



T.C.
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SİVAS İLİ KOYULHISAR İLÇESİ HEYELAN ALANI ZEMİNİNİN
JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Demet ÖVER
(201292131032)

Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. Sevda ÖZEL

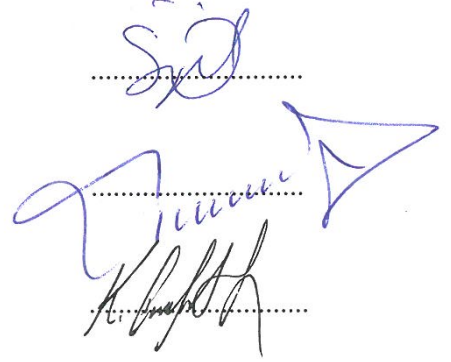
SİVAS
OCAK 2015

DEMET ÖVER'in hazırladığı ve "Sivas İli Koyulhisar İlçesi Heyelan Alanı Zemininin Jeofizik Yöntemlerle İncelenmesi" adlı bu çalışma aşağıdaki jüri tarafından JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

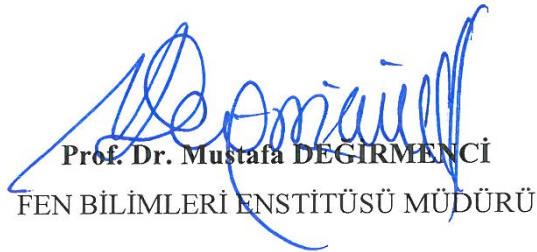
Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Sevda ÖZEL
Cumhuriyet Üniversitesi

Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Funda BİLİM
Cumhuriyet Üniversitesi

Doç. Dr. Kemal Özgür HASTAOĞLU
Cumhuriyet Üniversitesi



Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak onaylanmıştır.


Prof. Dr. Mustafa DEĞİRMENÇİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu'nun 20.08.2014 tarihli ve 7 sayılı kararı ile kabul edilen Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Tez Yazım Kılavuzu (Yönerge)'nda belirtilen kurallara uygun olarak hazırlanmıştır.

Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (CÜBAP) Komisyonu tarafından M-464 Nolu proje kapsamında desteklenmiştir.

Bütün hakları saklıdır.

Kaynak göstermek koşuluyla alıntı ve gönderme yapılabilir.

© Demet ÖVER, 2015

KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Bilgi ve deneyimlerinden sürekli yararlandığım, tezin her aşamasında yardımlarını esirgemeyen danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Sevda ÖZEL'e,

Çalışmanın arazi sürecinde verilerin toplanmasını sağlayan yüksek jeofizik mühendisi Çağrı ÇAYLAK'a, Yrd. Doç. Dr. Kemal Özgür HASTAOĞLU'na, Yrd. Doç. Dr. Fatih POYRAZ'a, Yrd. Doç. Dr. Tarık TÜRK'e ve haritaların hazırlanmasındaki değerli katkılarından dolayı Mehmet DEMİREL'e,

Manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen ve her zaman yanımda olduklarını hissettiren anneme, babama ve kardeşlerime teşekkür ederim.

ETİK

Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Tez Yazım Kılavuzu (Yönerge)'nda belirtilen kurallara uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmada;

- ✓ Bütün bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- ✓ Görsel, işitsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kurallarına uygun olarak sunduğumu,
- ✓ Başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda ilgili eserlere, bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunduğumu ve atıfta bulunduğum eserlerin tümünü kaynak olarak gösterdiğimi,
- ✓ Bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir değişiklik yapmadığımı,
- ✓ Tezin herhangi bir bölümünü, Cumhuriyet Üniversitesi veya bir başka üniversitede, bir başka tez çalışması olarak sunmadığımı; beyan ederim.

23.01.2015

Demet ÖVER

ÖZET

SİVAS İLİ KOYULHİSAR İLÇESİ HEYELAN ALANI ZEMİNİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

Demet ÖVER

Yüksek Lisans Tezi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Sevda ÖZEL

2014, 62 + xiii Sayfa

Çalışma alanı Koyulhisar (Sivas)'ın kuzeyindeki heyelan alanıdır. Bu çalışma ile heyelan alanı kısaca SRT ve GPR olarak adlandırılan iki jeofizik yöntem ile incelenmiştir. Profil hatları genel olarak KD-GB yönlü ve KB-GD yönlü seçilmiştir. Profil boyları ise yönteme göre 50-60 m'ler arasında değişmektedir. Toplam 24 adet jeofizik ölçüm profili vardır. Çalışma alanında topoğrafik ölçüler de alınmış ve modellemede topoğrafik düzeltme yapılmıştır.

Bu çalışmada jeofizik verilerin uygun yazılımlarda modellenmesi ile 2B modeller ile V_p hızı hesaplanmıştır. Buna göre yaklaşık 20 m derinlikten bilgi alınmıştır. Ayrıca V_p değerleri üstten alta doğru ortalama 300, 1000 ve 2000 m/sn olarak hesaplanmıştır. Tabaka kalınlıklarının ise 4 ve 10 m civarında değiştiği görülmüştür. Jeofizik modellerden kayma yüzeyi derinliği ise 3-10 m derinliklerde değiştiği görülmüştür. Ayrıca heyelan ana kayası sismik hızının $V_p=2000$ m/sn'den daha yüksek olduğu anlaşılmıştır.

Bu bilgiler ışığında çalışma alanında heyelan oluşma riskinin bulunduğu ve heyelan tipinin düzlemsel kaymalar olduğu anlaşılmıştır. Jeofizik modellerde tabaka eğimlerinin genel olarak topoğrafya ile aynı yönlü ve KD yönlü olduğu ve 5^0 'den fazla olduğu anlaşılmıştır. Özellikle yağışlı dönem sonunda ve bu alana yeni yüklerin bindirilmesi sonucunda, gevşek birimin kayma yüzeyi boyunca D'ya doğru yer değişmesi yüksek ölçüde olasıdır. Ayrıca bu çalışma, bu alanda yapılan ilk jeofizik çalışmadır.

Anahtar Kelimeler: Sivas-Koyulhisar, SRT ve GPR yöntemleri, Heyelan.

ABSTRACT

THE RESEARCH OF THE LANDSLIDE AREA GROUND OF KOYULHISAR DISTRICT IN SIVAS WITH GEOPHYSICAL METHODS

Demet ÖVER

Master of Science Thesis, Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Assist. Prof. Dr. Sevda ÖZEL

2014, 62 + xiii pages

The study area is the landslide area in the north of Koyulhisar (Sivas). In this study, the landslide area was investigated by two geophysical methods called as briefly SRT and GPR. Profile lines are generally selected NE-SW and NW-SE direction. Profile lengths are from 50 to 60 m according to the method used. The number of geophysical profiles is 24. Topographic measurements were taken in the study area and modeling is made topographic correction.

In this study, geophysical data are modeled with the appropriate software and seismic velocities (V_p) are obtained from 2D seismic model. The depth of researching the seismic study is approximately 20 m. In addition, V_p values are calculated respectively average 300, 1000 and 2000 m/sec. Layer thickness varies around 4 and 10 m. According to the geophysical models the depth of the slip surface is around 3 and 10 m depth. In addition, the seismic velocity of the bedrock of the landslides was understood to be higher than $V_p=2000$ m/sec.

