

**T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KUADRATİK YOĞUNLUK FONKSİYONU İLE
ERZİNCAN-ÇAYIRLI BASENİNİN GRAVİTE
YORUMU**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Aylin TAN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Mahir IŞIK

Mayıs 2008

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

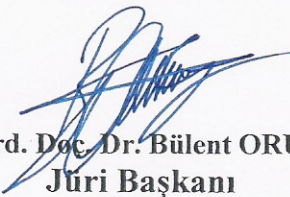
KUADRATİK YOĞUNLUK FONKSİYONU İLE
ERZİNCAN-ÇAYIRLI BASENİNİN GRAVİTE
YORUMU

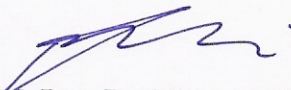
YÜKSEK LİSANS TEZİ

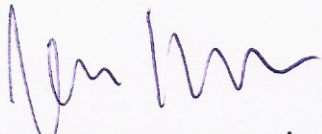
Jeofizik Müh. Aylin TAN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 23 / 05 /2008 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.


Yrd. Doç. Dr. Bülent ORUÇ
Jüri Başkanı


Yrd. Doç. Dr. Mahir IŞIK
Üye


Yrd. Doç. Dr. Ayhan KESKİNSEZER
Üye

ÖNSÖZ

Gravite yönteminde yoğunluk parametresi, yorumlamada önemli rol oynamaktadır. Bu yüzden sedimanter basenlerin gravite anomalileri yorumlanırken, sedimentler ile temel arasındaki yoğunluk farkı iyi belirlenmelidir. Sedimanter basenlerde alışıl gelmiş sabit yoğunluk farkı dışında, değişken yoğunluk farkı ile de modelleme yapılabilmektedir. Değişken yoğunluk fonksiyonları, basenlerdeki yoğunluk değişimini daha iyi yansıtmaktadır.

Bu çalışmada kuadratik yoğunluk fonksiyonu yardımıyla Erzincan-Çayırılı Baseni incelenmiştir. Bu bölgede gravite yöntemi ile modelleme yapılmamış olması, çalışma alanının belirlenmesinde büyük etken olmuştur. Bununla beraber bölgede daha önce yapılan jeolojik ve jeofizik çalışmaların sonucunda elde edilen bilgilerin yetersizliği nedeniyle, kullanılan yöntemde esas teşkil eden yoğunluk fonksiyonu katsayılarının saptanmasında zorluk çekilmiştir.

Çalışma alanına ait gravite haritasının ve jeolojik bilgilerin elde edilmesinde M.T.A.'ya (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü), yorum aşamasında değerli bilgi ve önerilerinden yararlandığım değerli hocam sayın Dr. Hakkı ŞENEL' e (M.T.A.), makale taraması aşamasında değerli zamanını ayırarak bana yardımcı olan ve yol gösteren saygıdeğer hocalarım sayın Prof. Dr. Haluk EYİDOĞAN' a (İstanbul Teknik Üniversitesi), sayın Yrd. Doç. Dr. Mücella CANBAY' a (Kocaeli Üniversitesi), sayın Yrd. Doç. Dr. Bülent ORUÇ' a (Kocaeli Üniversitesi), yüksek lisans öğrenimim boyunca bilgilerini ve ilgilerini esirgemeyen Sakarya Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü' ndeki değerli hocalarıma ve yüksek lisans tezimin danışmanlığını üstlenerek akademik hayatıma devam etmemi sağlayan, bilim ahlakını bana öğreterek bilgisini ve ilgisini esirgemeyen ve her zaman takdir ettiğim, kişiliğini örnek aldığım çok değerli hocam sayın Yrd. Doç. Dr. Mahir IŞIK' a teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca, omzumda her zaman elini hissettiğim ilk hayat öğretmenim sevgili annem Selminaz TAN' a, bilimsel kimliğini örnek aldığım sevgili ablam Dr. Ayşe Nur TAN' a (Dicle Üniversitesi) ve artık hayatta olmayan fakat varlığını her zaman yanımda hissedeceğim ikinci hayat öğretmenim babam Kemal TAN' a teşekkürlerimi sunuyorum.

Jeofizik Müh. Aylin TAN

İÇİNDEKİLER

| | |
|---|-----|
| ÖNSÖZ..... | ii |
| İÇİNDEKİLER | iv |
| SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ..... | vii |
| ŞEKİLLER LİSTESİ..... | ix |
| TABLolar LİSTESİ..... | x |
| ÖZET..... | xi |
| SUMMARY..... | xii |
| BÖLÜM 1. | |
| GİRİŞ..... | 1 |
| BÖLÜM 2. | |
| SEDİMANter BASENLER..... | 3 |
| 2.1. Sedimanter Kayaçlar ve Özellikleri..... | 3 |
| 2.2. Sedimanter Kayaçların Çökelme Süreçleri..... | 6 |
| 2.2.1. Bozunma / ayrışma..... | 7 |
| 2.2.2. Sedimanların taşınması..... | 7 |
| 2.2.3. Depolanma / çökelme / birikme..... | 8 |
| 2.2.4. Taşlaşma / diyajenez..... | 8 |
| 2.2.4.1. Sıkışma..... | 9 |
| 2.2.4.2. Çimentolanma..... | 9 |
| 2.2.4.3. Yeniden kristallenme..... | 10 |
| 2.3. Sedimanter Kayaçların Deformasyonu..... | 10 |
| BÖLÜM 3. | |
| YÖNTEM..... | 11 |

| | |
|--|-----------|
| 3.1. Yoğunluk-Derinlik İlişkisi..... | 11 |
| 3.1.1. Kuadratik yoğunluk fonksiyonu..... | 11 |
| 3.2. İki Boyutlu Düşey Bir Prizmanın Gravite Etkisi..... | 12 |
| 3.3. Modelleme..... | 15 |
| | |
| BÖLÜM 4. | |
| KURAMSAL UYGULAMALAR..... | 17 |
| 4.1. Model-I..... | 17 |
| 4.2. Model-II..... | 19 |
| 4.3. Model-III..... | 21 |
| | |
| BÖLÜM 5. | |
| ARAZİ UYGULAMASI..... | 24 |
| 5.1. Çalışma Alanı..... | 24 |
| 5.2. Erzincan' ın Tektoniği..... | 25 |
| 5.3. Erzincan' ın Depremselliği..... | 28 |
| 5.4. Çayırılı ve Çevresinin Jeolojisi..... | 28 |
| 5.4.1. Üst jura-alt kretase..... | 28 |
| 5.4.2. Üst kretase..... | 29 |
| 5.4.3. Eosen..... | 30 |
| 5.4.4. Oligosen..... | 30 |
| 5.4.5. Miyosen..... | 30 |
| 5.4.5.1. Tercan formasyonu..... | 30 |
| 5.4.5.2. Vartik formasyonu..... | 31 |
| 5.4.5.3. Engice kalkeri..... | 31 |
| 5.4.5.4. Balıklı formasyonu..... | 31 |
| 5.4.5.5. Yayla formasyonu..... | 31 |
| 5.4.5.6. Dumanlı kalkeri..... | 32 |
| 5.4.5.7. Güneytaşı formasyonu..... | 32 |
| 5.4.5.8. Neftlik formasyonu..... | 32 |
| 5.4.5.9. Peyler kalkeri..... | 33 |
| 5.4.5.10. Mendekli kalkeri..... | 33 |
| 5.4.5.11. Sobalar formasyonu..... | 33 |

| | |
|--|----|
| 5.4.5.12. Başköy formasyonu..... | 33 |
| 5.4.6. Pliyosen..... | 34 |
| 5.4.6.1. Aşağı Tolos formasyonu..... | 34 |
| 5.4.6.2. Afşin formasyonu..... | 34 |
| 5.4.7. Pliyo-kuvaterner..... | 34 |
| 5.4.7.1. Traverten çökeltileri..... | 34 |
| 5.4.7.2. Taraçalar..... | 35 |
| 5.4.8. Kuvaterner..... | 35 |
| 5.4.8.1. Yeni alüvyon..... | 35 |
| 5.4.8.2. Moloz birikintileri..... | 35 |
| 5.4.8.3. Yamaç molozu..... | 35 |
| 5.4.8.4. Heyelan..... | 35 |
| 5.4.9. Magmatik kayalar..... | 36 |
| 5.4.9.1. Serpantin..... | 36 |
| 5.4.9.2. Bazalt..... | 36 |
| 5.4.9.3. Dasit..... | 36 |
| 5.5. Çayırılı ve Çevresinin Tektoniği..... | 37 |
| 5.6. Arazi Verilerinin Yorumu..... | 38 |
| | |
| BÖLÜM 6. | |
| TARTIŞMA VE SONUÇLAR..... | 43 |
| | |
| KAYNAKLAR..... | 45 |
| ÖZGEÇMİŞ..... | 49 |

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

Simgeler

| | |
|----------------|--|
| a, b, c | : Kuadratik yoğunluk fonksiyonu sabitleri |
| e | : Gözlenen ve hesaplanan anomali arasındaki fark |
| gr/cm^3 | : Yoğunluk birimi |
| $g_{göz}$ | : Gözlenen anomali |
| g_{hes} | : Hesaplanan anomali |
| g_s | : Sonsuz yatay tabakanın gravite etkisi |
| h | : Derinlik |
| E | : Hata fonksiyonu |
| h_1 | : Prizma üst derinliği |
| h_2 | : Prizma alt derinliği |
| k_0 | : Evrensel gravite sabiti |
| λ | : Eksponansiyel yoğunluk fonksiyonu sabiti |
| $mgal$ | : Miligal |
| w | : Prizma yarı genişliği |
| Y_m | : Yakınsama kriteri |
| $\Delta\rho$ | : Yoğunluk farkı |
| $\Delta\rho_0$ | : Yüzeydeki yoğunluk farkı |
| ρ | : Yoğunluk |
| ρ_{max} | : Maksimum yoğunluk |

Kısaltmalar

| | |
|------------|---|
| Bkz. | : Bakınız |
| K.A.F.Z. | : Kuzey Anadolu Fay Zonu |
| K.D.A.F.Z. | : Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu |
| M.T.A. | : Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü |

N4 : Neftlik-4
O.F. : Ovacık Fayı

ŞEKİLLER LİSTESİ

| | | |
|------------|---|----|
| Şekil 2.1. | a. Çakılın genel görünümü, b. Konglomeranın genel görünümü, c. Kumtaşının genel görünümü, d. Siltin genel görünümü..... | 4 |
| Şekil 2.2. | a. Kilin genel görünümü, b. Şeylin genel görünümü, c. Marnın genel görünümü, d. Kireçtaşının genel görünümü | 5 |
| Şekil 2.3. | Sedimanter kayaçların oluşumu sırasında gerçekleşen süreçler ... | 7 |
| Şekil 2.4. | Çökeltme ortamları..... | 8 |
| Şekil 2.5. | Sedimanter kayaçlara dönüşüm..... | 9 |
| Şekil 2.6. | Yeniden kristallenme..... | 10 |
| Şekil 3.1. | İki boyutlu düşey prizma..... | 13 |
| Şekil 3.2. | Sedimanter basenin prizma modeli ile gösterimi..... | 15 |
| Şekil 4.1. | Model I' e ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi..... | 18 |
| Şekil 4.2. | Birinci basen modelinin düşey prizmalarla modellenmesi..... | 19 |
| Şekil 4.3. | Model II' ye ait yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi..... | 20 |
| Şekil 4.4. | İkinci basen modelinin düşey prizmalarla modellenmesi..... | 21 |
| Şekil 4.5. | Model III' e ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi..... | 22 |
| Şekil 4.6. | Üçüncü basen modelinin düşey prizmalarla modellenmesi | 23 |
| Şekil 5.1. | Erzincan-Çayırılı ilçesi yer bulduru haritası..... | 24 |
| Şekil 5.2. | Erzincan-Çayırılı ve çevresinin jeolojik-neotektonik haritası..... | 25 |
| Şekil 5.3. | Erzincan havzası çevresindeki etkin faylar ve bu faylar ile ilişkili büyük depremler..... | 27 |
| Şekil 5.4. | Erzincan ve dolayına ait genel jeoloji haritası..... | 29 |
| Şekil 5.5. | Erzincan-Çayırılı rezidüel gravite anomali haritası ve AA' kesiti.. | 39 |
| Şekil 5.6. | A-A' gravite kesitinden elde edilen gravite anomalisi..... | 39 |
| Şekil 5.7. | N4 sondaj kesiti..... | 40 |
| Şekil 5.8. | A-A' profilinin yoğunluk farkı-derinlik değişimi..... | 41 |
| Şekil 5.9. | A-A' profilinin yorumu..... | 42 |

TABLULAR LİSTESİ

| | | |
|------------|--|----|
| Tablo 2.1. | Bazı sedimanter kayaçların yoğunluk değerleri..... | 4 |
| Tablo 4.1. | Model I' e ait iterasyon sonuçları..... | 18 |
| Tablo 4.2. | Model II' ye ait iterasyon sonuçları..... | 20 |
| Tablo 4.3. | Model III' e ait iterasyon sonuçları..... | 22 |
| Tablo 5.1. | A-A' profiline ait iterasyon sonuçları..... | 42 |

ÖZET

Anahtar kelimeler: Kuadratik Yoğunluk Fonksiyonu, Sedimanter Basen, Düşey Prizma, Gravite Modelleme

Bu çalışmada, sedimanter basenler değişken yoğunluk farkı kullanılarak modellenmiştir. Birbirine bitişik yan yana prizmalardan oluştuğu kabul edilen sedimanter bir basende, sediman yoğunluklarının derinlikle değişimi, kuadratik fonksiyonla gösterilmiştir.

Modelleme için prizmaların başlangıç derinlikleri, sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisinden yararlanılarak belirlenmiştir. Bu derinlikler, gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki farklar yardımıyla düzeltilmiştir. Yöntemin başarısı kuramsal modeller üzerinde araştırılarak, Erzincan-Çayırılı arazi verisine uygulanmıştır.

GRAVITY INTERPRETATION OF THE ERZİNCAN-ÇAYIRLI BASIN BY USING QUADRATIC DENSITY FUNCTION

SUMMARY

Key Words: Quadratic Density Function, Sedimentary Basin, Vertical Prism, Gravity Modeling

In this study, sedimentary basins were modeled by using the variable density contrast. In a sedimentary basin which might be modeled by a series of prisms juxtaposed with each other, density variation with depth was represented by quadratic function.

The initial depths of the prisms were obtained by using the gravity anomaly of an infinite horizontal slab for the modeling. These depths were improved by taking into account the differences between the observed and calculated anomalies. Success of the method was examined on the theoretical models and then applied to Erzincan-Çayırılı field data.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Gravite anomalileri yer altı jeolojisindeki yoğunluk farklarından ileri geldiğinden, gravite haritasındaki her anomali, aranılan yapıya ait olmayabilir. Bu yüzden yeraltı jeolojisinin ve yoğunluk farklarının iyi bilinmesi, yorumlamada önemli rol oynar. Sedimanter kayaçların yoğunlukları; basınç, sıkılaşıma, porozite, yaş, derinlik, stratigrafik tabakalanma, fasiyes değişimleri, diyajenez, tektonik evrim ve sedimentasyon gibi etkenlere bağlı olarak değişiklik göstermektedir.

Athy (1930) derinlik ile yoğunluk arasında eksponansiyel bir ilişki olduğunu ileri sürmüştür. Derinlik arttıkça yoğunluk farkının eksponansiyel olarak azaldığı söylenebilir. Bu düşünceden yola çıkarak; Murty ve Rao (1979), Rao v.d. (1993) sedimanter basenleri eksponansiyel yoğunluk fonksiyonunu kullanarak yorumlamışlardır.

Cordell (1973), prizma modeliyle eksponansiyel yoğunluk fonksiyonu kullanarak, Güney Kaliforniya' daki San Jacinto Grabenini; Chai ve Hinze (1988) ise Kaliforniya' da Los Angeles Basenini incelemişlerdir.

Chakravarthi v.d. (2001), çokgen modeli kullanarak Güney Arizona' daki Tucson Basenini; Chakravarthi ve Sundararajan (2005, 2006), 2.5 boyutlu düşey prizma modelini kullanarak, parabolik yoğunluk fonksiyonu yardımıyla, Hindistan' daki Godawari Basenini modellemişlerdir.

Rao (1986), prizma modeli ile San Jacinto Grabenini; Rao (1990), asimetrik trapez modeli ile San Jacinto Grabenini ve Godawari Basenini; Rao v.d. (1990), 2.5 ve 3 boyutlu prizma modelleri ile Los Angeles Basenini kuadratik yoğunluk fonksiyonuyla değerlendirmişlerdir.

Litinsky (1989), sedimanter bir basenin gravite anomalisini hiperbolik yoğunluk farkı kavramını kullanarak yorumlamıştır.

Işık (2003), çeşitli yoğunluk fonksiyonları kullanarak Aydın-Sultanhisar bölgesini, Bal ve Kara (2005), değişken yoğunluk farkı ile Tuz Gölü bölgesini değerlendirmişlerdir.

Oruç (1994), sabit yoğunluk farkına göre, sedimanter basenlerin gravite anomali değerlerini, derinlik değerlerine dönüştüren bir yöntemi kullanarak, Manyas Gölü basenini modellemiştir. Sarı ve Şalk (1995), Ege grabenlerinin 2 ve 3 boyutlu analizini yapmışlardır. Sarı v.d. (1997) ise, Ankara-Polatlı bölgesindeki yeraltı taban topoğrafyasının derinliğini 2 boyutlu ters çözüm yöntemi ile araştırmışlardır.

Bu çalışmada, sedimanter basenler, kuadratik yoğunluk fonksiyonu kullanılarak modellenmiştir. Modelleme yapılırken basenin, yan yana birbirine bitişik prizmatik kütlelerden oluştuğu ve prizma üst derinliklerinin yeryüzünde olduğu kabul edilmiştir. Prizmaların alt derinlikleri, sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisinden yararlanılarak belirlenmiştir. Bu başlangıç derinlikleri, gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki farklar yardımıyla iyileştirilmiştir. Yöntem, kuramsal modeller üzerinde denenerek, Erzincan-Çayırılı arazi verisine uygulanmıştır.

BÖLÜM 2. SEDİMANTER BASENLER

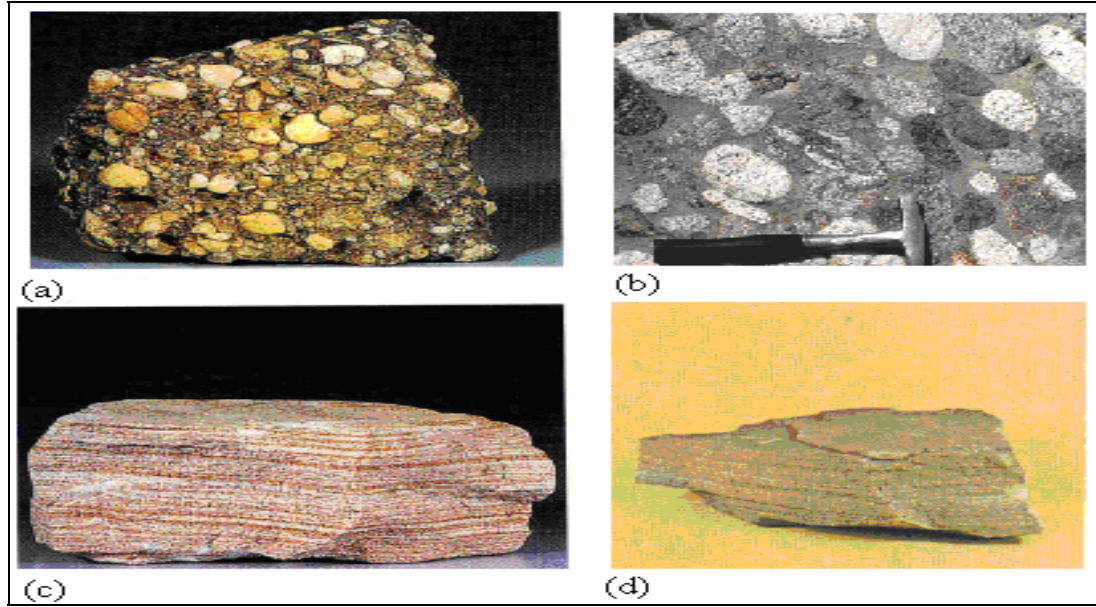
Sedimanter basen, sedimanların ayrışma, taşınma, çökelme süreçleri sonunda, stratigrafik dizi şeklinde birikerek taşlaştığı çökelme alanıdır.

