DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ESKİŞEHİR GRABENİ'NİN POTANSİYEL ALAN VERİLERİ (GRAVİTE VE MANYETİK) İLE ARAŞTIRILMASI VE YORUMU

Seda YÜZGÜL

Mart-2010
İZMİR

ESKİŞEHİR GRABENİ'NİN POTANSİYEL ALAN VERİLERİ (GRAVİTE VE MANYETİK) İLE ARAŞTIRILMASI VE YORUMU

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi

Seda YÜZGÜL

Mart-2010
İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

SEDA YÜZGÜL, tarafından **PROF. DR. COŞKUN SARI** yönetiminde hazırlanan **"ESKİŞEHİR GRABENİ'NİN POTANSİYEL ALAN VERİLERİ (GRAVİTE VE MANYETİK) İLE ARAŞTIRILMASI VE YORUMU"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans Tezi kabul edilmiştir.

_____

Prof. Dr. Coşkun SARI

_____

Danışman

_____ _____

_____ _____

Jüri Üyesi Jüri Üyesi

_____

Prof.Dr.Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tez çalışması olarak bana bu konuyu öneren ve hazırlanmasında değerli bilgilerinden yararlandığım hocam Sayın Prof. Dr. Coşkun SARI 'ya, çalışma alanına ilişkin gravite ve manyetik verileri sağlayan Osmangazi Üniversitesi Öğretim Üyesi Doç.Dr. Faruk OCAKOĞLU ‘na teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Bu çalışmanın hazırlanmasında yardımlarını esirgemeyen Sayın Dr. Emre Timur'a ve desteklerini maddi, manevi esirgemeyen aileme teşekkür ederim.

Seda YÜZGÜL
İzmir-2010

ESKİŞEHİR GRABENİ'NİN POTANSİYEL ALAN VERİLERİ (GRAVİTE VE MANYETİK) İLE ARAŞTIRILMASI VE YORUMU

ÖZ

Potansiyel alan verilerinin dalga sayısı ortamına dönüştürülmesi işlemi sonucu elde edilen Fourier katsayıları analitik uzanımlar, ikinci türev ve süzgeçleme gibi jeofizik veri-işlem yöntemlerinin uygulanmasını kolaylaştırır. Potansiyel alan verilerine uygulanan analitik uzanım, trend analizi, süzgeç ve ikinci türev gibi jeofizik veri-işlem yöntemleri bir bölgenin genel yapısal özelliklerinin ortaya çıkarılmasına yardımcı olurlar. Bu amaçla, Eskişehir ve çevresinin gravite ve manyetik verileri bu yöntemler ile irdelenerek bölgenin genel yapısal özellikleri çıkarılmaya çalışılmıştır. Manyetik verilere, ayrıca kutba indirgeme, yapay gravite alanı ve sınır analizi yöntemleri uygulanmıştır. G-K yönünde alınan A-A' ve B-B' kesitleri üzerinde gravite modelleme çalışması yapılmıştır.

Veri-İşlem yöntemlerine ek olarak, bölgenin yer altı taban topoğrafyasının saptanması amacıyla gravite verileri değişken/sabit yoğunluk farkı ilkesine dayanılarak ile 2 ve 3 boyutlu yapı derinliği analizi yapılmıştır. Bu amaçla, 1 km aralıklarla sayısallaştırılmış gravite verileri kullanılmış, bölgenin ortalama yoğunluk değeri jeolojik verilere bakılarak saptanmıştır.

Eskişehir ve çevresinin potansiyel alan verilerine uygulanan veri-işlem yöntemleri sonucunda bölgenin yapısal unsurlarının sınırları ortaya konmuş, Kalkanlı-Altıpatlar tepesi arasında genişliği 4-5 km'yi bulan, KB-GD uzanımlı, Pleyistosen yaşlı tortullardan ve Triyas yaşlı ofiyolitik topluluklardan meydana gelen alanda derinliği yaklaşık 8-10 km'yi bulan taban derinliği olduğunu göstermiştir. Bu bilgilere ek olarak, Eskişehir fayı olarak nitelendirilen ve Eskişehir grabeninin kuzey kanadını oluşturan fayın izi sınır analizi çalışmasıyla belirgin olarak ortaya konmuştur.

Anahtar sözcükler: Veri-işlem yöntemleri, sınır analizi, yer altı taban topoğrafyası, ortalama yoğunluk, Eskişehir fayı/grabeni

INVESTIGATION AND INTERPRETATION OF ESKİŞEHİR GRABEN BY USING POTENTIAL FIELD DATA (GRAVITY AND MAGNETIC)

ABSTRACT

The geophysical data processing techniques of analytical continuations, trend analysis, filtering and second derivatives which can be applied to the potential field data, help to deduce the general structural properties of a region. For this purpose, gravity and magnetic datas Eskişehir and environment were analysed and the general structural properties of the region were tried to be determined by the above mentioned methods. Magnetic data, as well as reducing the pole, artificial gravity field and boundary analysis methods were applied. S-N taken in the direction of A-A' and B-B' cross sections were made on the gravity modeling work.

In addition to the data-process method, in order to determine the topography of the underground base of gravity data variable / constant density based on the principle difference with the depth of 2 and 3-dimensional structure analysis was conducted. For this purpose, 1 km intervals, digitized gravity data used, the region's average density value was determined by looking to the geological data.

Eskişehir and the potential of environmental field data applied to data-processing methods of the region as a result of the structural elements of the boundaries were placed, Kalkan with Altıpatlar between 4-5 km width of the finder, NW-SE extension with Pleyistosen of old sediments and Triassic ophiolitic communities occurring in the depth of field approximately 8-10 km in the basin depth that depression finds.In addition to this information, Eskisehir fault and Eskisehir graben is described as forming the northern flank of the fault trace significantly limit the assessment study have revealed.

Keywords: Data-processing methods, limit analysis,underground floor topography, average density, Eskisehir fault/graben

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU..... ii
TEŞEKKÜR..... iii
ÖZ..... iv
ABSTRACT..... v

BÖLÜM 1-GİRİŞ..... 1

1.1 Bölgenin Jeolojisi..... 2
1.2 Tektonizma..... 5

BÖLÜM 2..... 8

2.1 Potansiyel Alan Verilerine Uygulanan Veri-İşlem Yöntemleri..... 8
2.1.1 Analitik Uzanım..... 9
2.1.1.1 Aşağı Analitik Uzanım Yöntemi..... 9
2.1.1.2 Yukarı Analitik Uzanım Yöntemi..... 9
2.1.2 Trend Analizi..... 12
2.1.3 Süzgeçleme..... 14
2.1.3.1 Sayısal süzgeçler..... 14
2.1.3.2 Süzgeçlerin Sınıflandırılması..... 16
2.1.3.2.1 Alçak Geçişli Süzgeçler..... 16
2.1.3.2.2 Yüksek Geçişli Süzgeçler..... 16
2.1.3.2.3 Band Geçişli Süzgeç..... 17
2.1.4 İkinci Türev..... 18
2.1.5 Sınır Analizi..... 19
2.1.6 Kutba İndirgeme Dönüşümü..... 21
2.1.7 Yapma Gravite Dönüşümü (Pseudo-gravity)..... 22
2.1.8 Yapı Derinliği Analizi..... 24

BÖLÜM 3..... 26

3.1 Eskişehir ve Çevresinde Alınan Potansiyel Verilerine Uygulanan Veri-İşlem Yöntemleri..... 26

3.1.1 Analitik Uzanım..... 26

3.1.2 Trend Analizi..... 26

3.1.3 Süzgeçleme..... 27

3.1.4 İkinci Türev..... 27

3.1.5 Sınır Analizi..... 27

3.1.6 Kutba İndirgeme Dönüşümü..... 28

3.1.7 Yapma Gravite Dönüşümü (Pseudo Gravity)..... 28

3.1.8 Yapı Derinliği Analizi..... 28

BÖLÜM 4 - ESKİŞEHİR VE ÇEVRESİNİN JEOFİZİK YORUMU VE SONUÇ..... 73

KAYNAKLAR..... 76

EK-1 - TEMEL YAPILARI İÇİN GRAVİTE ANOMALİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜ

EK-2 - DEĞİŞKEN YOĞUNLUK FARKI İLE GRAVİTE ANOMALİLERİNİN ÜÇ BOYUTLU ANALİZİ

BÖLÜM 1
GİRİŞ

Günümüze değin Eskişehir ve çevresinde gerek bilimsel, gerekse ekonomik amaçlı birçok jeolojik çalışma yapılmıştır. Bölgede daha önce yapılan saha çalışmaları (Weingart, 1954; Çoğulu, 1967; Demirkol, 1973; Ayaroğlu,1978; Şentürk ve Karaköse, 1981; Yılmaz, 1981; Kulaksız, 1981; Kulaksız ve Phillips, 1983; Gözler vd., 1985), tektonik çalışmalar (Altunel ve Barka, 1998; Barka vd., 1995), jeofiziksel çalışmalar (Özyazıcı, 1962; Erden, bt.) bölgenin en altta Jura öncesi oluşmuş ofiyolit – metamorfik – metadetritik tektonik birliği yer almaktadır. Jura, detritik ve kireçtaşlarından ibarettir. Bu birimler üzerinde Paleosen, Eosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökel ve volkanik kayaçlar yer almaktadır. En genç birim ise Pleyistosen yaşlı gevşek tutturulmuş kum, çakıl ve kiltaşlarıdır. Eskişehir'in kuzey ve güneyinden geçen ve bugünkü morfolojiyi oluşturan düşey fay sistemleri genelde D-B doğrultulu olup, kuzeyindekiler güneye, güneydekiler kuzeye eğilimlidir. Eskişehir fay zonu, Ege-Batı Anadolu bloğunu kuzeydoğuda Orta Anadolu bloğundan ayıran sağ yönlü doğrultu atımlı normal bileşenli bir fay zonudur. Bu fay zonu, Eskişehir bölgesinde doğrultusu D-B ile KB-GD arasında değişen fay segmentleri ile temsil edilir. Buna karşın bölgede yapılan jeofizik çalışmalar oldukça sınırlı kalmıştır. Bu nedenle de bölgenin yapısal özelliklerine ilişkin genel bir jeofizik yorum yapılamamıştır.

Çalışmanın amacı potansiyel alan verilerine uygulanan jeofizik veri-işlem yöntemlerini tanımlamak ve irdelemek, bu yöntemler yardımıyla da Eskişehir ve çevresinin genel yapısal ve tektonik özelliklerine bir yorum getirmektir.

Çalışmada Eskişehir ve çevresinin 1/100.000 ölçekli ve 1 km aralıklarla örneklenmiş gravite ve manyetik verileri kullanılmıştır. Bu veriler üzerinde sırasıyla 1 km, 2 km ve 5 km için ayrı ayrı aşağı analitik uzanım, yukarı analitik uzanım, çeşitli trend dereceleri için trend analizi, 0-0,1 devir/veri aralığı, 0-0,125 devir/veri aralığı, 0-0,2 devir/veri aralığı, 0-0,25 devir/veri aralığı, 0-0,3 devir/veri aralığı ve 0-0,35 devir/veri aralığı kesme dalga sayıları için ayrı ayrı uygulanan süzgeçleme,

ikinci türev, maksimum genliklerin belirlendiği sınır analizi, kutba indirgeme ve yapay gravite alanı yöntemleri uygulanmıştır. Ek olarak Eskişehir ve çevresinin jeolojik yapısı incelenerek saptanan ortalama yoğunluk farkı belirlenmiş ve bu değer kullanılarak yapı derinliği analiziyle anomaliye neden olan çeşitli derinliklerdeki yapıların derinlikleri 2 ve 3 boyutlu olarak saptanmaya çalışılmıştır.

1.1 Bölgenin Jeolojisi

İnceleme alanında metamorfik kayaç olarak kalınlıkları yaklaşık 200 m -1000 m arasında değişen yaşları Jura öncesine dayanmakta olan genelde yeşil, mavi, kirli sarı renkli çok kıvrımlı ve kırıklı bir yapı sunan şist ve mermerlerden oluşmaktadır. Bu birim Sivrihisar kuzeyinden itibaren batıya Eskişehir kuzeyine ve Bozüyük'e doğru devam etmektedir.

Metamorfik kayaçlar inceleme alnının hemen her yerinde ofiyolitik kayaçlarla dokanak halindedir. Ofiyolitik kayaçlar Karakın'dan başlayarak, Eskişehir kuzeyine kadar devam etmekte, güneyde de Kütahya'ya kadar devam etmektedir. Birimin rengi genelde koyu yeşil, kahverengi, kırmızı olup, radyolaritlerde, çamurtaşlarında, çok kıvrımlı ve kırıklı yapılar izlenmektedir. Peridotitler ve gabrolar Eskişehir güneyinde büyük ve sivri tepeler teşkil etmektedirler (Gözler, Cevher ve Küçükayman, 1985).

Metadetritikler, Karkın köyünden başlayarak batıya doğru değişik kalınlık ve özellikler göstermektedir. Bu birim yer yer metamorfizma gösterdiği görülmüştür. Birim, melanj üzerinde tektonik olarak yer almaktadır.

Karacaören, Eskişehir batısı ve Zemzemiye güneyi mevkilerinde görülen Jura birimi altta kumtaşları ile başlamakta, üste doğru masif kireçtaşlarına geçmektedir. Kireçtaşları beyaz, gri renkli, ince dokulu ve orta-kalın tabakalıdır. Kumtaşları, kahve-sarı renkli, orta-kalın tabakalı ve sert bir özelliğe sahiptir.

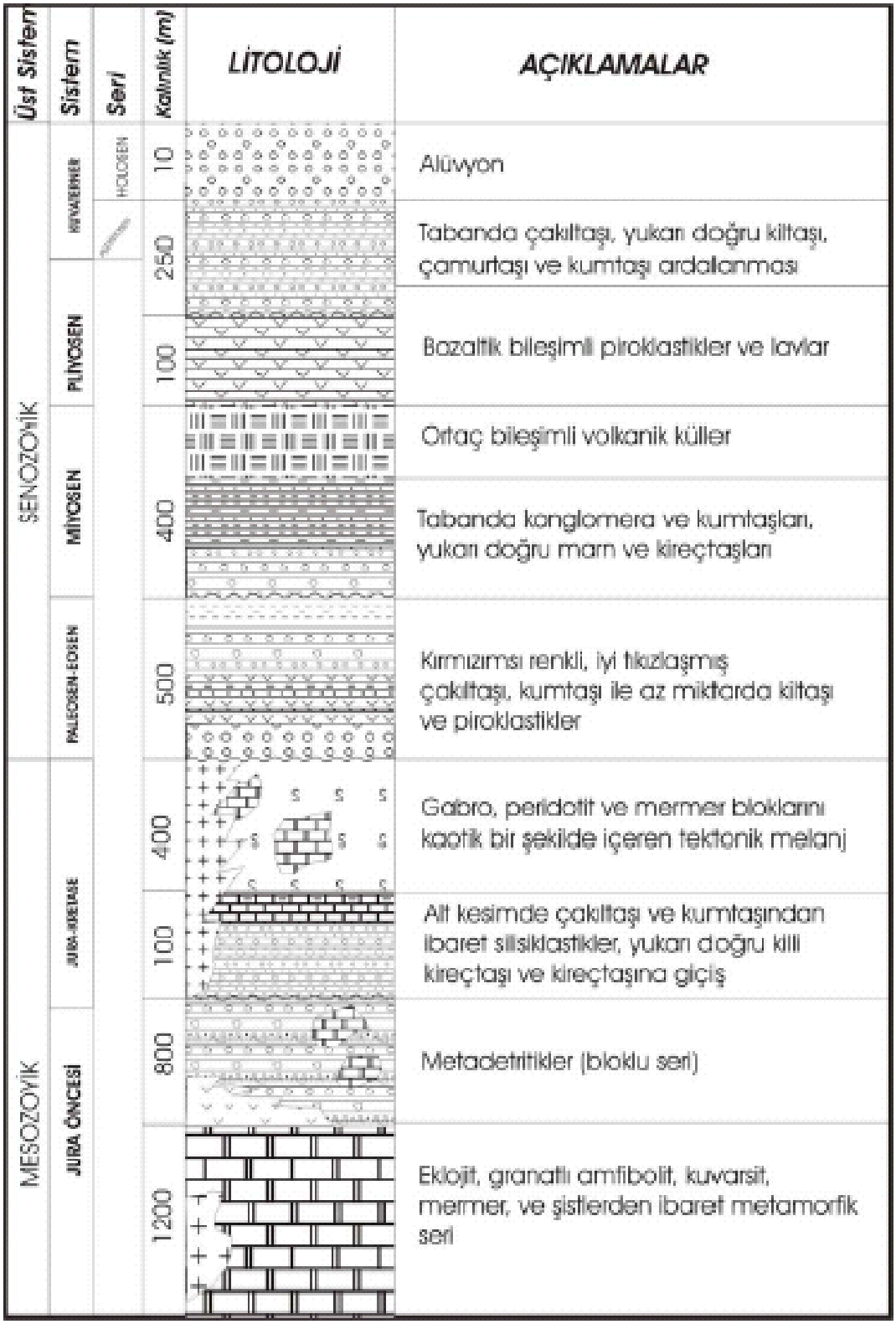
Paleosen, yeşil, sarı, kırmızı renkte olup, konglomera, kumtaşı, kiltaşı, killi kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Birim, Atalan köyü güneyinde, Ilıca kuzeyinde ve Ballıkaya mevkiinde yayılım gösterir.

Eosen birimi, konglomera, kumtaşı, kiltaşı ve kili kireçtaşından meydana gelmekte olup Eskişehir güneyinde Meşelik mevkii, Karacaşehir ve Mamuca köyü civarında gözlenmektedir. Yaklaşık 50 m kalınlık göstermektedir.

Oklubalı güneyi Yassıhöyük çevresinde D-B uzanımlı olarak gözlenen Miyosen birimi, konglomera, kiltaşı, marn, tüf, kireçtaşı istifinden oluşmuştur. Kalınlığı 100 - 300 m arasında değişmektedir. İnönü ve Eskişehir havzalarının güney kenarı boyunca İnönü ile Sultandere arasında birim geniş alanlar kapsar. Gözler ve diğ.(1984) tarafından Miyosen yaşı verilen bu birimin üzerinde Pleyistosen yaşlı birimleri kesmektedirler. Bu gevşek ve az tutturulmuş sedimanlar hem plastik deformasyon gösterirler hem de çabuk aşınırlar (Gözler, Cevher ve Küçükayman, 1985).

Eskişehir ve çevresinde bulunan ırmaklar boyunca kalınlığı 10-50 m arasında değişen çakıl ve kum tanelerinden oluşmuş alüvyon bulunmaktadır.

İnceleme alanında yer yer granit, andezit ve bazaltlara da rastlanılmaktadır. Granitler, Sivrihisar ve Karakaya dolaylarında görülmekte, andezitler, Türkmen tepe ve Parmakkaya civarında, bazaltlar ise Karacaşehir ve Kızılinler çevresinde yayılım göstermektedir (Altunel ve Barka, 1998).



Şekil 1.1 Eskişehir ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Gözler vd, 1997'de kısmen değiştirilmiştir.)

1.2 Tektonizma

Eskişehir fay zonu, doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fay zonu ve normal faylar ile temsil edilen Ege açılma bölgesi arasında yer alır. Ülkemizde deprem aktivitesi göz önüne alındığında, Eskişehir bölgesi deprem riski açısından birinci derece bölge içinde yer almamaktadır. Ancak Eskişehir, birinci deprem bölgesi olan Ege Bölgesi ile Kuzey Anadolu fay zonu arasında bir geçiş bölgesidir.

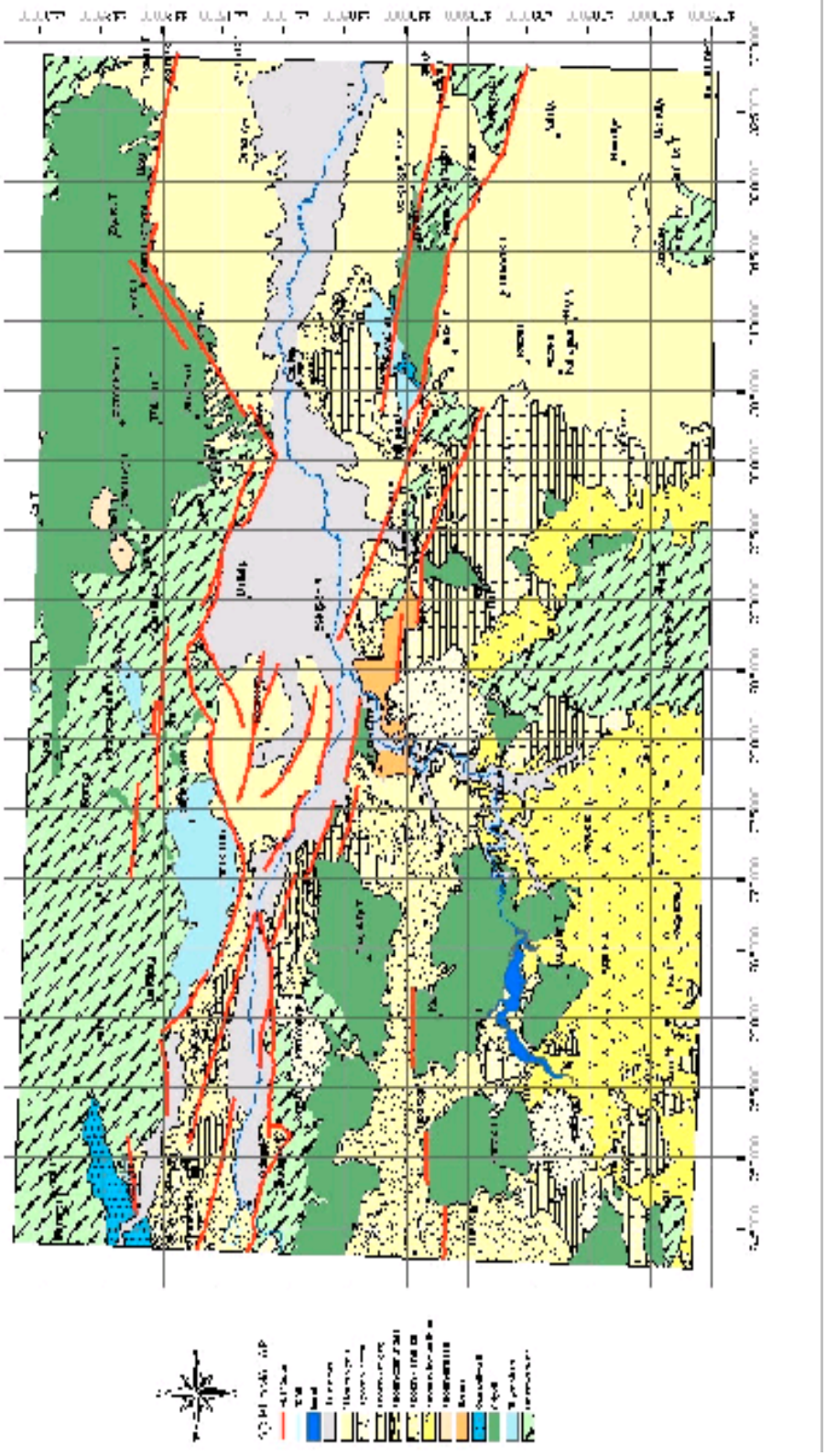
Taze fay yüzeyleri bölgeden dolgu malzemesi alınması sonucu ortaya çıkmışlardır. Güncel birikintilerde görülen deformasyonlar fayların değişik aralıklarla hareket ettiklerinin göstermektedir. İnönü-Sultandere arasındaki taze fay yüzeyleri kuzeye doğru eğilimlidirler.

