortalama derinlik 0,4 km iken, azami derinlik 1 km hesaplanmıştır.

Havamanyetik haritasına 500 m artışlarla 3000 m'ye kadar yukarı analitik uzanım, 1000 m artışlarla 10000 m kesme dalga boyuna kadar alçak geçiş süzgeçleri uygulanmıştır. Derine inildikçe anomali ayrırlılığının azalmış olduğu belirmiştir. Havamanyetik haritası incelendiğinde manyetik anomalilerin oldukça belirgin olduğu görülmüştür bu da bölgedeki 4000 nT'dan yüksek değerlere sahip olan bazaltik kayalarla ilişkilendirilmiştir. Birinci ve ikinci evre volkan konilerinde pozitif anomali kapanımlarının olduğu görülmektedir. Volkan konileri Demirci ve Selendi havzalarını ayıran GD-KB doğrultulu fayların kesiştiği yerdedir. Birinci evre plato bazaltlarıyla birinci ve ikinci evre volkan konilerine ait lav akıntılarının manyetik izleri ayrıdır. Bu lav akıntıları Selendi ve Demirci havzaları üzerinde GB-KD

yönlüdür. Bu manyetik anomaliler Menderes metamorfik kayaların kuzey sınırındadır. Temel manyetik alan yukarı analitik uzanım süzgeçlerine bakıldığında Sandal volkanı civarındadır. Bu volkan konisi bölgenin son evre volkanik patlamalarının olduğu bölge olması nedeniyle oldukça önemlidir. Ayrıca 5200 nT ile bölgenin en yüksek manyetik değerini vermektedir. Kuzeye doğru uzanan lav akıntısı Hermos nehrini sedimanlarla doldurur. Bu lav akıntısı herhangi bir manyetik anomali vermez. Ayrıca ikinci evre volkanik patlama konilerini çevreler. Sandal volkanı çevresine manyetik anomali gösteren birkaç eski volkan vardır.

Koulomzine ve diğer. (1970)'in sonsuza uzanan dağlık anomalilerinin yorumlanması üzerine yaptığı çalışma incelenmiş ve Kula volkanları üzerine uygulanmıştır. Volkan konilerinin üzerinde alınan kesitlerle dayklara ait derinlik, genişlik ve eğim açısı parametreleri belirlenmiştir. Daha sonra Won (1981) tarafından geliştirilen, daykların neden olduğu manyetik anomalilerin incelenmesi yöntemi de bu volkanlar üzerine uygulanmış ve Koulomzine yönteminden elde edilen sonuçlarla karşılaştırılmıştır. Elde edilen derinlik, genişlik ve eğim açısı değerlerinin uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Kula volkanik bölgesinde yer alan Kaplan, Sandal, Kula, Kula-Doğu ve Selendi volkanları Rao ve Babu (1991)'nin geliştirmiş olduğu manyetik anomalilerin 3 boyutlu modellenmesi yöntemiyle modellenmiştir. Elde edilen ters çözüm sonuçları başlangıç modeliyle karşılaştırılmış ve değişim miktarları belirlenmiştir.

Bölgeye ait gravite ve manyetik verileri incelendiğinde yüzeyde beş temel volkanik koni gözlenirken derinde iki ana kütle belirlenmiştir. Yüzeydeki volkanik malzemenin güneyinde yer alan bu iki manyetik kütle, örtü malzemenin yüzeye kadar çıkmasına sebep olan tektonik bir yapı olduğunu göstermektedir.

Kapsamlı volkanik faaliyetleri ve yüksek ısı akısı değerleriyle Kula volkanik bölgesi ve ABD'deki Yellowstone alanı büyük benzerlikler gösterir. Yellowstone volkanik alanı Dünya'nın en büyük hacimli riyolitik ve bazaltik malzeme birikimlerinin olduğu, 2 milyon yıl önce başlayan ve her biri binlerce metreküp

piroklastik birikim oluşturan üç püskürme döneminde oluşmuştur (Christansen 1984). Kula kül konilerinin küçük boyutlu olması, magmanın yüzeye çok düşük oranla akmasının bir sonucu olabilir ve bu da bölgedeki küçük miktardaki uzantıların yansımaları olabilir.