2.1. Sedimanter Kayaçlar ve Özellikleri

Kayaçların oluşum bakımından diğer bir türünü de sedimanter (tortul) kayaçlar ya da diğer adıyla sedimentitler meydana getirirler. Eskiden varolan kayaçların akarsular, buzullar, rüzgarlar, dalgalar gibi dış etkenler tarafından aşındırılarak sürüklenen kırıntılarının ve diğer çözülme ürünlerinin ya da kimyasal yolla yerinde oluşan maddelerin normal basınç ve sıcaklık altında, su üstünde veya su altındaki ortamlarda birikmesiyle sedimanlar (çökeller) oluşur. Sedimanlar zamanla çeşitli değişikliklere uğrarlar. Yığılan maddelerin ağırlığı altında sıkışırlar, içerdikleri su dışarı atılır, gözenekleri azalır ve hacimleri küçülür; kendi içlerinde meydana gelen kimyasal olaylarla yeni mineraller oluşabilir; taneler ve kırıntılar arasında bir çimento meydana gelir. Bütün bu süreçlerin sonunda sedimanlar pekişerek taşlaşır ve tortul kayaç haline dönüşür.

Yerkabuğunun yapısında sedimanter kayaçların payı ancak % 5 kadardır ve ortalama kalınlıkları da 1-2 km' den oluşur. Fakat sedimanter kayaçların birçok bakımdan büyük önemi vardır. Bunun başlıca nedenleri; yeryüzündeki yayılış alanlarının çok geniş olması, yeryüzünün şekillenmesini çeşitli yollardan etkilemeleri, çökelme ve aşınma ortamlarının şartlarını yansıtan özellikleri ve içerdikleri fosiller sayesinde yerküre tarihinin aydınlanmasına olanak sağlamaları, bu arada organik varlıkların evrimine ışık tutmaları ve sonuçta çeşitli yer altı kaynakları içermeleridir (Erinç, 2000).

Sedimanter kayalardan çakıl, tane boyu 2 mm' den büyük olan ve deniz kıyılarında ya da akarsu ortamlarında bulunan, suyun aşındırmasıyla köşeleri kaybolmuş, yuvarlak şekilli malzemedir. Yoğunluğu 1.7-2.4 gr/cm³ arasındadır (Tablo 2.1) (Şekil 2.1.a).



Şekil 2.1.a. akılın genel görünümü b. Konglomeranın genel görünümü c. Kumtaşının genel görünümü d. Siltin genel görünümü

Tablo 2.1. Bazı sedimanter kayaların yoğunluk değerleri (Erden, 1979; Telford v.d., 1982; Sazhina ve Grushinsky, 1971)

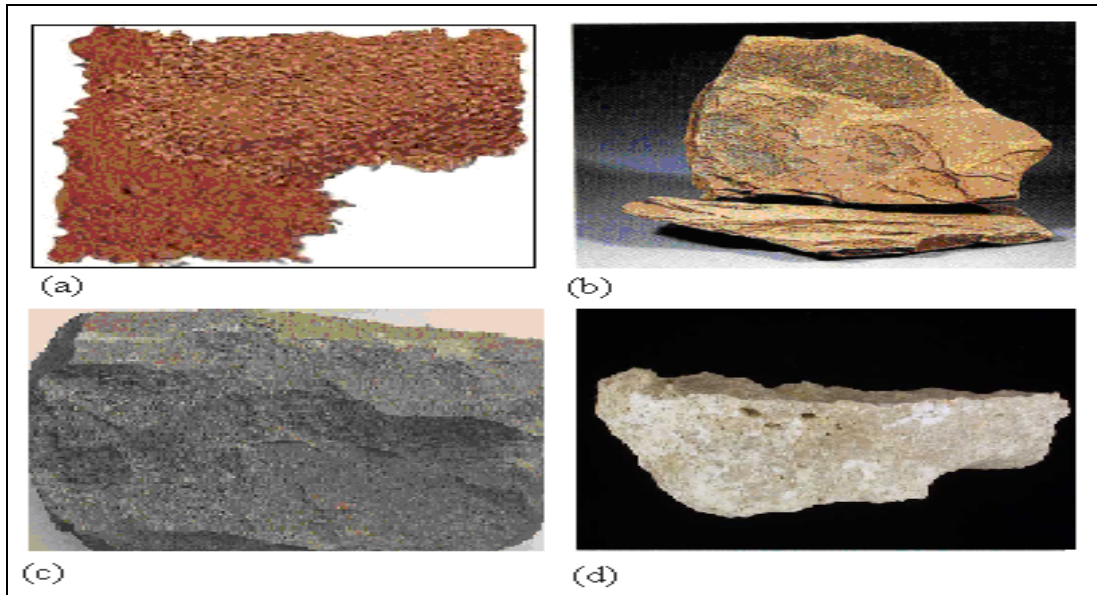
| Kayaç Türü | Yoğunluk (gr/cm ³) |
|------------|--------------------------------|
| Alüvyon | 1.96-2.00 |
| Kil | 1.63-2.60 |
| akıl | 1.70-2.40 |
| Lös | 1.40-1.93 |
| Kum | 1.70-2.30 |
| Silt | 1.80-2.20 |
| Toprak | 1.20-2.40 |
| Kumtaşı | 2.59-2.72 |
| Şeyl | 1.77-3.20 |
| Kireçtaşı | 1.93-2.90 |
| Dolomit | 2.28-2.90 |
| Konglomera | 2.10-2.70 |
| Marn | 2.00-2.60 |

Konglomera, tane boyu 2mm' den daha büyük olan çakılların, bir çimento maddesiyle birleştirilmeleri sonucunda oluşan sedimanter bir kayaç türüdür (Bkz. Şekil 2.1.b). Konglomeralar, bileşenlerinin kimyasal özelliklerine göre, çeşitli özellikte olabilmektedirler (Öztank ve Türkmen, 2001).

Kumtaşı, kum tanelerinin doğal bir çimento maddesi yardımıyla yapışması sonucu oluşan ve kuvars taneleri oranı yüksek olan bir sedimanter kayaç türüdür (Bkz. Şekil 2.1.c). Kumtaşı, tortul kayaç ardalanmalarında çok sık rastlanan bir kayaç türü olup, genellikle kalın istifler şeklinde bulunmaktadır. Rengi genellikle açık, griye dönük sarımsı beyazdır. Ancak çimentosu, içerdiği demir oksitlerin sarı, kırmızı ya da yeşil rengini alabilmektedir.

Silt, tane boyu 1/16-1/256 mm arasında olan, kilden daha kaba fakat kumdan daha küçük taneli olan sedimanter malzemedir (Bkz. Şekil 2.1.d).

Kil, tane boyu esas alınarak yapılan sedimanter kayaç sınıflandırmasında, 4 mikrondan daha küçük taneciklerin oluşturduğu sedimanter malzemeye verilen isimdir. Kil, dokusal anlamda 1/256 mm' den küçük olan sedimanı tanımlarken; minerolojik açıdan ise, yaprak yapılı silikat mineralleri için isimlendirilmektedir (Şekil 2.2.a).



Şekil 2.2.a. Kilin genel görünümü b. Şeylin genel görünümü c. Marnın genel görünümü d. Kireçtaşının genel görünümü

Şeyl, tane boyu 1/256 mm' den küçük olan ve kilin sıkışması sonucunda oluşan, ince daneli sedimanter malzemeye verilen isimdir. Düzgün tabakalanma göstermesi, belirgin özelliğidir (Bkz. Şekil 2.2.b).

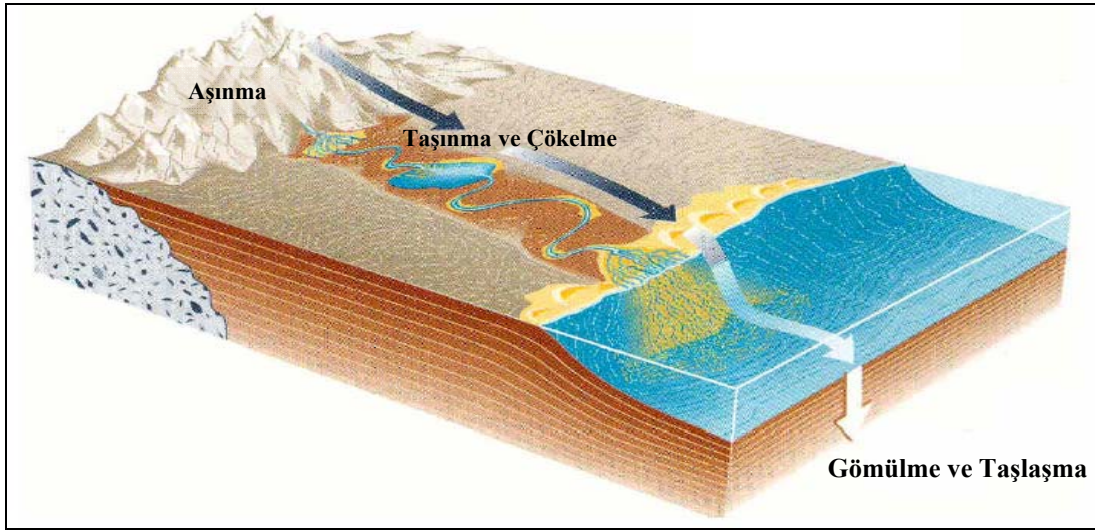
Marn, kil ve kalsiyum karbonattan değişik oranlarda meydana gelen sedimanter kayaç türüdür (Bkz. Şekil 2.2.c). Kalsiyum karbonat oranı, kile göre daha fazla ise; bu oluşuma da kalker denmektedir.

Kireçtaşı, çeşitli boyutlardaki kalsit kristallerinin sedimanter ortamlarda birbirlerine kenetlenerek, diyajenez geçirmesiyle oluşan sedimanter kayaç türüdür (Bkz. Şekil 2.2.d). Çok ince taneli karbonatlardan ya da karbonat çamurlarından oluşmaktadır. Kireçtaşı, çökeltme aşamaları sırasında, yapısına giren minerallerin ve organik maddelerin oranlarına göre renklenmeler göstermektedir. Bej, kahverengi, gri, siyah renkli olmaktadır (Öztank ve Türkmen, 2001).

Alüvyon, akarsular tarafından taşınan kil, kum, çakıl gibi sedimanter kayaçların, suyun akış hızının azalması sonucunda, elverişli yerlere birikmesiyle oluşmaktadır. Alüvyonlar, henüz taşlaşmamış sedimanlardır.

2.2. Sedimanter Kayaçların Çökeltme Süreçleri

Sedimanter kayaçların oluşabilmesi için çökeltme süreçleri olarak tanımlanan ve sırasıyla meydana gelen olayların gelişmesi şart olup, bu olaylar; ana kayacın ayrışması-bozunması, sedimanların taşınması, taşınan malzemenin depolanması/çökeltmesi ve depolanan sedimanların taşlaşması / diyajenezidir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Sedimanter kayaçların oluşumu sırasında gerçekleşen süreçler (Dirik, 2006' dan derlenmiştir)

2.2.1. Bozunma / ayrışma

Atmosferle devamlı temas halinde bulunan kayacın belirli faktörlerin etkisi altında, ana kayacın yüzeyinde ve içinde parçalanma, ufalanma, ayrışma, çözülme ve çürüme şeklinde olan fiziksel, kimyasal ve biyolojik olayların tümüne bozunma denir. Sediman parçacıklarının sınıflandırılmasında en önemli özellik, tane boyudur (Bkz. Bölüm 2.1)

2.2.2. Sedimanların taşınması

Bozunma olayı sonucunda parçalanan ve değişik boyutlarda parçacıklara ayrılan kayaçlar taşıyıcı unsurlar tarafından (akarsu, rüzgar, buzul) taşınırlar.

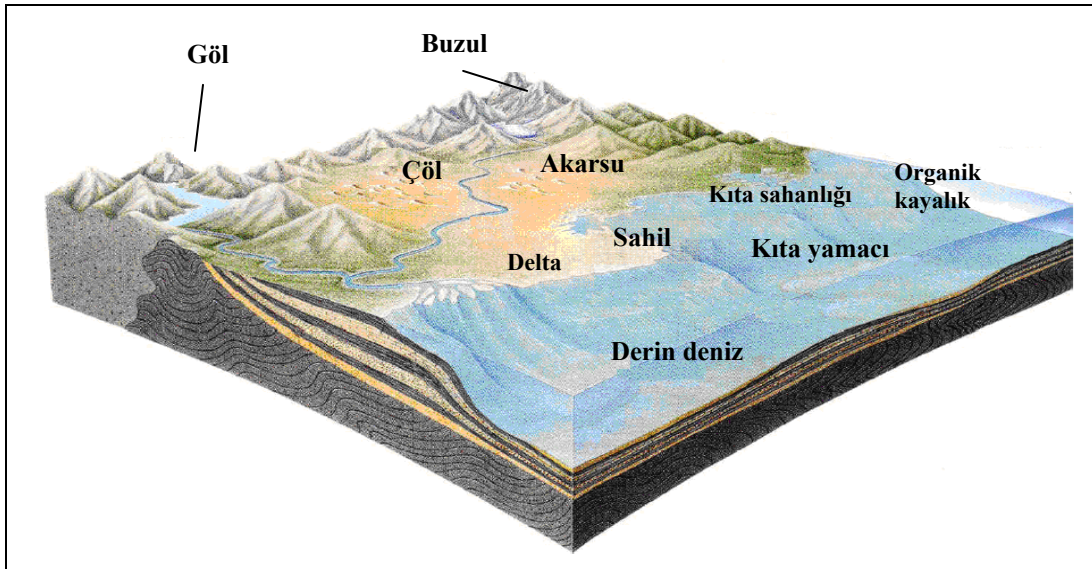
Akarsuların başlıca iki faaliyeti vardır. Bunlar taşıma ve aşınma faaliyetleridir. Akarsuyun aşındırma faaliyeti, taşımakta olduğu parçaların birbirine ya da yatağı oluşturan kayaçlara çarparak gelişir. Akarsuyun taşıma faaliyeti ise süspansiyon halinde, sıçrama şeklinde ve kayma/yuvarlanma şeklinde olur.

Diğer bir taşınma şekli de rüzgardır. Bu taşınma şekli özellikle çöllerde görülür. Tane boyu küçük olan kum ve tozlar, sıçrama ve yüzeyde sürünme şeklinde taşınırlar (Erinç, 2000).

Buzullarla sedimanların taşınması ise akarsularla ve rüzgarla taşınmalar gibi fazla etkili değildir. Bu tür taşınmada arazi aşındırılır, koparılan parçalar ve bloklar taşınır. Taşıma güçlerinin sona erdiği yerlerde birikme sağlanır (Üşenmez, 1985).

2.2.3. Depolanma / çökme / birikme

Bozunma ve taşınma süreçleri sonucunda mineral veya kayaç parçacıklarından oluşan detritik malzeme, taşıyıcı unsurun hızının azaldığı veya taşıma gücünü kaybettiği zaman, belirli bölgelerde yığılarak depolanma olayına çökme / birikme, çökmenin olduğu bölgeye de çökme havzası veya çökme ortamı adı verilir (Erinç, 2000) (Şekil 2.4).



Şekil 2.4. Çökme ortamları (Dirik, 2006' dan derlenmiştir)

2.2.4. Taşlaşma / diyajenez

Yüzbinlerce hatta milyonlarca yılı kapsayan ve sedimanların tortul kayaç haline gelmesine yol açan bütün bu süreçlerin tümüne diyajenez denir. Diyajenez de

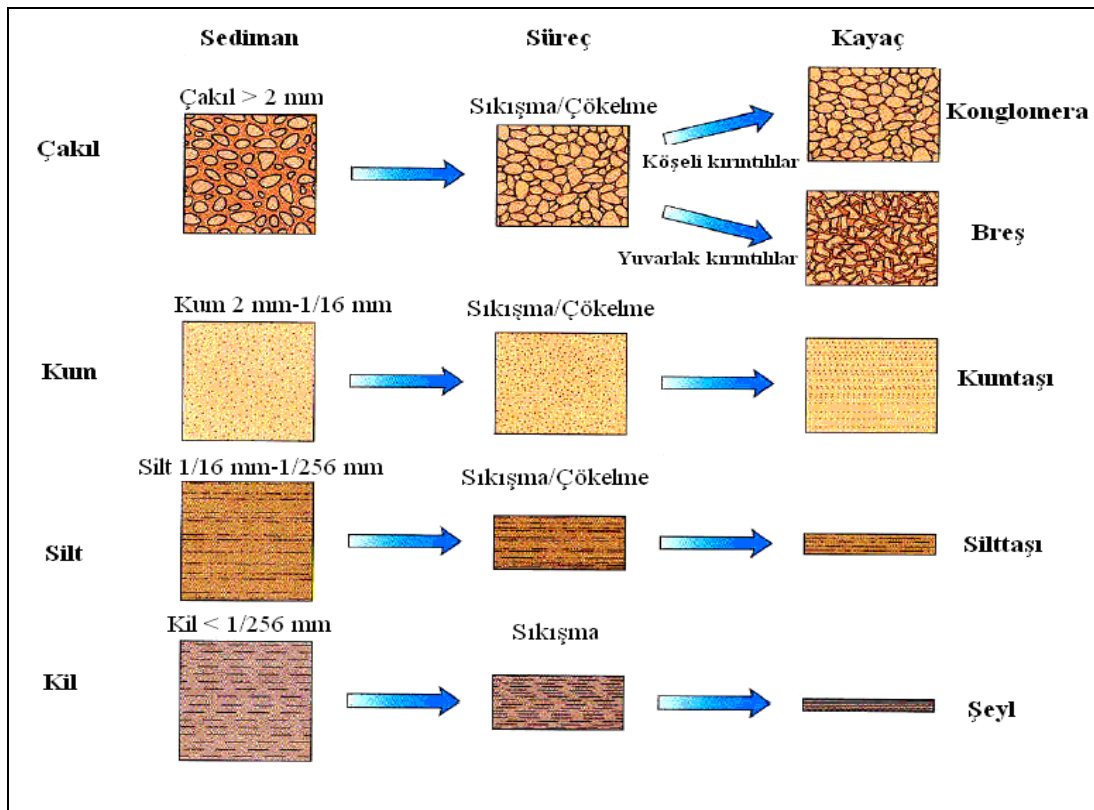
birbirini izleyen olaylarla gerçekleşir. Diyajenez süreçleri olarak tanımlanan bu olaylar şunlardır:

2.2.4.1. Sıkışma

Sedimanlar depolandığında, sedimanlar arasında gözenek ve boşluklar bulunmaktadır. Gözenek ve boşlukların miktarı, depolanmaya neden olan olaylara, sedimanların tane boyuna ve boylanmaya bağlı olarak değişir. Sedimanlar depolanarak gömüldüğünde, (sedimanların üzerine gelen diğer sedimanların ağırlığıyla ortaya çıkan basınç nedeniyle) gözenek ve boşlukların miktarı (hacmi) azalır ve böylece depolanmış olan malzemenin de hacmi azalacaktır (Dirik, 2006).