Eskişehir'in güneyinde Pleyistosen yaşlı konglomera ve çamurtaşları oblik atımlı, doğrultu atımlı ve ters faylar tarafından kesilmektedir. Oblik faylar KKD-GGD doğrultusunda gelişmiştir. Doğrultu atımlı faylar BKB-DGD doğrultusunda gelişmiştir. Bu doğrultudaki fayların eğimleri dike yakındır ve faylar sol yönlüdür. Ters faylar KD-GB doğrultusunda gelişmiştir ve faylar sağ yönlü doğrultu bileşenlidir (Altunel ve Barka, 1998).

Eskişehir ve İnönü havzalarının güneyinde Kuvaterner yaşlı birimleri kesen ve kuzeydeki blokların düşmesine neden olan fayların doğrultuları, genel doğrultusu BKB-DGD olan Eskişehir fay zonu ile uyumluluk gösterir ve bu doğrultudaki faylarda sağ yönlü doğrultu bileşeni hakimdir.

Eskişehir ovasını oluşturan ve Eskişehir'in güneyinden geçen normal faylar bulunmaktadır. Bu faylar genelde D-B yönlüdür. Bu fayların güney blokları yükselmiş, kuzey blokları düşmüştür. Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında uzanan segmentlerinden herbiri potansiyel deprem riski oluşturmaktadır. Ancak, Turgutlar-Eskişehir arasında uzanan segment deprem riskinin en fazla olduğu segment olarak düşünülmektedir (Gözler, Cevher ve Küçükayman, 1985).

BKB-DGD doğrultulu Eskişehir fay zonu sağ yönlü doğrultu atımlı normal bileşenli bir fay zonudur ve Sultandere ile İnönü arasında birbirini takip eden segmentler halinde uzanır. Fay zonunun Holosen ve Pleyistosen yaşlı birimleri kesmesi ve bu birimler içinde depolanma sırasında meydana gelmiş yapıların bulunması faydaki aktivitenin devam ettiğini göstermektedir. Fay zonu üzerinde 20 yy.da magnitüdü 4 ve üzerinde çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Şerefiye, Gündüzler, Yakakayı, Dağküplü, Ilıca, Atalantekke köyleri ve çevresinde ekaylı yapılar ve bindirmeler şeklinde kendini göstermektedir. Ancak Triyas sonunda oluşumunu tamamlamış bu ekaylı sistem, daha sonraki yapısal hareketlerden de etkilenmiştir. Triyas sonunda hâkim olan K-G istikametindeki sıkışmalar neticesi D-B yönlü fay sistemleri gelişmiştir. Üst Kretase veya sonrasında Sakarya vadisi ve batısında gelişen yine K-G yönlü sıkışmalar bölgeyi etkilemiş ve de özellikle Triyas, Jura, Üst Kretase birimlerinde doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Diğer taraftan Neojende gelişen tektonik olaylar (K-G yönlü gerilmeler) neticesinde de İnönü-Eskişehir-Sivrihisar istikametinde gelişen düşey faylar oluşmuştur. Bu faylar Eskişehir'in kuzey, güneyinden geçmekte olup, bir sistem oluşturmaktadır (Altunel ve Barka, 1998).



Şekil 1.2 Çalışma alanının jeoloji haritası

BÖLÜM 2

2.1 Potansiyel Alan Verilerine Uygulanan Veri-İşlem Yöntemleri

Gravite ve manyetik yöntem doğal kaynaklı potansiyel alan yöntemi olduklarından her iki yöntemin verilerine benzer veri-işlem yöntemleri uygulanmaktadır.

Gravite yönteminde yeraltında bulunan farklı yoğunluktaki kütlelerin yeryüzünde meydana getirdiği çekim etkisi değişimi, Manyetik yöntem de ise yeraltında bulunan farklı manyetik duyarlığa sahip kütlelerin yeryüzünde meydana getirdiği manyetik alan değişimleri ölçülür. Yeryüzünde yapılan ölçüm değerlerine bir takım düzeltmeler uygulandıktan sonra elde edilen anomali değerleri, sığ (rezidüel) ve derin yapısal (rejyonal) etkilerin toplamından oluşur. Çalışmanın amacına göre, bu etkiler birbirinden ayrılmalıdır. Şöyle ki, daha derin ve bölgesel bir yapı ile ilgileniliyor ise sığ etkilerin, yüzeye yakın yerel etkilerin araştırılması ile ilgileniyor ise derin etkilerin anomaliden atılması gerekir. Bunun için çeşitli veri-işlem teknikleri geliştirilmiştir.

Derin kütlelerin etkilerinin araştırılması amacı ile uzun dalga boylu değişimleri elde etmek için;

- Trend analizi,
- Alçak geçişli süzgeçleme,
- Yukarı doğru analitik uzanım,

Yüzeye yakın kütlelerin etkilerinin araştırılabilmesi amacı ile kısa dalga boylu değişimleri elde etmek için;

- Yüksek geçişli süzgeçleme,
- Aşağı doğru analitik uzanım ve
- İkinci türev

yöntemleri kullanılmaktadır.

2.1.1 Analitik Uzanım

Yeryüzünde gözlemsel olarak elde edilen potansiyel alan (gravite, manyetik) anomalisi, derinlikleri ve kütleleri birbirinden farklı olan cisimlerin (yapıların) anomalilerinin toplamından oluşmaktadır. Bu cisimleri (yapıları) birbirinden ayırabilmek jeofiziğin en önemli sorunlarından biridir.

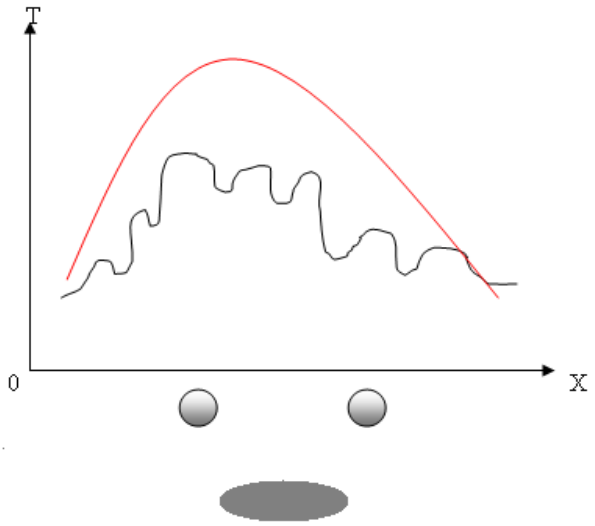
Bu amaçla aşağı ya da yukarı doğru analitik uzanım yöntemleri kullanılabilir.

2.1.1.1 Aşağı Analitik Uzanım Yöntemi

Daha derinde alınan ölçülerin nasıl olacağı düşünülerek yapılır. Aşağı analitik uzanım yönteminde derinlik sınırlaması vardır. Yani derinlik artarsa gürültüde artar. Sığ anomalileri geçerken çok dikkatli olmak gerekir. Bunun nedeni aşağıya doğru gidildikçe önce en sığ cisme yaklaşılacağından bu cismin anomalisi daha belirgin hale gelir (Pınar, 1984).

2.1.1.2 Yukarı Analitik Uzanım Yöntemi

Bu yöntemde derin kütlelerin etkisi daha fazlayken, yüzeye yakın küçük kütlelerin etkisi azalır.



Şekil 2.1 Yukarı analitik uzanım sonucu elde edilen sinyal görünümü

Yukarı analitik uzanım yöntemiyle şekildeki küçük kütlelerin etkisi azaltılır. Ayrıca alınan ölçümlerin yukarı doğru itilmesiyle de küçük kütlelerin etkisi azaltılır ve bir kütle olduğu ortaya çıkar (Ateş, 2004).

Potansiyel teori sonuçlarından potansiyelin θ(x,y,0) yukarıya doğru analitik uzanım denklemi Henderson ve Zeitz (1949) tarafından verilmiştir. z=0 düzleminden z=h düzlemine yukarı uzanım:

$$\theta(x,y,h) = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \frac{h.\theta(\alpha,\beta,0)}{2\pi((x-\alpha)^2+(y-\beta)^2+h^2)^{3/2}}\, d\alpha d\beta \qquad (2.1)$$

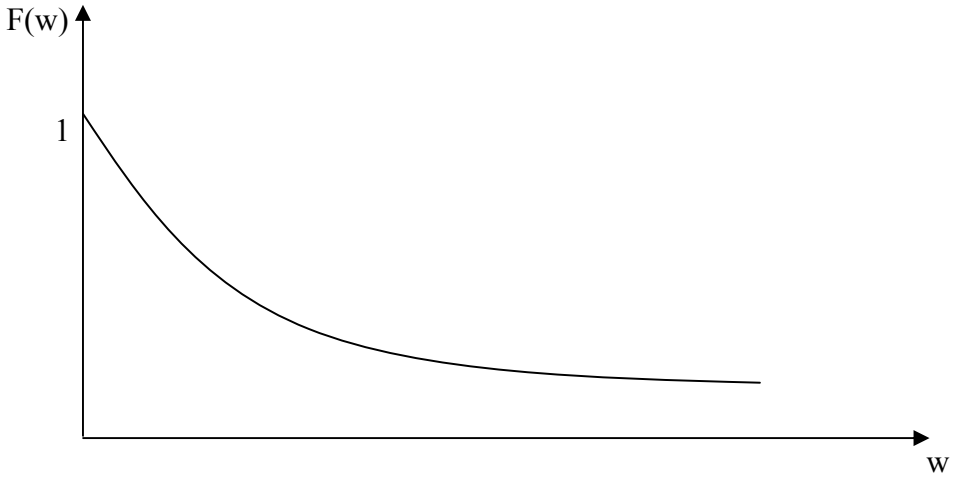
denklemi ile verilir. Görüldüğü gibi denklem bir evrişim denklemidir ve burada

$$f_y(x,y,h) = \frac{h}{2\pi(x^2+y^2+h^2)^{3/2}} \qquad (2.2)$$

süzgeçleme fonksiyonu olarak düşünülebilir ve yukarı uzanım işlecidir. Bunun frekans yanıtı yukarı doğru analitik uzanım dalga sayısı tepki işlevini vermektedir.

$$F_Y(u,v,h) = e^{-2\pi h(u^2+v^2)^{1/2}} \qquad (2.3)$$

bağıntısı ile gösterilebilir (Fuller, 1967). Yukarı doğru uzanım dalga sayısı, tepki fonksiyonunun değişimi ise Şekil 2.2 de verilmektedir.

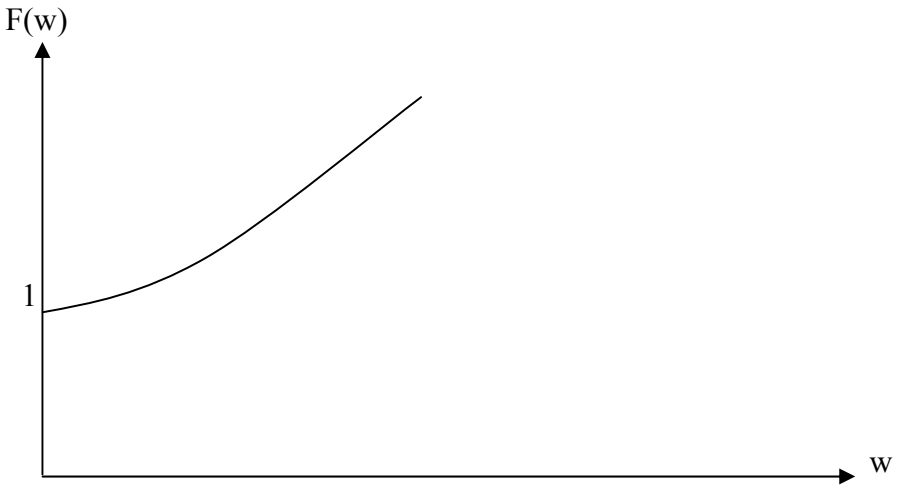


Şekil 2.2 Yukarı doğru uzanım tepki fonksiyonu

Aynı şekilde arada herhangi bir kaynağın olmadığı z=-h düzlemine aşağıya analitik uzanım ise $F_Y(u,v,h)$ denkleminden çıkarılabilir. Aşağı uzanım frekans yanıtı, yani dalga sayısı tepki işlevi ise;

$$F_a(u,v,h) = \frac{1}{F_Y(u,v,h)} = e^{2\pi i(u^2+v^2)^{1/2}} \tag{2.4}$$

ile bulunur. Aşağı uzanım tepki fonksiyonu ise Şekil 2.3 de görülmektedir.



Şekil 2.3 Aşağı doğru uzanım tepki fonksiyonu

Uzanım işlemini gerçekleştirebilmek için, önce F_y veya F_a ile verilen tepki işlevi oluşturulur. Daha sonra bu tepki işlevinin ters Fourier dönüşümü alınarak uzay (zaman) ortamına geçilir. Elde edilen işleç, sıfır düzlemindeki veri ile evriştirilerek istenilen düzlemdeki analitik uzanım işlemi gerçekleştirilmiş olur.

2.1.2 Trend Analizi

Trend analizinin kullanım alanı çok geniş ve yaygındır. Genel olarak verinin düzgün değişen kısmının matematiksel bir yüzey olarak gösterilmesidir. Böyle bir yüzeyi tanımlamak ise En Küçük Kareler olarak adlandırılan istatistiksel yöntem kullanılarak başarılabilir. Yüzeyin tanımlanması ise uygun trendi gösteren polinomun kat sayılarının elde edilmesi demektir.

Bir diğer deyişle, verilerdeki derece sırasını göstermek için veri noktalarını bir analitik yüzeye uydurmak, çakıştırmak anlamındadır. Bunun karşıtı uymayan, hatalı veriler rezidüeli verir. Amaç, verilerdeki eğilimi (trend) analiz etme olarak açıklanabilir. Bunun altında yatan varsayım verilerin düşük dereceli düzgün bir yüzeyle gelişigüzel gürültü bileşenlerine ayrılabileceğidir. Analitik yüzeydeki bağımsız değişkenlerin sayısı, veri noktaları sayısından az olmalıdır (%10 veya daha az).

Trend analizinde en uygun trend diye birşey yoktur. En iyi trend sonuçta verinin kendisidir. Jeofizikte kullanma alanı çoğunlukla potansiyel veriler (gravite ve manyetik) içindir. Bu verilerin yeraltındaki uzak ve yakın tüm kaynakların bileşenlerinin toplamı olmasından dolayı elde edilen trendi amacımıza uygun rejyonal olarak tanımlayabiliriz. Amaca uygun trend yüzeyinin tek olma diye bir koşulu yoktur. Bu durum sürekli göz önünde bulundurulmalıdır (Şapçıoğlu, 1980).

Trend analizi, arazide yapılan gözlemlerden elde edilmiş ve eğer varsa üzerinde gereken düzeltmeler yapıldıktan sonra haritalanmış verileri ‘Trend’ ve ‘Rezidüel’ diye terimlendirilebilen iki bileşene ayıran metoda verilen isimdir. Bu metot tamamen istatistiksel teoriye dayanmaktadır. Yöntem esas olarak iki bağımsız değişken içeren çeşitli derecelerden polinomların sırasıyla harita verilerine uydurulmasından oluşmaktadır. Yapılan istatistikî testler sonucunda veriye en iyi uyan polinomun temsil ettiği düzlem bizim rejyonal trendimizi, trendden olan sapmalar ise rezidüellerimizi temsil eder.

Bir doğrusal trend yüzeyi;

$$Y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 \qquad (2.5)$$

tipinde bir denklemdir. Burada a_0 gözlemlerin ortalaması ile ilgili bir değer, a_1 D-B koordinat bileşeni, a_2 K-G koordinat bileşeni, Y gözlenen gravite değerlerimizdir.

$\hat{Y}$ rejyonal trendimiz, r rezidüellerimiz olsun. Bu durumda rezidüel fonksiyonu;

$$r = Y - \hat{Y} = Y - (a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2) \qquad (2.6)$$

olarak tanımlanır.

Trend bir doğrusal fonksiyon ve bu doğrusal fonksiyonun trendden olan sapmaların, yani rezidüellerin karelerinin toplamı sıfır olması gerekmektedir. Yani;

$$\sum r^2 = \sum \left[Y - (a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2) \right]^2 = 0 \qquad (2.7)$$

olmalıdır.

Sisteme en iyi uyan doğrusal düzlemin bulunabilmesi için a_0, a_1 ve a_2 sabitlerinin bulunması gerekmektedir. (2.7) eşitliğinde bu sabitlere göre ayrı ayrı türev alındığında üç bilinmeyenli üç denklem elde edilir. Buradan da matris çözümü uygulayarak a_0, a_1 ve a_2 sabitleri saptanır. Böylece trend değerlerini bulunarak veriye en iyi uyan doğrusal düzleme ulaşılır.

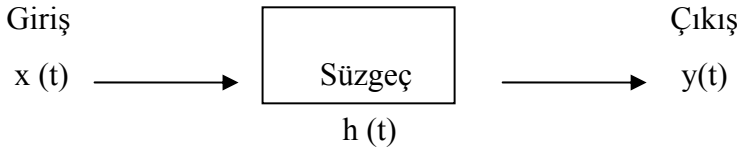
Bir trend yüzeyinin uyumunun iyiliği istatistiki olarak araştırılabilir. Amaca uygun trend yüzeyinin derecesi uyumluluk ve F-testi incelemesi ile bulunur. Trend yüzeyinin derecesi arttıkça uyumluluk (korelasyon) katsayısı da artar. Belirli bir dereceden sonra uyumluluk katsayısının artışı azalmaya başlar. Bu azalımın başladığı trend derecesi en uygun trend yüzeyidir. En iyi trend verinin kendisi olduğundan bu katsayı 1'e eşit olduğunda trend yüzeyi ile verilerin yüzeyi çakışır.

2.1.3 Süzgeçleme

Verilerdeki istenmeyen gürültüleri bastırmak, sinyal olarak nitelenen istenen kısmı ise ortaya çıkaran matematiksel operatörlere süzgeç denir. Verilen süzgeç tanımı, süzgeçlerin frekans ortamında tanımlanmasını sağlayan genlik spektrumuna göre yapılır. Bütün bu tanımlanan süzgeçler verilerdeki istenilen frekans bandında yer alan sinüzoidal bileşenlerin süzgeçten geçmesi, istenmeyen frekans bandından yer alan sinüzoidal bileşenleri süzgeç tarafından durdurulması esasına dayanır.

2.1.3.1 Sayısal süzgeçler

Süzgeçler bir giriş verisini istenilen bir çıkış verisine dönüştüren düzeneklerdir ve değişik biçimlerde sınıflanabilirler. Sürekli verilerin süzülmesinde kullanılan süzgeçlere 'analog' süzgeçler denir. Bunlar elektrik devreleridir. Sayısal verilerin süzülmesinde kullanılan düzeneklere ise sayısal süzgeçler denir. Sayısal süzgeçler alçak geçişli, yüksek geçişli ve band geçişli olarak üretilip, Şekil 2.4'de olduğu gibi h(t) süzgeç fonksiyonu giriş verisi x (t) 'yi çıkış verisi y (t)'ye çevirir. Bir giriş ve bir çıkışlı süzgecin şematik gösterimi (Karadut, 2002);



Şekil 2.4 Bir giriş ve bir çıkışlı süzgeç

Süzgeçleme işlemi zaman ortamında,

$$y(t) = x(t) * h(t)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Burada * konvolüsyon işlemini göstermek üzere x(t) ; giriş verisini, h(t) ; süzgeç işlevini, y(t) ; çıktı verisini simgelemektedir.

Süzgeçleme işlemi frekans ortamında bir çarpım olarak tanımlanır ve

$Y(i\omega) = X(i\omega).H(i\omega)$ bağıntısı ile verilir. Bu bağıntıdaki Fourier çiftleri,

$x(t) \longleftrightarrow X(i\omega)$

$y(t) \longleftrightarrow Y(i\omega)$

$h(t) \longleftrightarrow H(i\omega)$

olarak tanımlanmaktadır.

$\omega = 2\pi f$ 'dir. ω ; radyal/s birimli açısal frekans olup f; indirgenmiş frekanstır.

Dönüştürme fonksiyonu,

$H(i\omega) = \frac{Y(i\omega)}{X(i\omega)}$ 'dir.

Dönüştürme fonksiyonu H(iω) karmaşık fonksiyondur ve

$H(i\omega) = |H(i\omega)|e^{i\phi(\omega)}$

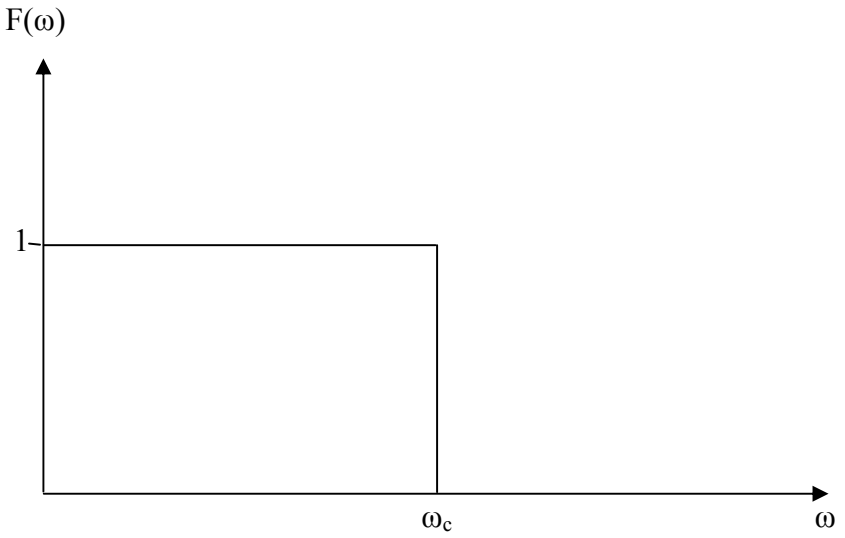
$|H(i\omega)| = F(\omega)$ biçiminde yazılabilir.

$|H(i\omega)|$ 'ya genlik Φ (ω)' ya faz fonksiyonu denir. Genlik ve fazın frekansa (ω) göre değişimi süzgeci tanımlar.