Bölgede yapılan jeofizik çalışmalar, kıta içinde oluşan ve Dünya üzerinde örneği ender görülen bu oluşumun önemini anlatmaya yetecek düzeyde değildir. Jeopark kapsamına alınması için yürütülen çalışmaların yanında, bölge diğer jeofizik yöntemlerle de ayrıntılı biçimde incelenmeli ve jeotermalce zengin, madensuyu bakımından kaliteli bu bölge hak ettiği değere ulaştırılmalıdır.

KAYNAKLAR

- Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). Ege Bölgesi Graben Sistemi Üzerine Düşünceler: *Mta Enst. Der.* , 73, 1-9.
- Auboin, J., Stephan, J.F., Renard, V., Roump, J., ve Lousdale, P. (1981). Subduction of the Cocos plate in the mid America trench, *Nature* 294, 147–150.
- Blank, H. R. , Jr., and Gettings, M . E. , compilers (1974). Complete Bouguer gravity map, Y ellowstone-Island P ark region, I daho-Montana- Wyoming, U .S. *Geol. Survey open-file report* 74-22.
- Boccaletti, M., Manetti, P. ve Peccerillo, A. (1974). The Balkanids As An Instance Of Back-Arc Trust Belt: Possible Relation With The Hellenids, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1077-1084.
- Bozkurt, E. (2001a). Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 728-744.
- Bozkurt, E. (2001b). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., ve Oberhansli, R. (2001). Menderes Massif (western Turkey): structural, metamorphic a nd m agmatic e volution – a s ynthesis, *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2006). E volution of largescale Normal faults: Insights from the Active Manisa fault, Southwest Turkey. *Geodinamica Acta*, 19, 427-453.
- Christiansen R . L. (1984). Yellowstone magmatic e volution: I ts b earing on understanding l arge vo lume e xplosive vol canism. In E xplosive V olcanism: Inception, *Evolution and Hazard*, 84-95.

- Corbató, C. E. (1965). A least-squares procedure for gravity interpretation: *Geophysics*, 30, 228–233.
- Dean, W.C. (1958). Frequency Analysis for Gravity and Magnetic Interpretation, *Geophysics*, 23, 97-127.
- Dewey, J. (1988). The Quest For Certainty: A Study Of The Relation Of Knowledge And Action, In John Dewey, *The Later Works, 1925-1953, 4, 1929, John Ann Boydston (Ed.)*, Southern Illinois University Press, Carbondale.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., ve Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics And The Evaluation Of The Alpine System, *Geological Society Of America Bulletin*, 84, 3137-3180.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979), Aegean And Surrounding Regions Complex Multiplate And Continuum Tectonics In A Convergent Zone: *Geol. Soc. Am. Bul.*, 90, 84-92.
- Erdoğan, B. ve Güngör, T. (2004). The problem of the core-Cover Boundary of the Menderes Massif and an Emplacement Mechanism for Regionally Extensive Gneissic Granites, Western Anatolia (Turkey). *Turkish J. Earth Sci.* 13, 15-36.
- Ergün M. (1977). Magnetic Studies in Cyprus and Biga Peninsula (Turkey). Ph.D. Thesis, Leicester University (England).
- Ergün M. (b.t.) Gravite ve Manyetik Üzerine Ders Notları.
- Evov, W. H. (1977). Crustacean motor neurons. In Identified Neurons and Behavior of Arthropods (ed. G. Hoyle), 67-86. *New York: Plenum*.
- Eyidoğan, H., Jackson, J. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey:

- implication for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophys. Journal of Royal Astronomical Society* 81, 569-607.
- Eyidoğan, H. (1988). Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes, *Tectonophysics*, 148, 83-92.
- Fuller, B. D. (1967). Two dimensional frequency analysis and grid operators, *Mining Geophysics*, 2, SEG.
- Hamilton WJ, Strickland H.E. (1840). On the geology of the Western part of Asia Minor: Trans. *Geol. Soc, London*, 1-39.
- Holness M. B, Bunbury J. M. (2006). Insights into continental rift-related magma chambers: cognate nodules from the Kula volcanic province, western Turkey. *J Volc Geotherm Res*, 153, 241-261.
- Jackson, J. ve McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal - Royal Astronomical Society*, 77, 1, 185–264.
- Jhonson, W.W. (1969). A least-squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures, *Geophysics* 42, 41-50.
- Kaya, O. (1982). Tersiyer Sırt Yitmesi: Doğu Ege Bölgelerinin Yapısı Ve Magmatikliği için Olası Bir Mekanizma, *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği Ve Volkanizması Paneli*, T.J.K. (Ed: Erol, O.), 39–58.
- Koralay, E., Dora, O.Ö., Chen, F., Satır, M. ve Candan, O. (2004). Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) area, Eastern part of the Ödemiş-Kiraz su bmassif, Menderes Massif: Pan-African magmatic activity. *Turkish Journal of Earth Sciences* 13, 37–61.