2.2.4.2. Çimentolanma

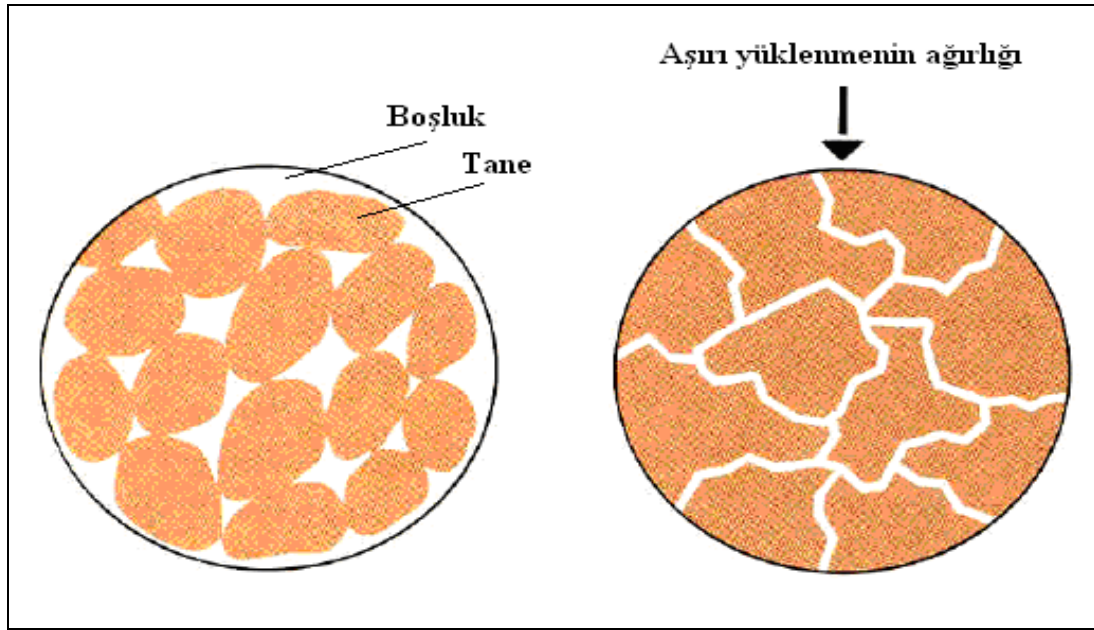
Çamur gibi ince taneli malzemenin taşlaşması için genellikle sıkışma tek başına yeterli olurken, kum ve çakıl gibi sedimanların, sedimanter kayaca dönüşebilmesi için çimentolanma olayı gerekli bir süreçtir (Şekil 2.5).



Şekil 2.5. Sedimanter kayalara dönüşüm (Dirik, 2006' dan derlenmiştir)

2.2.4.3. Yeniden kristallenme

Sedimanların üzerine gelen basınç aşırı derecede fazla ise, bu basıncın etkisiyle taneler arasındaki boşluk tamamen kaybolur ve taneler biçim değiştirerek birbirlerine kenetlenir (Şekil 2.6).



Şekil 2.6. Yeniden kristallenme (Dirik, 2006' dan derlenmiştir)

2.3. Sedimanter Kayaçların Deformasyonu

Bir kayaç kütesine bir kuvvet uygulandığında şeklini ve hacmini değiştirir, buna deformasyon denir. Kayaçların deformasyonlarına etki eden faktörler basınç, zaman, sıcaklık, solüsyonların etkisi, boşluk basıncı ve kayacın anizotropik özellikleridir. Yukarıdaki faktörlerden de anlaşılabilceği gibi, yerkabuğunun derinliklerine doğru inildikçe, kayaçlardaki deformasyon artmaktadır (Tutkun, 1999). Bu durumda kayaçların yoğunluklarında da derinliğe bağlı olarak, değişimlerin olması kaçınılmazdır.

BÖLÜM 3. YÖNTEM

3.1. Yoğunluk-Derinlik İlişkisi

Sedimanter kayaçların yoğunluğu, özellikle porozite ve derinlikle yakından ilgilidir. Sedimanter basenlerde sedimanter kayaçların yoğunluğu derinlikle artar. Derinliğin artmasıyla birlikte basıncın da artması sonucunda, sedimanlar içinde sıkılaşma olmakta ve sedimanlar ile çevre kayaçlar arasındaki yoğunluk farkı azalmaktadır (Hedberg, 1936; Hughes ve Cooke, 1953; Howell v.d., 1966; Cordell, 1973). Yoğunluk farkındaki bu azalmayı matematiksel bir formülasyonla kesin olarak göstermek; stratigrafik tabakalanma, fasiyes değişimleri, diyajenez, tektonik evrim, sedimantasyon ve basınç nedeniyle sıkılaşma etkileri yüzünden çok zordur. Bununla birlikte, yoğunluk farkı – derinlik ilişkisine, yoğunluk fonksiyonu kullanılarak bir yaklaşım yapılabilmektedir.

3.1.1. Kuadratik yoğunluk fonksiyonu

Sedimanter basenlerde, yoğunluk-derinlik ilişkisi, eksponansiyel bir fonksiyon ile gösterilebilir (Athy, 1930);

$$\rho(h) = \Delta\rho_0 e^{-\lambda h} + \rho_{\max} \quad . \quad (3.1)$$

Denklem (3.1)' de yer alan $\rho(h)$; h derinliğindeki tabakanın yoğunluğu, $\Delta\rho_0$; yüzeydeki yoğunluk farkı, λ ; derinlik artışı ile yoğunluk farkının azalmasını ifade eden katsayı ve ρ_{\max} ; maksimum yoğunluktur. Bu yoğunluk aynı zamanda, temelin yoğunluğu olarak da düşünülebilir.

Buradan, h derinliğindeki $\Delta\rho(h)$ yoğunluk farkı;

$$\Delta\rho(h) = \Delta\rho_0 e^{-\lambda h} \quad (3.2)$$

olarak bulunur.

Denklem (3.2), değişken yoğunluklu prizmatik bir kütle için gravite bağıntısının kapalı formda üretilmesinde kullanılamaz (Rao, 1990). Ancak bu fonksiyon seriye açılarak kullanılabilir. Maclaurin serisinde üçüncü ve daha yüksek mertebeden türevli terimler göz ardı edilirse;

$$\Delta\rho(h) = a + bh + ch^2 \quad (3.3)$$

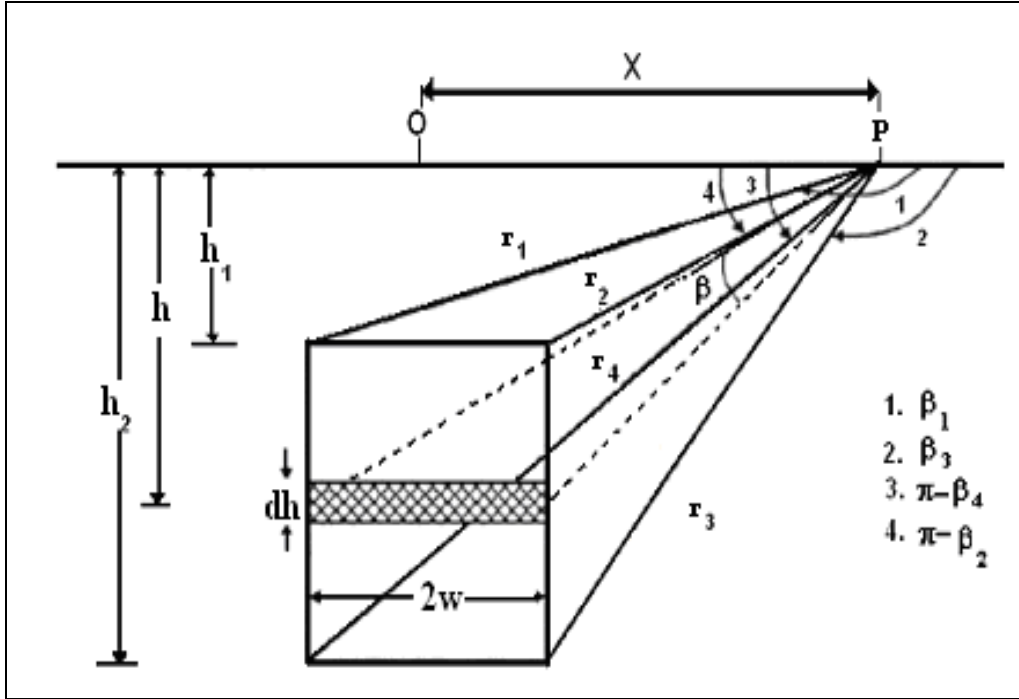
biçiminde yeni bir fonksiyon elde edilir ki bu ve buna benzer fonksiyonlara kuadratik fonksiyonlar adı verilir (Hudson ve Lipka, 1940). Burada yer alan a, b ve c; derinliğin artması ile yoğunluk farkının azalmasını ifade eden katsayılarıdır. Bu katsayılar, yoğunluk farkı-derinlik verilerine en küçük kareler yaklaşımı uygulanarak saptanabilir. Derinliğe bağlı yoğunluk farkı verileri, incelenen bölgede yapılan kuyu logu veya sismik çalışmalarından ya da sondaj verilerinden elde edilebilir (Işık, 2003).

3.2. İki Boyutlu Düşey Bir Prizmanın Gravite Etkisi

İki boyutlu düşey bir prizmanın (Şekil 3.1) gravite bağıntısı;

$$g(x) = 2k_0 \Delta\rho \int_{h_1}^{h_2} \left[\arctan\left(\frac{x+w}{h}\right) - \arctan\left(\frac{x-w}{h}\right) \right] dh \quad (3.4)$$

ile verilir (Telford v.d., 1982). Burada k_0 ; evrensel gravite sabiti, $\Delta\rho$; sabit yoğunluk farkı, w ; prizma yarı genişliği, h_1 ; prizma üst derinliği, h_2 ; prizma alt derinliğidir.



Şekil 3.1. İki boyutlu düşey prizma ve parametreleri

Şekil 3.1' deki semboller;

$$\begin{aligned}
 r_1 &= \left[h_1^2 + (x + w)^2 \right]^{1/2} & \beta_1 &= \pi/2 + \arctan \left[(x + w) / h_1 \right] \\
 r_2 &= \left[h_1^2 + (x - w)^2 \right]^{1/2} & \beta_2 &= \pi/2 + \arctan \left[(x - w) / h_1 \right] \\
 r_3 &= \left[h_2^2 + (x - w)^2 \right]^{1/2} & \beta_3 &= \pi/2 + \arctan \left[(x - w) / h_2 \right] \\
 r_4 &= \left[h_2^2 + (x + w)^2 \right]^{1/2} & \beta_4 &= \pi/2 + \arctan \left[(x + w) / h_2 \right]
 \end{aligned}$$

olarak gösterilmiştir.

Her bir prizmanın gravite anomalisinin hesaplanmasında, aşağıdaki hususlar göz önünde tutulmalıdır;

- (i) x ' in sıfırdan farklı ($x \neq 0$) tüm pozitif değerleri için; $\beta_1 = \beta_2 = \pi$
- (ii) x ' in sıfırdan farklı ($x \neq 0$) tüm negatif değerleri için; $\beta_1 = \beta_2 = 0$
- (iii) $x = 0$ için; $\beta_1 = \pi$ ve $\beta_2 = 0$.

Denklem (3.4)' te sabit yoğunluk farkı yerine, Denklem (3.3) ile verilen kuadratik yoğunluk farkı ifadesi yazılıp integrali alındıktan sonra, $h_1 = 0$ için,

$$g(x) = A \left[h_2 \beta_{43} + (x+w) L_4 - (x-w) L_3 \right] + B \left[h_2^2 \beta_{43} + (x-w)^2 \beta_{23} - (x+w)^2 \beta_{14} + 2wh_2 \right] + C \left[h_2^3 \beta_{43} + (x-w)^3 L_3 - (x+w)^3 L_4 + wh_2^2 \right] \quad (3.5)$$

elde edilir. Denklem (3.5), kuadratik yoğunluk farkına sahip yüzeydeki bir prizmanın gravite etkisini vermektedir.

Burada,

$$\begin{aligned} A &= 2 k_0 a & \beta_{14} &= \beta_1 - \beta_4 \\ B &= k_0 b & \beta_{23} &= \beta_2 - \beta_3 \\ C &= 2 k_0 c / 3 & \beta_{43} &= \beta_4 - \beta_3 \\ L_3 &= \log_e \left[\frac{r_3}{x-w} \right] & L_4 &= \log_e \left[\frac{r_4}{x+w} \right] \end{aligned}$$

şeklinde yazılır.

Denklem (3.5)' te $w \rightarrow \infty$ ve $x=0$ yazılarak, yüzeydeki h kalınlıklı sonsuz yatay tabakanın gravite bağıntısı;

$$g_s = 2\pi k_0 \left[ah + \frac{b}{2} h^2 + \frac{c}{3} h^3 \right] \quad (3.6)$$

olarak elde edilir. Bu ifade kübik bir denkleme benzediğinden, h ' nin pozitif kökü için çözülür. h ' nin çözümü, başlangıç parametrelerinin tayini için gerektiğinden, kuadratik yoğunluk fonksiyonunun yalnızca ilk terimi alınabilir (Rao v.d., 1990).

Böylece;

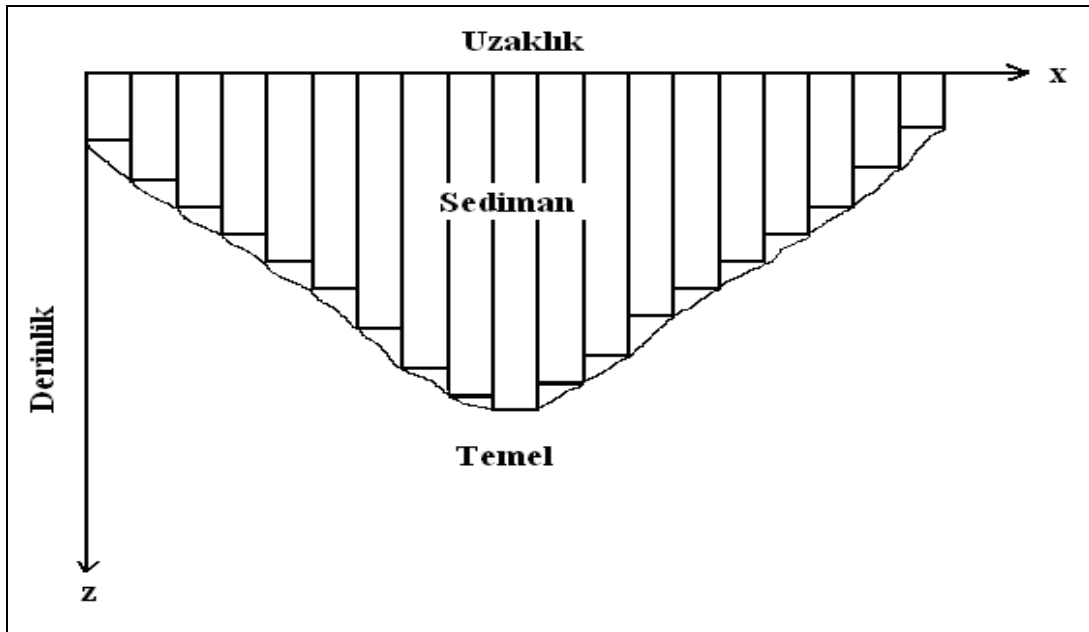
$$h = g_s / 2\pi k_0 a \quad (3.7)$$

formülü ile sonsuz yatay tabakanın kalınlığı elde edilir. Burada g_s ; $mgal$ ve h ; km ' dir.

3.3. Modelleme

Yoğunluk farkının derinlikle değiştiği sedimanter basenler, kuadratik yoğunluk fonksiyonu kullanılarak, gravite anomalilerinden modellenebilir. Belirli derinliklerde sedimanter kayaçların temele göre yoğunluk farkı değerleri bilinirse, Denklem (3.3) kullanılarak a , b ve c katsayıları bulunabilir.

Basen, birbirine bitişik iki boyutlu düşey prizmalar dizisi olarak tasarlanmıştır (Şekil 3.2). Prizmaların genişlikleri gözlem aralığına eşittir. Yüzeydeki bir basen için, tüm prizmaların üst derinlikleri yeryüzünde kabul edilir. Böylece modelleme problemi, m tane prizma alt derinliğinin bulunması halini almış olur. Burada, m gözlem sayısıdır.



Şekil 3.2. Sedimanter basenin prizma modeli ile gösterimi

Başlangıç olarak, her gözlem noktası altındaki prizmaların yaklaşık derinlikleri, Denklem (3.7) ile bulunur. Her gözlem noktasında bu prizmaların gravite değerleri Denklem (3.5) ile hesaplanır ve bu değerlerin toplamı, basenin toplam gravite anomalisini (g_{hes}) verir.

$g_{göz}(i)$ gözlenen anomaliler ile $g_{hes}(i)$ hesaplanan anomaliler arasındaki farklar;

$$e_i = g_{göz}(i) - g_{hes}(i) \quad i=1,2,\dots, m \quad (3.8)$$

ile verilebilir. Bu farklar da, prizma derinliklerinin düzeltilmesinde kullanılır;

$$h_i^{(j+1)} = h_i^{(j)} + e_i / (2\pi k_0 a) \quad j = 0,1,\dots, n \quad (3.9)$$

Buradaki n iterasyon sayısını göstermektedir.

Prizma derinliklerinin düzeltilmesi işlemi, istenilen iterasyon sayısına ulaşıldığında veya anomalilerin karelerinin toplamının birbirine oldukça yaklaştığı anda durdurulur. Burada, bu yakınsama kriteri, $Y_m = 0.00025.m$ olarak alınmıştır. Yani,

$$E = \sum_{i=1}^m e_i^2 \quad (3.10)$$

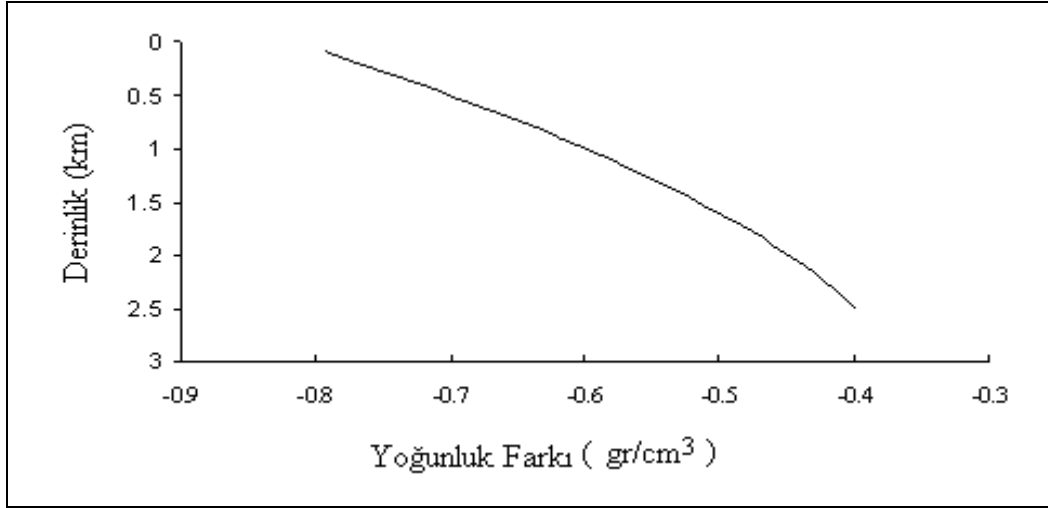
ile gösterilen hata fonksiyonu, yakınsama kriterinden daha küçük bir değere ulaştığı anda, iterasyon durdurulmuştur.