According to these, it was understood to be a risk of landslide and "planar sliding" of the landslide type in the work area. Geophysical models, it was understood to be general in the same direction and NE direction topography with and to be more than 5 degrees tilt of the layer. Especially at the end of the rainy period and as a result of the new load put in this field, the change eastward along the sliding surface of the loose unit will be highly probable. Moreover, this study was the first geophysical studies in this area.

Key words: Sivas-Koyulhisar, SRT and GPR methods, Landslides.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa no</u>
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZET.....	v
ABSTRACT.....	vi
İÇİNDEKİLER	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xi
SİMGELER DİZİNİ.....	xii
KISALTMALAR DİZİNİ.....	xiii
1. GİRİŞ.....	1
2. HEYELAN.....	5
2.1. Heyelan	5
2.2. Sivas ve Yakın Çevresinin Heyelan Özellikleri.....	9
3. ÇALIŞMA ALANININ GENEL JEOLJİSİ VE MORFOLOJİSİ.....	11
4. HEYELAN ARAŞTIRMASI İÇİN KULLANILAN JEOFİZİK	
YÖNTEMLER.....	15
4.1. Sismik Yöntemler.....	15
4.1.1. Sismik Kırılma Tomografi (SRT).....	18
4.2. Elektromanyetik Yöntemler.....	21
4.2.1. Elektromanyetik (EM) Dalga ve Alan Teorisi.....	22
4.2.2. Yer Radarı (GPR) Yöntemi.....	25
5. JEOFİZİK ARAZİ ÖLÇÜMLERİ VE JEOFİZİK VERİLERİN	
MODELLENMESİ.....	29
5.1. Sismik Verilerin Toplanması ve Modellenmesi.....	29
5.2. GPR Verilerinin Toplanması ve Modellenmesi.....	32

5.3. Modelleme Çalışmasının Sonuçları.....	34
6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	56
KAYNAKLAR	68
ÖZGEÇMİŞ.....	62

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa no

Şekil 2.1.	Basitleştirilmiş olarak heyelanın bölümlerinin görünümü (Bertollini vd., 2013).....	6
Şekil 2.2.	Topoğrafyadaki farklılıklara göre heyelan türlerinin görünümü.....	7
Şekil 3.1.	Çalışma alanı yer bulduru haritası (Hatipoğlu,2009).....	11
Şekil 4.1.	GPR sisteminin diyagramı (Takashi vd.,'den (2012) düzenlenerek alınmıştır).....	25
Şekil 4.2.	Yer radarının çalışma prensipleri (Kaplanvural, 2011).....	28
Şekil 5.1.	Pickwin modülünün genel görünümü.....	30
Şekil 5.2.	Plotrefa modülünün genel görünümü.....	31
Şekil 5.3.	Reflexw programının genel görünümü.....	32
Şekil 5.4.	Reflexw programında uygulanan veri işlem aşamaları.....	34
Şekil 5.5.	Çalışma konusu heyelan alanındaki jeofizik ölçüm profillerinin uydu görüntüsü üzerindeki yerleri.....	35
Şekil 5.6.	Çalışma konusu heyelan alanındaki jeofizik ölçüm profillerinin topografik haritadaki yerleri.....	35
Şekil 5.7.	A alanının uydu görüntüsü üzerinde jeofizik profil yerleri ve arazi görüntüsü.....	36
Şekil 5.8.	A alanındaki KD-GB yönlü SRT2 ve SRT4 profillerinin uzaklık-seyahat zaman grafikleri.....	37
Şekil 5.9.	A alanındaki KD-GB yönlü SRT2 ve SRT4 profilleri için TÇ'den elde edilen modelleri.....	38
Şekil 5.10.	A alanındaki KD-GB yönlü GPR2 ve GPR4 modelleri.....	39
Şekil 5.11.	A alanındaki KB-GD yönlü SRT3 ve SRT5 profillerinin uzaklık-seyahat zaman grafikleri.....	41
Şekil 5.12.	A alanındaki KB-GD yönlü SRT3 ve SRT5 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller	41
Şekil 5.13.	A alanındaki KB-GD yönlü GPR3 ve GPR5 modelleri.....	42
Şekil 5.14.	B alanının uydu görüntüsü üzerinde jeofizik profil yerleri ve arazi görüntüsü.....	43

Şekil 5.15.	B alanındaki KD-GB yönlü SRT17 ve SRT19 profillerinde ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.....	44
Şekil 5.16.	B alanındaki KD-GB yönlü SRT17 ve SRT19 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.....	44
Şekil 5.17.	B alanındaki KB-GD yönlü SRT15 ve SRT18 profillerinde ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.....	45
Şekil 5.18.	B alanındaki KB-GD yönlü SRT15 ve SRT18 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.....	46
Şekil 5.19.	C alanının uydu görüntüsü üzerinde jeofizik profil yerleri ve arazi görüntüsü.....	47
Şekil 5.20.	C alanının batısındaki K-G yönlü SRT9 ve SRT14 profillerinin ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.....	48
Şekil 5.21.	C alanının batısındaki K-G yönlü SRT9 ve SRT14 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.....	48
Şekil 5.22.	C alanının batısındaki K-G yönlü GPR9 ve GPR14 modelleri....	49
Şekil 5.23.	C alanının D-B yönlü SRT10 ve SRT11 profillerinden ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.....	50
Şekil 5.24.	C alanının batısındaki D-B yönlü SRT10 ve SRT11 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.....	50
Şekil 5.25.	C alanının batısındaki D-B yönlü GPR10 ve GPR11 modelleri.....	51
Şekil 5.26.	C alanının doğusundaki SRT12 ve SRT13 profillerinin ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.....	52
Şekil 5.27.	C alanın doğusundaki SRT12 ve SRT13 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.....	53
Şekil 5.28.	C alanın doğusundaki GPR12 ve GPR13 modelleri.....	54

ÇİZELGELER DİZİNİ

Sayfa no

Çizelge 2.1. Heyelanların hareket ve malzeme türüne göre sınıflandırılması (Varnes'den (1978) düzenlenerek alınmıştır).....	8
Çizelge 4.1. Bazı zemin ve kaya türlerinin sismik hızları (Keçeli, 2009).....	17
Çizelge 4.2. Yer radarı yönteminin kullanım alanları (Özkap, 2008).....	28

SİMGELER DİZİNİ

V	Hız, m/sn
t	Zaman, sn
x	Yol, m
d	Derinlik, m
f	Frekans, Hz
V_p	Sismik P dalgası hızı, m/sn
V_s	Sismik S dalgası hızı, m/sn
\vec{B}	Manyetik akı yoğunluğu, Wb/m ²
\vec{D}	Elektriksel akı yoğunluğu, C/m ²
\vec{E}	Elektrik alan şiddeti, V/m
\vec{J}	İletkenin elektrik akım yoğunluğu, A/m ²
\vec{H}	Manyetik alan şiddeti, A/m
q	Hacim başına düşen birim yük yoğunluğu, C/m ³
∇	Gradient
$\vec{\nabla} \times$	Vektörel çarpım
$\nabla \cdot$	Skaler çarpım
T	Periyod, ns
E	Dielektrik sabiti
w	Açısal frekans, rad
ϵ	Maddenin dielektrik sabiti, F/m
μ	Maddenin manyetik geçirgenliği, H/m
μ_0	Boşluğun manyetik geçirgenliği, H/m
ϵ_0	Boşluğun dielektrik sabiti, F/m
ϵ_r	Maddenin göreceli dielektrik sabiti, F/m
μ_r	Maddenin göreceli manyetik geçirgenliği, H/m
α	Sönümlenme
σ	Elektriksel iletkenlik, S/m
z	Empedans, Ohm