- Koulomzine T , Lamontagne Y , Nadeau A . (1970). New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length. *Geophysics* 35, 812-830.
- Kıssel, C. ve Laj, C. (1988) The Tertiary Geodynamical Evolution Of The Aegean Arc: A Paleomagnetic Reconstruction, *Tectonophysics*, 146, 183–201.
- Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişimi. *Tjk Bülteni*, 27, 1-15.
- Mcclusky, S., Balassania, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kalhe, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., ve Veis, G. (2000). Global Positioning System Constraints On Plate Kinematics And Dynamics in The Eastern Mediterranean And Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, 5695–5719.
- Le Pichon X. ve Angelier, J. (1979). The Hellenic Arc And Trench System: A Key To The Neotectonic Evolution Of The Eastern Mediterranean Area: *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981). The Aegean Sea, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A300, 357-372.
- Mc Kenzie, D.P. (1972). Active Tectonics Of The Alpinhimalayan Belt: The Aegean Sea And Surrounding Regions, *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.* , 5, 217-254.
- Meulenkamp J e, Wortel M jr, Vanwimmered W a, Spakman W. ve Hoogerduyn-Sytrating E . (1988). On The Hellenic Subduction Zone And The Geodynamic Evaluation Of Crete Since The Late Middle Miocene, *Tectonophysics*, 146, 203-215.

- Mueller, S ., Kahle, H .G. ve Barka, A.A. (1997). Plate Tectonic Situation In The Anatolian-Aegean Region, *Atnampp*, 13-28.
- Özyalın Ş. (2011). Kula Volkaniklerinin Manyetik İzleri, *Türkiye 18. Uluslararası Petrol ve Doğalgaz Kongre ve Sergisi*.
- Price S. (1989). Sedimentation And Neotectonics Of The Burdur Region, Sw Turkey, Ph.D. Thesis, University Of Leicester, Uk.
- Rao D. B. ve Babu N. R. (1991). A Rapid Method For Three-Dimensional Modeling Of Magnetic Anomalies, *Geophysics*, 56, 11, 1729-1737.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksöz, M. N., Barka, A. A ., Kinik, I ., Lenk, O . ve Sanli, I. (1997). Global Positioning System Measurements Of Present-Day Crustal Movements In The Arabia- Africa-Eurasia Plate Collision Zone, *J. Geophys. Res.*, 102, 5, 9983-9999.
- Richardson-Bunbury, J.M. (1996). The Kula Volcanic Field, Western Turkey: the development of a Holocene alkali basalt province and the adjacent normal faulting graben. *Geological Magazine*, 133, 275-283.
- Sarı, C. (2003). Gravite Verilerinin Tekil Değer Ayırıştırma Yöntemiyle Ters Çözümü Ve Gediz Ve Büyük Menderes Grabenlerinin Tortul Kalınlıklarının Saptanması, *Fen Ve Mühendislik Dergisi*, 5, 1, 121-135.
- Schwan, H.P. (1981). Electrical Properties Of Cells: Principles, Some Recent Results And Some Unresolved Problems In Biophysical Approach To Excitable Systems, Eds. Adelman W.S. And Goldman D., Plenum, New York.
- Selim, H .H., Tüysüz, O. ve Barka, A .A. (2006). Güney Marmara Bölümünün Neotektoniği, *İTÜ Dergisi/d Mühendislik*, 5,1, 151-160.