BÖLÜM 4. KURAMSAL UYGULAMALAR

Yöntem, birçok kuramsal model üzerinde uygulanmış ama bu çalışmada üç örnek sunularak sonuçlar irdelenmiştir. Belirli derinliklerde sedimentlerin temele göre yoğunluk farkı değerlerinden Denklem (3.3) kullanılarak a, b ve c katsayıları bulunmuştur. Yoğunluk farkının, derinlik arttıkça nasıl azaldığının daha iyi görülebilmesi için seçilen modelin yoğunluk farkı-derinlik grafikleri çizilmiştir. Denklem (3.7) kullanılarak başlangıç derinlikleri belirlenmiş ve Denklem (3.9) ile de bu derinlikler iyileştirilmiştir. Seçilen basen modelinin; başlangıç, yöntem ile hesaplanan ve gerçek derinlik değerleri, tablolar ve şekillerle gösterilmiştir. Bunlara ait gravite anomalileri, Denklem (3.5) kullanılarak elde edilmiştir.

4.1. Model-I

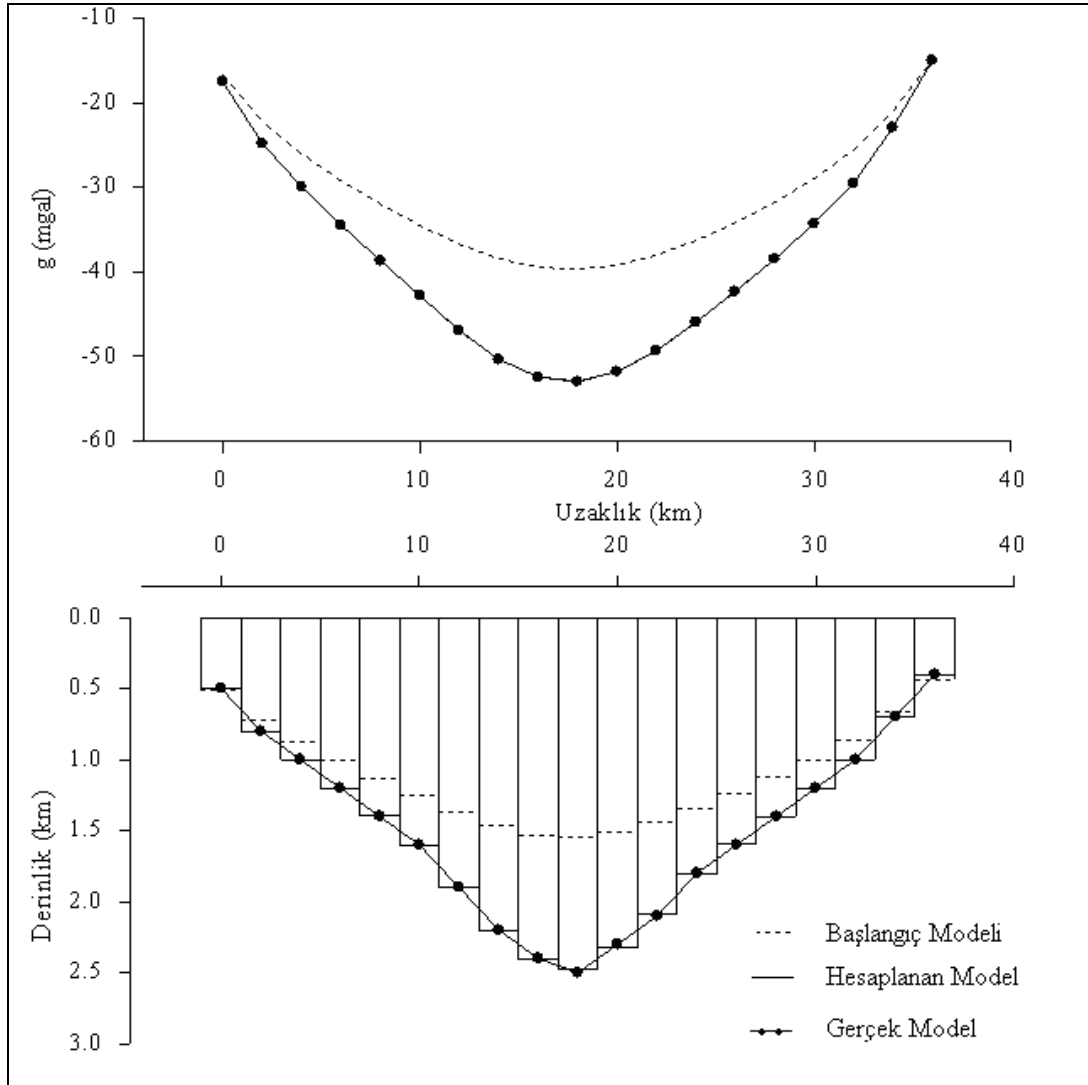
Modelde 36 km uzunluğunda bir profil boyunca, 2 km aralıkla, 19 adet gözlem noktası alınmıştır. Yoğunluk farkı-derinlik değerleri; $\Delta\rho (0.5 \text{ km}) = -0.7 \text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho (1.0 \text{ km}) = -0.6 \text{ gr/cm}^3$ ve $\Delta\rho (2.5 \text{ km}) = -0.4 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiştir. Bu değerlerden yararlanılarak, kuadratik yoğunluk fonksiyonu katsayıları; $a = -0.817$, $b = 0.250$ ve $c = -0.033$ bulunur. Böylece model için kuadratik yoğunluk fonksiyonu $\Delta\rho (h) = -0.817 + 0.250h - 0.033h^2$ olarak yazılır. Modele ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 4.1' de ve modelleme sonuçları Tablo 4.1 ile Şekil 4.2' de gösterilmiştir.



Şekil 4.1. Model I' e ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi

Tablo 4.1. Model I' e ait iterasyon sonuçları

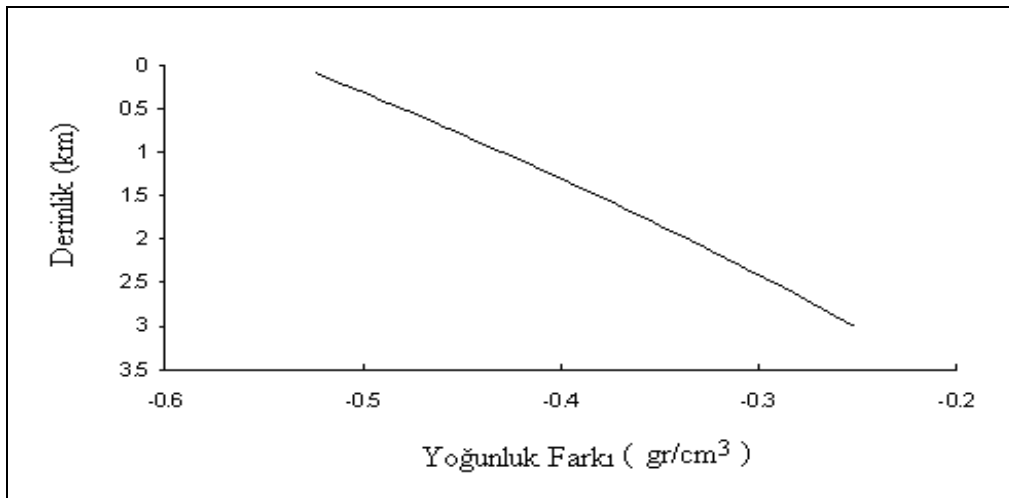
| | İterasyon Sayısı | Hata Fonksiyonu |
|--------------------------|--------------------------|----------------------|
| Gözlem Sayısı : 19 | 1 | 1292.6840 |
| Gözlem Aralığı : 2 km | 2 | 255.5695 |
| a : -0.817 | 3 | 68.5310 |
| b : 0.250 | 10 | 0.1945 |
| c : -0.033 | 19 | 0.0040 |
| Başlangıç Derinliği (km) | Hesaplanan Derinlik (km) | Gerçek Derinlik (km) |
| 0.5120 | 0.5000 | 0.5000 |
| 0.7252 | 0.8000 | 0.8000 |
| 0.8745 | 1.0000 | 1.0000 |
| 1.0069 | 1.2004 | 1.2000 |
| 1.1301 | 1.3982 | 1.4000 |
| 1.2498 | 1.6015 | 1.6000 |
| 1.3701 | 1.9019 | 1.9000 |
| 1.4694 | 2.1998 | 2.2000 |
| 1.5310 | 2.4088 | 2.4000 |
| 1.5466 | 2.4710 | 2.5000 |
| 1.5122 | 2.3201 | 2.3000 |
| 1.4405 | 2.0920 | 2.1000 |
| 1.3416 | 1.8068 | 1.8000 |
| 1.2356 | 1.5970 | 1.6000 |
| 1.1234 | 1.4002 | 1.4000 |
| 1.0012 | 1.2002 | 1.2000 |
| 0.8613 | 0.9999 | 1.0000 |
| 0.6698 | 0.7001 | 0.7000 |
| 0.4377 | 0.4000 | 0.4000 |



Şekil 4.2. Birinci basen modelinin düşey prizmalarla modellenmesi

4.2. Model-II

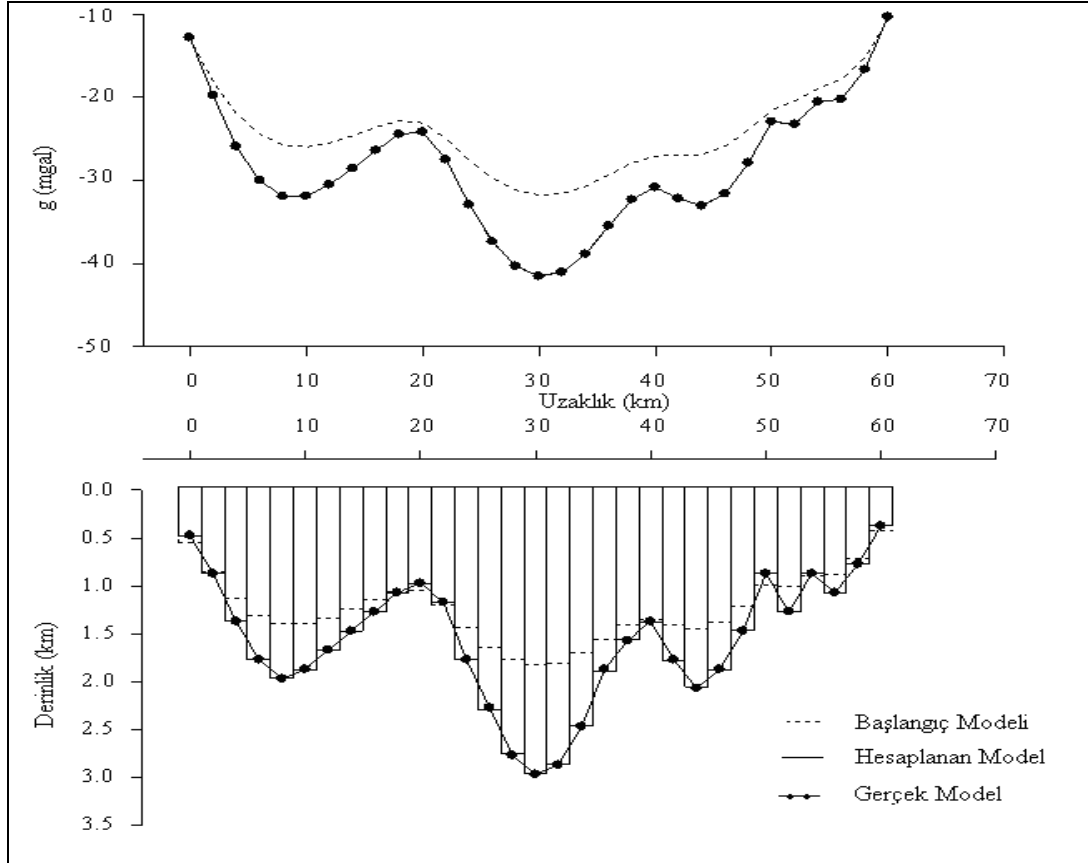
İkinci modelde 60 km uzunluğunda bir profil boyunca, 2 km aralıklarla, 31 adet gözlem noktası olduğu kabul edilmiştir. $\Delta\rho(0.8 \text{ km}) = -0.45 \text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(2.4 \text{ km}) = -0.30 \text{ gr/cm}^3$ ve $\Delta\rho(3.0 \text{ km}) = -0.25 \text{ gr/cm}^3$ şeklinde yoğunluk farkı-derinlik değerleri alınmıştır. Bu değerlerden yararlanılarak, kuadratik yoğunluk fonksiyonu katsayıları; $a = -0.534$, $b = 0.109$ ve $c = -0.005$ elde edilir. Buradan model için kuadratik yoğunluk fonksiyonu $\Delta\rho(h) = -0.534 + 0.109h - 0.005h^2$ şeklinde bulunur. Model II'ye ait yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi Şekil 4.3'te ve modelleme sonuçları ise Tablo 4.2 ile Şekil 4.4'te verilmiştir.



Şekil 4.3. Model II' ye ait yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi

Tablo 4.2. Model II' ye ait iterasyon sonuçları

| | İterasyon Sayısı | Hata Fonksiyonu |
|--------------------------|--------------------------|----------------------|
| Gözlem Sayısı : 31 | 1 | 807.4389 |
| Gözlem Aralığı : 2 km | 2 | 147.0104 |
| a : -0.534 | 3 | 44.3537 |
| b : 0.109 | 10 | 0.3817 |
| c : -0.005 | 20 | 0.0104 |
| | 22 | 0.0065 |
| Başlangıç Derinliği (km) | Hesaplanan Derinlik (km) | Gerçek Derinlik (km) |
| 0.5710 | 0.5000 | 0.5000 |
| 0.8829 | 0.8997 | 0.9000 |
| 1.1569 | 1.4003 | 1.4000 |
| 1.3395 | 1.8023 | 1.8000 |
| 1.4254 | 1.9948 | 2.0000 |
| 1.4226 | 1.9031 | 1.9000 |
| 1.3622 | 1.7002 | 1.7000 |
| 1.2749 | 1.4994 | 1.5000 |
| 1.1777 | 1.3000 | 1.3000 |
| 1.0910 | 1.1003 | 1.1000 |
| 1.0783 | 0.9999 | 1.0000 |
| 1.2259 | 1.2002 | 1.2000 |
| 1.4692 | 1.7940 | 1.8000 |
| 1.6680 | 2.3233 | 2.3000 |
| 1.7997 | 2.7841 | 2.8000 |
| 1.8549 | 2.9924 | 3.0000 |
| 1.8326 | 2.8950 | 2.9000 |
| 1.735 | 2.4940 | 2.5000 |
| 1.5828 | 1.9185 | 1.9000 |
| 1.4422 | 1.5885 | 1.6000 |
| 1.3755 | 1.4038 | 1.4000 |
| 1.4375 | 1.8048 | 1.8000 |
| 1.4754 | 2.0855 | 2.1000 |
| 1.4105 | 1.9109 | 1.9000 |
| 1.2451 | 1.4971 | 1.5000 |
| 1.0243 | 0.9010 | 0.9000 |
| 1.0359 | 1.2984 | 1.3000 |
| 0.9160 | 0.9010 | 0.9000 |
| 0.9029 | 1.0996 | 1.1000 |
| 0.7431 | 0.8002 | 0.8000 |
| 0.4582 | 0.4000 | 0.4000 |



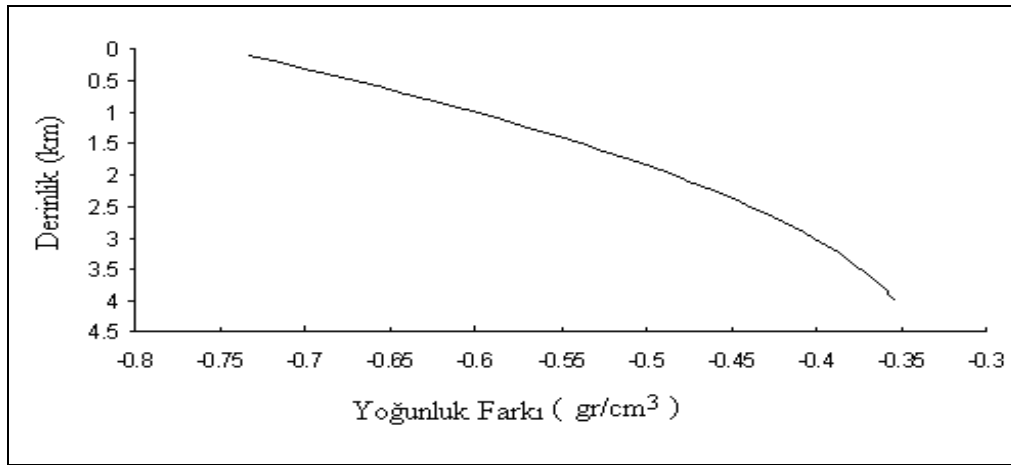
Şekil 4.4. İkinci basen modelinin düşey prizmalarla modellenmesi

4.3. Model-III

Araziden elde edilecek verilerin tam anlamıyla gerçek doğrulukta olmayacaklarını, okuma veya yuvarlatma hataları kapsayacağını dikkate almak gerekir. Bu yüzden model verisine, rasgele sayı üretilerek, -1 ile +1 mgal arasında gürültü ilave edilmiştir. Böylece gürültülü veriler üzerinde de, yöntemin ne derecede etkin olduğu araştırılmıştır.