KISALTMALAR DİZİNİ

- GPR** : Yer Radarı (Ground Penetrating Radar)
- SRT** : Sismik Kırılma Tomografi (Seismic Refraction Tomography)
- MASW** : Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Analizi (Multichannel Analysis of Surface Waves)
- REMİ** : Kırılma- Mikrotremör (Refraction- Microtremor)
- KAFZ** : Kuzey Anadolu Fay Zonu (North Anatolian Fault Zone)
- CMP** : Ortak Orta Nokta (Common Mid Point)
- AC** : Değişken akım (Alternative Current)
- EM** : Elektromanyetik (Electromagnetic)
- RMS** : Ortalama Karekök Hata (Root Mean Square)
- EKK** : En Küçük Kareler
- TÇ** : Ters Çözüm
- 1B** : 1 Boyutlu
- 2B** : 2 Boyutlu
- 3B** : 3 Boyutlu

1. GİRİŞ

Yer kayması olarak bilinen heyelanlar, kütle hareketleri arasında en etkili olanı ve en sık görülenidir. Heyelanlar yamaç dengesinin bozulması sonucu, yer çekiminin etkisiyle arazinin bir bölümünün yamaç eğimi doğrultusunda hareket ederek şekil ve yer değiştirmesi olayına denir. Ancak bu yer değiştirmeler, doğal ve yapay etkenlerle gerçekleşebilir. Bu yer değiştirmeler yamaçlarda, bazen yalnızca toprak tabakasının, bazen de bütün bir tepenin veya dağın aşağıya doğru kayarak yer değiştirmesi ile olabilir. Bu tür bir yer değiştirme yalnızca toprak tabakasını etkiliyorsa, buna toprak kayması denir. Buna karşılık toprakla birlikte alttaki kayalar, örneğin yamacın bir kısmı yerinden koparak, yer değiştirmiş ise bu olaya heyelan adı verilmektedir (Öztürk, 2002). Yapay etkenler ise daha çok insan müdahalesi (patlatma, kazı, yanlış ağaçlandırma, vb.) olan durumlara bağlıdır.

Günümüzde Türkiye’de meydana gelmiş büyük heyelanlar, önemli bir sayıya ulaşmıştır. 1985 yılındaki Batı Karadeniz heyelanlarında aşırı kar yağışlı kış mevsiminden sonra, bahar başlangıcında karların ani erimesi sonucu oluşmuştur. Burada Zonguldak, Kastamonu ve Sinop illerinde yaklaşık 1684 konut etkilenmiştir. 23.06.1988 tarihli Trabzon-Maçka-Çatak mevkiindeki heyelanda 46 kişi, 21.07.1988 tarihli Rize iline bağlı üç ilçeyi etkileyen taşkın ve heyelan olaylarında 3 kişi, 19/20.06.1990 Trabzon-Giresun-Gümüşhane illerinde 65 kişi ölmüş ve büyük maddi kayıplar olmuştur. 13.07.1995 ise Isparta-Senirkent ilçesinde meydana gelen çamur akması olayında 74 kişi hayatını kaybetmiştir. 20/21.05.1998 tarihli Batı Karadeniz heyelanlarında Karabük, Bartın, Zonguldak ve Bolu illerinde 1330 konut etkilenmiş ve 5500 konutu ve işyerini değişik ölçülerde etkileyen taşkın olayları meydana gelmiştir. 07/08.08.1998 Trabzon-Beşköy heyelanında 50 kişi hayatını kaybetmiş, 100 konut yıkılmıştır. 23/24.07.2002 Rize heyelanlarında Selamet köyünde 20 kişi olmak üzere toplam 27 kişinin ölmüştür. Son olarak 17.03.2005 Sivas-Koyulhisar İlçesi Sugözü Köyü-Kuzulu Mahallesi heyelanında ise 15 kişi hayatını kaybetmiş ve onlarca ev heyelan altında kalmıştır. Dikkat edilirse, tüm bu Türkiye örneklerine göre ülkemizde önemli ölçüde büyük maddi ve can kayıplarına yol açan heyelanlar olduğu görülmektedir. Dolayısıyla bu heyelanlara göre ülkemizde yaklaşık 5-10 yılda bir büyük heyelan olduğu görülmektedir. Diğer dikkat edilmesi gereken durum ise bu heyelanların çoğunlukla çamur akması veya kitle hareketi şeklinde olduğudur.

Ayrıca heyelanların Türkiye genelinde birçok bölgede yayılım gösterdiği de bilinen bir gerçektir.

Bilindiği gibi heyelan söz konusu olduğunda ülkemizde akla ilk gelen yer Karadeniz bölgesidir. Oysa ülkemizin pek çok bölgesinde de heyelanlar görülmektedir. Bunların dışında yol güzergahı, tünel, maden amaçlı bir çok çalışma sırasında da heyelanlar ülkemizde yaygın olarak görülür. Bu nedenle heyelanları da kapsayan ve devamlı olarak artan afetlerin oluşum mekanizmalarını ve oluşumlarını etkileyen sebeplerin araştırılmasında ve bu afetlerin olumsuz etkilerinin azaltılmasında ya da giderilmesinde mühendislik jeofiziği, mühendislik jeolojisi ve diğer ilgili alanların rolü ve önemi büyüktür.

Bu tez çalışmasında ise Koyulhisar heyelan alanında ilk jeofizik çalışmalar yapılarak, hem Koyulhisar heyelan alanı geometrisi, hem de gelecekte oluşturabileceği riskler jeofizik yöntemlerle belirlenmeye çalışılmıştır. Jeofizik çalışmalarda bulunan sonuçlar doğrultusunda ise heyelan türü tanımlanarak risklere karşı yapılabilecek öneriler de sunulmuştur. Ancak bu çalışmalara başlanmadan önce, heyelan tiplerini iyi tanımak çalışmaların daha sağlıklı ve iyi yapılmasına imkan tanımaktadır. Buna göre heyelanlar, önce oluşum türlerine göre iki grupta incelemelidir.

- Bunlardan ilki doğal sebeplerle gerçekleşenlerdir. Bunlar, kaya, zemin, yapay dolgu veya bunların bileşiminden oluşan şev malzemesinin, jeolojik, yerçekimi ve su içeriği gibi faktörlerle oluşan heyelanlardır.
- İkinci tür heyelanlar ise, yani doğal yollarla gelişmeyen heyelanlarda ise bilinçsizce yapılan yamaç kazıları, yapay patlatmalar, yamaç üzerindeki bitki örtüsünün yok edilmesi, çeşitli amaçlar için arazinin yanlış kullanılması gibi daha çok insan kaynaklı olan etkenlere bağlıdır.

Her iki türde de belirtilen nedenlere bağlı olarak heyelanlar, yamaç eğimi yönünde genellikle dairesel veya düzlemsel hareketlerin bir sonucu olarak ortaya çıkan doğa olaylarıdır. Ancak hareketin hızı ve gevşek gerecin miktarı, yamaç eğimi ve yeraltı suyu seviyesi ile doğru orantılı olup, yerden yere değişmektedir.