2.1.3.2 Süzgeçlerin Sınıflandırılması

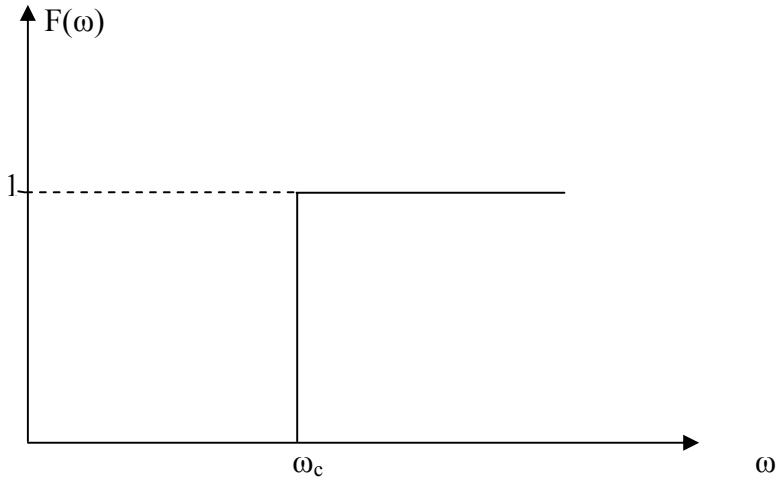
Süzgeçler kesme ve geçirme frekanslarının seçimine göre sınıflara ayrılırlar. Bir aralıktaki frekansların geçirilmesi isteniyorsa bu aralığa geçirim aralığı veya geçirim bandı, atılmak isteniyorsa kesme aralığı veya kesme bandı denir. Genlik fonksiyonu $|H(i\omega)|$'na göre de süzgeçlerin sınıflaması yapılabilir.

2.1.3.2.1 Alçak Geçişli Süzgeçler. ω=0'dan ω= ω_c'ye kadar bütün frekansları geçiren ve kesme frekansı denilen ω_c'den büyük bütün frekanslı olayları sönümleyen süzgeçlerdir. B= ω_c'ye süzgecin band genişliği denir. Bu süzgeç türünde sığ değişimler (rezidüel etkiler) süzülür derin (rejyonal) etkiler geçirilir.



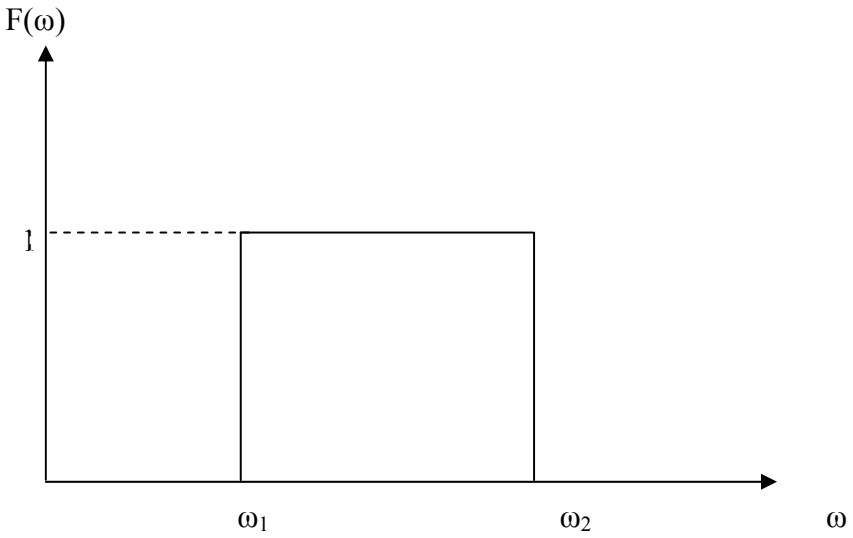
Şekil 2.5 Alçak geçişli süzgecin genlik yanıtı

2.1.3.2.2 Yüksek Geçişli Süzgeçler. $0 \le \omega < \omega_c$ aralığındaki frekansları kesen(sönümleyen) ve $\omega > \omega_c$ aralığındaki frekansları geçiren süzgeçler yüksek geçişli süzgeçlerdir. ω_c'ye kesme frekansı da denir. Bu süzgeç türünde ise derin etkiler (rejyonal etkiler) süzülür, sığ (rezidüel) etkiler geçirilir.



Şekil 2.6 Yüksek geçişli süzgecin genlik yanıtı

2.1.3.2.3 Band Geçişli Süzgeç. İki kesme frekansı ω_1 ve ω_2 frekansları arasındaki değişimleri geçiren, diğer değişimleri kesen süzgeçlere band geçişli süzgeç denir. Süzgeç $\omega=\omega_1$'den $\omega=\omega_2$'ye kadar bütün frekanslardaki değişimleri değiştirmeden geçirir. $0< \omega<\omega_1$ ve $\omega>\omega_2$ kesme bandlarıdır. $B= \omega_2 - \omega_1$ süzgecin band genişliğidir.



Şekil 2.7 Band geçişli süzgecin genlik yanıtı

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

2.1.4 İkinci Türev

Herhangi bir kütlenin bir noktada oluşturduğu anomalinin istenilen doğrultuda türevi alınabilir. X ve Y düzlemlerindeki herhangi bir yöndeki türeve gravitenin yatay gradienti denir. Z yönündeki türeve düşey gradient denir.

Türev haritalarında genellikle bozucu kütlenin tesiri görülür. Türev yöntemleri incelendiğinde zaman süzgeç karakteristiği olduğu görülür. Bu yöntem bir ayırım yöntemi gibi düşünülmüştür. Bütün türev haritalarında azda olsa bir rejyonel tesir görülür. Birinci dereceden bir eşitliğin ikinci türevinin sıfır olması nedeniyle sonlu boyutlardaki cisimlerin sınırları yaklaşık olarak anomalinin dönüm noktalarına rastlar. Bu nedenle, potansiyel alan verilerinde ikinci düşey türev anomali haritasındaki sıfırlar yeraltındaki yapının olası sınırlarını gösterir(Sarı, 1984).

z=0 düzlemindeki Q(x,y,z) potansiyel verisinin Fourier dönüşümü Φ(u,v) olarak alınırsa,

$$Q(x,y,z)\,\underset{z=0}{l} = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\Phi(u,v)\exp[2\pi i(ux+vy)]dudv \qquad (2.8)$$

olur. Potansiyel veriler kaynağın olmadığı yerlerde Laplace bağıntısını sağlayacağından,

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2}Q(x,y,z) = -(\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2})Q(x,y,z) \qquad (2.9)$$

yazılabilir. Q(x,y,z) eşitliğinin x ve y' ye göre ikinci türevlerini alarak (2.9) no.lu bağıntıda yerine koyarsak ikinci türevin dalga sayısı yanıtı,

$$F(u,v) = 4\pi^2(u^2+v^2) \qquad (2.10)$$

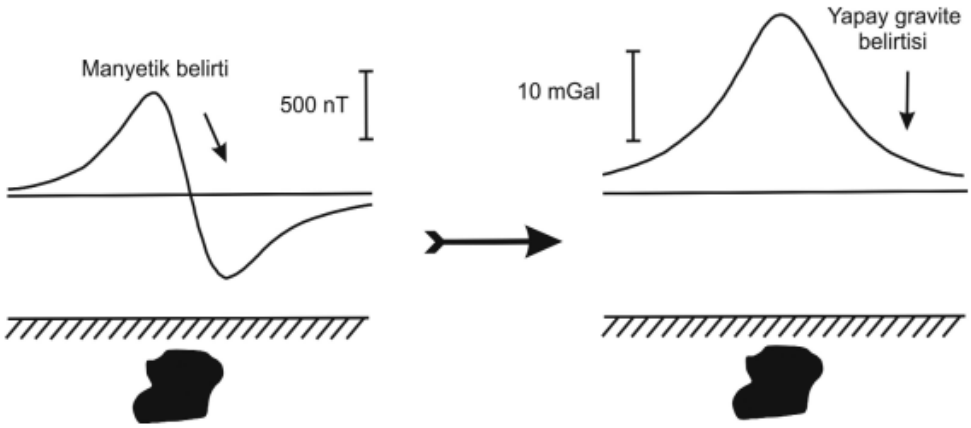
elde edilir.

2. türev işlecinin oluşturulmasında (2.10) bağıntısından yararlanılır. Önce işlecinin frekans tepki işlevi oluşturulur. İkinci aşamada bu işleç ters Fourier dönüşümü ile zaman ortamına geçilerek uzay ortamı katsayıları bulunur. Bu katsayılar ile de veri evriştirilerek ikinci türev anomali haritası elde edilir. Benzer tarz yaklaşımlar kullanılarak daha üst mertebeden türev alma işlemleri de gerçekleştirilebilir (Akçığ ve Pınar, 1994).

2.1.5 Sınır Analizi

Sınır analizi yöntemi ilk kez, Cordel ve Grauch (1982, 1985) tarafından belirtilere neden olan kaynak yapıların yoğunluklarında ve manyetik duyarlıklarında ani değişimlerin yerlerinin belirlenebilmesi ve bu kaynak yapıların yatay yönde sınırlarının saptanabilmesi amaçlarıyla kullanılmıştır. Yöntemin amacı, yatay türev haritasında en yüksek genlik noktalarını belirleyebilmektir. Daha sonraları Blakely ve Simpson (1986) tarafından yapılan çalışmalar sonucunda yöntem geliştirilmiş ve yatay türev genliklerinin harita düzlemi üzerinde en yüksek noktalarının belirlenmesi

için bir algoritma haline getirilmiştir. Sınır analizi yöntemi, gravite verilerine uygulanmakta olup, eğer manyetik verilerle çalışılıyorsa yapay gravite dönüşümü gerçekleştirilmelidir (Ekinci ve Kaya, 2006). Böylece belirtinin en yüksek değerlerinin kütle merkezi üzerinde yer alması sağlanmaktadır (Şekil 2.8). Bilindiği gibi, Poisson eşitliği manyetik alanı gravitasyonel alana çevirmede kullanılabilmektedir.



Şekil 2.8 Manyetik belirti ve yapay gravite belirtisi (Blakely,1995)

$$V = \frac{J}{G\rho}\frac{\partial U}{\partial v} \tag{2.11}$$

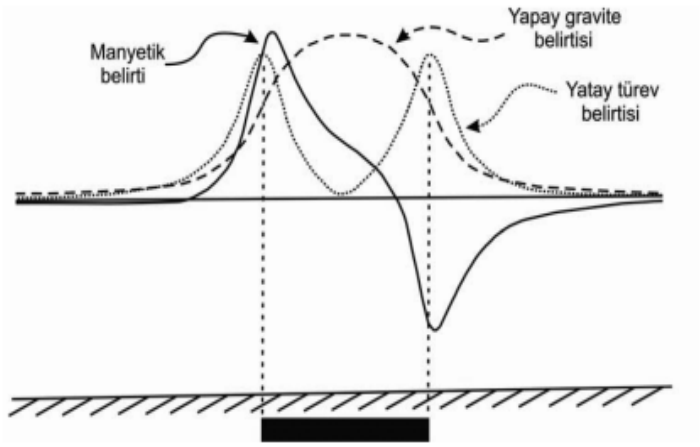
Burada; V, J manyetik duyarlılık şiddeti ile aynı yönde manyetize olmuş cisimden kaynaklanan manyetik alan potansiyelidir. U aynı cismin gravitasyonel potansiyeli, G ise evrensel gravitasyonel sabitidir. Yoğunluk $\rho = J / G$ olup, eşitlik (2.11)'de yerine konulursa;

$$V = \frac{\partial U}{\partial v} \tag{2.12}$$

elde edilir. (2.12) no.lu bağıntının Z 'ye bağlı diferansiyeli ise,

$$Z = \frac{\partial g}{\partial v} \tag{2.13}$$

olarak verilir (Baranov, 1957). Burada; Z manyetik belirtinin düşey bileşeni, g ise gerçek gravite belirtisi değil yapay gravite belirtisidir (Doğan ve Ateş, 1998).Yapay gravite veya gravite belirtisinin yatay türevinin alınması, ikinci aşamada yapılması gereken işlemleri oluşturmaktadır. Yüzeye yakın kütlelere ait yapay gravite veya gravite belirtilerinin yatay türevleri köşe değerleri üzerinde en yüksek değere ulaşmaktadır (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 Kaynak yapının manyetik belirtisi, yapay gravite belirtisi ve yatay türev büyüklükleri (Blakely, 1995)

Yatay türev genlikleri,

$$h(x,y) = \left[(\partial g_z(x,y)/\partial x)^2 + (\partial g_z(x,y)/\partial y)^2\right]^{0,5} = \left[\partial^2_{zx} + \partial^2_{zy}\right]^{0,5} \qquad (2.14)$$

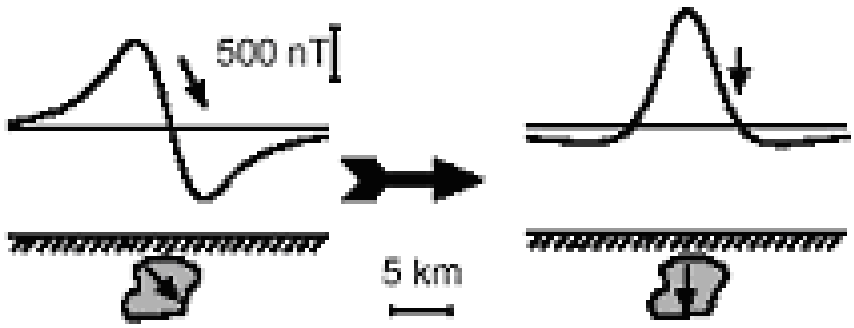
Bağıntısı ile elde edilmektedir (Cordel ve Grauch,1985).Yukarıdaki bağıntıda g_{zx} ve g_{zy} terimleri sırasıyla yapay gravite alanının x ve y yönlerindeki türevleri olup, sonlu farklar yaklaşımı kullanılarak elde edilir. Yatay türev yöntemi, belirtiye neden olan kaynak yapının yerinin, diğer bir ifadeyle sınır yerlerinin hesaplanmasında en basit yaklaşımdır ve manyetik kaynak üzerinde analitik sinyal büyüklüğünün bir yaklaşımı olarak kullanılmaktadır (Roest ve Pilkington, 1993; Phillips, 2001; Özyalın, 2003). Yatay türev genliklerinin kaynağın sınırlarında her zaman en yüksek noktada yer alabilmesi için bölgesel manyetik alan ve kaynak manyetik duyarlılık yönü düşey, kontak izole edilmiş ve kaynak kalın olmalıdır (Özyalın, 2003). Üçüncü ve son aşama ise, en yüksek yatay türev noktalarının yerleri ve genlik değerlerinin bulunmasıdır.

2.1.6 Kutba İndirgeme Dönüşümü

Yer manyetik alan yönünden dolayı manyetik anomali şeklinde meydana gelen bozukluğu gidermek için yapılan bir dönüşümdür. Bağıntısı Blakely (1995) tarafından Fourier ortamında aşağıdaki şekilde verilir.

$$F[\Delta T_r] = F[\psi_r]F[\Delta T] \tag{2.15}$$

Bağıntıda F= Fourier dönüşümünü, T= Manyetik anomaliyi, T_r = Kutba indirgeme dönüşümünden sonra elde edilen anomaliyi ve ψ_r = Yer maneytik alanı ve manyetik anomaliye neden olan yapının mıknatıslanmasına bağlı bir dönüşüm katsayıdır. Dönüşüm sonucunda elde edilen anomali kuzey yermanyetik kutbunda gibi ölçülmüş olan anomalidir. Şekil 2.10'da bir yapının kutba indirgemeden önce ve sonraki manyetik anomali eğrisi görülmektedir.



Şekil 2.10. Manyetik anomalinin kutba indirgimeden önce ve sonra görünümü.

2.1.7 Yapma Gravite Dönüşümü (Pseudo-gravity)

Yapay gravite verisinin dönüşümle elde edilmesi süreci doğrusal bir süzgeç yardımıyla genellikle Fourier ortamında gerçekleşir. Bu dönüşüm manyetik anomali verileriyle gravite anomali verileri arasında karşılaştırma yaparak ortak bir sonuca gidebilmek için yapılmaktadır. Bir yapının gösterdiği manyetik anomali ile yapma gravite dönüşümü sonucunda elde edilen anomali arasındaki fark ve ilişki Şekil

2.12'de gösterilmektedir. Bu ilişkiye ek olarak gravite anomali verileriyle karşılaştırması da Şekil 2.13'de görüldüğü gibidir. Manyetik potansiyel ile gravite potansiyeli arasında poisson bağıntısını kullanarak şöyle bir ilişki kurulmuştur:

$$W = -\frac{I}{G\rho}.\frac{\partial U}{\partial \vec{\alpha}} \qquad (2.16)$$

U = Gravite potansiyel

W = Manyetik potansiyeli

$\vec{\alpha}$ = Mıknatıslanma doğrultusu boyunca (polarizasyon değişkeni) birim vektör.

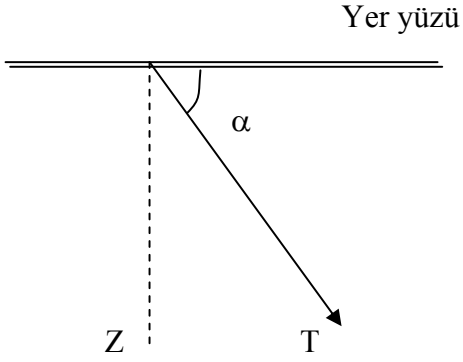
Şekil 2.11 bir vektörün polarizasyon değişkeni olan $\vec{\alpha}$ birim vektörü doğrultusundaki bileşenlerini göstermektedir.

$$\nabla U = -\,\text{grad}U = \vec{g} \qquad (2.17)$$

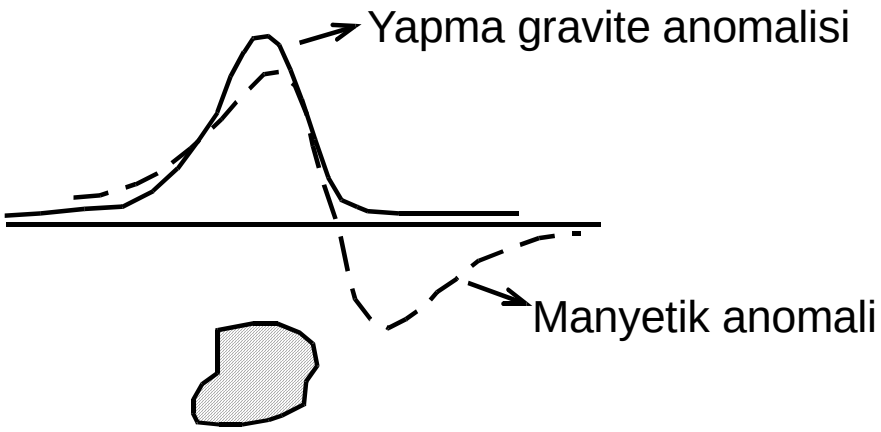
Yukarıdaki denklemlerde kullanılan parametreleri verecek olursa:

ρ yoğunluk

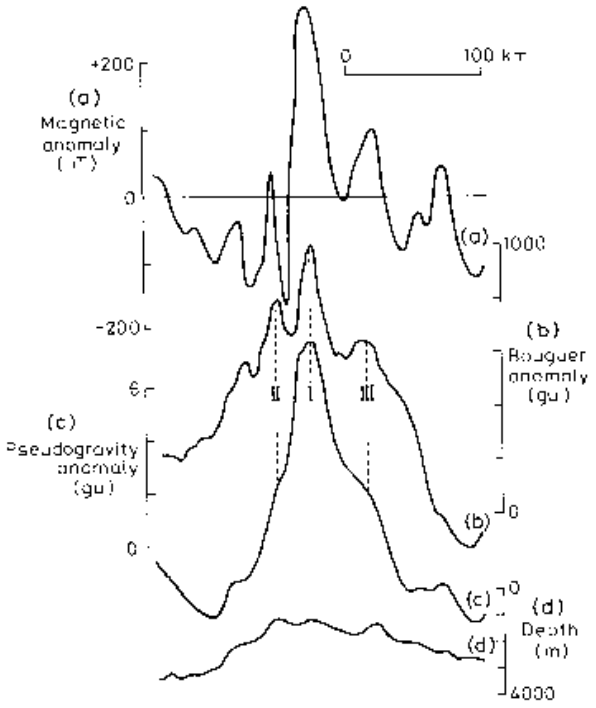
I mıknatıslanma şiddeti



Şekil 2.11 T vektörünün $\vec{\alpha}$ doğrultusundaki bileşeni.



Şekil 2.12 Bir yapının manyetik anomalisi ve yapma gravite dönüşüm anomalisi.



Şekil 2.13. Manyetik, gravite ve yapma gravite anomalilerinin karşılaştırılması (Ateş, 2004)

2.1.8 Yapı Derinliği Analizi

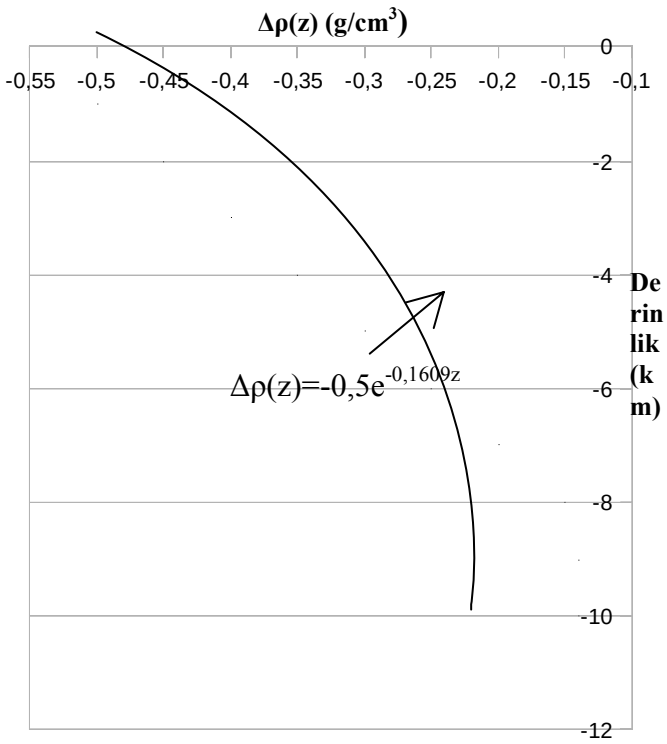
Gravite anomalilerine neden olan yeraltı yapılarının modellenmesi için, birçok yöntemde yoğunluk bilgilerinin yanı sıra derinlik bilgilerinin de belirtilmesi gerekmektedir. Bu parametrelerin gerçeğe yakın değerlerde kullanılması yapılan modellemenin güvenilirliği açısından önem kazanmaktadır.

Gelişigüzel biçimli iki boyutlu yapıların neden olduğu anomalilerin ters çözümü, yapının enine kesitinin bir çokgen olarak tanımlanmasıyla başlar. Çokgenin koordinatlarına yaklaşık değerlerin atanmasıyla başlayan işlem optimizasyon işlemi ile daha da iyileştirilir (Murthy ve Rao, 1993). Bazen parametreleri araştırılan yapıyı kuramsal olarak yanyana konmuş prizma serileri veya sonlu düşey dayklar olarak tanımlamak, bir çokgen ile sınırlamaktan daha uygun olabilir. Bu amaçla, Dyrelius ve Vogel (1972), iki boyutlu dikdörtgen prizma bloklarının üst yüzeylerini Z=0' da sabit tutarak σ yoğunluk farkı için yeraltı topoğrafyasını blokların alt yüzeylerinin derinliklerine bağlı olarak saptamışlardır. Pedersen (1977) ise, iki boyutlu düşey yönde sonsuza uzanan dikdörtgen prizma bloklarının üst yüzeylerinin derinliklerini Z referans derinliğine göre σ yoğunluk farkı ve K manyetik duyarlılık (süseptibilite) farkı için hem gravite hem de manyetik verilerden saptamıştır.