Bu modelde 55 km uzunluğunda bir profil boyunca, gözlem aralığı 2.5 km seçilerek, 23 adet gözlem noktası elde edilmiştir. Yoğunluk farkı-derinlik değerleri $\Delta\rho(1.0 \text{ km}) = -0.60 \text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(3.0 \text{ km}) = -0.40 \text{ gr/cm}^3$ ve $\Delta\rho(4.0 \text{ km}) = -0.35 \text{ gr/cm}^3$ şeklinde belirlenmiştir. Bu değerlerden yararlanılarak, kuadratik yoğunluk fonksiyonu katsayıları; $a = -0.750$, $b = 0.167$ ve $c = -0.017$ olarak bulunur. Böylece model için kuadratik yoğunluk fonksiyonu $\Delta\rho(h) = -0.750 + 0.167h - 0.017h^2$

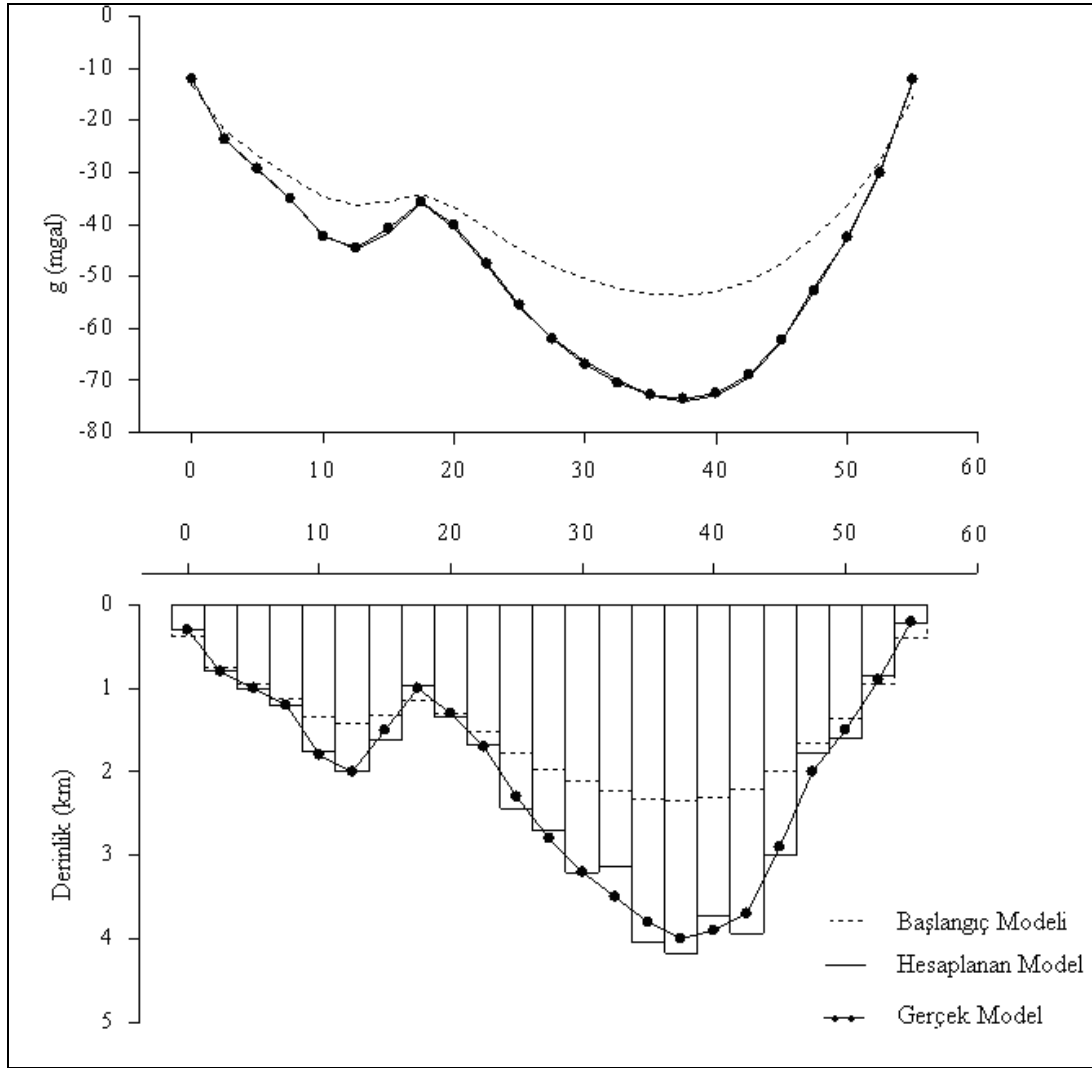
şeklinde yazılabilir. Model III' e ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 4.5' te, modelleme sonuçları ise Tablo 4.3 ve Şekil 4.6' da görülmektedir.



Şekil 4.5. Model III' e ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi

Tablo 4.3. Model III' e ait iterasyon sonuçları

| | İterasyon Sayısı | Hata Fonksiyonu |
|--------------------------|--------------------------|----------------------|
| Gözlem Sayısı : 23 | 1 | 3050.7030 |
| Gözlem Aralığı : 2.5 km | 2 | 733.5427 |
| | 3 | 241.0845 |
| a : -0.750 | 20 | 0.1132 |
| b : 0.167 | 74 | 0.0114 |
| c : -0.017 | 88 | 0.0076 |
| | 98 | 0.0055 |
| Başlangıç Derinliği (km) | Hesaplanan Derinlik (km) | Gerçek Derinlik (km) |
| 0.3827 | 0.2989 | 0.3000 |
| 0.7548 | 0.7994 | 0.8000 |
| 0.9389 | 1.0113 | 1.0000 |
| 1.1174 | 1.2071 | 1.2000 |
| 1.3394 | 1.7599 | 1.8000 |
| 1.4232 | 1.9953 | 2.0000 |
| 1.3282 | 1.6121 | 1.5000 |
| 1.1383 | 0.9666 | 1.0000 |
| 1.2967 | 1.3513 | 1.3000 |
| 1.5256 | 1.6877 | 1.7000 |
| 1.7819 | 2.4412 | 2.3000 |
| 1.9666 | 2.7026 | 2.8000 |
| 2.1113 | 3.2062 | 3.2000 |
| 2.2205 | 3.1387 | 3.5000 |
| 2.3197 | 4.0344 | 3.8000 |
| 2.3556 | 4.1715 | 4.0000 |
| 2.3170 | 3.7287 | 3.9000 |
| 2.2127 | 3.9336 | 3.7000 |
| 1.9857 | 2.9985 | 2.9000 |
| 1.6507 | 1.7791 | 2.0000 |
| 1.3614 | 1.6008 | 1.5000 |
| 0.9445 | 0.8550 | 0.9000 |
| 0.3989 | 0.2166 | 0.2000 |



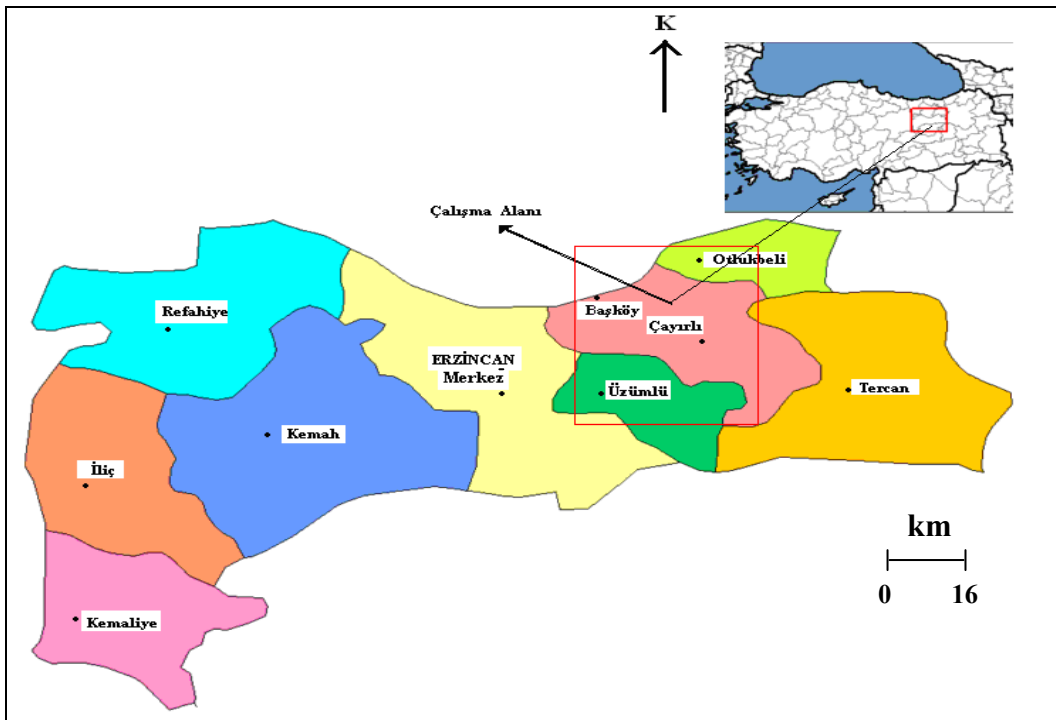
Şekil 4.6. Üçüncü basen modelinin düşey prizmalarla modellenmesi

BÖLÜM 5. ARAZİ UYGULAMASI

Yöntem, kuramsal uygulamalarda başarılı sonuçlar vermiştir. Bundan sonra yöntemin arazi verisi üzerindeki başarısı araştırılacaktır. Bu çalışmada kullanılan Erzincan-Çayırılı arazi verileri M.T.A.' dan alınmıştır.

5.1. Çalışma Alanı

Çalışma alanı olan Çayırılı ilçesi, Erzincan ilinin kuzeydoğusunda yer alır. Yüzölçümü 1480 km², yüksekliği 1520 m' dir. Doğusunda Tercan ilçesi, batısında Erzincan Merkez ilçesi, kuzeyinde Otlukbeli ilçesi, güneyinde Üzümlü ilçesi ile komşudur (Şekil 5.1).

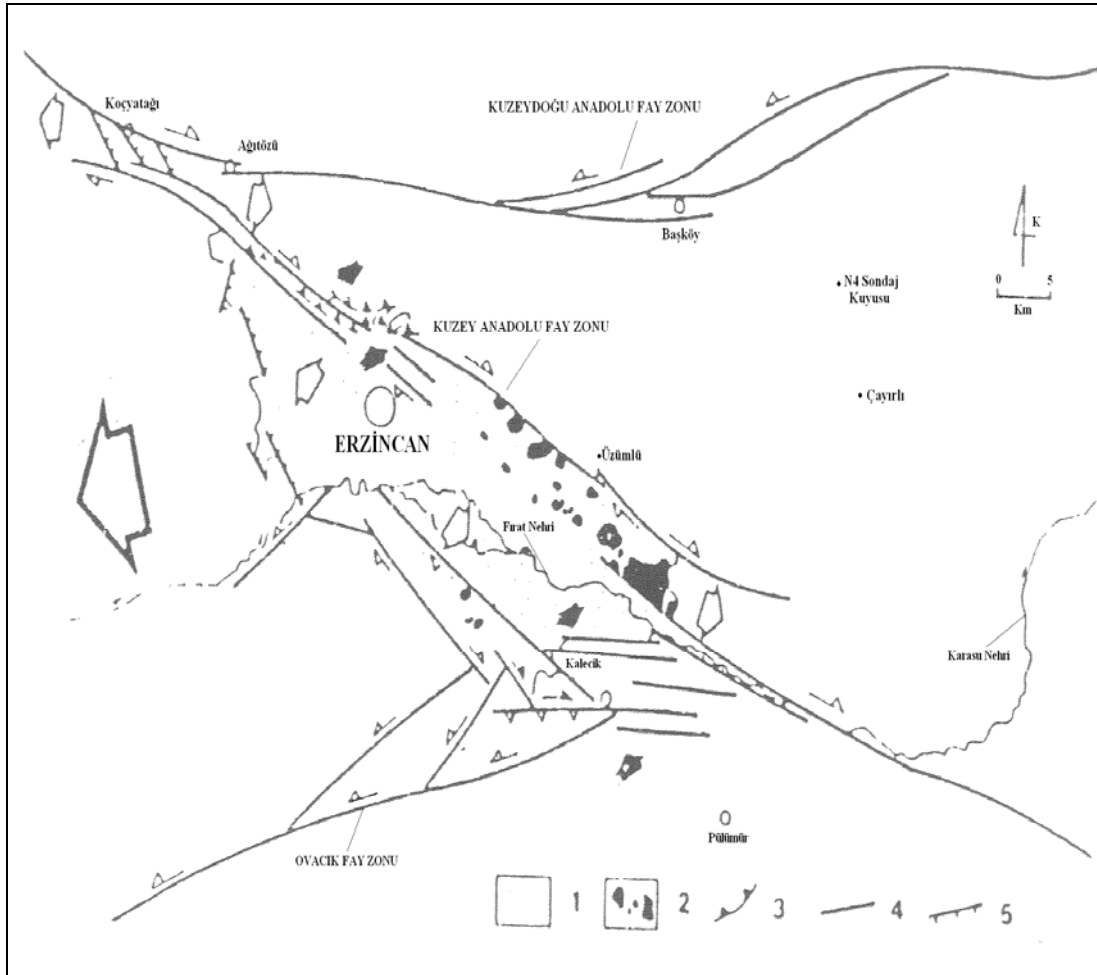


Şekil 5.1. Erzincan-Çayırılı ilçesi yer bulduru haritası

5.2. Erzincan' ın Tektoniği

Bölge tektonik açıdan büyük bir öneme sahiptir. Bölgede önemli faylar ve havzalar yer almaktadır.

Jeolojik yapı itibariyle ikinci, üçüncü ve dördüncü zamanlarda oluşan Erzincan ovasında yaşlıdan gence doğru; Paleozoyik yaşlı ayrılmamış metamorfik seri, Mesozoyik kireçtaşları, Kretase filiş, Eosen filiş, Neojen kireçtaşları, Neojen karasal ve volkanik kayalarla; Kuvaterner' e ait traverten, taraça, alüvyon ve alüvyon konileri bulunmaktadır. Neojen sonlarında meydana gelen epirojenik karakterdeki tektonik hareketlerle Erzincan ovası çökmüştür (Şekil 5.2).



Şekil 5.2. Erzincan-Çayırli ve çevresinin jeolojik-neotektonik haritası (1. Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza dolgusu, 2. Pliyo-Kuvaterner volkanik kayalar, 3. Pliyo-Kuvaterner yaşlı bindirme fayı, 4. Diğer faylar, 5. Normal faylar) (Eyidoğan, 1992' den derlenmiştir)

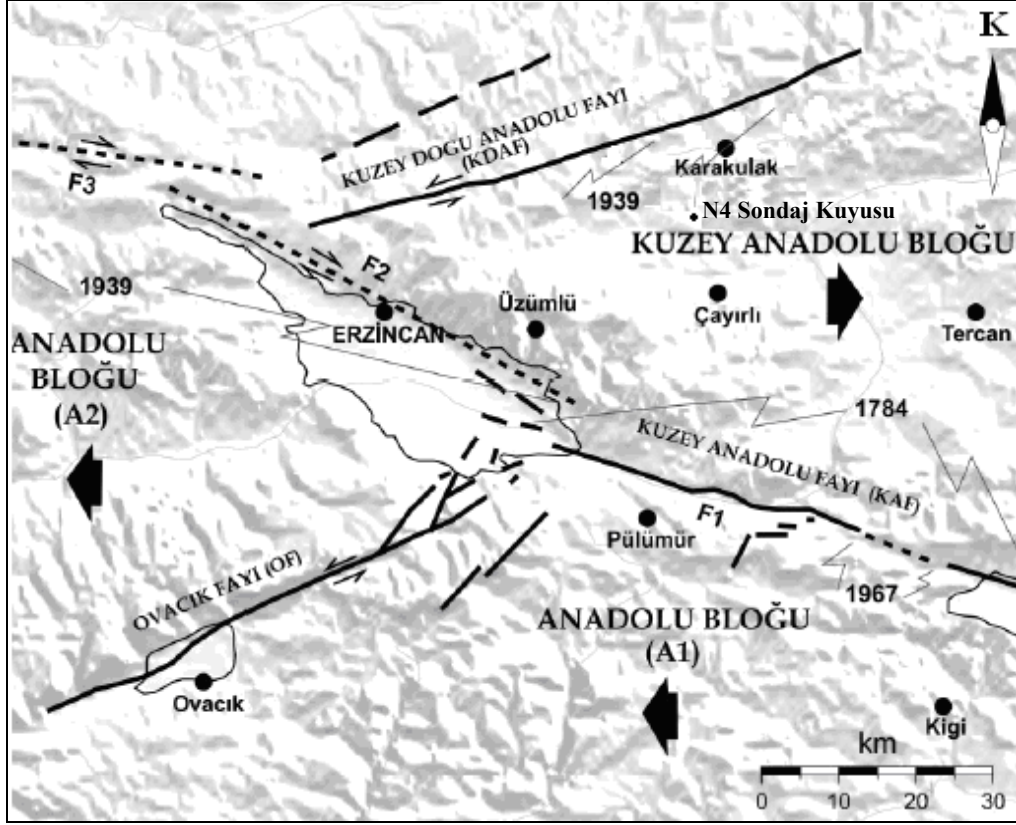
Kuzey Anadolu Fayı boyunca yer alan Neojen-Kuvaterner dağ arası havzalarından biri olan Erzincan Havzası, yaklaşık 50 km uzunlukta olup 10 km genişliktedir. Havza, Kuzey Anadolu Fay Zonu (K.A.F.), Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu (K.D.A.F.Z) ve Ovacık Fayı (O.F.) arasında yer almaktadır. Kuzeydeki K.D.A.F.Z, Karadeniz dağ sırasını güneyden sınırlayan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur. Sağ yönlü doğrultu atımlı K.A.F.Z' nin Erzincan havzasının kuzeyinde ve güneyinde, geniş bir zonda izleri görülmekte olup, fay bu bölgede bindirme bileşeni de içermektedir. Şekil 5.3' te görüldüğü gibi olası faylardan birincisi (F1), yaklaşık 115° azimutla Yedisu ve Erzincan havzaları arasında yer almakta olup bu parçanın batı yarısı Fırat vadisi boyunca uzanmaktadır. İkinci parça (F2) havzanın kuzey kenarını sınırlar ve yaklaşık 125° azimuttadır. Bu parçanın doğu yarısının morfolojik özellikleri birçok yerde genç sedimanlar ve volkaniklerle örtülüdür. F1 ve F2 arasında yaklaşık 5 km' lik bir genişleme basamağı vardır. Basenin kuzeybatısında diğer bir parça (F3) bir önceki ile 20° lik bir açı ile içe büküm yapacak şekilde (105° azimutta) batıya doğru uzanmaktadır. KD-GB uzanımlı sol-yanal O.F., Erzincan havzasının güneydoğusunda K.A.F. ile kesişmektedir (F1 ve F2). Erzincan havzası günümüzde F1 ve F2 arasındaki genişleme basamağı ve O.F.' nin hareketi ile açılmaktadır.

Erzincan ve çevresini etkileyen diğer bir fay ise KD-GB doğrultulu K.D.A.F.' tir. Bu fay kuzeybatıya doğru geniş bir zon olarak uzanır ve sol yanal artı bindirme karakterindedir. Bu faylar üzerinde elde edilen jeolojik kayma hızları K.A.F. için yaklaşık 1 cm/yıl, O.F. ve K.D.A.F.' lar için yaklaşık 0.15-0.2 cm/yıl olarak bulunmuştur (Kaypak ve Eyidoğan, 2002).

Kaypak ve Eyidoğan (2005), Erzincan havzasının doğusunda çek-ayır mekanizmasının tetiklendiğini belirtmişlerdir. Ketin (1976), Eyidoğan (1992), Fuenzalida v.d. (1997), Akıncı ve Eyidoğan (2000), Erzincan çek-ayır baseninin genç sedimanlarla karakterize edildiğini saptamıştır.

Akıncı ve Eyidoğan (2000), Erzincan bölgesinin çok heterojenik olduğunu ortaya çıkardılar. Bu heterojenitenin ise, fayların farklı doğrultularının varlığıyla, güçlü

tabakalanmaya sahip ortamlar, magmatik sokulumlarla ve ısı akımlarının kaynağı ile ilişkili olacağını belirtmişlerdir.



Şekil 5.3. Erzincan havzası çevresindeki etkin faylar ve bu faylar ile ilişkili büyük depremler (Kaypak ve Eyidoğan, 2002' den derlenmiştir)

Aktimur v.d. (1995), Erzincan havzasının gelişimine devam ettiğini, yöredeki dağlarının da yükselmelerine devam ettiğini, dolayısıyla şekillenmenin henüz olgunluk safhasına geçmediğini saptamışlardır. Ayrıca Üst Miyosen-Günümüz evresinde, Erzincan havzasının oluşumuna paralel olarak, bölgede çok büyük yükselmelerin oluştuğunu; günümüzde de bu yükselmelerin az da olsa devam ettiğini; dönemsel yüzeylerin, sekilerin, çok genç volkanizmanın, ılıca kaynaklarının etkilendiği deprenselliğin, bölgedeki tektonizmanın etkinliğini gösterdiğini belirtmişlerdir. Ardos (1996), Miyosen sonlarından başlamak üzere, epirojenik yükselmenin günümüze kadar devam ettiğini; bu yükselmeye bağlı olarak, bugünkü Erzincan ovasının çevresinde, birbirine paralel fayların oluştuğunu ve sonradan alüvyonlarla dolmuş olan ovadaki alüvyon kalınlığının, çökme devam ettiğinden halen arttığını vurgulamıştır.