Heyelan araştırmalarında en geçerli ve en pratik jeofizik yöntemler, sismik, elektrik ve elektromanyetik yöntemlerdir. Ancak son zamanlarda çok duyarlı manyetik yöntemler ve gravite yöntemi de kullanılmaktadır. Heyelan alanlarında uygulanan

sismik yöntemler, soruna ve araştırılan alanın jeolojik özelliklerine bağlı olarak değişiklik gösterebilmektedir. Özellikle modern sismik tomografi uygulamaları heyelan araştırmalarında ilk sırada yer alan yöntemlerdendir. Heyelan araştırmalarında elektrik yöntem uygulamaları ise düşey elektrik sondajları ve elektrik özdirenç tomografi gibi çok boyutlu ölçümleri içermektedir. Heyelan araştırmalarında kullanılan gravite yöntemi uygulamaları, tek noktada veya sistemli gözlemlerle gravite alanının zamana göre değişiminin ölçülmesi şeklinde yürütülmektedir. Aynı ölçüm tekniği manyetik araştırmalar için de geçerlidir.

Son yıllarda, jeofizik yöntemler yer içinin fiziksel veya jeofiziksel özelliklerinin belirlenmesi, fayların, yeraltı suyunun ve heyelanların araştırılmasında sıkça kullanılmaktadır. Heyelan alanlarında uygulanan jeofizik yöntemlerle heyelanın sınırları, kayma yüzeyinin derinliği, heyelan kütesinin farklı kayaç kesimleri, yeraltı suyu, temel kayanın derinlik, yapı ve bileşimi gibi özellikleri belirlenebilmektedir. Heyelan çalışmalarında jeofizik yöntemlerin kullanımıyla kayma yüzeyinin geometrisi, tabakalanma durumu, tabakaların eğimi, yeraltı suyu etkisi, kayan malzemenin hareketi, yönü ve fiziksel özelliklerini içeren en önemli bilgiler elde edilebilmektedir. Bu konuda McCann ve Forster (1990), Bogoslovsky ve Ogilvy (1977), Hack (2000), Perrone vd. (2004), Gürbüz vd. (2005), Göktürkler vd. (2008)'in çalışmaları önemlidir. Bichler vd., (2004), Kanada'daki Quesnel Forks heyelanının 3B araştırılmasında elektrik özdirenç, yer radarı (GPR) ve sismik yöntemleri içeren çok-yöntemli jeofizik çalışmalar uygulamıştır. Otto ve Sass (2006) ise GPR, sismik kırılma ve 2B elektrik özdirenç tomografi yöntemleri ile İsveç Alpleri'nde Turtmann vadisinde heyelan inceleme konusunda benzer bir çalışma yapmışlardır. Jomard vd. (2007) heyelan alanının üst kısmında gerçekleştirilen sismik ve elektrik özdirenç yöntemleriyle La Clapiere (Fransa) heyelanını araştırmışlardır. Yukarıda anlatılan çalışmalarda genel olarak 2B ve 3B çalışmalar yapılmış, heyelanların kayma yüzeyi ve akış yönleri vb. özellikleri belirlenmiştir. Bu konuda son yıllarda ise heyelan araştırmalarında SRT ve GPR yöntemlerinin kullanımının önemli ölçüde arttığı görülmüştür (Ristić vd., 2012; Davies vd., 2013; Zajc vd., 2014; Narwold ve Owen, 2014). Bu çalışmalarda da heyelan geometrileri ve ana kaya derinliği (kayma yüzeyi derinliği) gibi heyelanı tanımlayan en önemli parametreler başarıyla belirlenmiştir.

Ülkemizin pek çok bölgesinde yaygın olarak görülen heyelan alanlarının pek çoğu aktif alanlardır. Bu tez çalışmasına konu olan Sivas ili Koyulhisar ilçesi de son 10 yıldır aktivitesi artmış olan aktif bir heyelan alanıdır. Bu nedenle çalışma kapsamında jeofizik yöntemlerle ayrıntılı araştırılarak sorunlar, önlemler, öneriler ortaya koymak amacıyla ayrıntılı inceleme ve araştırma yapılmıştır. Bu amaçla, heyelan alanında uygulanacak jeofizik yöntemler (SRT ve GPR) seçilerek yerin jeofizik parametreleri belirlenmiştir. Çalışma sonuçlarına göre heyelanın yaratabileceği riskleri önceden kestirebilmek, heyelanların gelişimini izlemek ve böylece bölgede oluşabilecek risklere karşı önlem alınabilmesi için önerilerde bulunmak mümkün olmuştur. Bu nedenle özellikle kayma yüzeyi derinliğinin ve eğimin belirlenmesi önemli bir etkidir. Çünkü heyelan tehlikesinin belirlenmesi, yamacın yapısını, konumunu ve tabakaların özelliklerini (kalınlık, derinlik, uzunluk) ilgilendiren problemlerin çözümünü gerektirir. Bu nedenle uygulanan jeofizik yöntemlerle yamacın yapısı ve tabaka özellikleri ortaya konulabilmiştir. Böylece çalışma konusu alanda insan ve çevreyi etkileyecek risklerin belirlenmesi ile jeofizik çalışmaların önemi de ortaya konmuştur.

Bölgede heyelan araştırmaya yönelik öncel jeofizik çalışmalar bulunmamaktadır. Bu çalışma ile heyelan araştırmalarında sıklıkla kullanılan jeofizik yöntemlerden sismik ve elektromanyetik (EM) yöntemler tercih edilmiştir.

- Sismik uygulamalar için sismik P dalgası hızlarını (V_p) belirleyen sismik kırılma tomografisi (SRT-Seismic Refraction Tomography) ve
- EM uygulamalar için yer radarı (GPR-Ground Penetrating Radar) yöntemi kullanılmıştır.

Bu yöntemlere özgü ölçüm teknikleri ile arazide jeofizik veriler toplanmıştır. Böylece heyelan yapısının jeofizik özellikleri, kayma yüzeyi derinliği ve eğim miktarı ve eğim yönü belirlenebilmiştir. Daha sonra bu çalışmanın sonuçları bölgede önceden yapılmış jeolojik çalışmaların sonuçlarıyla da karşılaştırılmıştır.