Murthy ve Rao (1989) ve Murthy (1990) ise dikdörtgen prizma bloklarının üst yüzeylerinin derinliğini saptarken ortalama derinlik kavramı yanında blokların üst yüzeylerinin alabileceği en büyük ve en küçük derinlik değerlerini de tanımlayarak saptanacak parametrelerin daha güvenilir olmasını sağlamışlardır (EK-1).

Tortul kayaçların yoğunluk-derinlik ilişkisi Athy(1930), Hedberg (1936) ve Maxant (1980) tarafından geniş olarak araştırılmıştır. Tortul havzalardaki yoğunluk farkı azalımının ikinci dereceden bir işlev yolu ile tanımı gravite verilerinin uzay ortamında üç boyutlu ters çözümü için bir çözüm türetmeyi mümkün kılar (EK-2).

Tortul havzalar çevre kayaçların yoğunluklarına kıyasla havzayı dolduran düşük yoğunluklu kayaçların neden olduğu negatif gravite anomalileri ile ilişkilidir. Gravite yorumunun amacı, bu negatif gravite anomalilerinden havzanın yapısını saptamaktır. Sığ derinliklerde yoğunluk hızla artar, sonra yavaşça asimtotik olarak temel kayaçlar yoğunluğuna ulaşır (Boyuer, 1993).



Şekil 2.14 Yoğunluk modeli (Murthy ve Rao, 1993)

BÖLÜM 3

3.1 Eskişehir ve Çevresinin Potansiyel Verilerine Uygulanan Veri-İşlem Yöntemleri ve Sonuçları

Eskişehir ve çevresinin 1/100.000 ölçekli ve 1 km aralıkla örneklenmiş gravite ve manyetik verilerine (Şekil 3.1 Gravite Anomali Haritası) (Şekil 3.2 Manyetik Anomali Haritası) ilk olarak Aşağı ve Yukarı Doğru Analitik Uzanım veri-işlem tekniği uygulanmıştır.

3.1.1 Analitik Uzanım

Verilere uygulanan aşağı doğru analitik uzanım tekniğinde derinlik sınırlaması olduğundan ve aşağı doğru gidildikçe sığ cismin anomalisi daha belirgin hale geleceğinden, yukarı doğru analitik uzanım tekniğinde de derin kütlelerin etkisi daha fazlayken yüzeye yakın küçük kütlelerin etkisi azalacağından, uzanım yapılacak düzlemin örnekleme aralığı h=1 km, h=2 km ve h=5 km şeklinde üç farklı derinlik araştırması yapılmıştır. Gravite verilerine uygulanan aşağı analitik sonucu Şekil 3.3, manyetik verilere uygulanan aşağı analitik uzanım sonucu Şekil 3.4, gravite verilerine uygulanan yukarı analitik uzanım sonucu Şekil 3.5 ve manyetik verilere uygulanan yukarı analitik uzanım sonucu da Şekil 3.6 haritalarında gözlenmektedir.

Uzanım işlemini yapabilmek için ilk olarak tepki işlevi oluşturulur ve ters Fourier dönüşümü alınarak zaman ortamına geçilir. Elde edilen işleç arazide alınan verimiz ile evriştirilerek istenilen analitik uzanım işlemi gerçekleştirilmiş olur.

3.1.2 Trend Analizi

Uygulanan trend analizi sonucunda Eskişehir ve çevresine ait Bouguer anomali haritasından elde ettiğimiz verilerimizi iki bileşene ayırmış oluyoruz. Bu ayırma işlemi sonucunda trend ve rezidüel verilerimizi elde ettik. Bouguer anomali haritası yeraltındaki tüm kaynakların çekim kuvvetlerinin toplam etkisini gösterirken elde

ettiğimiz rezidüel anomali haritası ise yeryüzüne yakın derinliklerde yer alan kaynakların etkisini görmekteyiz(Şekil 3.7, Şekil 3.8).

Gravite ve manyetik verilerine uygulanan trend analizinde trend derecesi 1 ile 8 arasında alınarak her bir değer için işlem yapılmıştır. Yapılan işlemler sonucunda trend derecesi 6. dereceden sonra korelasyon katsayısının düşmeye başladığı ve korelasyon katsayısının 1'e en yakın değeri aldığı hesaplanmıştır(Şekil 3.9, Şekil 3.10).

3.1.3 Süzgeçleme

Uzay boyutunda elde edilen potansiyel alan verilerimizi dalga sayısı ortamına dönüştürerek gerekli dalga sayılarını geçirip, diğerlerini durdurma işlemini yapabilmemiz için 0-0,1 devir/veri aralığı, 0-0,125 devir/veri aralığı, 0-0,2 devir/veri aralığı, 0-0,25 devir/veri aralığı, 0-0,3 devir/veri aralığı ve 0-0,35 devir/veri aralığı kesme dalga sayıları için ayrı ayrı süzgeçler düzenlenmiştir(Şekil 3.11, Şekil 3.12).

3.1.4 İkinci Türev

Arazide alınan potansiyel alan verilerine ikinci düşey türev uygulandığında ikinci düşey türev anomali haritasındaki sıfır değerleri yeraltındaki yapının olası sınırlarını göstermektedir(Şekil 3.13, Şekil 3.14).

3.1.5 Sınır Analizi

Verilerde yatay türev haritasında en yüksek genlik noktalarını belirleyebilmek için sınır analizi uygulanmıştır ve bunun sonucunda da kaynak yapıların sınırları belirlenmiştir. Bu en yüksek genlik noktaları gravite için Şekil 3.15'de, manyetik için Şekil 3.16'da gösterilmiştir.

3.1.6 Kutba İndirgeme Dönüşümü

Eskişehir ve çevresinde alınan manyetik verilerde manyetik cisim ile anomali arasında net bir ilişki gözlenemediğinden kutba indirgeme yöntemi ile yapıların oluşturduğu anomaliler saptanmıştır(Şekil 3.17).

3.1.7 Yapma Gravite Dönüşümü (Pseudo Gravity)

Arazide alınan manyetik verilerin gravite verileriyle karşılaştırılabilmesi için manyetik verilere yapay gravite alanı yöntemi uygulanmıştır(Şekil 3.18).

3.1.8 Yapı Derinliği Analizi

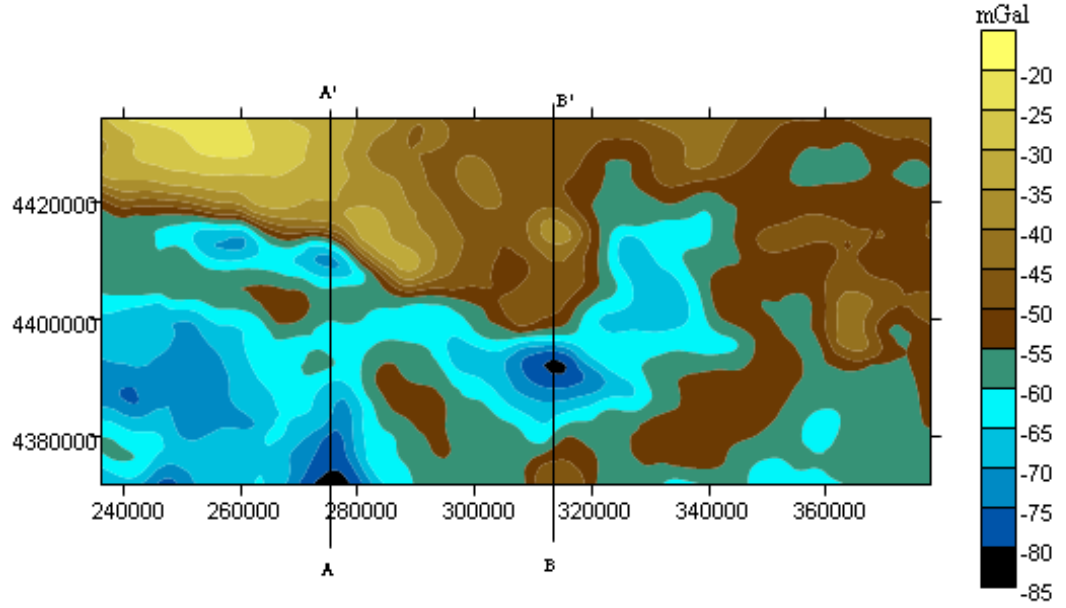
Gravite anomalilerinin modellenmesinde derinlik önemli bir faktör olarak rol oynamaktadır. Taban derinliğinin saptanabilmesi için ilk olarak üssel yoğunluk işlevi oluşturulmuştur(Şekil 3.19). Bunun için de eldeki jeolojik ve jeofizik verilerden yararlanılmış ve işlemler sonucunda taban topoğrafyası elde edilmiştir.

Chai ve Hinze(1988) tarafından önerilen;

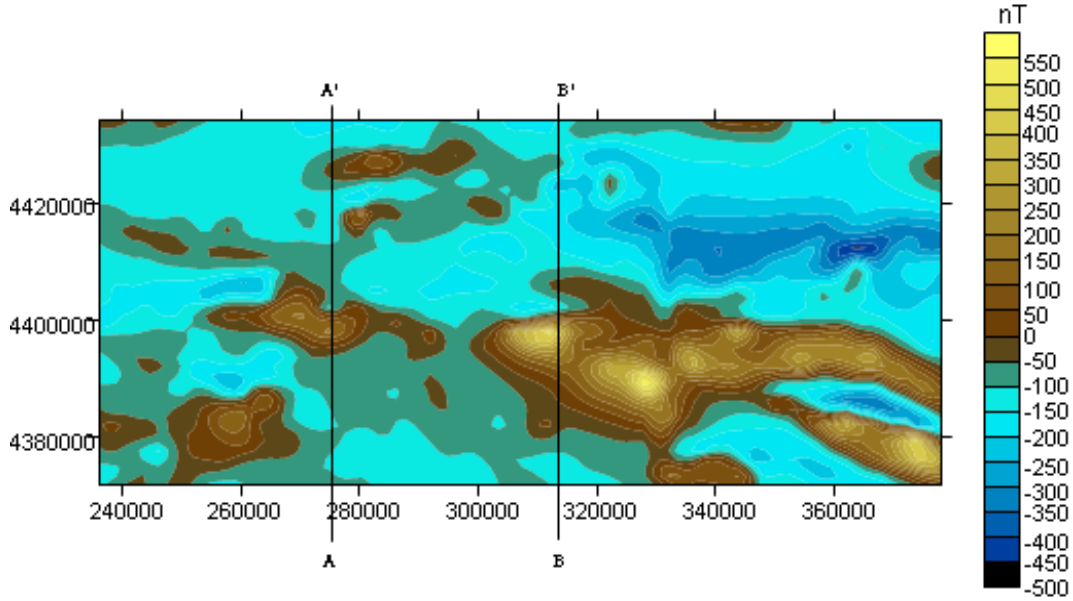
$$\Delta g(z) = -0{,}5\exp(-0{,}1609z)$$

üssel yoğunluk işlevine karşılık gelen derinliğe karşı yoğunluk verileri (Şekil 3.19) ikinci dereceden bir fonksiyona uyarlanarak $(g(z) = a_0 + a_1 z + a_2 z^2)$ katsayılar a_0=-0,7 a_1=0 a_2=0 olarak hesaplanmıştır.

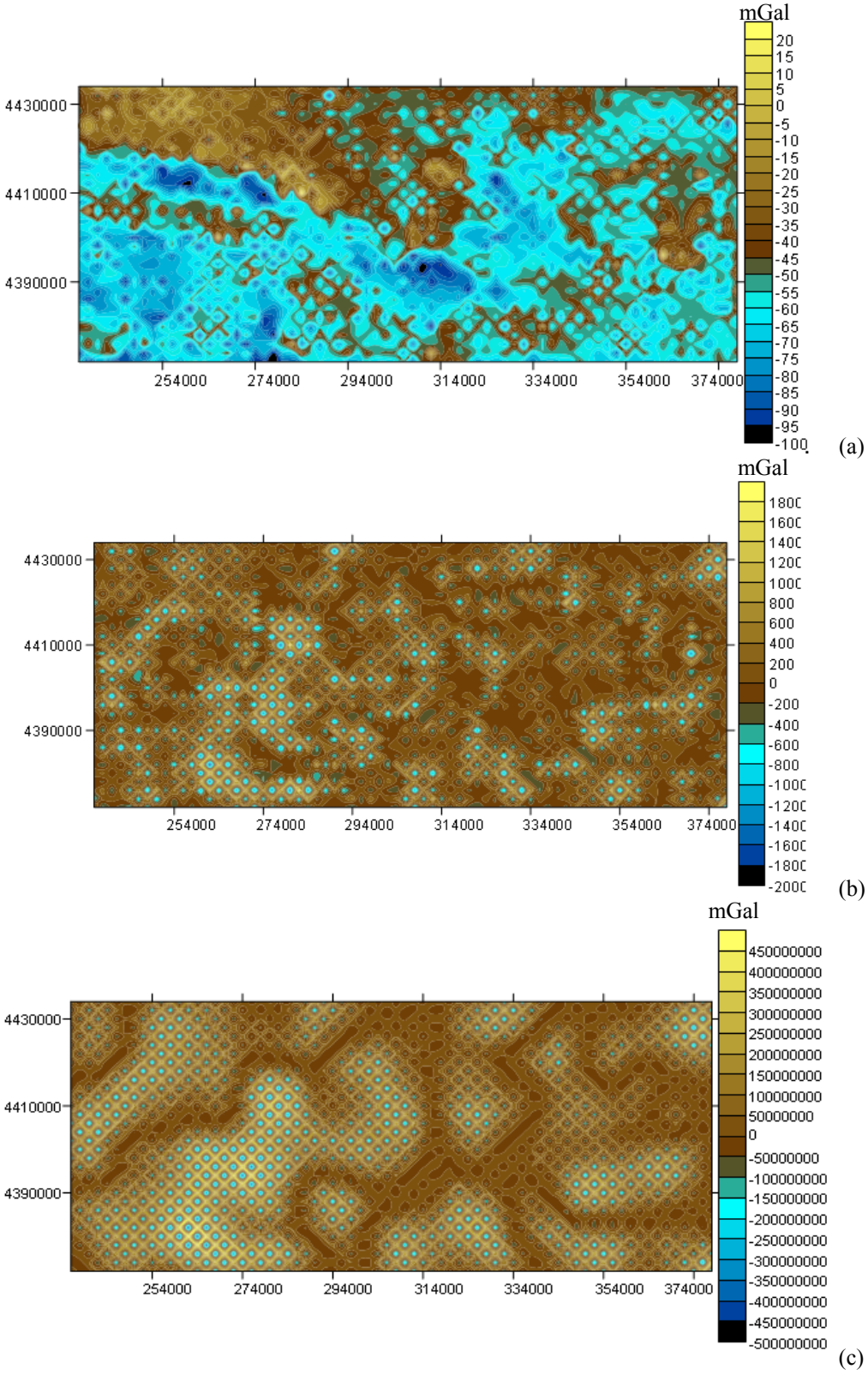
Anomali haritası 1 km örnekleme aralığıyla sayılaştırılan bölgenin taban derinliğini saptamak amacıyla a_0, a_1, a_2 katsayıları kullanılarak Şekil 3.20 elde edilmiştir.