5.3. Erzincan' ın Depremselliği

Havza kenarlarının faylarla yükseltilmesi, havzanın ise çökmesi sonucu çok geniş tortul yelpazeler gelişmiştir (Kaypak ve Eyidoğan, 2002). K.A.F. boyunca sismik aktivite hep yüksek olmuştur (Bkz. Şekil 5.3). 1939-1967 yılları arasında meydana gelen ve neredeyse sürekli yüzey kırıklarına neden olan fay üzerinde, doğudan batıya doğru göç eder şekilde izlenen depremler olmuştur (Kuşçu v.d., 1992).

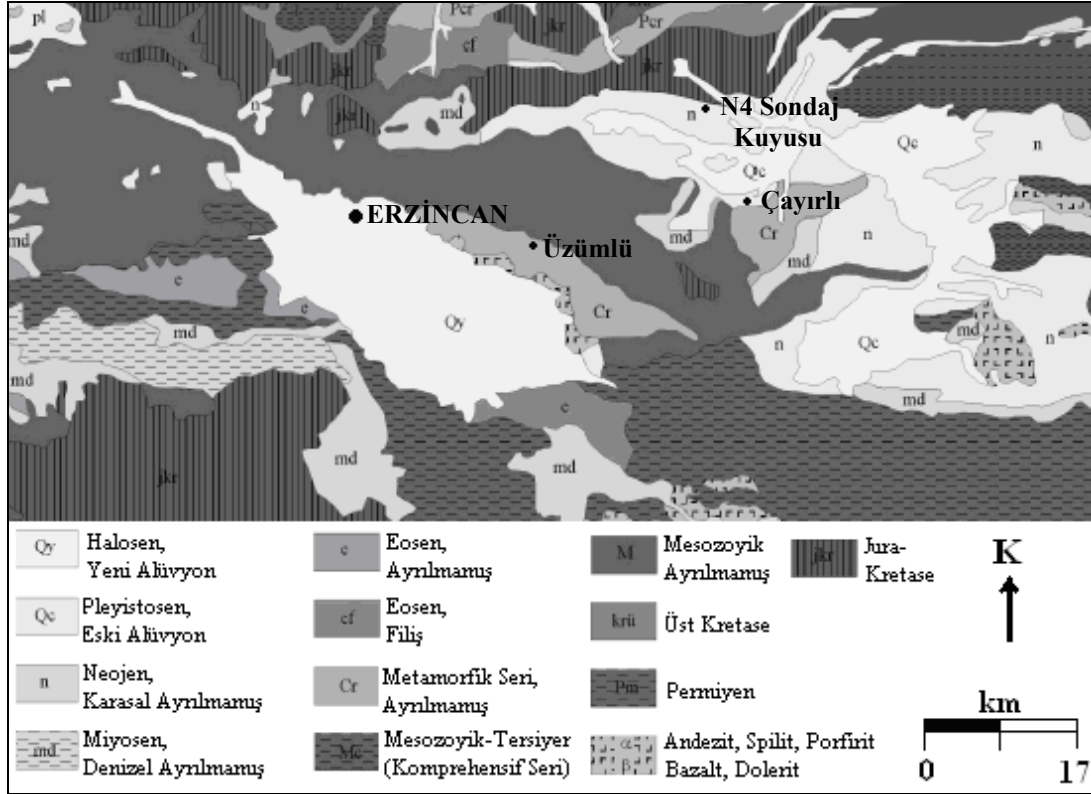
26 Aralık 1939 Erzincan depremi sırasında K.A.F.Z. boyunca yatay yer değiştirme Kelkit vadisinde 3.7 m olmuştur. Birkaç saniyede oluşan bu önemli yer değiştirme, zamanla bölgelerin akarsu şebekesi ve topografyası üzerinde de etkili olmuştur (Arđos, 1996). Eyidoğan (1992), 13 Mart 1992 Erzincan depreminin, ana şokun (Magnitüd=6.9) geniş, karmaşık ve kalın tortul içeren bir açılma-genişleme havzası niteliğinde olan Erzincan havzasında meydana geldiğini; bu depremin havzanın güneydoğusunda oluşan karmaşık bir faylanma ile oluşturulduğunu ve K.A.F.' ın bölgedeki diğer bazı dallarının da etkinlik kazandığını vurgulamıştır (Bkz. Şekil 5.3).

5.4. Çayırılı ve Çevresinin Jeolojisi

5.4.1. Üst jura-alt kretase

Çalışma alanında mostra veren en yaşlı kayaçlar Üst Jura-Alt Kretase yaşındadırlar (Şekil 5.4). Üst Jura-Alt Kretase kayaçlar çalışma alanının kuzeyinde mostra verir ve yüksek tepeler meydana getirir. D-B istikametinde uzanan kayaçlar, “ Başköy Şariyağı” adı verilen bir fay boyunca Miyosen yaşlı formasyonlarla temas halindedir. Üst Jura- Alt Kretase kayaçlarında hakim olan litoloji, açık gri veya beyaz renkli kalkerdir. Tabakalar düzgün, kalker sert ve sıklıdır. Tabaka kalınlıkları genellikle 10-30 cm' dir. Kalkerin açık gri veya beyaz ve aşınmaya karşı dayanıklı olması nedeniyle, bu kayaçları kolayca tanımak mümkündür. Kalker, yer yer bazalt filonları ile penetre olmuştur. Kalkerlerle arakatki olarak gri renkli veya yeşilimsi, kireçli kumtaşı ile yine yeşilimsi veya kahverengi marn seviyeleri bulunur. Fakat gerek kumtaşı ve gerekse de marn miktar bakımından önemsiz olduğundan kalkerin homojen litolojisine önemli bir değişiklik katmaz. Üst Jura-Alt Kretase kalkerlerinin

tabanı görülmemiştir. Kalkerin değişik olması ve üstteki beyaz kalkerlerle bu kalker arasında bir konglomera tabakasının bulunması, Üst Jura-Alt Kretase kalkerlerinin burada tabanının bulunmasına olasılıkla işaret etse de bu konuda kesin bir şey söylenememektedir (Demirmen, 1965).



Şekil 5.4. Erzurum ve dolayına ait genel jeoloji haritası (Kaypak ve Eyidoğan, 2002' den derlenmiştir)

5.4.2. Üst kretase

Üst Kretase serisi Üst Jura-Alt Kretase serisinden sonra bölgede mostra veren en yaşlı seridir. Bu kayalar da Üst Jura kalkerleri gibi çalışma alanının kuzeyinde mostra verirler. Üst Kretase serisinin çalışma alanında incelenen kısmı gri renkli, kristalin kalkerlerle, bunlarla ara katkı olarak bulunan ikincil derecedeki kiltası ve kumtaşı seviyelerinden oluşmuştur. Tabakalanma, Üst Jura kalkerlerindeki gibi düzgün ve mükemmel değildir. Tabaka kalınlıkları genellikle 1-2 m' dir. Üst Kretase kalkerleri, alttaki Üst Jura-Alt Kretase kalkerlerini diskordansla örterler. Üst Kretase kalkerleri ve kumtaşı-kiltaları en az 300 m kalınlıktadır.

5.4.3. Eosen

Eosen yaşlı filiş fasiyesindeki bir seri, çalışma alanının kuzeyinde bulunmaktadır. Eosen burada altta kumtaşı, konglomera, üstte grovak-şeyl ardalanması, az tüfit ve en üstte de kalkerden oluşmuştur.

5.4.4. Oligosen

Yaşı olasılıkla Oligosen olan, renkli marn ve jipsten oluşan bir seri, Üst Jura kalkerlerinin üzerine diskordan olarak gelir. Oligosen yaşlı birimler, çalışma alanının kuzeydoğusunda bulunmaktadır (Demirmen, 1965).

5.4.5. Miyosen

Çalışma alanında geniş bir mostra alanına sahip olan Miyosen yaşlı formasyonlar, güneydeki serpantin kitlesi ile kuzeydeki Mesozoyik dağ sıraları arasındaki Çayırılı depresyonunu doldururlar. Miyosen yaşlı formasyonların en önemli özelliği, kısa mesafelerde fasiyes değişikliği göstermeleridir. Değişik sedimantasyon ortamlarında aynı zamanda oluşan değişik litolojideki kayalar, bu fasiyes değişikliğine sebep olurlar. Miyosen kayalarının incelenmesinde yaş değil, litoloji esas alınarak formasyon sistemine göre ayırma yapılmıştır. Ancak çalışma alanının doğusundaki Miyosen formasyonlarının, batısındaki Miyosen formasyonlarından farklı olması ve aradaki Miyosen kayalarının da büyük bir kısmının Pliyosen tabakaları ile örtülü olması nedeniyle doğu ve batı için ayrı formasyon isimleri verilmiştir (Demirmen, 1965). Miyosen formasyonları alttan itibaren yukarıya doğru şu şekilde sıralanmaktadır:

5.4.5.1. Tercan formasyonu

Bu formasyon Miyosen' in tabanını oluşturur ve direkt olarak serpantin üzerine gelir. Bu formasyonun serpantinlerin üzerinde batıya doğru uzandığı kesindir. Fakat Pliyosen yaşlı Afşin Formasyonu ile örtülü olduğundan, mostra vermemektedir. Çalışma alanında bu formasyon, 500 m kalınlığa ulaşır ve konglomera, kumtaşı, az

miktarda kiltası, jips ve kalker merceklerinden oluşmuştur. Konglomera en altta bulunur ve serpantini örter.

5.4.5.2. Vartik formasyonu

Bu formasyonun, daha genç olan Afşin Formasyonu' nun ve alüvyonların altında bulunduğu tahmin edilmektedir. Çalışma alanının doğusunda mostra veren bu formasyon, altta açık renkli Yılanlı Kalkeri ile bunun üzerine gelen koyu kahve renkli Balıklı konglomerasından oluşmuştur ve toplam kalınlığı yaklaşık olarak 400 m' dir.

5.4.5.3. Engice kalkeri

Bu kalker, çalışma alanının doğusunda mostra verir ve 150 m kalınlığında, kavkı kırıntılı ve kırmızımsı olup, konglomera seviyelerini kapsamaktadır.

5.4.5.4. Balıklı formasyonu

Formasyon genel olarak altta kiltası, kumtaşı ve yukarı doğru sarımtrak, killi kalkerlerden oluşmuştur. Formasyonun bitümlü seviyeler içermesi karakteristiktir. Çalışma alanında, formasyonun yalnız üst seviyelerdeki kalkerleri mostra verir. Bu kalkerler orta taneli, sarımtrak veya gri çört yumrularını içeren, kiltaları ile iç içedir. Çalışma alanında bitümlü seviyeler iyi gelişmemiştir. Bu kalker-kiltası ardalması yaklaşık olarak 75 m' dir.

5.4.5.5. Yayla formasyonu

Bu formasyon ismini çalışma alanının güneyindeki Yayla Deresi' nden almıştır. Çalışma alanında bu formasyonun kalınlığı 75 m' dir ve birbiriyle yanal geçişli olan jips, kiltası, kumtaşı ve konglomeradan oluşmuştur. Jipsin stratigrafik durumu belirli değildir, yani formasyonun herhangi bir seviyesini işgal edebilmektedir. Kırmızı konglomeralar ve bunlarla beraber bulunan kumtaşları formasyona hakimdir.

Konglomera çakılları litografik kalker ve çört litolojisinde olabileceği gibi özellikle şist ve amfibolit litolojisindedir.

5.4.5.6. Dumanlı kalker

Formasyon ismini çalışma alanının güneyindeki Dumanlı Dağı'ndan almıştır. Dumanlı Kalker gri renkli, orta taneli, yer yer bol mikro ve makro fosilli bir kalkerdir. Burada kalker alt seviyelerde daha saf, daha kalın tabakalı (tabandaki tabaka 7 m), üst seviyelere doğru gidildikçe sayısı artan marn seviyelerini içermektedir. Dumanlı kalker alttaki Yayla Formasyonu ile konkordandır. Üstteki Neftlik Formasyonu ile arada bir diskordans vardır. Neftlik-Dumanlı diskordansı sebebiyle Dumanlı kalkerinin kalınlığı da değişir. Genel olarak 200 m kalınlığa erişebilen bu kalker, birçok yerlerde 50-60 m kalınlıktadır. Dumanlı kalkerinin yaşı, Burdigalien olarak saptanmıştır (Demirmen, 1965).

5.4.5.7. Güneytaşı formasyonu

Bu formasyon, çalışma alanında iki yerde çok ufak mostralara verir. Bunun nedeni ise, Neftlik Formasyonunun şekillenmesinden önceki, erozyon safhasıdır Kıltaşı-kumtaşı ve mercek halindeki jipslerden oluşan bu formasyon, yaklaşık olarak 50 m kalınlıktadır.

5.4.5.8. Neftlik formasyonu

Bu formasyon, Miyosen formasyonları arasında, çalışma alanında en fazla yer kaplayanıdır ve kahverengi, gri veya kırmızımsı konglomera, kumtaşı ve kıltaşı ardalanmasından oluşmuştur. Bunlarla beraber ince seviyeler halinde killi kalker ve kömür de içermektedir. Ayrıca tabandan 500 m kadar yukarıda, 100 m kadar kalınlıkta beyaz, killi, makrokristalin dolomit bir mercek halinde bulunur. Neftlik Formasyonu'ndaki konglomera ve kumtaşındaki daneler yarı-yuvarlak olup, litolojik olarak çört, kalker, kuvars ve kıltaşıdır. Konglomera ve kumtaşı birbiriyle geçişli olabilmektedir. Bu geçiş 1-2 cm gibi kısa bir mesafede olabilir. Bu durum da, Neftlik Formasyonu'nun bir deltada oluştuğuna işaret etmektedir. Gerek konglomeralar ve

gerekse de kumtaşları daha çok silisli çimentoya sahiptirler. Formasyonu, tabakalara paralel veya bir açı ile gelen beyaz manyezit damarlar da keser. Formasyon, Dumanlı kalker ile Güneytaşı Formasyonu üzerine bir diskordans ile gelmiştir ve üstteki Aşağı Tolos Formasyonu ile konkordandır. Formasyonun yaşı, Orta ve Üst Miyosen olarak saptanmıştır (Demirmen, 1965).

5.4.5.9. Peyler kalker

Bu kalker, ismini Peyler Köyü' nden almıştır ve direkt olarak serpantin üzerine geldiğinden, o civarın en alt Miyosen kayacını teşkil etmektedir. Peyler kalker sarımsak, tabakaları genellikle 10-25 cm olan yumuşak bir kalkerdir ve birçok seviyelerde killidir. Kıltaşı ile birlikte kırmızı konglomera ve gre de bulunur, fakat bunların miktarı çok azdır. Peyler kalkerinin çalışma alanında en az kalınlığı 750 m' dir. Peyler kalker Burdigalien yaşındadır.

5.4.5.10. Mendekli kalker

Mendekli Kalker litoloji bakımından alttaki Peyler Kalkerine benzer. Bu kalkerin Başköy Formasyonu ile olan ilişkisi, Peyler Kalkerine ninkile aynıdır; fakat stratigrafik seviyeleri farklıdır. Kalker en az 200 m kalınlıktadır ve Burdigalien yaşındadır.

5.4.5.11. Sobalar formasyonu

Bu formasyon, ismini çalışma alanındaki Sobalar sırtından almış olup; çalışma alanındaki mostrayı ise sadece bu sırt civarında vermektedir. Ayrıca formasyon, gri renkli kireçli kumtaşından ibaret olup; kalınlığı 75 m kadardır. Formasyonun yaşı Burdigalien' dir.

5.4.5.12. Başköy formasyonu

Başköy formasyonu değişik renkli kıltaşı, marn, kumtaşı ve konglomeradan ibarettir. Ayrıca mercekler halinde kalker de içerir. Litolojik olarak kıltaşı-marn hakimdir.

Kalker mercikleri litoloji bakımından sarımsak veya pembe, hafif killidir. Buna göre Başköy Formasyonu sığ ve değişken bir deniz ortamında oluşmuştur. Litolojik birimlerin devamlı olmayıp, yanal geçişli olması bu duruma işaret etmektedir. Bu formasyonun yaşı Oligosen-Miyosen olarak verilmiştir.

5.4.6. Pliyosen

5.4.6.1. Aşağı Tolos formasyonu

Bu formasyon çalışma alanının orta-doğu kısımlarında mostra verir. Formasyon yumuşak kilitaşı veya kil, kumtaşı ve kalkerlerden ibarettir. Kilitaşı ve kumtaşları kahverengi veya beyazımsı olabilirler. Tabanda birkaç metre kalınlıkta breş veya konglomera bulunur ve bunlar, kalker çakıllarından ibarettir. Çakıllar 3-5 cm çapındadır. Kalkerlerde yumrulu demir cevheri ve arakatkı olarak kilitaşı ve kumtaşı da bulunur. Aşağı Tolos Formasyonu Üst Jura kalkerlerini bir diskordansla, Neftlik Formasyonu' nu da konkordan olarak örter.

5.4.6.2. Afşin formasyonu

Afşin Formasyonu çimentolaşmamış veya çimentosu zayıf çakıl birikintileri halindedir. Çakıllar yuvarlak ve yarı yuvarlak Jura-Kretase kalkerleri ile Miyosen yaşlı kalkerlerden oluşmuştur. Serpantinlerin direkt olarak üzerine gelen Afşin Formasyonu, çimentolaşması zayıf konglomera, kumtaşı ve kilitaşıdan oluşmuştur. Kumtaşı-konglomera birbirlerine geçiş gösterirler. Formasyon genel olarak gri renktedir. Formasyonun yaşı Pliyosen olarak saptanmıştır (Demirmen, 1965).

5.4.7. Pliyo-Kuvaterner

5.4.7.1. Traverten çökeltileri

Yatay veya 5° eğimli genç Traverten çökeltilerinden çıkan CO₂' li su kaynakları, bu travertenlerin hala oluşum safhasında olduğunu belirtir. Traverten çökeltileri bol solüsyon gözeneklerine sahip olan kalkerlerdir. Kalkerler yapı taşı olarak

kullanılmaktadırlar. Kalkerlerde tabakalanmaya paralel olarak, az miktarda demir cevheri bulunur. Yüzeğe çıkan CO₂' li sular bu demiri erittiklerinden kırmızımsı bir renge bürünürler (Demirmen, 1965).

5.4.7.2. Taraçalar

Taraçalar birçok yerlerde direkt olarak Afşin formasyonunun üzerine gelir. Serbest çakıl, kum ve kilden ibaret olan bu oluşumlar, dere yataklarından yüksekte kalmış eski alüvyonlardır. Bunların kalınlıkları en az 100 m kadardır (Demirmen, 1965).

5.4.8. Kuvaterner

5.4.8.1. Yeni alüvyon

Genç alüvyon oluşumları dere yataklarını kaplar ve serbest çakıl, kum ve konglomeradan ibarettir.

5.4.8.2. Moloz birikintileri

Bunlar serpantinlerden kuzeye doğru akan akarsu yataklarında bulunur. Tamamen serpantin molozlarının, dere yatağında birikmesinden meydana gelmişlerdir.