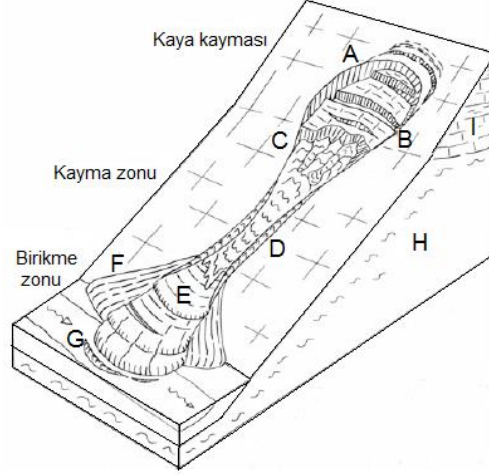
2. HEYELAN

2.1. Heyelan

Heyelan, zemini kaya veya yapay dolgu malzemesinden oluşan bir yamacın yerçekimi, eğim, su ve benzeri diğer kuvvetlerin etkisiyle aşağı ve dışa doğru hareketidir. Günümüzde doğal yollarla ve insan etkileri sonucunda doğal afetler sınıfına giren heyelanların sebep olduğu maddi-manevi zararlar artık önemli ölçüde dikkat çekmektedir. Ülkemizde de oldukça sık yaşanan bu olay, başta Karadeniz Bölgesi olmak üzere, İç Anadolu Bölgesi'nde de yoğun olarak görülmektedir. Bunun yanı sıra dünyadaki örnekleri de sorunun büyüklüğünü daha çok ortaya çıkarmaktadır ve insanları önlem almaya zorlamaktadır. Türkiye'de 1950–2004 yılları arasında heyelandan etkilenmiş konut sayısı yaklaşık 65.000, meydana gelen heyelan olayı sayısı yaklaşık 4.000 ve heyelandan etkilenmiş ve/veya etkilenmekte olan yerleşim yeri sayısı ise yaklaşık 3.500'dür. Meydana gelen heyelanlar nedeni ile taşınan konut sayısı ise 167.787'dir (Ünsal, 2007). Ancak 2004 yılından sonra da Sivas-Koyulhisar, Afyon-Dinar ve Karadeniz bölgesi boyunca büyük kayıplara neden olan heyelanlar oluşmaya devam etmiştir.

Ülkemizde de heyelanların sıklıkla yaşanması sonucunda risklerin, can-mal kayıplarının önüne geçilmesi için yasal düzenlemeler önemli ölçüde artmıştır. Bu durum heyelanla ilgili akademik çalışmaların da artmasıyla sorunun daha iyi anlaşılmasına katkı sağlamıştır. Bu nedenle heyelanları jeolojik, jeofizik, meteorolojik ve insan etkinlikleri ile birlikte iyi analiz etmek önemlidir.

Bir heyelan alanı genel olarak taç, ana kaya, tepe, ana kütle, çapraz çatlaklar ve topuk olarak adlandırılan yapısal unsurları içermektedir (Şekil 2.1). Dolayısıyla genel olarak heyelanın üst seviyeleri (kayma zonu) aşağı doğru hareket ederken, alt seviyelerde ise çökme, kabarma ve akma (birikme zonu) bölgelerinden oluşmaktadır. Bu nedenlerden dolayı heyelan kütleleri üzerinde birbirinden farklı karakteristik kısımlar bulunmaktadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Basitleştirilmiş olarak heyelanın bölümlerinin görünümü. A ana yamaç, B gerilme çatlakları ve çukurlar, C küçük yamaç, D yan set, E radyal çatlaklar ve çapraz sırtlar, F pasif kalmış eski topuk kısmı, G topuk, H kayma yüzeyi, I ana kaya (Bertollini vd., 2013).

Heyelanı oluşturan yapısal elemanları ve özellikleri ise kısaca aşağıda anlatılmaktadır.

Taç: Heyelanın en üst kısmı ve aynanın gözlendiği bölümde karakteristik olarak gerilme çatlakları gözlenir, hareketsiz kalmış kısım olarak tanımlanır.

Ana (Esas) Ayna: Kayan zemin kütesinin dik veya dike yakın yüzey bölgesidir.

Tepe: Hareket eden kütle ile ana aynanın kesiştiği yerin en üst noktasıdır.

Ana Kütle: Kayma yüzeyi boyunca hareket eden malzemenin tümünü içerir.

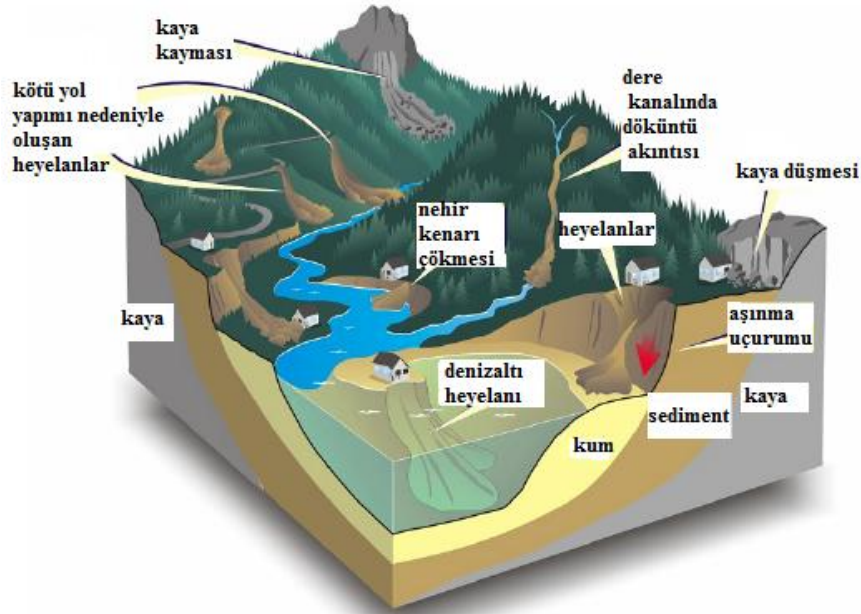
Çapraz (Enine) Çatlaklar: Heyelanın topuğunun üst kısmında meydana gelen çatlaklardır. Genellikle kabarma bölgesinde meydana gelir. Kabarma bölgesine karşılık çökme bölgelerinin karakteristikleri ise heyelan gölcükleridir.

Topuk: Hareket eden kütlein en son kısmıdır. Heyelan sınıflandırmalarında malzemenin toplandığı yer olarak tanımlansa da topuk genellikle dairesel kaymalarda kullanılan bir terimdir. Heyelanların orta kısımlarında genellikle çökmeler meydana gelirken alt kısımlarında kabarmalar meydana gelir.

Yukarıda anlatılan bu heyelan elemanlarının yanı sıra heyelan türlerinin çok çeşitli olmasında yer gereçlerinin türü, tabakalanma durumu, eğim vb. gibi topoğrafik özelliklerin etkisi de oldukça büyüktür (Şekil 2.2 ve Çizelge 2.1). Bu nedenle heyelanların sınıflandırılmasının yapılmasında ve farklı katkılar sağlanmasında

jeolojik, jeofizik ve diğ er disiplinlerle yapılan ortak ç alışmalar etkilidir. Böylece bölgeden bölgeye değişen farklı kayma davranışları belirlenerek sınıflandırma yapmanın veya heyelan türü gibi özelliklerin belirlenebileceği yapılan araştırmalar sonucunda da heyelanların davranış özelliklerine göre sınıflandırılabilceği görülmüştür. Bu konuda Terzagi (1950) ve daha sonra Varnes (1978), heyelan olayının son derece karışık olduğunu ve birçok sınıflandırma yapmanın mümkün olduğunu, heyelanların sınıflandırılmasında içerdikleri malzemeler yönünden, sebep ve hareket tarihleri yönünden birçok gruba ayrılabilceğini ne sürerek, heyelanı oluşturan birimlerin fiziki özelliklerine göre bir sınıflandırma yapılmasını önermiştir (izelge 2.1).

Dolayısıyla Şekil 2.2’de doğada gözlemlenen genel heyelan türleri ve izelge 2.1’deki heyelan sınıflandırması son Şeklini almış olup, günümüzde de aynı Şekilde kullanılmaktadır.