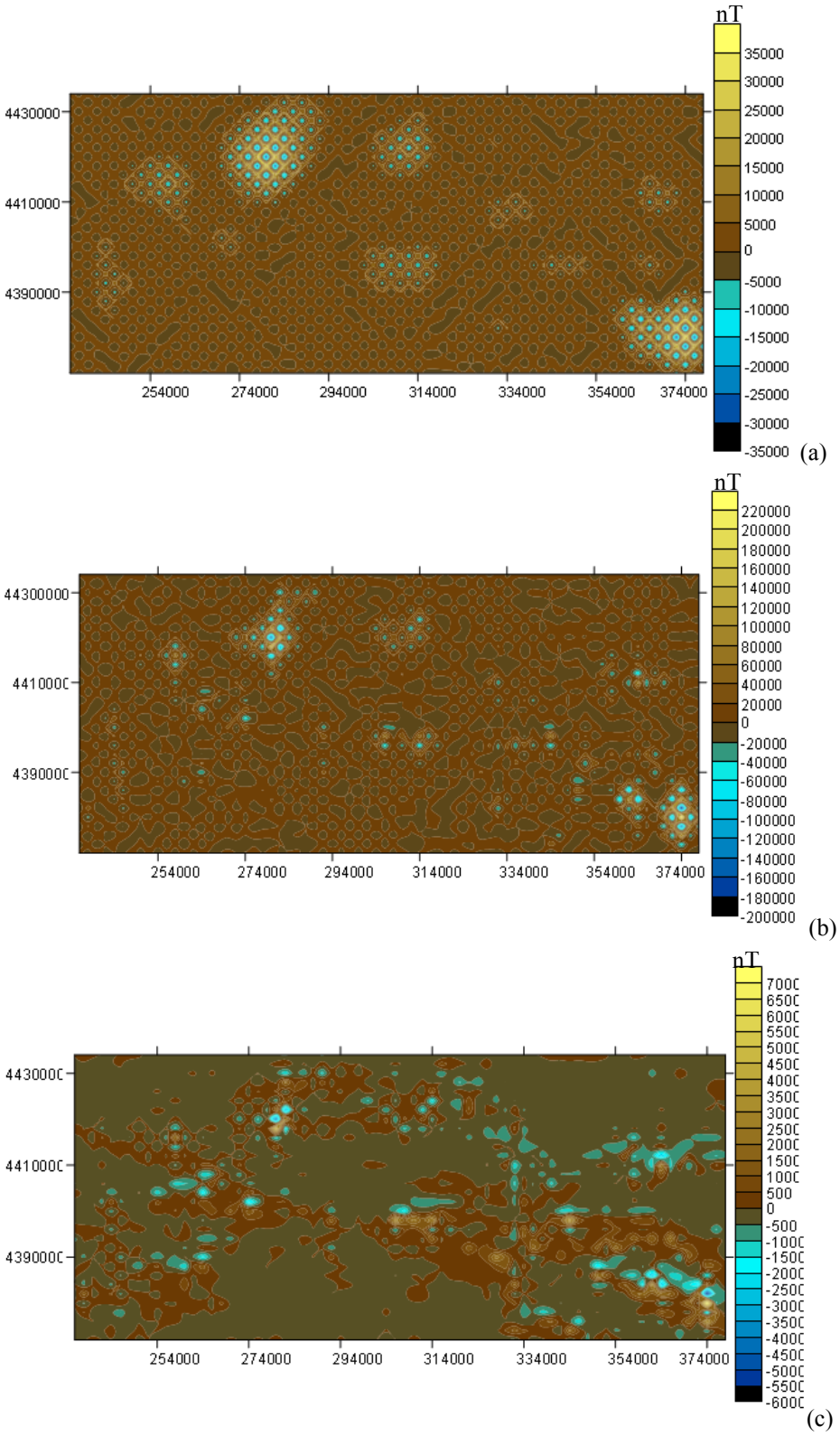
Şekil 3.1 Gravite Anomali Haritası



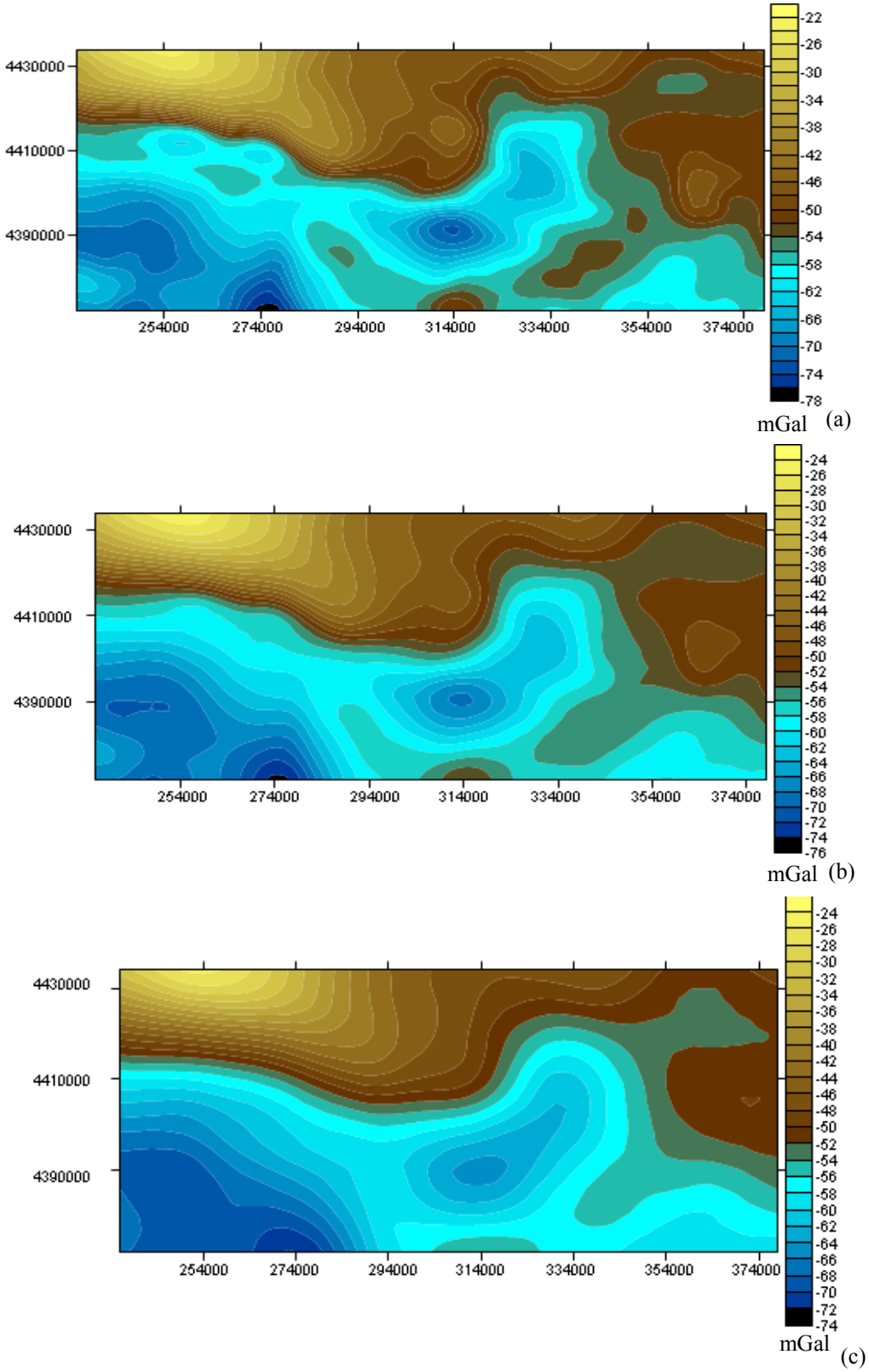
Şekil 3.2 Manyetik Anomali Haritası



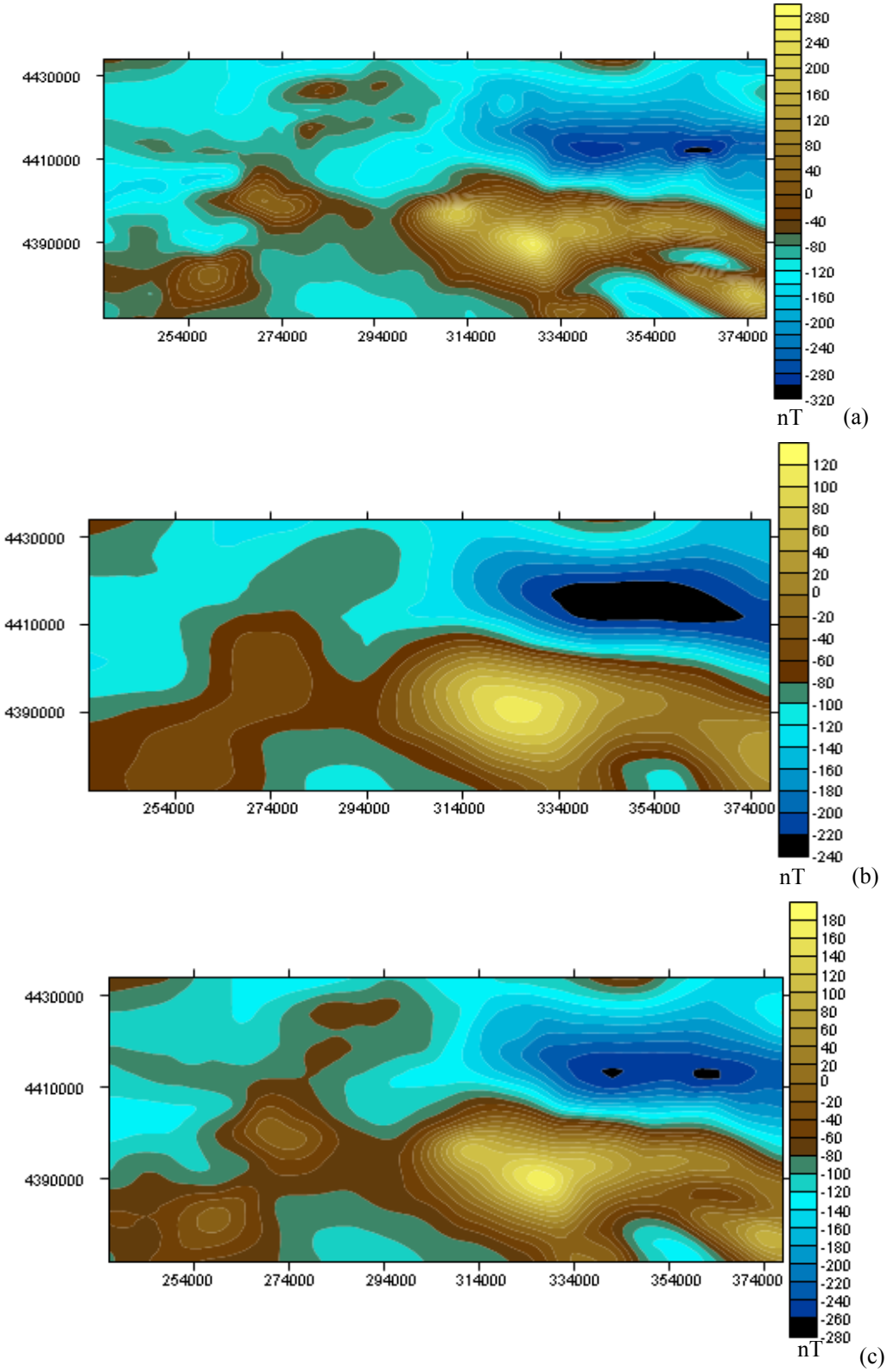
Şekil 3.3 Gravite verilerine (a) h=1km için, (b) h=2km için, (c) h=5km için aşağı analitik uzanım



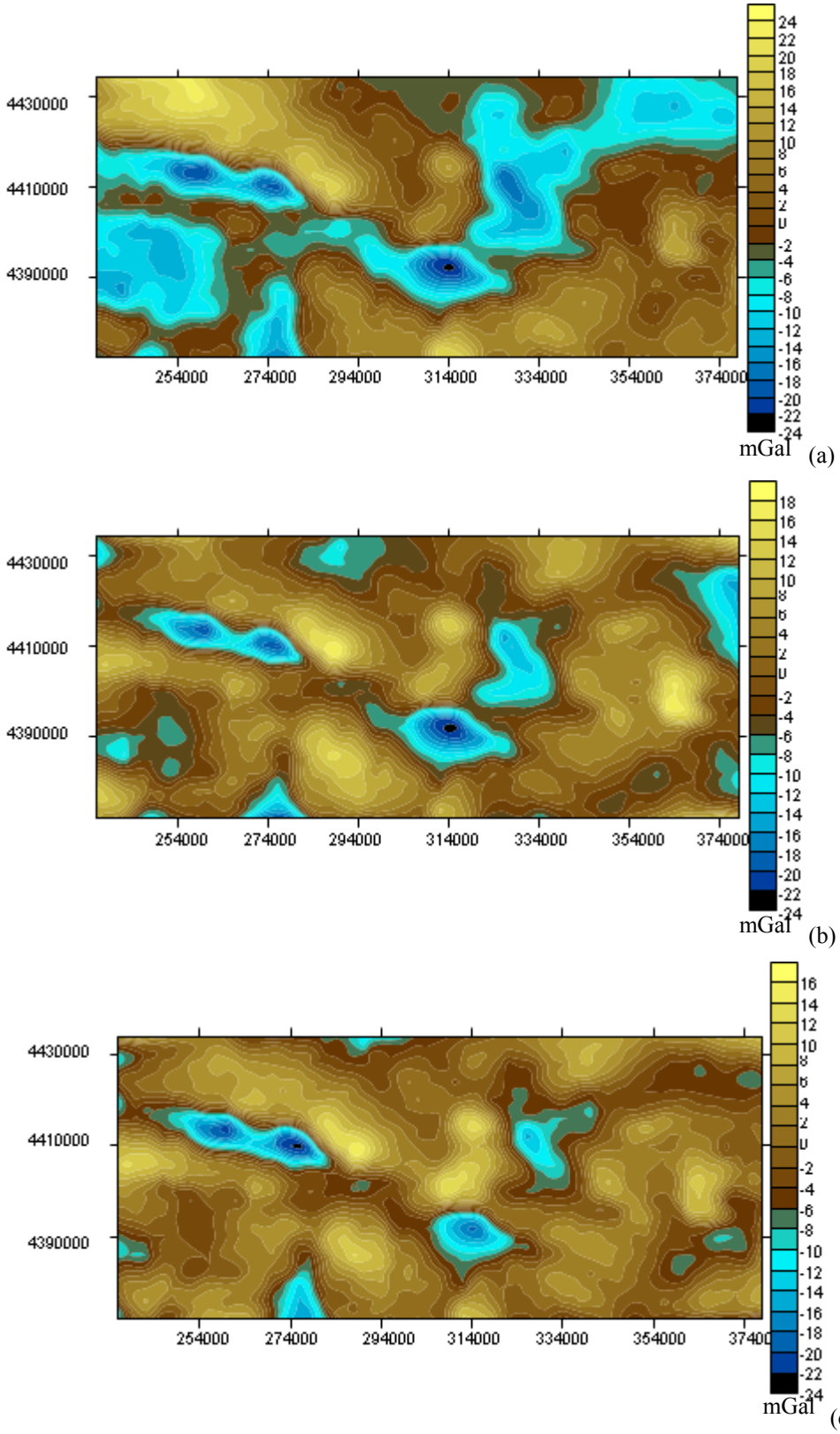
Şekil 3.4 Manyetik verilerine (a) h=1km için, (b) h=2km için, (c) h=5km için aşağı analitik uzanım



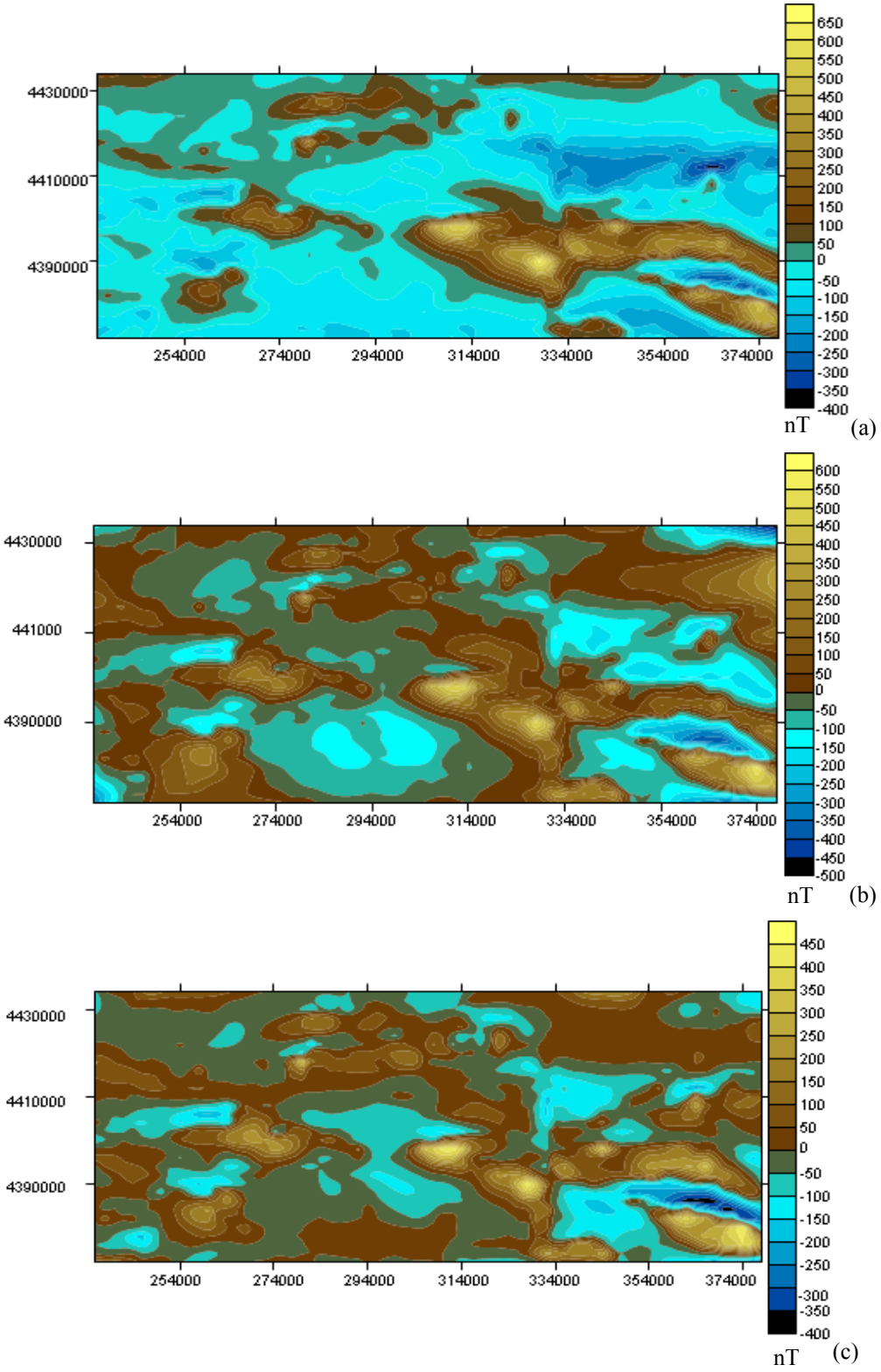
Şekil 3.5 Gravite verilerine (a) h=1km için, (b) h=2km için, (c) h=5km için yukarı analitik uzanım



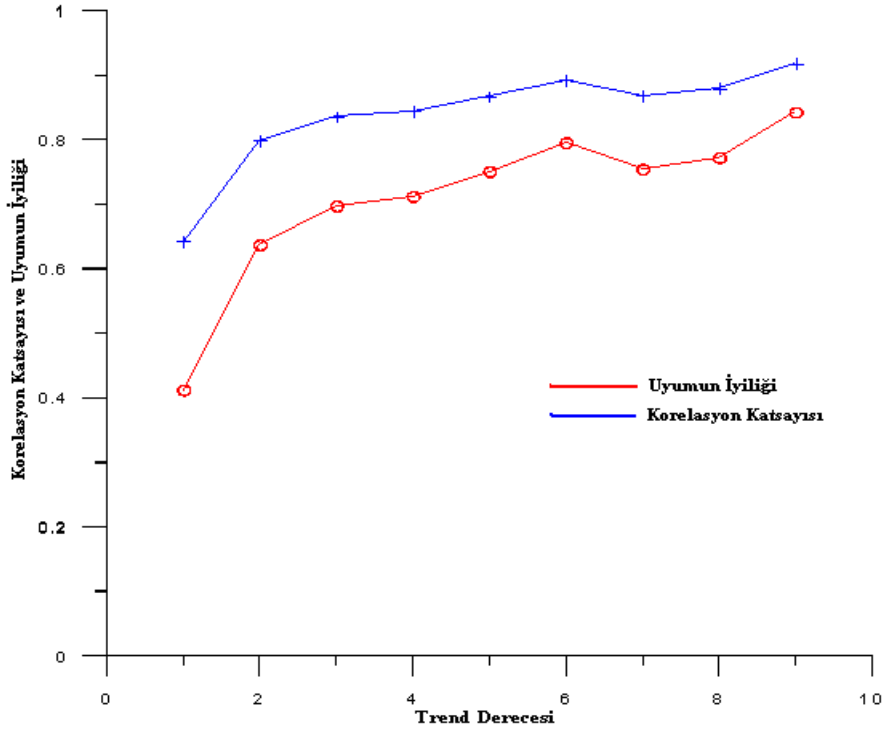
Şekil 3.6 Manyetik verilerine (a) h=1km için, (b) h=2km için, (c) h=5km için yukarı analitik uzanım



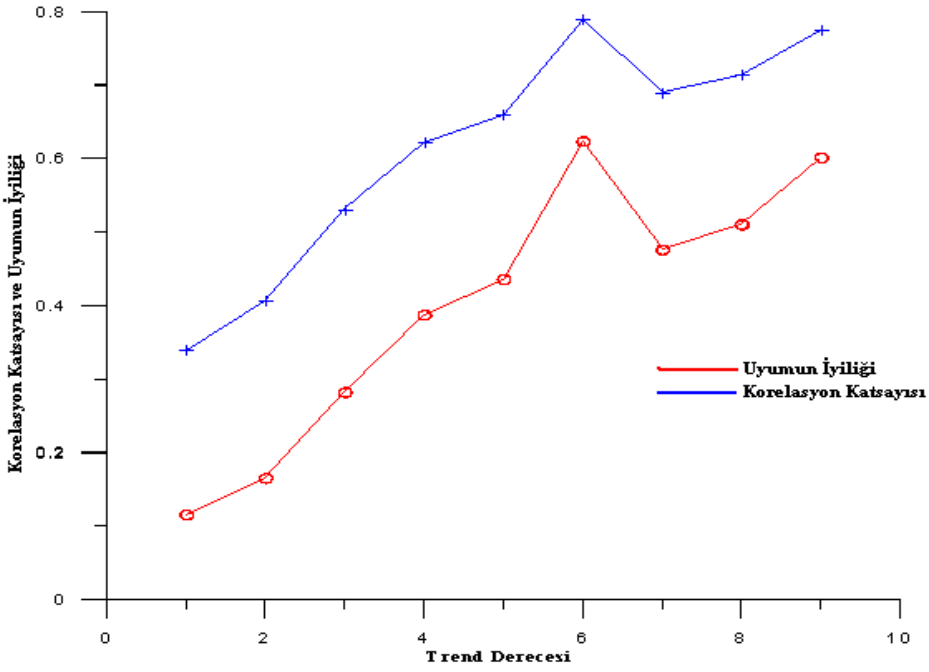
Şekil 3.7 Rezidüel gravite verilerine (a) Trend derecesi 1 için, (b) Trend derecesi 6 için, (c) Trend derecesi 8 için trend analizi



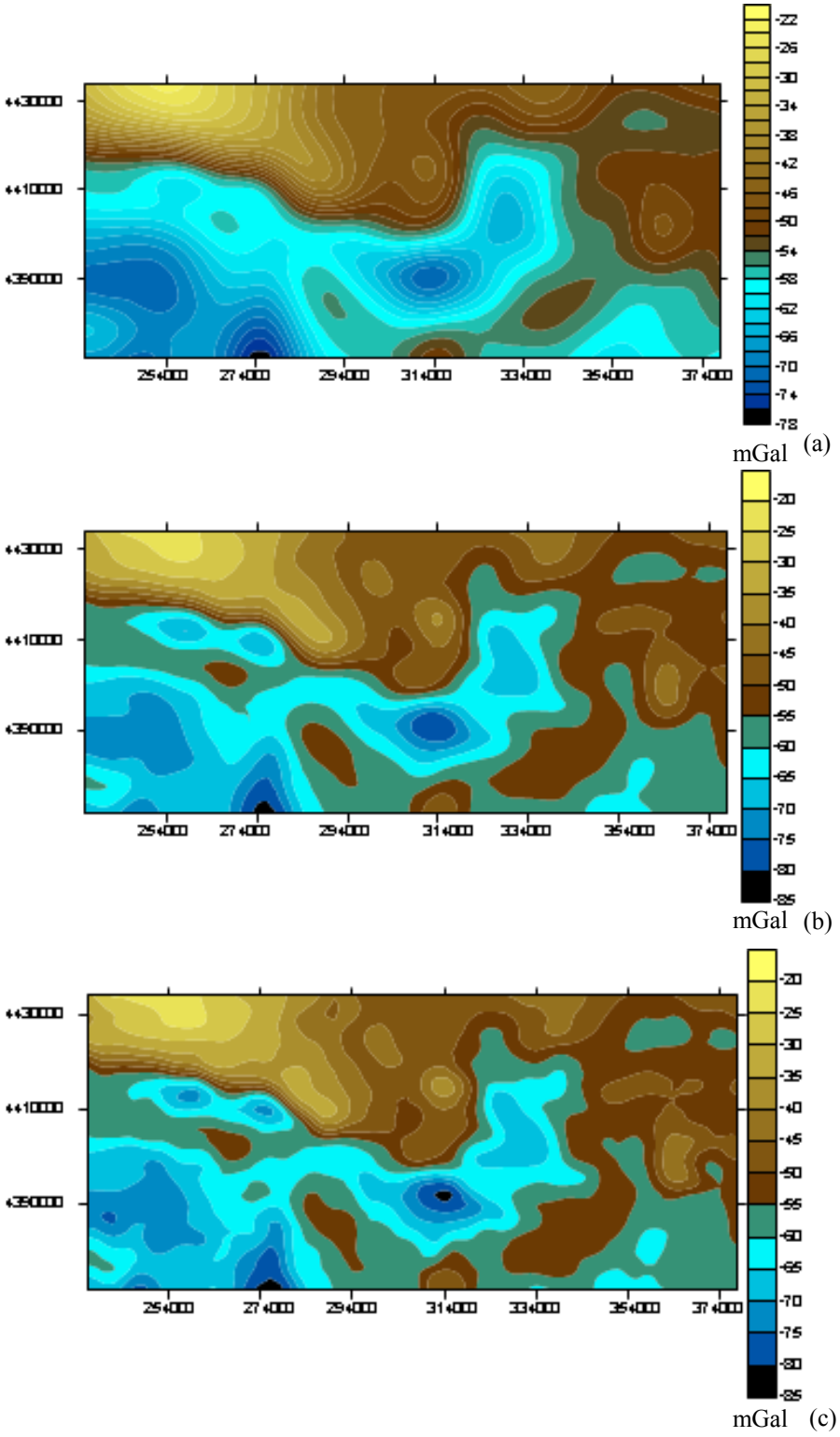
Şekil 3.8 Rezidüel manyetik verilerine (a) Trend derecesi 1 için, (b) Trend derecesi 6 için, (c) Trend derecesi 8 için trend analizi



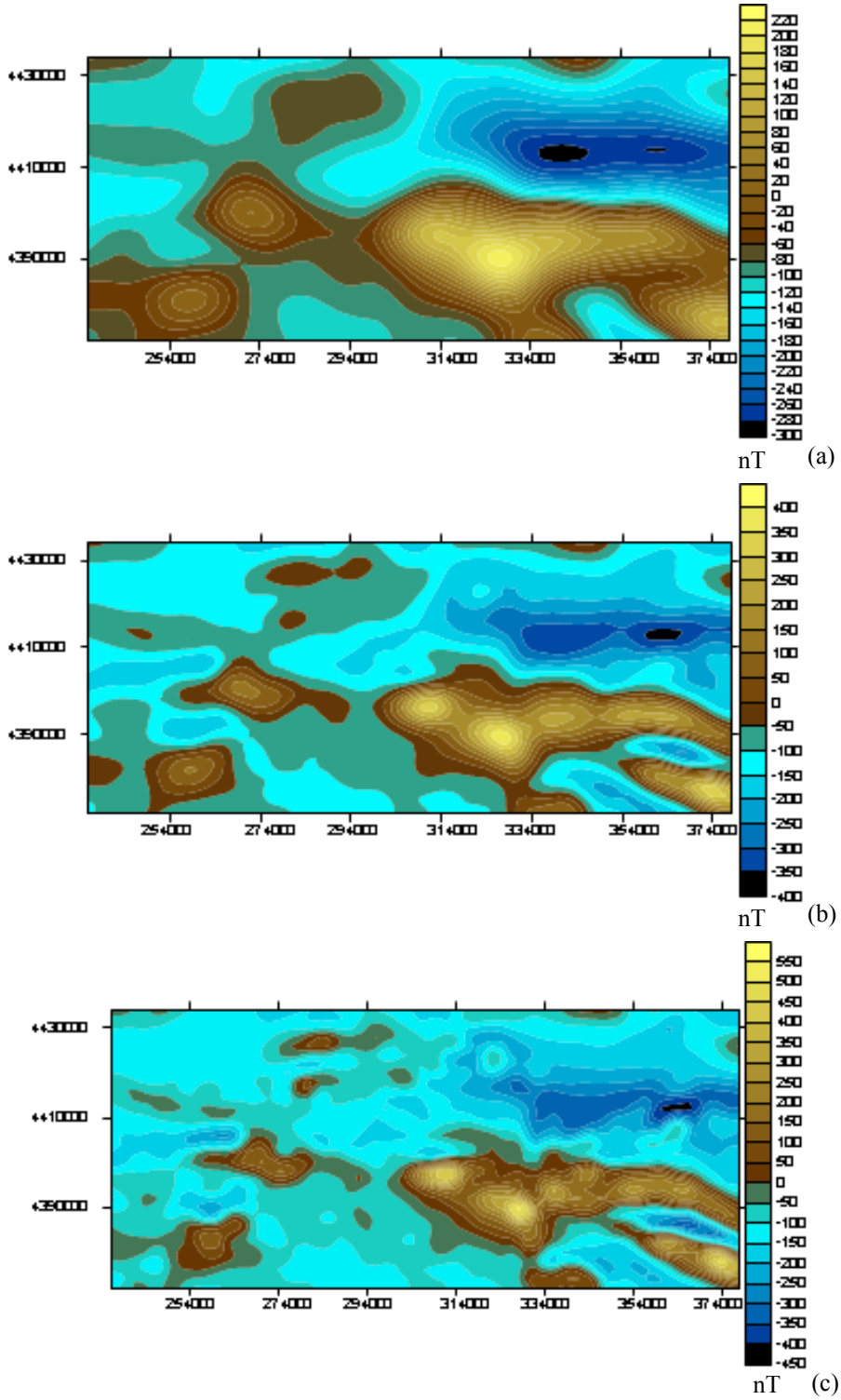
Şekil 3.9 Gravite verilerine uygulanan trend analizi işleminde trend derecesi ile korelasyon katsayısı ve uyumun iyiliği grafiği