5.4.8.3. Yamaç molozu

Bir tepenin yamacında molozların birikmesi ile oluşmuştur ve tepeden gelen Üst Jura kalkerinin molozları, civardaki bütün yamacı kaplamıştır.

5.4.8.4. Heyelan

Genç heyelanlar özellikle Başköy ilçesinin doğusunda kendini gösterir. Semek Tepesi' nde çimentosu çok zayıf olan çakıl birikintileri güneye doğru devamlı bir şekilde kaymaktadır. Kuzeydeki tepelerden gelen Üst Jura kalkerleri heyelan ile

güneydeki Miyosen (Başköy Formasyonu) üzerine kaymışlardır. Bu formasyondaki bol kil miktarının buna neden olduğu belirtilmiştir.

5.4.9. Magmatik kayaçlar

Demirmen (1965), Erzincan-Çayırılı alanındaki magmatik kayaçları serpantin, bazalt ve dasit olarak belirlemiştir.

5.4.9.1. Serpantin

Çalışma alanında serpantin büyük bir mostra sahası kaplar ve Keşiş Dağları ile büyük bir dağ silsilesi oluşturur. Serpantin yer olarak manganez madeni ile birlikte bulunur. Serpantin yaşı hakkında çalışma alanında bir delil yoktur. Ancak serpantin ana kayaçlarının yaşının Üst Kretase-Paleosen olduğu söylenebilir (Demirmen, 1965).

Çalışma alanında sedimanter kayaçların altında serpantin olması ihtimali kuvvetlidir, zira gerek güneydeki Keşiş Dağları ve gerekse de çalışma alanının dışındaki Kop Dağları serpantin ile kaplıdır. Serpantin alttan birleştiği düşünülebilir (Demirmen, 1965).

5.4.9.2. Bazalt

Bazalt, filonlar halinde Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kalkerlerine nüfuz etmiştir. Dokanaklarda bazalt penetrasyonu nedeni ile bu kalkerle sertleşmiş ve demirleşmiş, koyu kahverengi bir renk almışlardır. Bazaltın Üst Kretase' den daha genç olduğu belirtilmiştir.

5.4.9.3. Dasit

Dasit holokristalin bir matriks içerisinde; albitleşmiş andezin fenokristalleri ile, kısmen kloritleşmiş hornblend fenokristallerinden oluşmuştur. Matrikste kuvars, albit ve az derecede manyetit bulunduğu saptanmıştır.

5.5. Çayırılı ve Çevresinin Tektoniği

Çalışma alanı Anatolid tektonik birimi içindedir. Bu tektonik birimin özelliği, birçok önemli şariyajların bulunması, kuzeyden güneye doğru itilmelerin varlığı ve düşey hareketlerden çok tanjansiyel hareketlerinin hakim olmasıdır. Miyosen ve daha genç formasyonların oluşturduğu, doğu-batı yönünde uzanan “Çayırılı Depresyonu” bölgenin en önemli rejyonel unsurudur. Çalışma alanında tabaka ve kıvrımların doğrultusu genellikle D-B veya KBB-GDD’ dir. Yayla Formasyonunda görülen küçük kıvrımlar, büyük kıvrımların KBB-GDD olması gerektiğine işaret etmiştir. Ekseni aynı alanın güney kenarından geçen Neftlik antiklinali de KBB-GDD yönünde uzanır. Bölgenin güneyindeki serpantin kitlesi ve kuzeyindeki Başköy şariyajı da D-B istikametinde uzanır. Miyosen yaşlı formasyonlarda tabaka eğimleri ortalama olarak 30° - 35° ’ dir. Fakat faylanma sebebiyle yer yer eğimler 90° ’ ye kadar çıkabilir. Bu durum, Neftlik fayının bulunduğu yerde mevcuttur. Pliyosen ve daha genç formasyonlarda tabakalar yatay veya 5° - 10° ’ dir. Miyosen yaşlı formasyonlar için belirtilen durumlar, Mesozoyik kalkerleri için geçerli değildir. Çünkü bunlar (özellikle Üst Jura-Alt Kretase kalkerleri) daha eski olduklarından, değişik tektonik hareketlerin etkisi altında çapraz kıvrımlara maruz kalmışlardır. Bunlarda tabakaların ve kıvrımların doğrultuları hakkında bir genelleme yapmak mümkün değildir.

Çalışma alanının en önemli yapısal unsuru D-B istikametinde uzanan Başköy şariyajıdır. İnceleme alanının batı kenarından doğu kenarına kadar 25 km uzunluğunda olan bu fay, sahamızın daha da doğuya kadar devam ederek, bu civarda Pliyosen yaşındaki genç oluşumların altında kaybolmaktadır. Bu şariyaj, kuzeyden gelen tanjansiyel hareketlerin ifadesidir. Bu itilmelerle Mesozoyik kalkerleri, Miyosen formasyonlarının üzerine bindirilmişlerdir. Şariyaj, Pliyosen veya daha genç formasyonlarla örtülü olduğu yerler hariç, diğer yerlerde belirgindir. Fay hattı boyunca Miyosen formasyonları kuzeye, Mesozoyik kalkerleri de sanki bunların üzerine geliyormuş gibi yine kuzeye eğimlidirler. Başköy şariyajı çalışma alanının doğu kısımlarında, düzlemi oldukça dik olan bir ters fay durumundadır. Ancak buralarda fay hattı oldukça düzdür. Fay düzleminin eğimi batıya doğru azalır, fay hattı topoğrafya üzerinde düz olmaktan çıkar.

Etüt sahasında diğerk önemli bir kırılma Neftlik fayıdır. Bu fay, çalışma alanının doğusuna doğru gelişmiştir. Fay düzlemi 90° ye yakındır. Fay hattı, batı-doğustikametinde uzanır. Neftlik fayı, Neftlik formasyonunu, bu formasyonla Dumanlı kalkerikontaağına yakın bir yerde keser. Faya yaklaştıka Neftlik formasyonu tabakaları dikleşir ve tam fay kontaağında 90° yi bulurlar. Bu durum, fay düzlemi boyunca oluşmuş sürtünmeden kaynaklanmıştır.

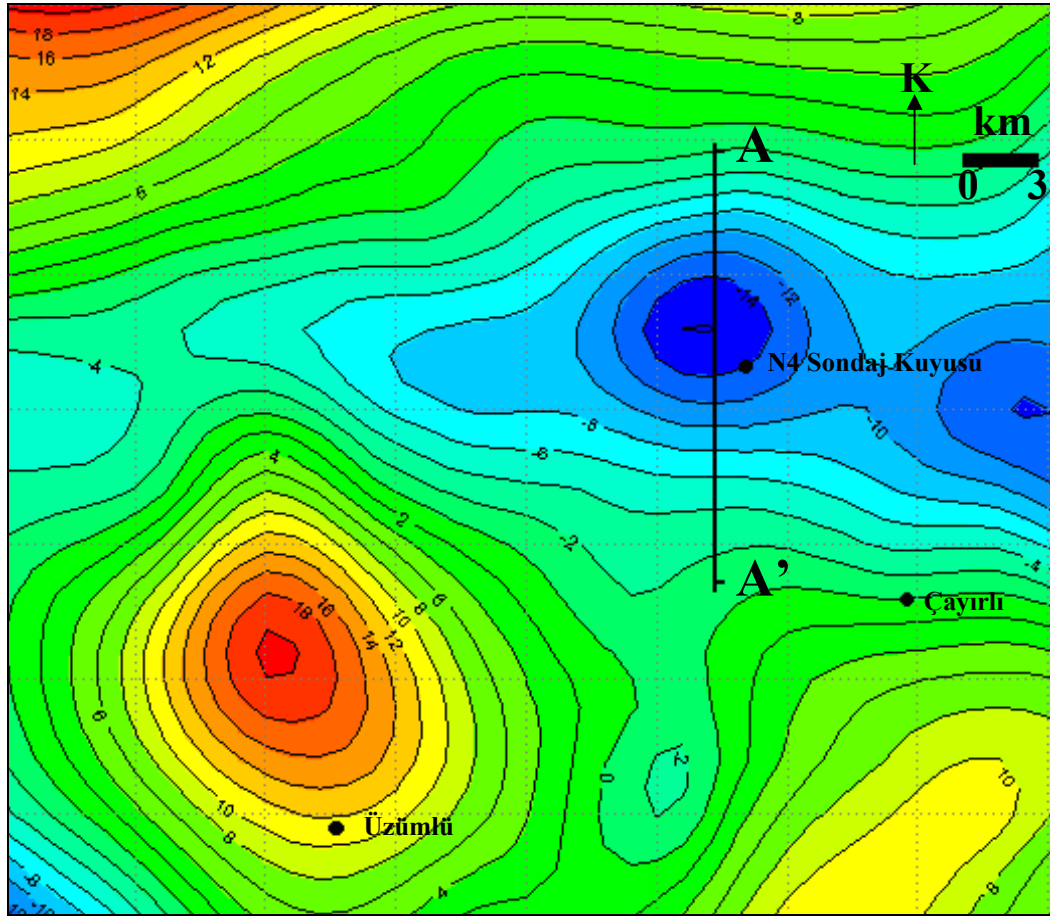
Çalışma alanının doğusunda yer alan diğerk fay hattı, GB-KD istikametinde 1 km kadar uzanmakta ve fayın daha güneye doğru alüvyonun altında devam etmesi olasıdır. Bu fay, Dumanlı kalkerik ile yukarıya çıkmıştır ve sürtünmeden dolayı tabaka uçları 80° eğime kadar bükülmüştür.

Çalışma alanındaki önemli tek kıvrım, Neftlik antiklinalidir. Bu antiklinal de KBB-GDD istikametinde uzanır. Antiklinalin kuzey kanadı 25°-30° kuzeye eğimlidir. Güney kanadı ise çalışma alanının güneyine düşer. Antiklinal KBB' ye dalımlıdır. Kuzeyden gelen itilmelerle güney kanadı kuzeye doğru ters dönmüştür (Demirmen, 1965).

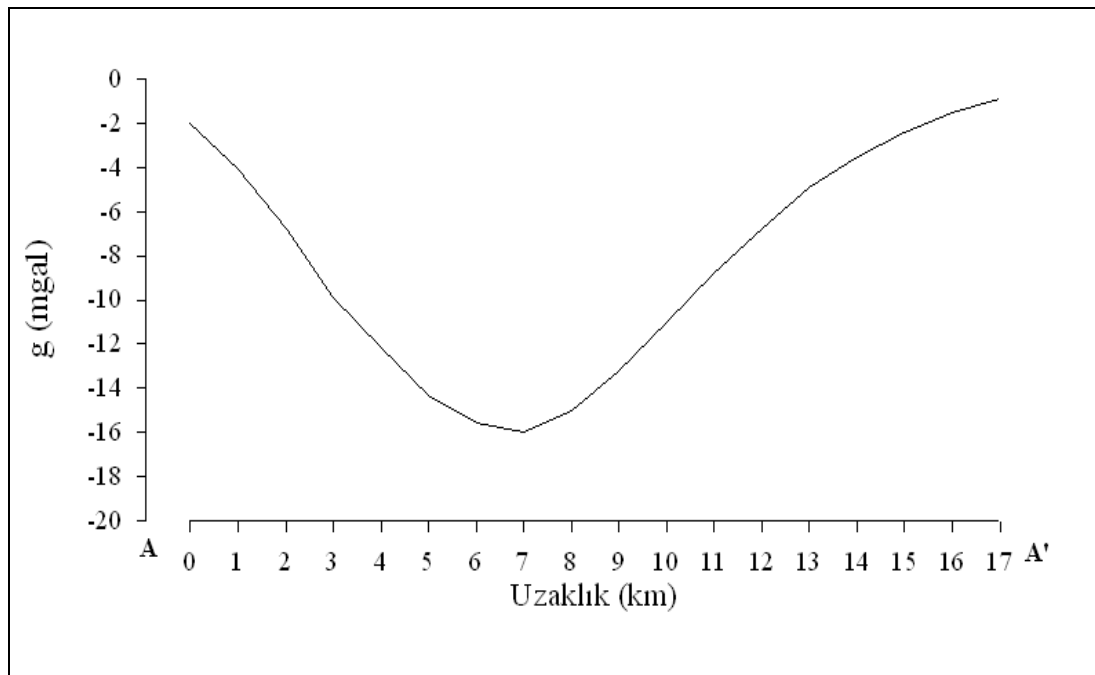
5.6. Arazi Verilerinin Yorumu

Kuadratik yoğunluk fonksiyonu katsayılarının doğru bir şekilde tespiti için, basen üzerinde alınmış yoğunluk farkı-derinlik bilgilerine ihtiyaç vardır. Bu yoğunluk farkı-derinlik verileri, incelenen bölgede yapılan kuyu logu çalışmalarından veya sismik çalışmalardan ya da sondaj verilerinden elde edilebilir. Bu çalışmada aranılan yoğunluk farkı-derinlik verilerinin tespitinde, M.T.A.' nin bölgede yapmış olduğu Neftlik-4 (N4) sondaj çalışmasından ve arazinin stratigrafisinden yararlanılmıştır.

şekil 5.5' te görülen Erzincan-Çayırılı bölgesine ait rezidüel gravite anomali haritası üzerinde alınan 17 km uzunluğundaki A-A' profili, 1 km aralıklarla örneklerek, 18 adet gözlem noktası elde edilmiştir (şekil 5.6).



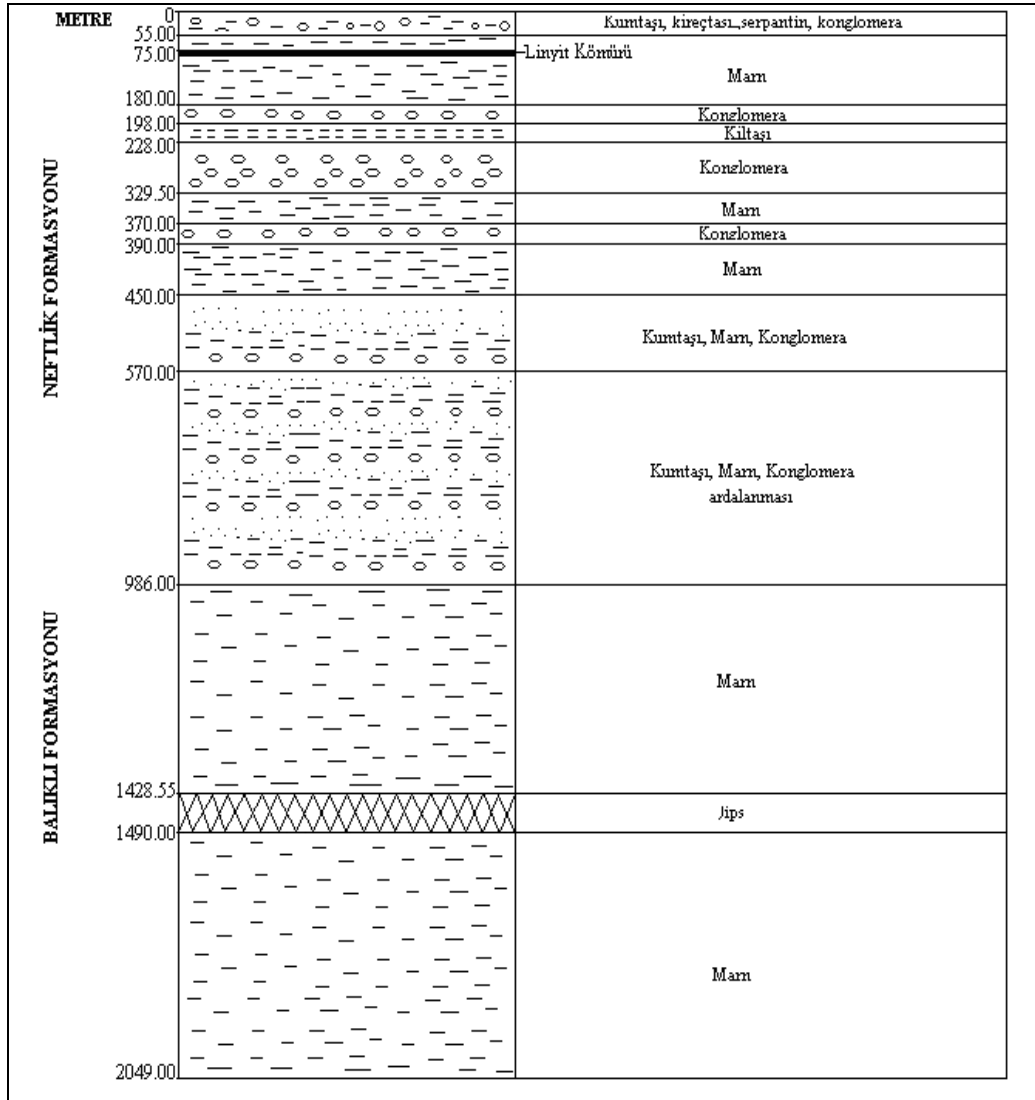
Şekil 5.5. Erzincan-Çayırli rezidüel gravite anomali haritası (M.T.A.) ve AA' kesiti



Şekil 5.6. A-A' gravite kesitinden elde edilen gravite anomalisi

Tüm jeolojik bilgiler ve sondaj bilgileri göz önünde tutularak, 1. seviyede konglomera; 2.1-2.7 gr/cm³, 2. seviyede kumtaşı; 2.59-2.72 gr/cm³, 3. seviyede; marn 2.0-2.6 gr/cm³, 4. seviyede; serpantin 2.8-3.1 gr/cm³ olarak düşünülebilir (Erden, 1979; Telford v.d., 1982; Sazhina ve Grushinsky, 1971) (Bkz. Tablo 2.1).

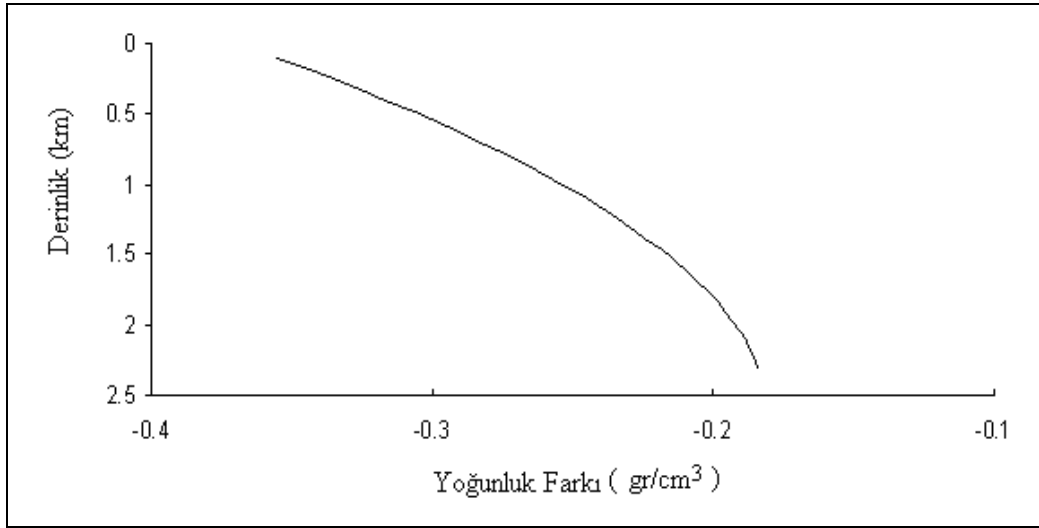
Sondaj kesitinde (Şekil 5.7) 2049 m' ye kadar inilmesine rağmen, temele ulaşamadığı görülmektedir. Ancak Demirmen (1965), çalışma alanında sedimanter kayaçların altında serpantin olması ihtimalinin kuvvetli olduğunu vurgulamıştır. Gerek güneydeki Keşiş Dağları'nın, gerekse çalışma alanı dışındaki Kop Dağları'nın serpantin ile kaplı olduğunu ve serpantin alttan birleştiğini belirtmiştir. Bu bilgiler ışığında, basenin temelinin serpantin olduğuna karar verilmiştir.