Şekil 2.2. Topoğrafyadaki farklılıklara göre heyelan türlerinin görünümü. (<http://berkeleynature.wordpress.com/tag/heyelan-japan-landslide/>)

Çizelge 2.1. Heyelanların hareket ve malzeme türüne göre sınıflandırılması (Varnes'den (1978) düzenlenerek alınmıştır).

HAREKET TÜRÜ	Malzemenin Türü		
	KAYAÇLAR	ZEMİNLER	
		İri Daneli	İnce Daneli
Düşme	Kaya düşmesi	Moloz düşmesi	Zemin düşmesi
Devrilme	Kaya devrilmesi	Molozda devrilme	Zeminde devrilme
Akma	Yavaş	Kaya kripi	Moloz kripi
	Hızlı	Çok parçalı kayaç akması	Moloz akması
Kayma	Ötelemeli	Kayada blok türü ötelenme	Zeminde/molozda blok türü ötelenme
	Dönel	Sıkı çatlaklı kayada dönel kayma	Zeminde/molozda dönel kayma
Yanal Yayılma	Kaya yayılması	Zemin/moloz yayılması	
Karmaşık	Hem hareket türü hem de malzeme karışık		

Genellikle kayma şeklinde olan heyelanlar, düşme, kayma ve akma hareketleriyle ya da bunlardan birkaçının birleşmesiyle de olabilmektedir. Buna göre sınıflandırma için kullanılan ve Çizelge 2.1'de sunulan hareket türüne göre heyelan tipleri aşağıda ayrı olarak kısaca anlatılmaktadır.

Düşmeler: Ana kütlede ve yerden gevşeme veya parçalanma yoluyla ayrılan bölümlerin ani hareketi düşme olarak tanımlanabilir. Başka bir ifadeyle düşme kaya parçalarıyla, yeri oluşturan gereçlerin eğim doğrultusunda hareketi şeklinde görülen bir heyelan türüdür. Düşme hareketi, doğal ve yapay nedenlere dayanmaktadır. Düşme hareketi kayma hareketinden farklı olarak serbest düşme şeklindedir.

Kaymalar: Kayma direncinin bir ya da birkaç yüzey boyunca azalmasıyla oluşan heyelanlar, kaymalar olarak adlandırılır. Kayma sırasında, hareket eden gereçler birbirleriyle etkileşim halindedirler. Bu kütleler, belirli ölçüde temel özelliklerine bağlı kalarak bozulmakta, parçalanmakta ve son aşamada akmalara dönüşmektedir. Kaymalar da kendi içinde ikiye ayrılabilir.

Düzlemsel kaymalar: Bu tip kaymalar, kayan kütlede jeolojik oluşumuyla ilgilidir. Kayan malzemenin kalınlığı birkaç metre olmasına rağmen, etkiledikleri alan oldukça geniştir. Bu tip heyelanlar hem kaya, hem de kohezyonlu (bozmuş) ve kohezyonsuz (bozılmamış) zeminlerde görülmektedir. Toprak kaymaları, bu tip heyelanlara bir örnektir. Bunlar su ile dolgunlaşan ve kayganlaşan yüzeylerin veya toprakların, kopma sonucu bulunduğu yamaçlardan aşağıya ve yana doğru yer değiştirmesiyle oluşurlar ve bunlar yüzeyseldirler. Bu kaymalar, ana kaymalar ile yüzey gereçlerinin kayması şeklinde olmaktadır.

Dönel Kaymalar: Kayan gerecin özelliğinin çok az değiştiği ya da hiç değişmediği heyelanlardır. Bunlar en sık görülen heyelan tipidir. Kopma yüzeylerinin şekli kaşığa benzemekte ve genellikle yamaç (şev) göçmesi şeklindedir. Kayma sonucunda, hareket eden kütlelerin üst kısımları çökerken, alt kısımları yığılma nedeniyle kabırır. Yamaçların alt kısımlarının akarsular, dağlar veya yapay etkinlikler sonucu oyulması, göçme şeklindeki bu heyelanların esas nedenidir. Bu tür heyelanların oluşumu daha çok dolgu yamaçlarında gerçekleşir.

Akmalar: Daha çok yamaç döküntüsü, ayrılmış malzemeler, kumlar ve sıkışmamış yüzey formasyonları gibi, gevşek gerecin ıslak ya da kuru zemin üzerindeki yer değiştirmesi akma hareketi olarak tanımlanmaktadır. Bu tür hareketin temel nedeni, boşluk suyu basıncının oluşmasına neden olan ve kayma direncini azaltan sudur. Akmalar genellikle kuvvetli sağanaklar sırasında veya sonrasında ortaya çıkmaktadır. Kaynak suları, donmuş zeminlerin ani çözülmesi gibi, diğer bazı etkenler de bu tip heyelanlara neden olabilmektedir.

Zemin Akmaları: İçinde belli miktarda su bulunduran, kaba ve ince yüzey malzemeleri az eğimli yamaçlarda kayma, çok eğimli yamaçlarda ise akma hareketi göstermektedir.

Yukarıda anlatıldığı gibi heyelan tipleri çok çeşitlidir. Bu nedenle bir bölgede heyelan araştırması yapılıyorsa, heyelan tipinin doğru belirlenmesi için araştırma veya incelemede kullanılan yöntem çok dikkatli seçilmeli ve buna bağlı olarak heyelanın iyi analiz edilmelidir.

2.2. Sivas ve Yakın Çevresinin Heyelan Özellikleri

Sivas ve yakın çevresinin heyelan geçmişi araştırıldığında bölgede, 1998 ve 2000 ve 2005 yıllarında olmak üzere üç büyük heyelan meydana geldiği görülmüştür. Bu heyelanlardan biri 19 Ağustos 1998 yılında, son 20 yılın en yağışlı kış sezonundan sonra meydana gelmiştir ve heyelan tipi moloz akmaları olarak oluşmuştur. Sendir ve Yılmaz'a (2002) göre bu moloz gereci 1.5 km² lik bir alanda yaklaşık 400.000 m³ lük hacimden oluşmaktadır. Ayrıca yakınlardaki Alkan Köyü tamamen molozlarla kaplanmış olup, heyelanın yaklaşık 3 km güneyinde bulunan Koyulhisar ilçesinde heyelan riski ortaya çıkmıştır. İlk heyelanda oluşan zemin çatlaklarının etkisiyle alanda ikinci bir heyelan meydana gelmiş olup, uzunluğunun 150 m ve derinliğinin