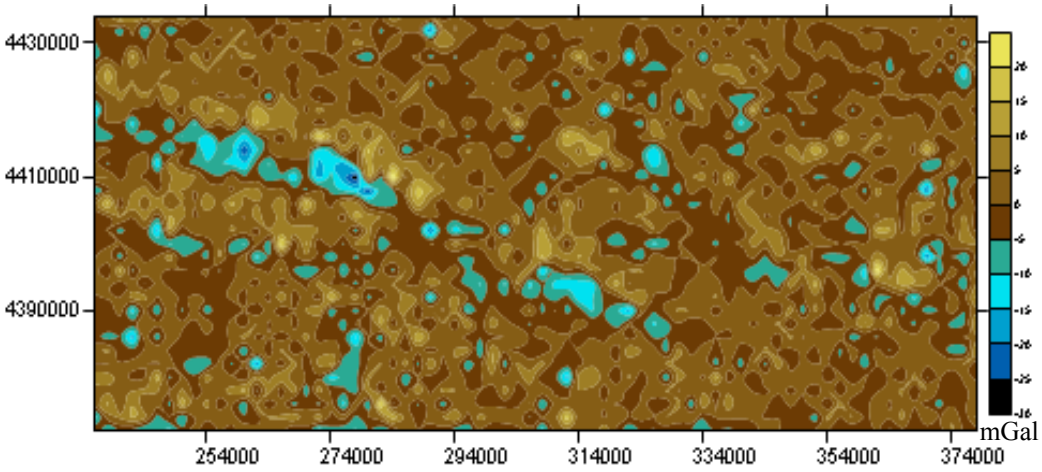
Şekil 3.10 Manyetik verilerine uygulanan trend analizi işleminde trend derecesi ile korelasyon katsayısı ve uyumun iyiliği grafiği



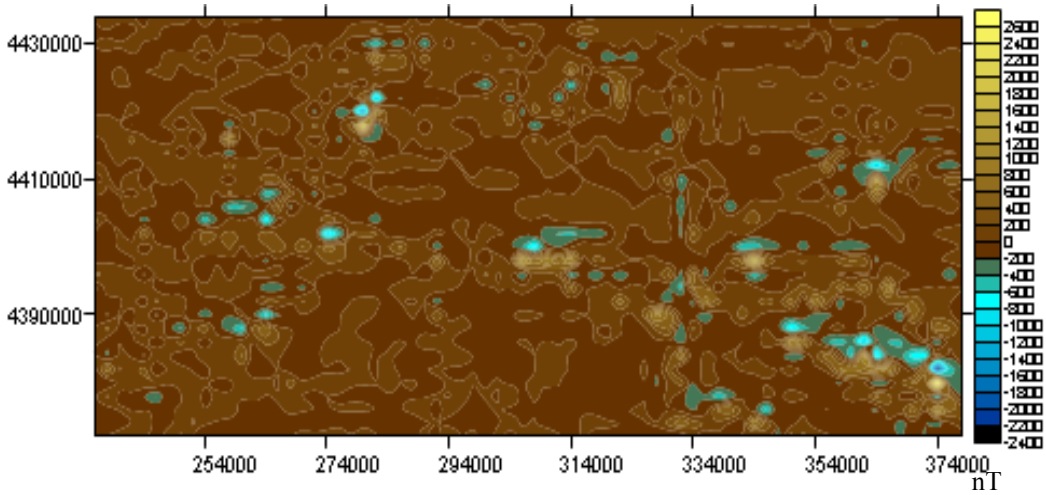
Şekil 3.11 Gravite verilerine çeşitli kesme dalga sayısı uygulanan süzgeçler sonucu elde edilen gravite verileri (a) 0 - 0,1 devir/veri, (b) 0 - 0,2 devir/veri, (c) 0 - 0,35 devir/veri



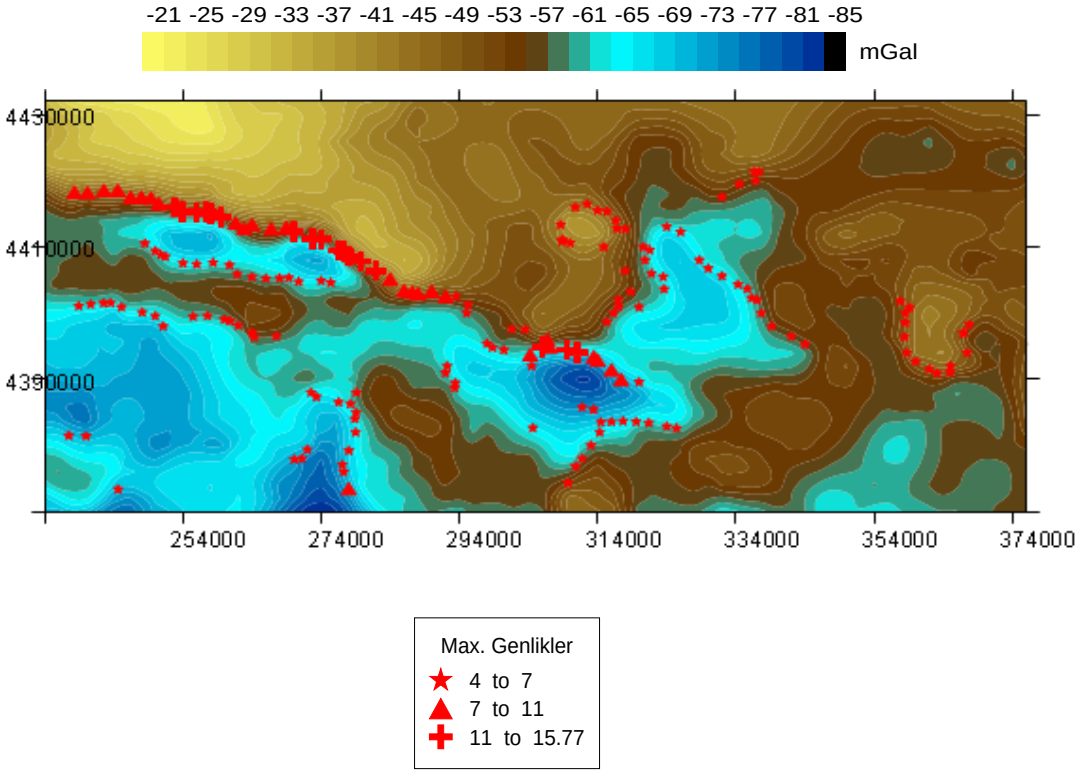
Şekil 3.12 Manyetik verilerine çeşitli kesme dalga sayısı uygulanan süzgeçler sonucu elde edilen manyetik veriler (a) 0 - 0,1 devir/veri, (b) 0 - 0,2 devir/veri, (c) 0 - 0,35 devir/veri



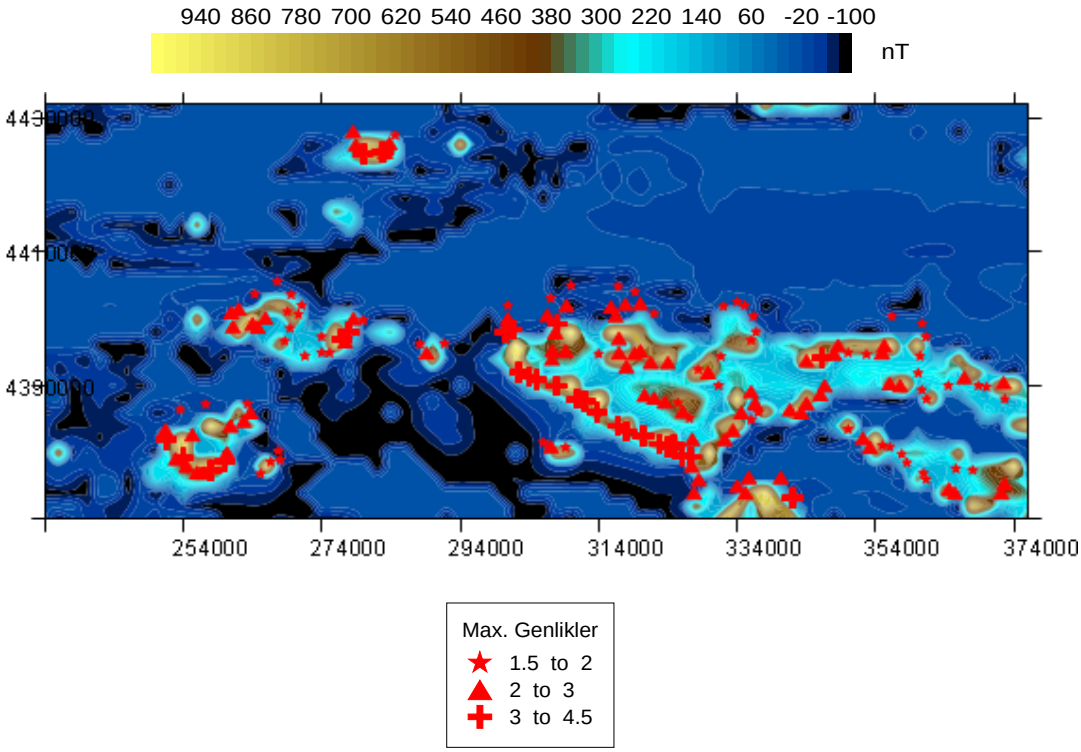
Şekil 3.13 Gravite verilerine uygulanan ikinci düşey türev anomali haritası



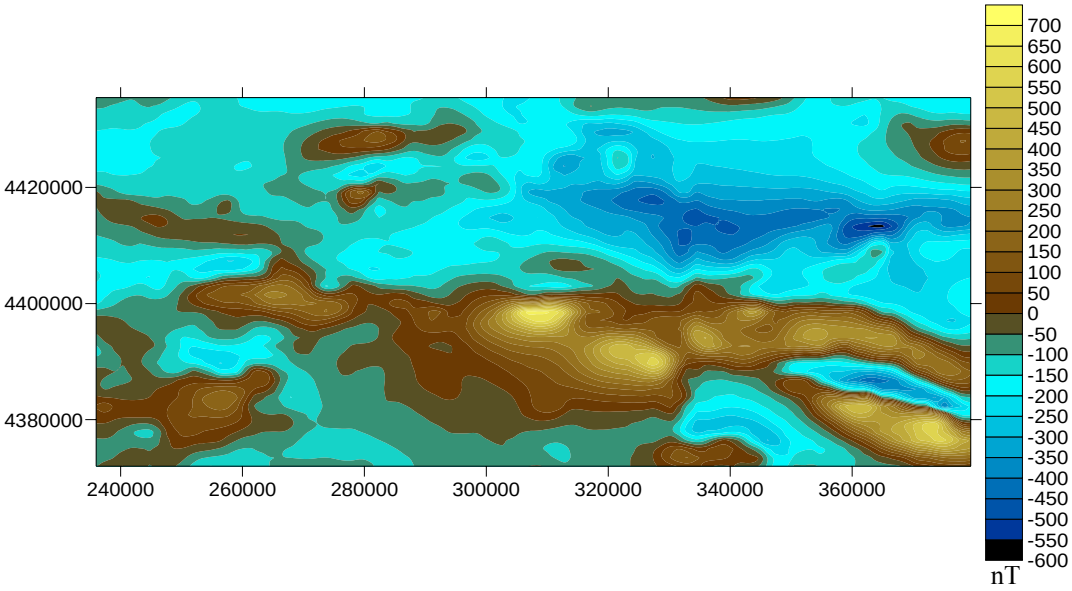
Şekil 3.14 Manyetik verilerine uygulanan ikinci düşey türev anomali haritası



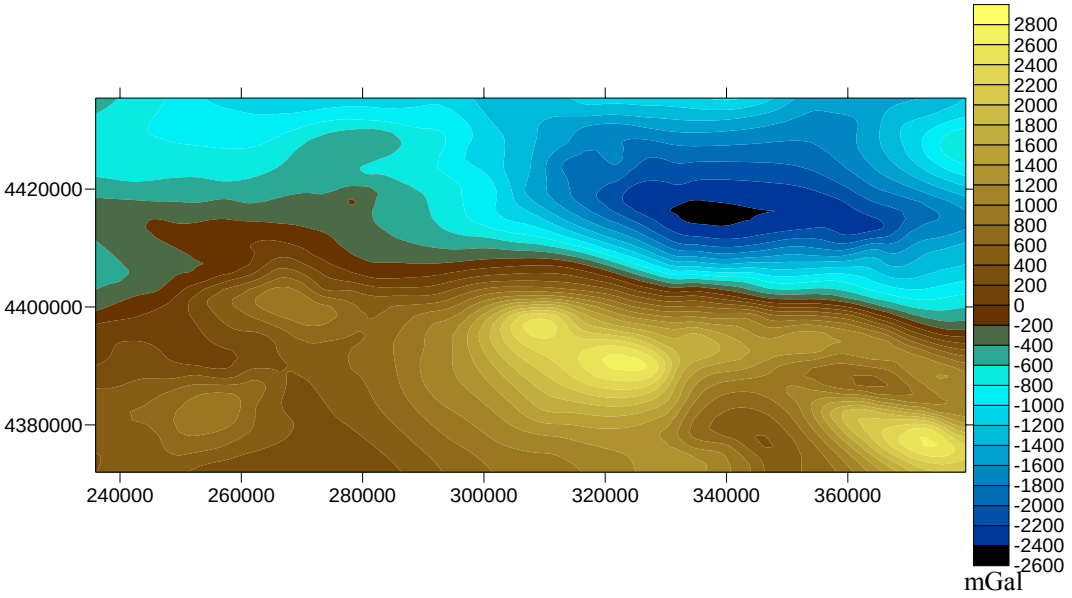
Şekil 3.15 Gravite verilerine uygulanan sınır analizi



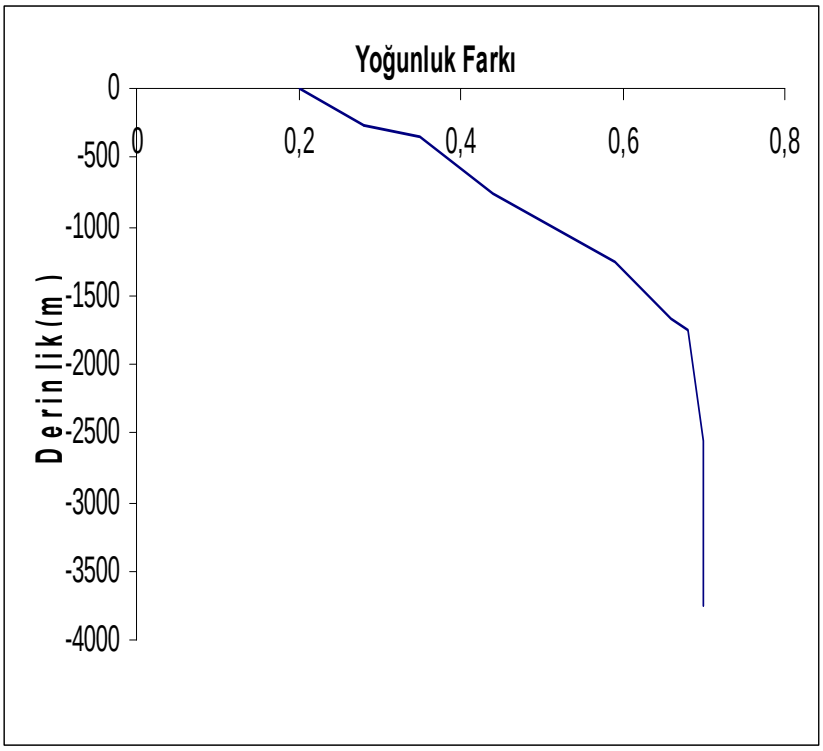
Şekil 3.16 Manyetik verilere uygulanan sınır analizi



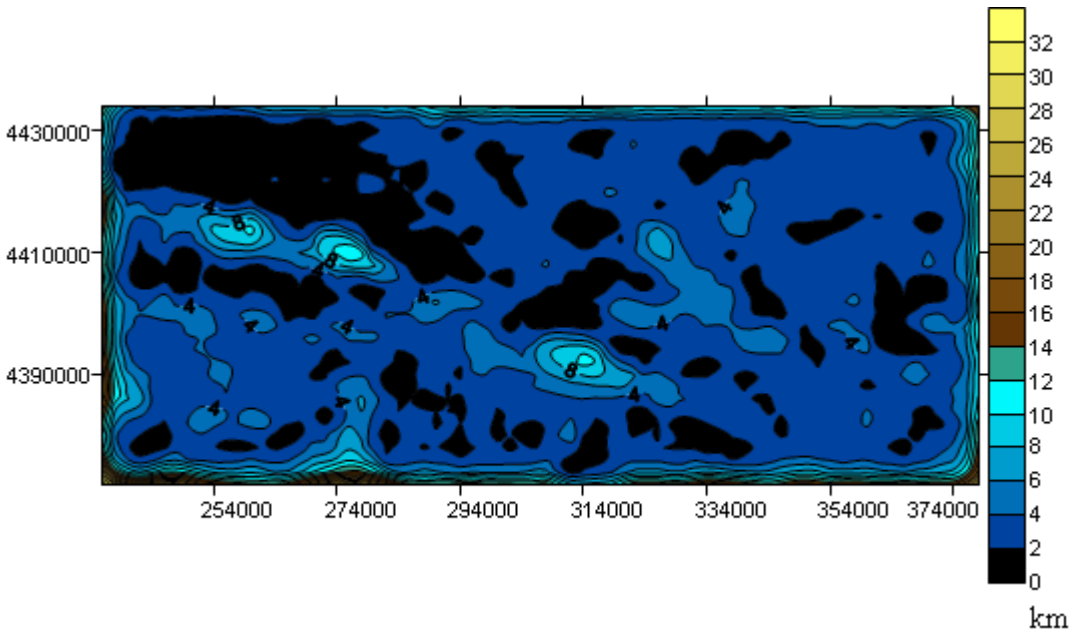
Şekil 3.17 Manyetik verilere uygulanan kutba indirgeme yöntemi sonucu manyetik anomali



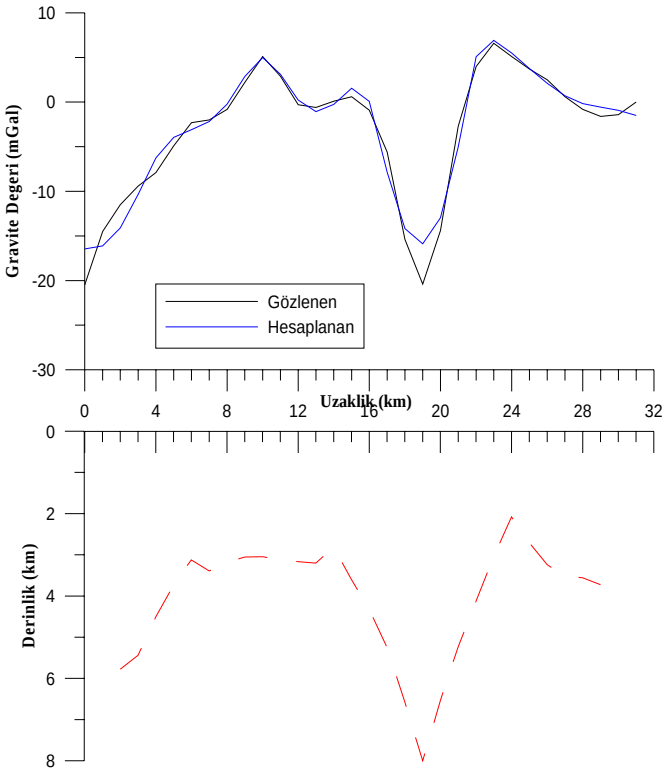
Şekil 3.18 Manyetik verilere uygulanan yapay gravite alanı yöntemi sonucu manyetik anomali



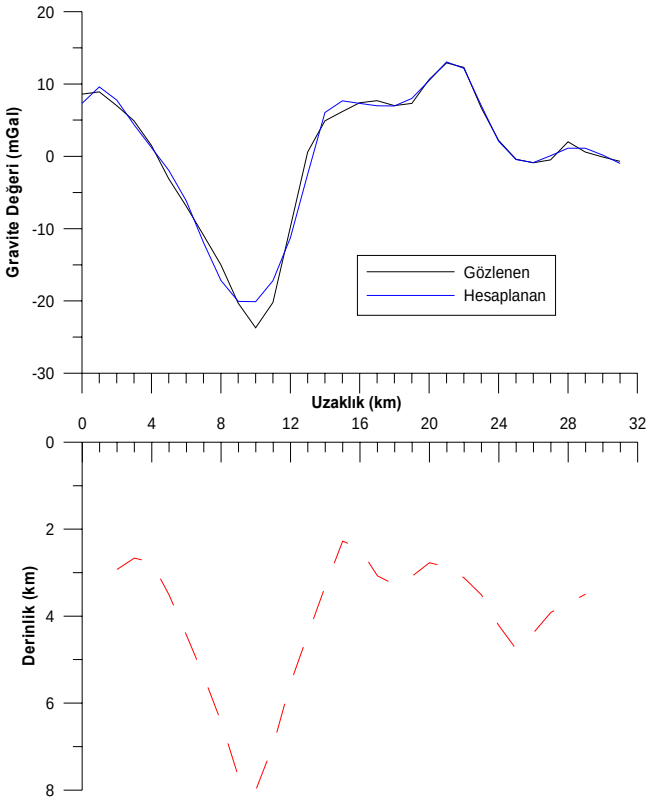
Şekil 3.19 Eskişehir ve çevresi için varsayılan yoğunluk modeli



Şekil 3.20 Gravite verileriyle yapı derinliği analizi



Şekil 3.21 Gravite anomali haritasından alınan A-A' kesiti -0.7 gr/cm^3 yoğunluk farkı değeri için saptanan yeraltı taban topoğrafyası



Şekil 3.22 Gravite anomali haritasından alınan B-B' kesiti -0.7 gr/cm^3 yoğunluk farkı değeri için saptanan yeraltı taban topoğrafyası

BÖLÜM 4

ESKİŞEHİR VE ÇEVRESİNİN JEOFİZİK YORUMU VE SONUÇ

Bölgenin genel jeolojisi için Osmangazi Üniversitesi BAP Komisyonu tarafından hazırlanmış olan Eskişehir bölgesinin neotektonik dönemdeki tekteno-stratigrafik ve sedimantolojik gelişim adlı raporundan (Ocakoğlu, 2003) , Gözler vd.(1985) ve Altunel ve Barka(1998) makalelerinden yararlanılarak bilgi edinilmiştir.