Şekil 5.7. N4 sondaj kesiti (Demirmen, 1965' ten derlenmiştir)

Buradan A-A' profiline ait basen modeli için yoğunluk farkı-derinlik verileri, $\Delta\rho(0.30 \text{ km}) = -0.33 \text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(0.55 \text{ km}) = -0.30 \text{ gr/cm}^3$ ve $\Delta\rho(1.80 \text{ km}) = -0.20 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiştir. Bu veriler kullanılarak, kuadratik yoğunluk fonksiyonu katsayıları $a = -0.370$, $b = 0.143$ ve $c = -0.027$ olarak bulunur. Böylece yoğunluk fonksiyonu katsayıları belirlendikten sonra, model yorumuna geçilebilir.

A-A' profili için yoğunluk fonksiyonu $\Delta\rho(h) = -0.370 + 0.143h - 0.027h^2$ olarak bulunur. Bu fonksiyona bağlı olarak, yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 5.8' de gösterilmektedir.

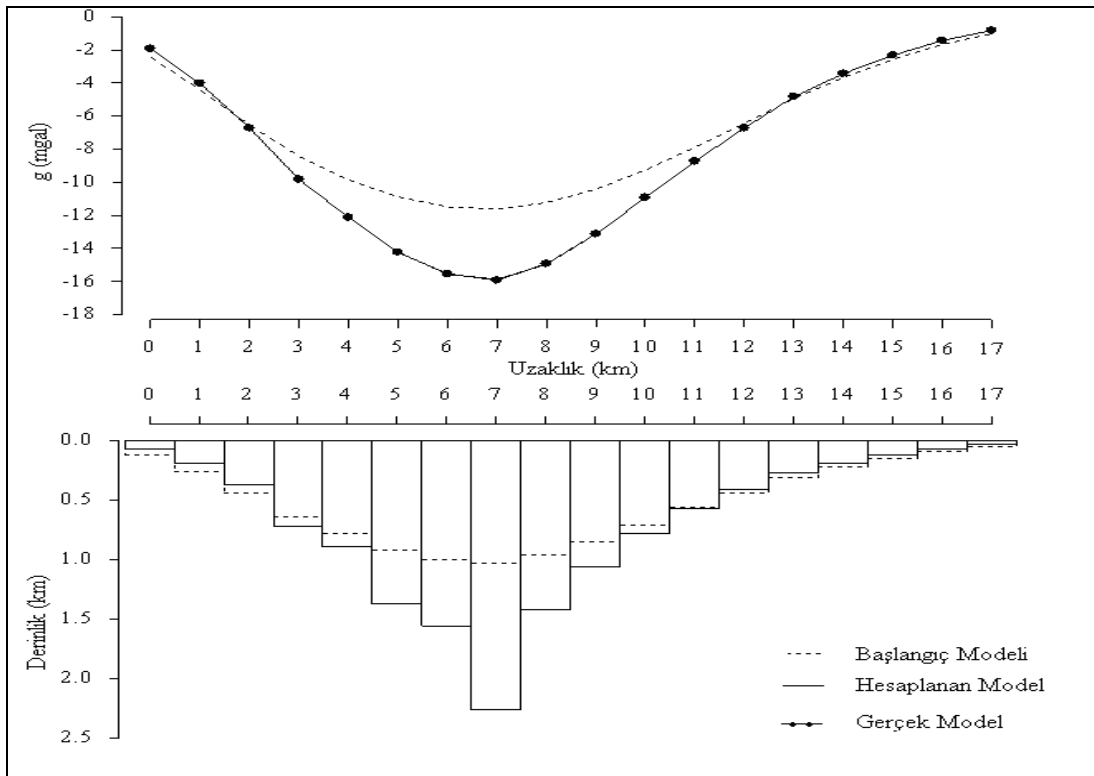


Şekil 5.8. A-A' profilinin yoğunluk farkı-derinlik değişimi

Kuadratik yoğunluk fonksiyonu ile A-A' profili değerlendirilerek, basenin maksimum derinliği 2.2608 km olarak bulunmuştur (Tablo 5.1 ve Şekil 5.9).

Tablo 5.1. A-A' profiline ait iterasyon sonuçları

| | İterasyon Sayısı | Hata Fonksiyonu |
|---|--------------------------|-----------------|
| Gözlem Sayısı : 18 Gözlem Aralığı : 1km a : -0.370 b : 0.143 c : -0.027 | 1 | 78.5795 |
| | 2 | 18.9606 |
| | 3 | 6.5224 |
| | 8 | 0.2948 |
| | 25 | 0.0132 |
| | 63 | 0.0057 |
| 87 | 0.0045 | |
| Başlangıç Derinliği (km) | Hesaplanan Derinlik (km) | |
| 0.1289 | | 0.0749 |
| 0.2643 | | 0.1965 |
| 0.4383 | | 0.3712 |
| 0.6382 | | 0.7249 |
| 0.7864 | | 0.8925 |
| 0.9218 | | 1.3724 |
| 1.0056 | | 1.5574 |
| 1.0314 | | 2.2608 |
| 0.9669 | | 1.4215 |
| 0.8509 | | 1.0621 |
| 0.7091 | | 0.7786 |
| 0.5673 | | 0.5701 |
| 0.4383 | | 0.4173 |
| 0.3159 | | 0.2748 |
| 0.2256 | | 0.1904 |
| 0.1547 | | 0.1245 |
| 0.0967 | | 0.0712 |
| 0.0580 | | 0.0378 |



Şekil 5.9. A-A' profilinin yorumu

BÖLÜM 6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Gelişigüzel şekilli yapıların modellemesinde, formüle edilebilen basit geometrik yapılardan yararlanır. Basenler yorumlanırken, trapezoidal bir model ya da prizmatik kütleler kullanılabilir. Trapezoidal bir modelin, basen tabanının oldukça ondülasyonlu bir yapıya sahip olması durumunda iyi bir sonuç vermeyeceği düşünüldüğü için, bu çalışmada basenin, yan yana birbirine bitişik prizmatik kütlelerden oluştuğu kabul edilmiştir.

Sedimanter basenlerdeki yoğunluk farkı-derinlik değişimi, eksponansiyel yoğunluk fonksiyonunun seriye açılmış hali olan kuadratik yoğunluk fonksiyonu ile incelenmiştir.

Özellikle doğal kaynaklı jeofizik yöntemlerde (gravite, manyetik gibi) ters çözüm yapılırken, başlangıç parametrelerinin seçimi büyük önem taşımaktadır. Başlangıç modeli, gerçek jeolojik yapıyı en iyi temsil edecek şekilde seçilmelidir. Kötü seçilmiş bir başlangıç modeli, ters çözüm işlemi sonunda çözümsüzlüğe yol açabileceği gibi, modelin olması gereken sınırları dışında kütleler de yaratabilmektedir. Bu olumsuzluklardan kurtulabilmek amacıyla, her bir prizmanın başlangıç derinliği, sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisinden yararlanılarak bulunmuştur.

Yöntem, kuramsal modeller üzerinde çok iyi sonuçlar vermiştir. Özellikle basenin kanatlarında, yani yüzeye yakın kesimlerinde hesaplanan derinlikler, gerçek derinliklerle tamamen çakışmaktadır. Ayrıca, seçilen gürültü aralığının oldukça büyük olmasına rağmen, gürültülü modelde de iyi sonuçlar elde edilmiştir.

Başarılı sonuçlar elde edilen kuramsal model çalışmalarından sonra yöntem, Erzincan-Çayırli arazi verisi üzerinde uygulanmıştır. Yöntemde etkin rol oynayan yoğunluk fonksiyonu katsayılarının en doğru şekilde tespiti için, incelenen bölgede yapılan kuyu logu, sismik ya da sondaj çalışmalarından elde edilebilen, yoğunluk farkı-derinlik bilgisine ihtiyaç vardır. Bu çalışmada, Erzincan-Çayırli bölgesine ait bu tür bilgiler, sondaj verisinden ve bölgenin jeolojisinden yararlanılarak, belirlenmeye çalışılmıştır. Ancak sondaj kesitinde, temele ait bilgiye rastlanmamasına rağmen, Demirmen (1965) temelin serpantin olduğuna işaret etmiştir. Böylece belirlenen tabakaların kalınlıkları ve temel ile olan yoğunluk farkları yardımıyla, baseni temsil eden kuadratik yoğunluk fonksiyonu elde edilmiştir.

Bu çalışmada sedimanter basenin maksimum derinliği 2.2608 km olarak saptanmıştır. Bölgedeki basenler üzerinde birçok araştırmacı, çalışmalar yapmışlardır. Kaypak ve Eyidoğan (2005), Erzincan baseninin maksimum derinliğinin 500 m' den 3500 m' ye kadar değiştiğini belirtmişlerdir. Akıncı ve Eyidoğan (2000) ise basen kalınlığının 3 km' ye kadar olduğunu vurgulamışlardır. Kaypak ve Eyidoğan (2002), sismik hız modeli ile 2 km' deki tabakada ani bir hız artışının olduğunu ve bu tabakanın da litolojik olarak daha sağlam bir zemine karşılık geldiğini savunmuşlardır. Canbay (1999), bölgedeki ortalama derinliğin 1 km ile 2.5 km arasında değiştiğini belirtmiştir. Aktar v.d. (2004) ise Erzincan civarında konsolide olmayan düşük hızlı yumuşak sedimanların kalınlığının 3 km' ye yaklaştığını belirtmişlerdir. Gerek örnek gösterilen bu derinlikler, gerekse sondaj ile 2.049 km' ye kadar temel kayaca ulaşılammış olması, bu çalışmada saptanan 2.2608 km basen derinliğini desteklemektedir. Basenin merkezindeki bu derinlik artışının (Bkz. Şekil 5.9), ani bir çökmeye ya da gömülü bir faya işaret edebileceği düşünülebilir.

Ayrıca, 1939 Erzincan depreminin çalışma alanına yakın olması (Bkz. Şekil 5.3) nedeniyle de, basenin K.A.F.Z.' in, K.D.A.F.Z.' in ve O.F.' nin (Bkz. Şekil 5.2) etkisi altında kaldığı söylenebilir.

KAYNAKLAR

AKINCI, A., EYİDOĞAN, H., Scattering and anelastic attenuation of seismic energy in the vicinity of North anatolian fault zone, eastern Turkey. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 2000; 122:229-239.

AKTAR, M., C. DORBATH, C., ARPAT, E., The Seismic velocity and fault structure of the Erzincan basin, Turkey, using local earthquake tomography, *GJI Seismology* 2004; 156:497-505.

AKTİMUR, H.T., YILDIRIM, T., SARIASLAN, M., KEÇER, M., MUTLU, G., TURŞUCU, A., AKTİMUR, S., ÖRÇEN, S., Erzincan dolayının jeolojisi, M.T.A. Raporu, Rapor No. 9792, 43-57, Ankara, 1995.

ARDOS, M., Türkiye' de kuvaterner jeomorfolojisi, Cilt 1, Çantay Kitabevi, 116-119, İstanbul, 1996.

ATHY, L.F., Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 1930; 14:1-24.

BAL, O., KARA, İ., Yoğunluk kontrastı derinlikle parabolik olarak azalan sedimanter basenlerin düşey prizmalarla modellenmesi ve Tuz Gölü verilerine uygulanması. 2. Mühendislik Bilimleri Genç Araştırmacılar Kongresi, İstanbul, TÜRKİYE, Kasım 17-19, 2005.

CANBAY, M.M., Erzincan bölgesinde yer altı yapısının ters ve düz çözüm yöntemleriyle saptanması. *Kocaeli Üniversitesi Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi* 1999; 3:69-80.

CHAI Y., HINZE, W.J., Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. *Geophysics* 1988; 53(6):837-845.

CHAKRAVARTHI, V., SINGH, S.B., ASHOK B.G., INVER2DBASE- A program to compute basement depths of density interfaces above which the density contrast varies with depth, *Computers and Geosciences* 2001; 27:1127-1133.

CHAKRAVARTHI, V., SUNDARARAJAN, N., Gravity modeling of 2.5-D sedimentary basins-a case of variable density contrast, *Computers and Geosciences* 2005; 31:820-827.

CHAKRAVARTHI, V., SUNDARARAJAN, N., Gravity anomalies of 2.5-D multiple prismatic structures with variable density: A Marquardt Inversion, *Pure and Applied Geophysics* 2006; 163:229-242.

CHAKRAVARTHI, V., SUNDARARAJAN, N., INV2P5DSB—A code for gravity inversion of 2.5-D sedimentary basins using depth dependent density, *Computers & Geosciences* 2007; 33:449–456.

CORDELL, L., Gravity analysis using an exponential density-depth function, San Jacinto Graben, California. *Geophysics* 1973; 38:684-690.

DEMİRMEN, F., Çayırılı ilçesi (Erzincan) civarının genel jeolojisi ve petrol imkanları (I43b1, I43b2, I43b4 paftaları), M.T.A. Raporu, rapor no 4062, 1-70, Ankara, 1965.

DİRİK, K., Sedimanlar ve sedimanter kayaçlar. Hacettepe Üniversitesi Fiziksel Jeoloji I Ders Notları, 1-18, Ankara, 2006.

ERDEN, F., Uygulamalı gravite, M.T.A. Enstitüsü yayınları, Eğitim serisi, no. 21, 47-48, Ankara, 1979.

ERİNÇ, S., Jeomorfoloji I, Der yayınları, yayın no 284, 40-89, İstanbul, 2000.

EYİDOĞAN, H., 13 Mart 1992 Erzincan Depreminin Ana Şok ve Art Sarsıntı Özellikleri Üzerine Bir Tartışma, *Jeofizik* 1992; 6:103-112.

FUENZALIDA, H., DORBATH, L., CISTERNAS, A., RIVERA, L., HAESSLER, H., PHILIP, H., EYİDOĞAN, H., BARKA, A.A., Source mechanism of the 1992 Erzincan earthquake, from detailed aftershock analysis and broad band body wave inversion: tectonics of the Erzincan basin and evidences of fault decoupling on the North anatolian fault. *Geophys. Int. J.* 1997; 129:1-28.

HEDBERG, H., The gravitational compaction of clays and shales. *American Journal of science* 1936; 31:241-287.

HOWELL, L.G., HEINTZ, K.O., BARRY, A., The development and use of a high precision downhole gravimeter. *Geophysics* 1966; 31:764-772.

HUDSON R.G., LIPKA, J., A Manual of mathematics. Cambridge Mass., 1-10, 1940.

HUGHES, D.S., COOKE, C.E., The effect of pressure on the reduction of pore volume of consolidated sandstones. *Geophysics* 1953; 18:298-309.

IŞIK, M., Yoğunluk fonksiyonları ile sedimanter basenlerin gravite modellenmesi. *Kocaeli Üniversitesi Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi* 2003; 2:45-63.

KAYPAK, B., EYİDOĞAN, H., Erzincan havzası ve dolayının üst-kabuk hız yapısının (1-B) belirlenmesi, *İ.T.Ü. Mühendislik Dergisi* 2002; 1(2):107-122.

KAYPAK, B., EYİDOĞAN, H., One-dimensional crustal structure of the Erzincan basin, Eastern Turkey and relocations of the 1992 Erzincan earthquake ($M_s=6.8$) aftershocksequence, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 2005; 151:1-20.

KETİN, İ., San Andreas ve Kuzey Anadolu fayları arasında bir karşılaştırma. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 1976; 19:149-154.

KUŞÇU, İ., BARKA, A.A., KATO, H., KATOH, H., Kuzey Anadolu Fayı Zonundaki Bazı Faylarda Radon Gazı (Alpha Hızı) Ölçümleri, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi* 1992; 40:33-40.

LITINSKY, V.A., Concept of effective density: Key to gravity depth determinations for sedimentary basins, *Geophysics* 1989; 54:1474-1482.

MURTY, I.V.R., RAO, D.B., Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth, *Geophysics* 1979; 44:1525-1530.

ORUÇ, B., Sedimanter basenlerin gravite anomalilerinin hızlı yorumunda kolay bir yöntem. *T.M.M.O.B. Jeofizik* 1994; 8:71-75.

ÖZTANK, N., TÜRKMEN, B.F., Mermer-kireçtaşı ve konglomeraların yapılarda kullanımını denetleyen parametreler, *Türkiye 3. Mermer Sempozyumu (Mersem)*, Afyon, TÜRKİYE, Mayıs 3-5, 2001.

RAO, D.B., Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast. *Geophysics J.R. Astr. Soc.* 1986; 84:207-212.

RAO, D.B., Analysis of gravity anomalies of sedimentary basins by an asymmetrical trapezoidal model with quadratic density function, *Geophysics* 1990; 55:226-231.

RAO, D.B., PRAKASH M.J., BABU, N.R., 3D and 2 ½ D modelling of gravity anomalies with variable density contrast, *Geophysical Prospecting* 1990; 38, 411-422.

RAO, D.B., PRAKASH M.J., BABU, N.R., Gravity interpretation using Fourier transforms and simple geometrical models with exponential density contrast, *Geophysics* 1993; 58:1074-1083.

SARI, C., ŞALK, M., Estimation of the thickness of the sediments in the Aegean Grabens by 2-D and 3-D analysis of the gravity anomalies, *International earth sciences colloquium on the Aegean region I.E.S.C.A. Proceedings*, 1995; 1:255-271.

SARI, C., ŞALK, M., ÇİFÇİ, G., VURAL, T., Yer altı taban topoğrafyasının iki boyutlu gravite-manyetik ters çözüm yöntemiyle saptanması ve Ankara-Polatlı bölgesine uygulanması. *T.M.M.O.B. Jeofizik* 1997; 11:21-33.

SAZHINA, N., GRUSHINSKY, N., Gravity prospecting, Mir Publishers, Moscow, 411-414, 1971.

TELFORD W.M., GELDART, L.P., SHERIFF R.E., KEYS D.A., Applied geophysics. Cambridge Univ. Press., pp. 25, 1982.

TUTKUN, S.Z., Yapısal Jeoloji Ders Notları, Kocaeli Üniversitesi Yayınları no 3, Ders notları dizisi 2, mühendislik fakültesi 2, Kocaeli, 11, 1999.

ÜŞENMEZ, Ş., Sedimantoloji ve sedimanter kayaçlar, Gazi Üniversitesi Basın Yayın Yüksekokulu Basımevi, Yayın no 57, Ankara, 23, 1985.

ÖZGEÇMİŞ

Aylin TAN, 09.02.1982' de Sakarya' da doğdu. İlk öğrenimini 1993 yılında Adapazarı Ahmet AKKOÇ İlkokulu' nda, orta öğrenimini 1996 yılında Adapazarı Ozanlar Lisesi' nde "Okul Birincisi" olarak, lise öğrenimini ise 2000 yılında Ankara Ömer Seyfettin Süper Lisesi' nde tamamladı. 2001 yılında başladığı Sakarya Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü' nden 2005 yılında "Bölüm Birincisi" olarak mezun oldu. 2003 yılı Haziran döneminde Bayındırlık ve İskan Müdürlüğü' nde (Sakarya) ve 2004 yılı Temmuz döneminde Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü' nde (Ankara) stajlarını "Pekiyi" derece ile tamamladı. 2005 yılında Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Enstitü Anabilim Dalı' nda yüksek lisans öğrenimine başladı.