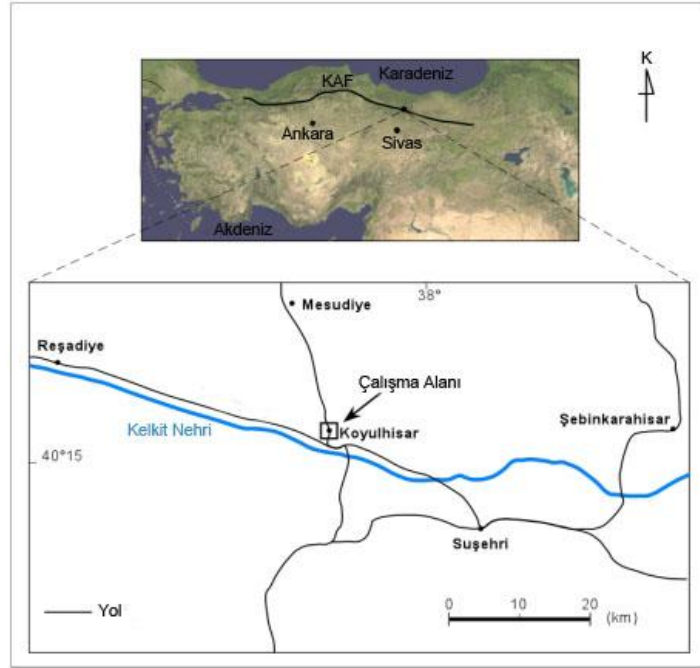
1.5 m olduğu bir çatlak belirlenmiştir. Alandaki bu çatlak zaman içinde gelişmiştir. 20 Haziran 2000'deki Koyulhisar heyelanı da yine kış sezonundan sonra meydana gelmiştir. Bu ikinci heyelanda evler ve her iki heyelanda da yollar, tarım alanları ve ormanlar hasar görmüştür. Bu heyelanların kaynağı, ana kayadaki kararsızlık olarak belirlenmiştir. Daha önce bölgede oluşmuş heyelanların yarattığı kırıklar ve bölgedeki kaya kütlelerinin birleşme yerlerinde meydana gelen tektonik aktiviteler, karların erimesi nedeniyle eğimlerde birimler içinde oluşan suya doygunluk, bölgenin ince ağaç yapısından dolayı oluşan su baskısı bölgede, genel olarak heyelanların oluşmasındaki en önemli etkenler olarak belirlenmiştir.

Tatar vd. (2000) Koyulhisar ilçe merkezi ve civarındaki alanlarda büyük ve eski heyelan kütleleri, alt Miyosen kil ve jips seviyeleri, Eosen yaşlı killi seviyeler ve Plio-Kuvaterner çökeller olduğunu, bu heyelanların çoğunun dairesel dönme içeren bir mekanizmaya sahip olduğunu, bu eski heyelan kütlelerinin sınırlanmadığını, etkinliğini sürdürdüğünü ve ana kütle üzerinde meydana gelen kısmi heyelanlar olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca alanda eski heyelan kütleleri üzerindeki hareketlerden kaynaklanan deformasyonların geliştiğini ve bu alanın KAFZ (Kuzey Anadolu Fay Zonu) üzerinde olmasından dolayı tektonikten etkilenmiş olabileceğini ve bu nedenle bölgede çatlaklar meydana geldiğini, çatlaklardan sızan suyun ise gereci doygunlaştırdığını ve yağışlı mevsimlerde malzeme doygun hale geldiğinden heyelan olma olasılığının arttığını da belirtmişlerdir.

Sonuç olarak bu alandaki heyelanların oluşum nedenlerinin, genel olarak heyelanı tetikleyen bilinen nedenlerden kaynaklandığını öncel çalışmalar kanıtlamaktadır. Dolayısıyla heyelan alanı üzerindeki hareketlilik, bu alanın KAFZ üzerinde olması ve mevcut çatlaklar, zamanla yağışlar ve sismotektonik etkilerle heyelanın tetiklenmiş olabileceğini göstermiştir. Çalışma alanının jeolojisi ve bitki örtüsü özellikleri de heyelan oluşumunu tetikleyen diğer etkenlerdir. Bu çalışmada, çalışma alanı için bu bilgileri destekleyen yeni bulgular ortaya koymak amacıyla jeofizik çalışmalar yapılmıştır.

3. ÇALIŞMA ALANININ GENEL JEOLJİSİ VE MORFOLOJİSİ

Çalışma alanı Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde Koyulhisar ilçesinde yer almaktadır (Şekil 3.1). Bölgede yüzeyleyen kaya birimleri yaşlıdan gence doğru, Üst Santoniyen yaşlı Gökçebel, Üst Santoniyen-Alt Maestrihriyen yaşlı Kızıltepe ve Kapaklı, Orta-Üst Maestrihtiyen yaşlı Aşağıkale, Üst Maestrihtiyen yaşlı İğdir, Daniyen yaşlı Şıhlar, Orta-Üst Paleosen yaşlı Yalnıztepe ve Düdenyaylası, Orta Eosen yaşlı Taşpınar, Pliyosen yaşlı Erdembaba ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı Koyulhisar formasyonlarından oluşmaktadır.



Şekil 3.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası (Hatipoğlu,2009).

Gökçebel, Kızıltepe, Kapaklı, Aşağıkale, İğdir, Şıhlar, Yalnıztepe ve Düdenyaylası formasyonları Geç Kretase-Paleosen sırasında volkanik yay tipi bir ortamda çökelmiş ve üste doğru tane boyu artan kalın bir istif olarak oluşmuş olup, Eosen yaşlı Taşpınar formasyonu ise sığ denizel kırıntılardan oluşmaktadır ve son iki formasyon neotektonik dönemin ürünüdür (Toprak, 1988). Bu formasyonlar, aşağıda sırasıyla anlatılmaktadır.

Üst Santoniyen yaşlı Gökçebel Formasyonu ilk kez Seymen (1975) tarafından Reşadiye ve çevresinde tanımlanmıştır. Birim silttaşı, kumtaşı, çakıltası, tuf kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim içerisinde hem küçük, hem de büyük ölçekte yanal fasiyes değişimleri görülmektedir.

Üst Santoniyen yaşlı Kızıltepe ve Kapaklı Formasyonları Seymen (1975) tarafından tanımlanmıştır. Kızıltepe formasyonu, pelajik kireçtaşları, tuf ve silttaşları ile başlar üste doğru, kırmızı renkli, ince tabakalı, Globotruncana içeren mikritik kireçtaşlarına geçer ve Kapaklı formasyonu tarafından üzerlenir. Kapaklı formasyonu, alt bölümlerinde pembe, sarı, yeşil renkli orta tabakalı marn, silttaşı, tüflerle başlayıp, üste doğru beyaz renkli masif tüfler, beyaz-sarı renkli orta tabakalı kumtaşı ve silttaşı ardalanması, en üstte ise pembe-mor renkli oldukça altere olan aglomeralardan oluşur ve bu formasyon Aşağıkale formasyonu tarafından üzerlenir.

Orta-Üst Maestrihtiyen yaşlı Aşağıkale Formasyonu ise Toprak (1988) tarafından tanımlanmıştır. Birim alt seviyelerinde aglomera, bazaltik lav akıntılarının ardalanması ile başlar ve aglomera, tuf ardalanması ile devam eder, üst kesimlerinde ise aglomera kumtaşı ardalanması ve bazaltik lav akıntılarında oluşur. Aşağıkale formasyonu, İğdir formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Bu formasyonlar Akçaağıl Grubu altında toplanmıştır.

Üst Maestrihtiyen yaşlı İğdir Formasyonu ilk kez Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından tanımlanır. Birim kırmızı şeyl ve marnlarla başlar, üste doğru silt ve şeyl arakatkılı kumlu ve fosilli kireçtaşlarıyla devam eder ve üst kesimlerinde ise beyaz-sarı renkli orta tabakalı kumlu ve fosilli kireçtaşları ile tamamlanır. Birim Şıhlar Formasyonu tarafından üzerlenir.