Çalışmanın amacı bir anlamda da potansiyel alan verilerine uygulanan jeofizik veri-işlem yöntemlerini tanımlamaktır. Bu veri-işlem yöntemlerinin bölgenin gravite ve manyetik verilerine uygulanması sonucunda da Eskişehir ve çevresinin genel yapısal ve tektonik özelliklerine bir yorum getirilmeye çalışılmıştır. Bu amaçla, Eskişehir ve çevresinde MTA tarafından gerçekleştirilen çalışmalarda toplanan bölgenin 1 km aralıkla örneklenmiş 1/100.000 ölçekli gravite ve manyetik anomali haritalarının sayısal değerleri kullanılmıştır.

Çalışma alanının gravite ve manyetik anomali haritaları incelendiğinde güneyde Kalkanlı, kuzeyde Altıpatlar'ı içine alan bölgede KB-GD uzanımlı negatif gravite anomali değerleri gözlenirken, manyetik anomalilerde ise bu bölgede pozitif manyetik anomali değerleri göstermektedir. Bunun nedeni olarak bölgede bulunan Triyas yaşlı ofiyolit topluluğu ve Pleyistosen yaşlı tortullar olduğu düşünülmektedir. Anomali haritalarına bakıldığında Efsunbaba tepesi civarında da Neojen yaşlı piroklastiklerin yoğunlukta olduğu negatif gravite anomali değerleri gözlenmekte, kuzeye doğru gidildikçe bu değerler artmakta ve metamorfiklerin yoğunlukta olduğu Bakırlıbaşı tepe civarında maksimum anomali değerlerine ulaşmaktadır.

Trend analiziyle, gravite ve manyetik anomalilerin içerdiği rejyonal (bölgesel) dış etki, veriden uzaklaştırılarak, yüzeye yakın kısımların etkisini içeren rezidüel anomalilerinin yorumunun daha kolay yapılması sağlanmıştır. Eskişehir ve çevresine uygun bulunan 6. derece trend anomali haritası KB-GD uzanımlı negatif rezidüel gravite anomali değerlerinin bulunduğu Kalkanlı-Altıpatlar arasındaki bölgeyi net bir

şekilde göstermektedir. Aynı belirtiler derin kütlelerin etkilerini gösteren h=1 km, h=2 km ve h=5 km için ayrı ayrı verilere uygulanan yukarı analitik uzanım haritalarında ve 0-0,1 devir/veri aralığı, 0-0,125 devir/veri aralığı, 0-0,2 devir/veri aralığı, 0-0,25 devir/veri aralığı, 0-0,3 devir/veri aralığı ve 0-0,35 devir/veri aralığı kesme dalga sayıları için ayrı ayrı uygulanan süzgeçler sonucunda elde edilen haritalarda da görülmektedir. Alçak geçişli süzgeçler, derin kökenli yapısal anomalilerin varlığını belirginleştirmiştir.

İkinci Türev yöntemi, filtre karakteristiği gösteren bir ayırım yöntemi olmakla birlikte formasyon sınırları, tektonik hatlar veya anomaliye neden olan yapının sınırları gibi çizgisellikler belirlenmeye çalışılmış, fakat bizim verilerimizde bu yöntem ile istenilen sonuca ulaşılamamıştır.

Gravite verilerine uygulanan sınır analizi yöntemi sonucunda Eskişehir ve çevresindeki maksimum genlikler belirlenmiştir. Elde edilen maksimum genlikler yapı sınırlarını göstermektedir. Şekil 3.15'de görülen 4-7, 7-11 ve 11-15,77 arasında değişen maksimum genlikler KB-GD uzanımlı Eskişehir fay zonu hattını belirgin olarak göstermektedir ve bu hat negatif gravite anomali değeri değerleri ile pozitif gravite anomali değerlerine sınır oluşturmaktadır. Bu durum, negatif gravite anomali değerleri bulunan Eskişehir fay zonunun güneyinde kalan bölge çökelim havzasını oluştururken, pozitif gravite anomali değerleri bulunan Eskişehir fay zonunun kuzeyinde kalan bölge yükselim göstermektedir.

Manyetik verilere uygulanan sınır analizi yöntemi sonucunda da Eskişehir ve çevresindeki maksimum genlikler Şekil 3.16'de görülmekte ve bu maksimum genlik değerleri 1,5-2, 2-3 ve 3-4,5 arasında değişmektedir. Güneyde Kalkanlı, kuzeyde Altıpatları içine alan Pleyistosen yaşlı tortullardan ve Triyas yaşlı ofiyolit topluluklarından oluşan çökelim havzasının sınırlarını belirgin olarak göstermektedir.

Gravite ve manyetik anomali haritaları üzerinde G-K yönlü A-A' ve B-B' kesitleri alınmıştır. Bu kesitler üzerinde belirlenen rezidüel değerlere yapı derinliği analizi uygulanarak Eskişehir ve çevresi için derinlik ve yoğunluk bilgileri hesaplanmıştır. Yer altı taban topoğrafyasının düşey sonsuza uzanan dikdörtgen prizmalarla

tanımlandığı ters çözüm işleminde 1 km örnekleme aralığı ile sayısallaştırılan A-A' ve B-B' rezidüel gravite anomali kesitleri değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmede Eskişehir ve çevresinin ortalama derinliği 4 km, yoğunluk farkı değeri 0,7 g/cm^3, taban yapının alt sınırı 0 km, üst sınırı 8 km olarak alınmıştır. A-A' kesitine uygulanan analiz sonucunda güneyden kuzeye gidilirken ilk 0-4 km arasında Neojen yaşlı piroklastiklerden meydana gelen yaklaşık 8 km'lik bir taban derinliği ve 16. - 22. km'lere denk gelen Pleyistosen yaşlı tortulların oluşturduğu bölgede 8-10 km'lik bir taban derinliği havzası görülmektedir. B-B' kesitine uygulanan analiz sonucunda da güneyden kuzeye gidilirken 7. - 13. km'ler arasında bulunan Pleyistosen yaşlı tortullardan ve ofiyolit topluluğundan meydana gelmiş bölge 8-10 km'lik bir taban derinliği göstermektedir.

KAYNAKLAR

Akçığ, Z. ve Pınar, R.(1994), Gravite ve manyetik arama yöntemleri, *Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Yayını, İzmir, c.249,* 93-95.

Alp, B.(2000). *Mikrogravite profil verilerinin değerlendirilmesi ve çöküntü alanlarının taban topoğrafyasının saptanması*, bitirme projesi, Dokuz Eylül Üniversitesi, 1-6.

Altunel, E. ve Barka, A. (1998). Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında neotektonik aktivitesi, *Türkiye Jeoloji Bülteni, c.41*(2), 41-52.

Ateş, A.(2004), *JF314 Gravite ve manyetik yöntemler ve uygulamaları*, ikinci baskı, Ankara Üniversitesi.

Athy, L.F.(1930), *Density, prosity and compaction of sedimentary rocks.* Bulletin of the American Association of petroleum Geologists 14, 1-24.

Ayaroğlu, H.(1979). Bozüyük metamorfiklerinin (Bilecik) petrokimyasal özellikleri: *Türkiye Jeo. Kur. Bült., 22*, 1, 101-107.

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

Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C. (1995). The İsparta angle. *İts importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region.* IESCA-1995 Proceedings.

Bhaskara Rao, D., 1986. Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 84,* 207- 212.

Bhaskara Rao, D., Prakash, M.J., Ramesh Babu, N., 1990. 3-D and 2-1/2-D modelling gravity anomalies with variable density contrast, *Geophysical. Prospecting, 38,* 4, 411- 422.

Blakely, R.J. (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.

Blakely, R.J. and Simpson, R.W. (1986). Approximating edge of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics, 51*, 1494-1498.

Boyuer, C.A. (1993), *Değişken yoğunluk farkı ile gravite anomalilerinin üç boyutlu analizi*, bitirme ödevi, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 3-41.

Chai, Y. ve Hinze, W.J.(1988). Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. *Geophysics 53,* 837-845.

Cordell, L. ve Grauch, V.J.S. (1982). Reconciliation of the discrete and integral fourier transform. *Geophysics, 47,* 237-243.

Çoğulu, E.(1967). *Etude petrographique de la region de Mihallıççık(Turquie)*:Tez, Zürih.

Demirkol, C. (1977). Üzümlü-Tuzaklı(Bilecik) dolayının jeolojisi: *Türkiye Jeol. Kur. Bült., 20,* 1, 9-16.

Doğan, M. ve Ateş, A. (1998). Methods for interpretation of synthetically produced archaeomagnetic data. *Journal of the Balkan Geophysical Society, 1*(2), 27-37.

Dyrelius, D. and Vogel, A. 1972, Improvement of convergency in iterative gravity interpretation. *J. R. Astr. Soc. 27,* 195-205.

Ekinci, Y.L., Kaya, M.A.(2006). Manyetik verilerde sınır analizi yöntemi kullanılarak gömülü arkeolojik yapı sınırlarının tanımlanması, *Yerbilimleri, 27*(2), 97-107.

Erden, F. (bt). Eskişehir-Mihalıççık bölgesi gravite etüdü. *MTA Report No.62901,* Ankara.

Fuller, B.D. (1967), Two dimensional frequency analysis and grid operators. *Mining Geophysics, 2,* 658-708.

Gözler, M.Z., Cevher, F. ve Küçükayman, A. (1984-1985). Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları. *MTA Dergi, 103-104,* 40-55.

Gözler, M.Z., Cevher, F., Küçükayman, A. ve Asutay, H.J. (1997). Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi. *MTA Report No.9973,* Ankara

Hedberg, H.(1936). The gravitational compaction of clays and shales. American Journal of Science 31*,* 241-287.

Henderson, R.G. ve Zeitz, I. (1949). The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *Geophysics, 14*, 517-534.

Karadut, E.E.(2002), *Kerkenes(Yozgat) sahasında arkeolojik amaçlı jeofizik çalışmalar*, yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, s:22-28.

Kulaksız, S.(1981). Sivrihisar KB sının jeolojisi: *HÜYB Derg., 8,* 103-124.

Kulaksız, S. ve Phillips, WM. R.(1983). Eski bir yitim zonunun mineralojisi (Sivrihisar- Balçıkhisar). *HÜYB Derg., 10*, 95-104.

Marquardt, D. W., (1963). An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *Jour. Soc. Indust. Apl. Math. II,* 431-441.

Maxant, J.(1980). Variation of density with rocktype depth and formation in the Western Canada Basin from density logs. *Geophysics 45,* 1061-1076.

Murthy, I. V. R., (1990). Magmatic anomalies of two-dimensional bodies and algorithms for magmatic inversion of dykes and basement topographies. *Proc. Indian Acad. Sci.(Earth Planet) 99,* 4, 549-579.

Murthy, I. V. R. and Rao, P. R., 1993, Inversion of gravity and magmatic anomalies of two dimensional polygonal cross section. *Computers & Geosciences 19,* 1213-1228.

Murthy, I. V. R. and Rao, S. J., 1989, A FORTRAN 77 program for inverting the gravity anomalies of two dimensional basement structures. *Computers & Geosciences 15*, 1149-1159.

Ocakoğlu, F., *Osmangazi Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu, Eskişehir bölgesinin neotektonik dönemdeki tekteno-stratigrafik ve sedimantolojik gelişimi,* I. Dönem Gelişme Raporu, 15 Mayıs 2003-15 Kasım 2003, 5.s

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

Özyazıcı, E.M.(1962). Eskişehir rezistivite ve termik etüdü. *MTA Report No.3230,* Ankara.

Pedersen, L. B., 1977, Interpretation of potantial field data. A generalized inverse approach. *Geophys. Prosp. 25*, 199-230.

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

Pınar, R. (1984), Potansiyel alanlarda yukarı ve aşağı analitik uzanımlar, *Madencilik, Cilt XXIII,* Sayı 2

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

Sarı, C. (1984), *Ankara-Polatlı bölgesi potansiyel alan verilerinin veri-işlem yöntemleriyle yorumu,* yüksek lisans tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 7-19, (yayımlanmamış).

Şapçıoğlu, C. (1980), *Trend analizi yöntemiyle Ege-İzmir bölgesi Bouguer anomali haritasının değerlendirilmesi,* diploma çalışması, Ege Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 2-15.

Şentürk, K. ve Karaköse, C. (1981). Orta Sakarya bölgesinde Liyas öncesi ofiyolitlerin ve mavi şistlerin oluşumu ve yerleşmesi. *Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24,* 1, 1-10.

Weingart, W.(1954). 56/2, 56/4 Sivrihisar ve 57/1, 57/3 Ankara paftalarının jeoloji haritası hakkında rapor. *MTA Rap.,* 2248 (yayımlanmamış)

Yılmaz, Y.(1981). Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi. *İÜYB Derg.,1*,1-2

EK-1

TEMEL YAPILARI İÇİN GRAVİTE ANOMALİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜ

Bir profil boyunca eşit aralıklarla örneklenmiş Δg Bouguer gravite anomalilerinin her bir anomali noktası altındaki yapı yüzeyi (gravitede yoğunluk) düşey yönde sonsuza uzanan, yanyana dizilmiş prizmalarla tanımlanarak üst yüzeylerine olan derinlikler saptanabilir. Temel yaklaşım olarak, herhangi bir prizmanın oluşturduğu manyetik ya da gravite anomalisinin düşey gradyanının prizmanın derinliği veya prizmanın artım miktarı üzerinde sabit olduğu ve herhangi bir noktadaki anomaliye olan katkısının prizmanın artım miktarı veya kalınlığı ile anomalinin düşey gradyanının basit çarpımı olduğu varsayımı kullanılmıştır. Anomali profilinin araştırılan yeraltı taban topoğrafyasını tümüyle kapladığı varsayılır. Ayrıca profilin AX+B ile tanımlanan rejyonel trende sahip olduğu kabul edilir.

Prizmalarla tanımlanan yapının (Şekil.1) yoğunluk (σ) yüzeyinin herhangi bir $P(X_k)$ noktasındaki gravite anomalisini veren bağıntı $\left(\Delta f(k) = \Delta f(X_k)\right)$,

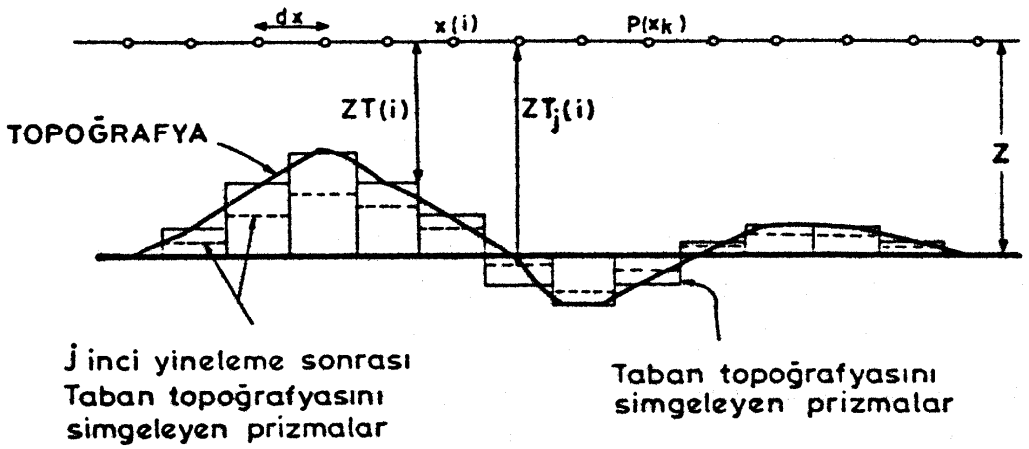
$$\Delta f(k) = \sum_{i=2}^{N-1} \left[F(z)\right]_{ZTj(i)}^{Z} + AX_k + B, \tag{1}$$

olarak yazılabilir (Murthy 1990). $F_k(z)$ işlevi, gravite de;

$$F_k(z) = 2G\sigma\left\{ Z\left[tan^{-1}\left(\frac{X_k + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - tan^{-1}\left(\frac{X_k - \frac{dx}{2}}{Z} \right) \right] \right.$$
$$\left. +0.5\left[\left(X_k + \frac{dx}{2} \right) ln\left(\left(X_k + \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2 \right) - \right. \right. \tag{2}$$

$$\left(X_k - \frac{dx}{2}\right) ln\left(\left(X_k - \frac{dx}{2}\right)^2 + Z^2\right) \Bigg]\Bigg\}$$

olarak tanımlanır.



Şekil 1. Prizmalarla tanımlanan yeraltı taban topoğrafyası (Murthy ve Rao, 1978).

Bu bağıntılarda G gravite sabiti, σ yoğunluk farkı, dx örnekleme aralığını simgeler. Z, yeraltı taban topoğrafyasının profil boyunca ortalama derinliği, ZT(i) ise i. örnekleme noktası altındaki derinliği göstermektedir.

Anomali profilinin araştırılan yeraltı taban topoğrafyasını tümüyle varsayım nedeniyle, anomalinin ilk ve son noktaları altında yeraltı taban topoğrafyasının derinliği biliniyorsa ortalama derinlik değerine (Z) eşit, aksi halde bu noktaların altındaki derinlik değeri sıfır olarak alınır. Ortalama derinliğin altında (ZT(i)>Z) düşey yönde sonsuza uzanan bir prizmanın, oluşturduğu gravite etkisine zıt işaretli bir gravite etkisi oluşturur.

$$\left[F_k(z)\right]_{ZT(i)}^{Z} = -\left[F_k(z)\right]_{Z}^{ZT(i)} \tag{3}$$

Ortalama derinliğin altında ve üstünde uzanan prizmaların anomaliye olan katkıları (1) no'lu bağıntıda otomatik olarak birleştirilir. Yeraltı taban

topoğrafyasının derinliğinin araştırılması işlemi, başlangıç ve saptanan sonuçların yineleme ile iyileştirilmesi olmak üzere iki evreyi içermektedir. A_j ve B_j rejyonel anomalinin katsayıları ve j. yineleme sonunda yüzeye olan derinlikler $ZT_j(i)$, (i=2,3,…,N-1) ise, böyle bir modelin kuramsal anomalisi,

$$\Delta f_{hes}(k) = \sum_{i=2}^{N-1} \left[F_k(z) \right]_{ZT_j(i)}^{Z} + A_j X_k + B_j \tag{4}$$

bağıntısı ile verilir.

Başlangıçta her bir prizmanın üst yüzeyinin derinliği ortalama derinliğe eşlenir (ZT=Z) ve anomalinin derinlikle değişimi oranı $\partial F_k(z)/\partial z$ ile prizmaların derinliklerinin ortalama derinlikten olan farkları ($Z-ZT_1(i)$) çarpımına eşit bir bileşenin anomaliye katkıda bulunacağı varsayılır.

$$\Delta f(k) = \sum \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_Z \left(Z - ZT_1(i) \right) + A_1 X_k + B_1 \tag{5}$$

Anomalinin derinlikle değişim oranı (2) no'lu bağıntıdan gravite için;

$$\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} = -2G\sigma \left[\tan^{-1} \left(\frac{X_k + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{X_k - \frac{dx}{2}}{Z} \right) \right] \tag{6}$$

yazılabilir. (6) no'lu bağıntının ince bir levha modelinin gravite anomalisini veren bağıntıdan tek farkı sadece negatif işaret içermesidir.

Rejyonel anomalinin katsayıları A_1, B_1 ve prizmaların yüzeye olan derinlikleri $ZT_1(i)$ 'nin başlangıç değerleri (5) no'lu bağıntı kullanılarak hesaplanır. j. yineleme sonunda $P(X_k)$ noktasındaki gözlenen ve hesaplanan anomali arasındaki fark df(k), (1) ve(4) no'lu bağıntılar yardımıyla

$$df(k) = \sum_{i=2}^{N-1} \left[F_k(z) \right]_{ZT_j(i)}^{ZT(i)} + dAX_k + dB \qquad (7)$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntıda dA ve dB rejyonel anomalinin katsayıları A_j ve B_j'nin artımlarıdır. Eğer hesaplanan derinliklere verilen artımlar,

dZT(i)=ZT_j(i) küçük ise

$$\left[F_k(z) \right]_{ZT_j(i)}^{ZT(i)} = \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_{ZT_j(i)} \cdot dZT(i) \qquad (8)$$

yazılabilir. Bundan dolayı, (8) no'lu bağıntı

$$df(k) = \sum_{i=2}^{N-1} \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_{ZT_j(i)} dZT(i) + dAX_k + dB \qquad (9)$$

olur. (9) no'lu bağıntıda X_k bilinen bir parametredir. $\partial F_k(z)/\partial z$ formül ise (6) no'lu bağıntıdan hesaplanır. Her anomali noktası için oluşturulan bağıntılar uygun bir optimizasyon yöntemi uygulanarak $\sum df(k)^2$ hata fonksiyonunun en küçük yapılması yoluyla dA, dB ve dZT(i) değerleri için çözülür.

Marquardt (1963) en iyileştirme (optimizasyon) yöntemi kullanıldığında normal bağıntılar,

$$\sum_{k=1}^{N} \sum_{i=1}^{N} \frac{\partial \Delta f(k)}{\partial a_i} \cdot \frac{\partial \Delta f(k)}{\partial a_j} (1 + \delta\lambda) a_i = \sum_{k=1}^{N} df(k) \frac{\partial \Delta f(X_k)}{\partial a_j} \quad , \ (j = 1, 2, ...N) \qquad (10)$$

olarak yazılır. Bu bağıntıda δ'nın değeri, i=j olması koşulunda 1'e, aksi koşulda ise ($i \neq j$) 0'a eşittir.

$$\delta = \begin{cases} 1, & i = j \\ 0, & i \neq j \end{cases}$$

λ ; Marquardt sönüm faktörü,

$$ai = ZT(i+1),\ i = 1, 2, ..., N - 2$$
$$a_{N-1} = A$$
$$a_N = B,$$

ilişkili parametreler olmak üzere, anomalinin bu parametrelere göre kısmi türevleri;

$$\frac{\partial dF(k)}{\partial a_i} = \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z}\right]_{ZT(i+1)} \quad , \quad i = 1, 2, ..., N - 2 \tag{11}$$

$$\frac{\partial df(k)}{\partial a_{N-1}} = X_k \tag{12}$$

$$\frac{\partial df(k)}{\partial a_N} = 1.0 \tag{13}$$

olarak tanımlanmaktadır.

Başlangıç olarak, tüm örnekleme noktası altındaki prizmaların üst yüzeylerinin derinlikleri ortalama derinliğe eşitlenir (ZT(i)=Z, (i=1,2,…,N). Rejyonel trend katsayıları A=0 ve B=0 olarak tanımlanarak yinelemeli optimizasyon işlemi kurulur. Böyle bir başlangıç modeli ile hesaplanan anomali değeri sıfırdır. Bu nedenle hatalar gözlenen anomaliye eklenir. Yineleme işlemi Marquardt sönüm faktörü çok büyük olduğunda, hata fonksiyonu kabul edilebilir bir değere düşürüldüğünde veya belirtilen yineleme sayısına ulaşıldığında tamamlanır (Alp, 2000).