- Seyitoğlu, G ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, 128, 155-166.
- Seyitoglu, G., Scott, B.C. ve Rundle, C.C. (1992). Timing Of Cenozoic Extensional Tectonics In West Turkey. *Journal Of The Geological Society*, 149, 533-38.
- Seyitoglu, G. ve Scott, B. C., (1996)a, Age Of Alasehir Graben (West Turkey) And Its Tectonic Implications. *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., Varol, B. ve Saraç, G. (2004). Neogene tectono-sedimentary development of the western margin of the Cankırı Basin, central Turkey: reply to the comment of Kaymakçı 2003. *Terra Nova* 16, 163-165.
- Smith, Robert B. ve Siegel, Lee J. (2000). Windows into the Earth: The Geologic Story of Yellowstone and Grand Teton National Parks (New York, New York: Oxford University Press).
- Smith, R.B. ve Braile, L.W. (1982). Crustal structure and evolution of an explosive silicic volcanic system at Yellowstone National Park, Thirty- Third Annual Field Conference - 1982 *Wyoming Geological Association Guidebook*, 233-250.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1987). (Sözlü Bildiri) The Age And Offset Of North Anatolian Fault: M elih T okay J eoloji Sempozyumu 1987, O dtü Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 11-13 Kasım, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F. (1979). The Post-Collisional Tectonics Of The Turkish-Iranian plateau And A Comparison With Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault. Its Age Offset And Tectonic Significance: *J. Geol. Soc. Lond*, 136, 269-282.

Şengör, A.M.C. (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, *Türkiye Jeol. Kur. Konferanslar Dizisi*, 2, 40.

Şengör, A.M.C., Şaroğlu, F., Görür, N. (1985). Strike-Slip Faulting And Related Basin Formation In Zones Of Tectonic Escape: Turkey A Case Study. Strike-Slip Deformation, Basin Formation, And Sedimentation (Eds: Biddle, K.T. And Christie Bick, N.) Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. 37 (In Honor Of J.C. Crowell), 227-264.

Şengör, A.M.C. (1987). Tectonics Of The Tethysides: Orogenic Collage Development In A Collisional Setting. *Ann.Rev. Earth Planet Sci.*, 15, 213-244.

Şengör, A.M.C., Şaroğlu, F., Görür, N. (1985). Strike-Slip Faulting And Related Basin Formation In Zones Of Tectonic Escape: Turkey A Case Study. Strike-Slip Deformation, Basin Formation, And Sedimentation (Eds: Biddle, K.T. And Christie Bick, N.) Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. 37 (In Honor Of J.C. Crowell), 227-264.

Taymaz, T., Jackson, J.A., McKenzie, D. (1991). Active Tectonics Of The North And Central Aegeansea, *Geophysical Journal Of Interiour*, 106, 433-490.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., ve Keys, D.A. (1976). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, New York and Melbourne, First Edition, 118.

Tokçer M. (2000). Geochemistry of Kula Geothermal Area. Dokuz Eylül University, MSc Thesis, İzmir, 122.

Tokçer M, Agostini S, Savaşın M.Y. (2005). Geotectonic setting and origin of the youngest Kula volcanics (Western Anatolia), with a new emplacement model. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 145–166.

- Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A First record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovasi basin as an example. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559-591.
- Westaway, R. (1994). Evidence For Dynamic Coupling Of Surface Processes With Isostatic Compensation In The Lower Crust During Active Extension Of Western Turkey, *J. Geophys. Res.*, 99, 10, 20,203-20,223.
- Won I.J. (1981). Application of Gauss's method to interpretation of magnetic anomalies of dipping dikes: *Geophysics* 46, 211-215.
- Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the South East Anatolian orogen, *Geol. Soc. America Bull.* 105, 251-271.
- Yılmaz, Y. (1995). Ege Bölgesi'nde Genç Magmatizmanın Oluşumu İle Litosferin Evrimi Arasındaki İlişki Üzerine Düşünceler: *Jeofizik*, 9, 107-110.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş., Gürer, F., Karacık, Z., Altunayak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K. ve Elmas, A. (1998). Ege Denizi ve Ege Bölgesinin Jeolojisi ve Evrimi Türkiye Denizlerinin Çevre Alanlarının Jeolojisi, *Tübitak Ulusal Deniz Jeoloji ve Jeofiziği Programı*, 211-236.
- Yılmaz, Y. (2000). Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği, *Badsem*.
- Yüksel, F.A. (2005). Batı Anadolu Bouguer Gravite Anomalilerinin Süzgeçlenmesi Ve Yerkabuğu Kalınlık Dağılımının İncelenmesi, *Mühendislik Bilimleri Dergisi* 11-13.
- Zanchi, A., Kissel, C. ve Tapırdamaz, C. (1990). Crustal Deformation In Western Turkey: A Structural And Paleomagnetic Approach, *Iesca-1990 Proceedings*, 2, 357-367.