Yineleme düzeni izleyen adımlardan oluşmaktadır.

1- i=1 ‘den N ’e dek prizmaların üst düzey derinlikleri ZT(i)’nin tüm değerleri ortalama derinlik değeri Z’ye, anomali hata miktarı df(i), Δf(i)’ye eşitlenir ve rejyonel trendin olmadığı varsayılır.

2- (6) no'lu bağıntı kullanılarak k=1'den N'e dek her bir değer için i=2 'den (N-1) 'e kadar $\partial F_k(Z)/\partial Z$ hesaplanır. (9) no'lu bağıntı ile de i=2 'den (N-1) 'e kadar dZT(i) ile dA ve dB artım değerleri hesaplanır.

3- Artım miktarları ile ilgili parametre değerlerine eklenir.

4- (4) no'lu bağıntıdan $\Delta f_{hes}(k)$ ve daha sonra k=1 den N 'e kadar tüm değerler için df(k)= Δ f(k)- Δ f_{hes}(k) hata miktarı hesaplanır.

5- Yineleme sırasında 2., 3. ve 4. adımlar yinelenir.

EK-2

DEĞİŞKEN YOĞUNLUK FARKI İLE GRAVİTE ANOMALİLERİNİN ÜÇ BOYUTLU ANALİZİ

Tortul kaya parçalarındaki yoğunluk farkı azalımı ikinci dereceden bir işlev ile yaklaşık olarak şu şekilde hesaplanabilir (Bhaskara Rao,1986),

$$\Delta\rho(z) = a_0 + a_1 z + a_2 z^2$$

Burada *z* aşağı yönde pozitif olarak ölçülen derinliği, a_o yüzeydeki yoğunluk farkının dış değerini, a_1 ve a_2 ise ikinci dereceden fonksiyonun sabitlerini göstermektedir.

Gravite anomalilerinin üç boyutlu(3-D) modellemesi için bir tortul havza herbir gözlem noktasında yan yana yerleştirilmiş belli sayıdaki prizmalar olarak ele alınabilir. İkinci dereceden bir yoğunluk fonksiyonuna sahip prizmatik bir modelin gravite anomalisini veren bağıntı Bhaskara Rao, Prakash ve Ramesh Babu(1990) tarafından;

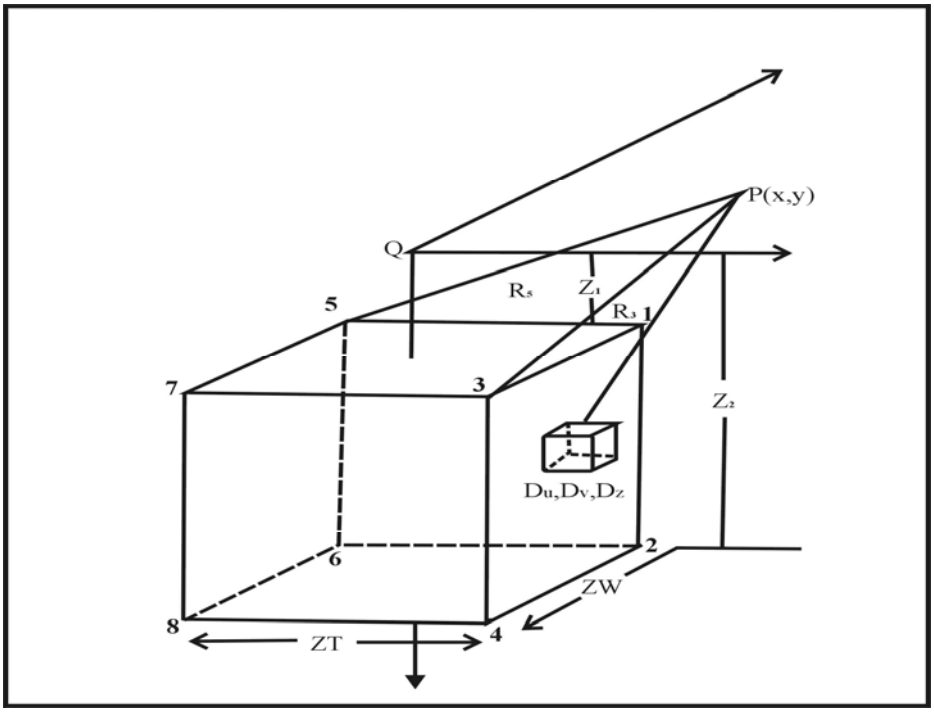
$$\Delta g(x,y) = Ga_0 \left\| z\tan^{-1}\frac{XY}{zR} + \frac{X}{2}\ln\frac{R-Y}{R+Y} + \frac{Y}{2}\ln\frac{R-X}{R+X} \right|_{X=X_1}^{X_2} \Big|_{Y=Y_1}^{Y_2} \Big|_{z=Z_1}^{Z_2}$$

$$+Ga_1 \left\| \frac{z^2}{2}\tan^{-1}\frac{XY}{zR} - \frac{X^2}{2}\tan^{-1}\frac{Yz}{XR} - \frac{Y^2}{2}\tan^{-1}\frac{Xz}{YR} \right.$$

$$\left. +XY\ln(2R+2z) \right|_{X=X_1}^{X_2} \Big|_{Y=Y_1}^{Y_2} \Big|_{z=Z_1}^{Z_2} + Ga_2 \left\| \frac{z^3}{3}\tan^{-1}\frac{XY}{zR} \right.$$

$$\left. -\frac{X^3}{6}\ln\frac{R-Y}{R+Y} - \frac{Y^3}{6}\ln\frac{R-X}{R+X} + \frac{2}{3}XYR \right|_{X=X_1}^{X_2} \Big|_{Y=Y_1}^{Y_2} \Big|_{z=Z_1}^{Z_2}$$

Burada $X_1 = x+T$, $X_2 = x-T$, $Y_1 = y+W$, $Y_2 = y-W$ ve $R=(X^2+Y^2+z^2)^{1/2}$ *'dır.*



Bilgisayar zamanından kazanmak ve pratik kullanımlı programlar yapmak amacı ile anomalinin hesabı için prizmanın çizgisel bir kütle olarak ele alınması ile elde edilebilecek yaklaşık bir bağıntı kullanılmıştır. Bu bağıntı prizmanın merkezlerinden uzaktaki küçük bir uzaklık için geçerlidir. Prizmanın merkezine olan uzaklık ne kadar büyürse yaklaşık bağıntı yolu ile hesaplanan anomali kesin değere o kadar yakın olur. Yaklaşık bağıntı Bhaskara Rao, Prakash ve Ramesh Babu(1990) tarafından;

$$\Delta g(x,y) = Ga_0 \Delta x \Delta y \left| \frac{-1}{R} \right|_{z=Z_1}^{Z_2} + Ga_1 \Delta x \Delta y \left| \frac{-z}{R} + \ln(z+R) \right|_{z=Z_1}^{Z_2}$$

$$+Ga_2\Delta x\Delta y\cdot\left|\frac{(2x^2+2y^2+z^2)}{R}\right|_{z=Z_1}^{Z_2}$$

olarak verilmektedir. Burada, $R=(x^2+y^2+z^2)^{1/2}$ ve Δx, Δy x ve y yönündeki ölçü aralıklarıdır. Limitleri yerine konulduktan sonra,

$\Delta g(x,y)=G\Delta x\Delta y(P_1+P_2+P_3)$

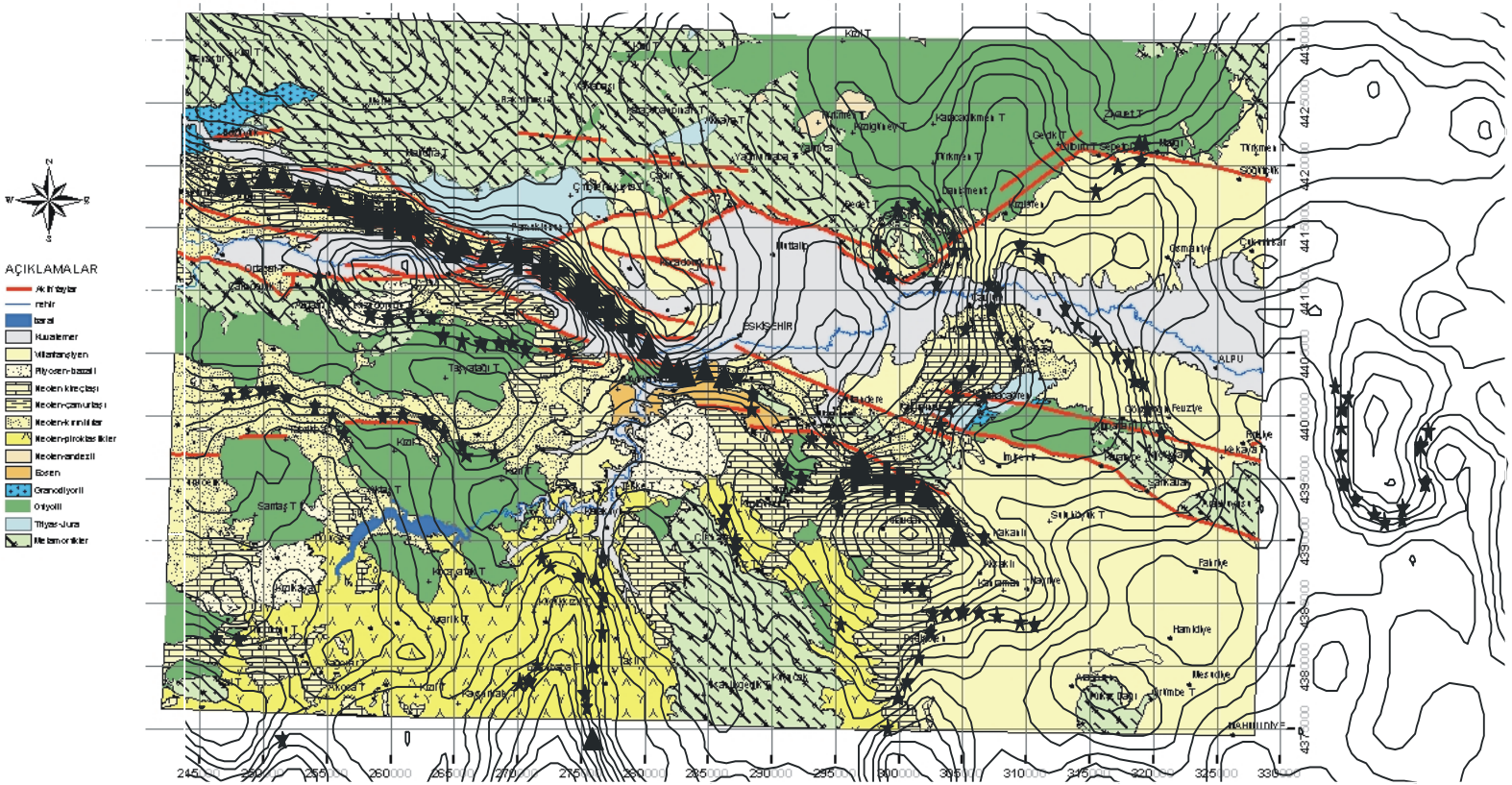
$$P_1=a_0\left[\frac{1}{R_1}-\frac{1}{R_2}\right]$$

$$P_2=a_1\left[\frac{Z_1}{R_1}-\frac{Z_2}{R_2}+\ln\frac{R_2+Z_2}{R_1+Z_1}\right]$$

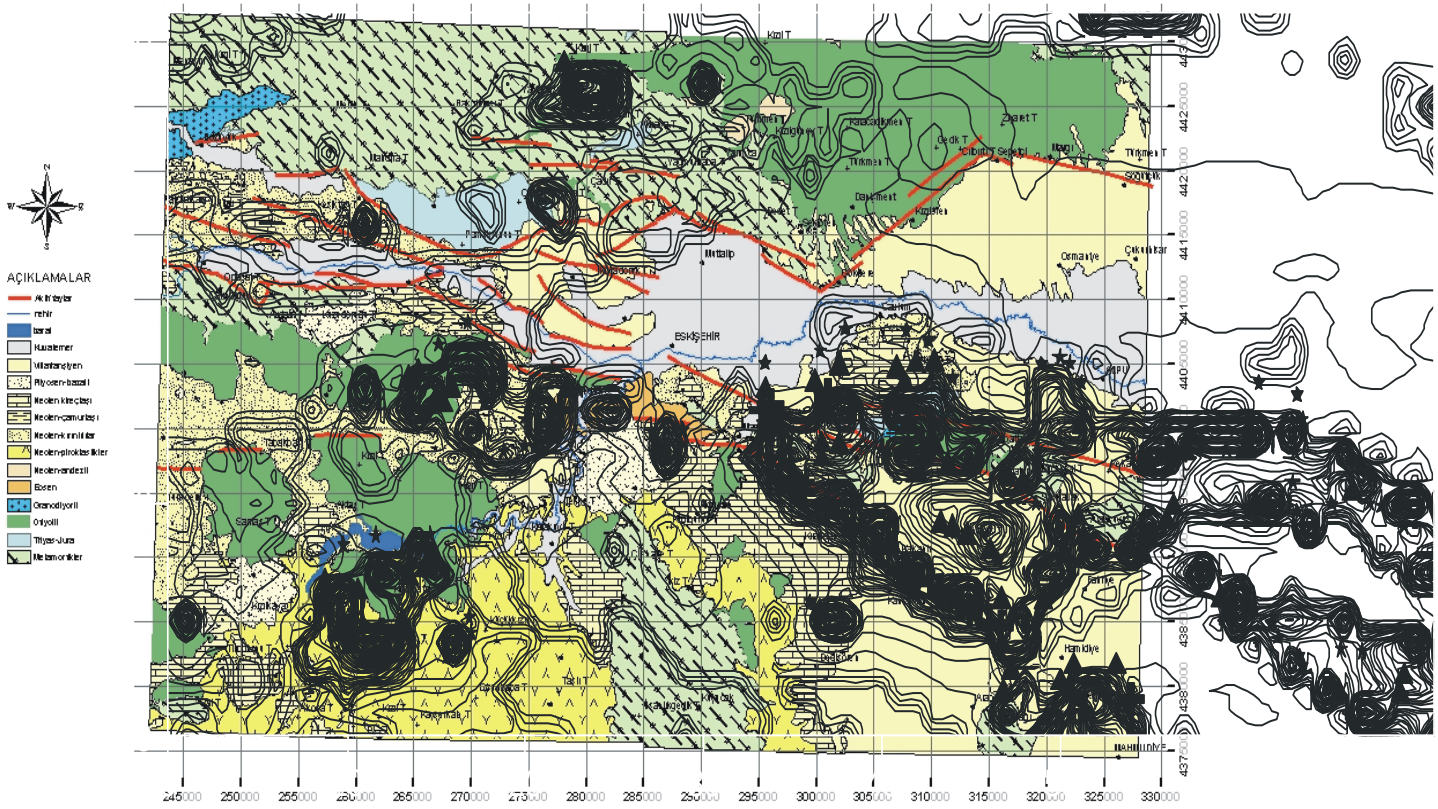
elde edilir.

EK-3

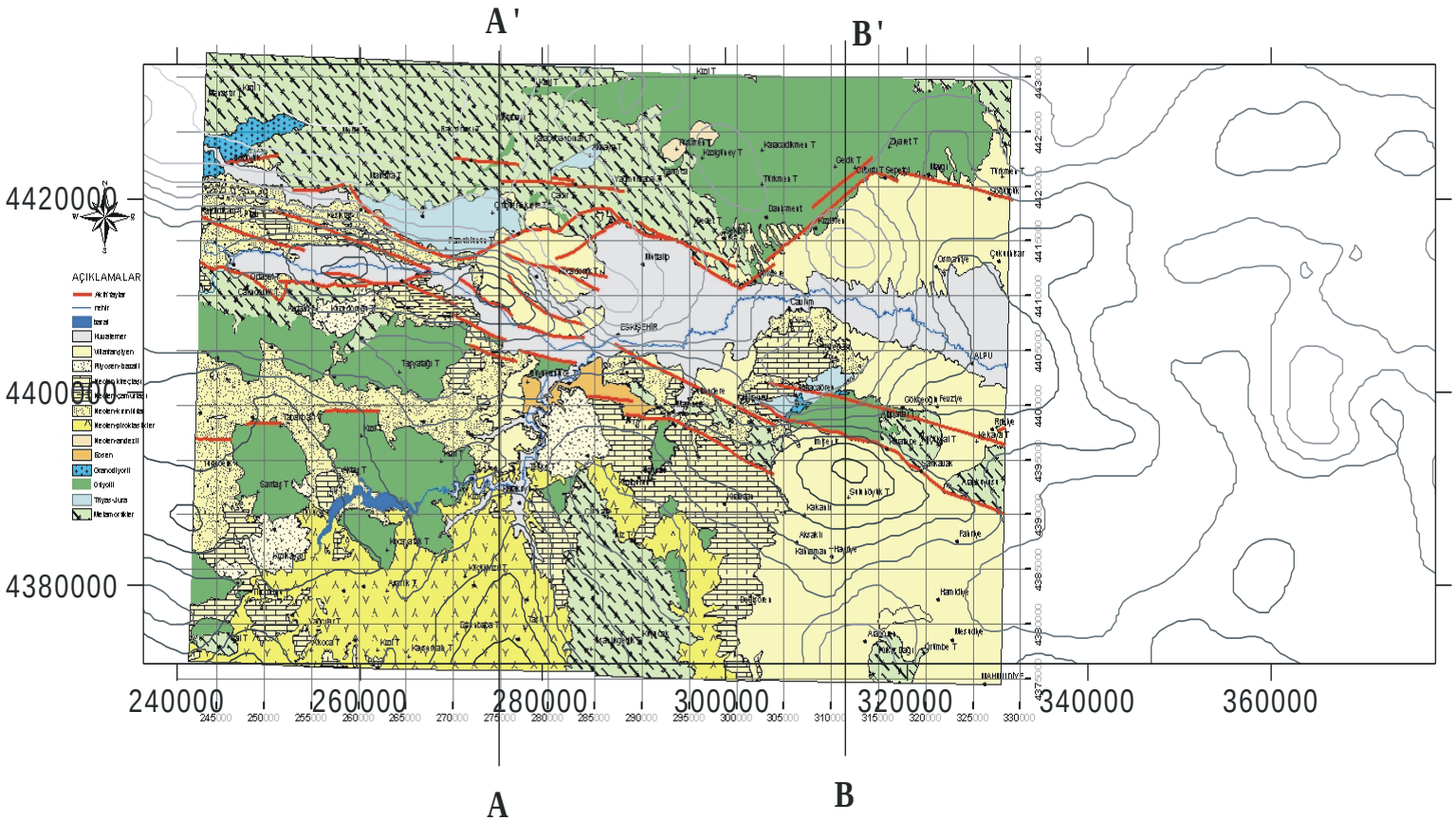
HARİTALAR



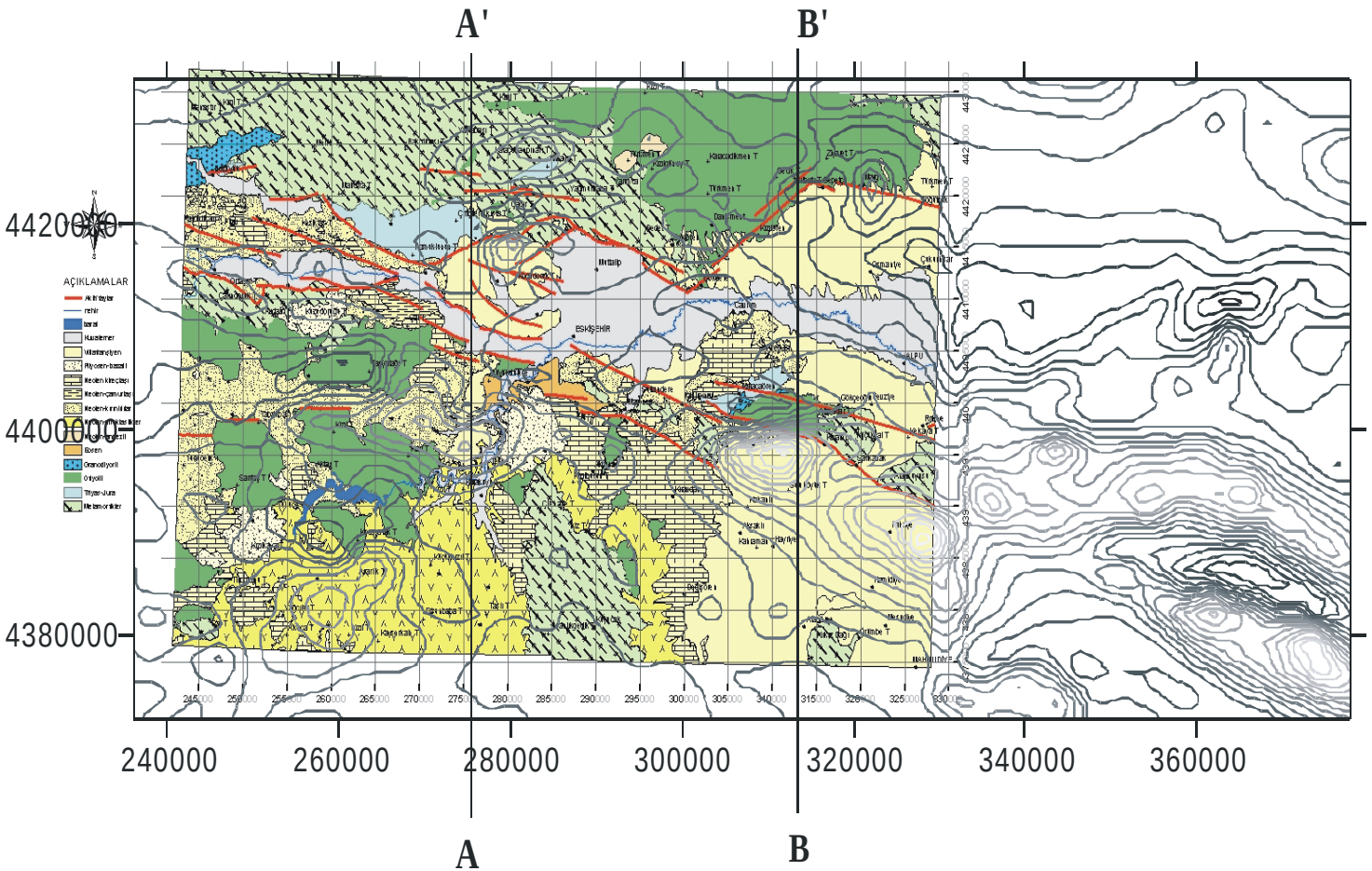
Harita 1. Eskişehir ve civarının jeoloji haritası ile gravite verilerine uygulanan sınır analizi harita çakıştırması



Harita 2. Eskişehir ve civarının jeoloji haritası ile manyetik verilerine uygulanan sınır analizi harita çakıştırması



Harita 3. Eskişehir ve civarının jeoloji haritası ile gravite anomali haritası çakıştırması



Harita 4. Eskişehir ve civarının jeoloji haritası ile manyetik anomali haritası çakıştırması