Daniyen yaşlı Şıhlar Formasyonu Toprak (1988) tarafından tanımlanmıştır. Birim marn, çamurtaşı arakatkılı, orta tabakalı jips ve kumlu kireçtaşı ardalanması ile başlar. Jips arakatkılı kumtaşı-silttaşı ve polijenik konglomeralarla devam eder ve kumtaşı-konglomera ardalanması ile tamamlanır. Düdenyaylası formasyonu Şıhlar formasyonunu üzerlenir.

Orta-Üst Paleosen yaşlı Yalnıztepe Formasyonu kil bağlayıcılı kırmızı renkli konglomeralardan oluşur ve alttan üste doğru, iri taneli konglomera, siltli kireçtaşı, çamurtaşı, iritaneli kumtaşı, biyomikritik kireçtaşı, siltli kireçtaşı, kumtaşı ve siltli

marnlardan oluşan Düdenyaylası Formasyonu (Toprak, 1988) tarafından üzerlenir. Bu birimler yersel bölgelerde Taşpınar formasyonu tarafından örtülmektedir.

Orta Eosen yaşlı Taşpınar formasyonu tabandan tavana doğru konglomera, ince tabakalı kumtaşı, sarı renkli fosilli kumtaşı, polijenik konglomera ve üst seviyelerde masif siltli kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Pliyosen yaşlı Erdembaba Formasyonu ilk kez Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından adlandırılmıştır. Birim andezitik-bazaltik karakterli volkaniklerden oluşmaktadır. Bu volkanik kayaçların jeokimyasal analizleri, kıtasal kabuğun anateksisi sonucunda meydana gelen kalkalkalin karakterli asidik bir magmanın ürünü olduğunu göstermektedir (Terzioğlu, 1986).

Pliyo-Kuvaterner yaşlı Koyulhisar Formasyonu bölgedeki en genç birimi oluşturmakta, talus ve fulivial konglomeralardan oluşmaktadır. Birim doğrultu atımlı fay sarplıkları boyunca görülmektedir.

Çalışma alanı içinde olan Kuzey Anadolu Fay Zonu bölgede 6-8 km genişliğinde ve 32 km uzunluğunda doğrultu atımlı sağ yanal bir fay kuşağıyla temsil edilir. Bölgedeki bu kuşak Toprak (1988) tarafından Kuzey Anadolu Ana Fayı, Koyulhisar fay takımı, Kelkit fay takımı, Şıhlar fay takımı ve Kuruçay fay takımı olmak üzere beş fay takımına ayrılmıştır. Koyulhisar ilçe merkezini en yakından etkileyen fay takımları Şıhlar ve Koyulhisar fay takımlarıdır.

Gerek morfotektonik yapılar ve gerekse sismik etkinlik, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Koyulhisar kesiminin halen aktif ve sağ-yanal doğrultu atımlı bir fay zonu olduğunu kuvvetle belirtmektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonunun bu segmenti üzerinde, Kuvaterner dönemde gelişmiş 3.6 km'lik sağ-yanal bir ötelenme ölçülmüştür (Toprak, 1988).

Bu fay takımları içerisinde değerlendirilen ve Koyulhisar ilçe merkezini yakından ilgilendiren faylar şunlardır.

Kuzey Anadolu Ana Fayı: Bölgede Aşağıkale köyünün yaklaşık 1 km. güneyinden Kelkit Irmağının güney yatağını takip ederek, yaklaşık 110-115 derece doğrultusunda Ağilyazı köyünün hemen güneyinden doğuya doğru devam etmektedir.

Şıhlar Fay Takımı: Şıhlar fayı doğuda Ağilyazı köyünün yaklaşık 1-1.5 km. batısında ana fayın kolu olarak ayrılmıştır. Batıya doğru ana faya paralel olarak hareket etmiş ve Yukarıkale ve Aşağıkale köyleri arasında kollara ayrılmıştır. Şıhlar fayı alüvyal fanları, basamaklı fay skarplarını ve fay kontrollü ırmak çökellerini ötelemiştir. Bu öteleme olayları Şıhlar fayının aktif olduğunu göstermektedir.

Saytepe Fayı: Koyulhisar ilçe merkezinin hemen kuzeyinde bulunan Saytepenin yaklaşık 1-1.5 km. batısından başlayarak D-B doğrultuda doğuya doğru devam eden fay, Kayaören köyünün kuzeybatısında iki kola ayrılmaktadır. Fay Şıhlar, Düdenyaylası, Erdambaba ve Koyulhisar formasyonlarını kesmektedir.

Çamlıyaka Fayı: Çamlıyaka köyünün doğusunda yer alan fay Koyulhisar çöküntüsünün batı kenarını oluşturmaktadır. Çamlıyaka fayı yaklaşık 4 km. uzunluğunda, kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu sol-yanal ve bölgedeki diğer faylara antitetik olarak gelişmiştir.

Bölgedeki bu faylar, bölgenin jeolojik ve litolojik özellikleri de göz önüne alındığında meydana gelen heyelanları tetikler niteliktedir. Özellikle Koyulhisar formasyonu içerisinde yer alan talus ve fay terası çökelleri bu aktif faylar sayesinde hareketlilik kazanmakta ve suya doyan zeminde hareketlenerek heyelanları oluşturmaktadır.

Koyulhisar ilçe merkezi ve yakın çevresinde Eosen yaşlı killi seviyeler, Alt Miyosen yaşlı killi ve jipsli seviyeler ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı teras çökellerinin gözleendiği alanlarda çok büyük eski heyelan kütlelerinin varlığı önceki çalışmalardan bilinmektedir. Bu heyelanların çoğu genel olarak dairesel-dönme şeklinde bir mekanizmaya sahiptir. Koyulhisar ilçe merkezi dairesel-dönme şeklinde meydana gelmiş eski bir heyelan üzerinde bulunmaktadır. Koyulhisar'ın üzerinde bulunduğu eski heyelan külesinin önü açık olup, geçen zaman içerisinde sürekli aktivitesini sürdürmüştür. Ancak bu aktivite külesel olmayıp, genellikle ana kütle üzerinde meydana gelen lokal heyelanlar şeklinde olduğu belirlenmiştir (Yılmaz, 2001).

4. HEYELAN ARAŞTIRMASI İÇİN KULLANILAN JEOFİZİK YÖNTEMLER

Çalışma kapsamında heyelan alanında iki farklı jeofizik yöntem ve üç farklı ölçü alma tekniği kullanılmıştır. Bu yöntemler, sismik ve elektromanyetik yöntemlerdir. Sismik yöntemler çok çeşitli olup, bunlardan SRT tekniği ile sismik veri toplanmıştır. Elektromanyetik yöntemler de çok çeşitlidir. Bu çalışmada ise sığ araştırmalara oldukça duyarlı yüksek çözünürlüklü GPR yöntemi tercih edilmiştir. Bu çalışmalar daha sonra öncel jeolojik ve heyelan bilgileri ilişkilendirilerek birlikte değerlendirilmiştir.

4.1. Sismik Yöntemler

Sismik yöntemlerle yerkürenin katı, sıvı ve gaz gibi ortamlarında bir enerji kaynağının meydana getirdiği sismik dalgaların oluşumları ve dalgaların yayılma hareketleri incelenebilir. Bu amaçla sismik yöntemlerin birbirinden farklı uygulamaları geliştirilmiştir. Bu uygulamalardan herhangi biri ve buna uygun sismik cihaz ve teknik ekipman seçilerek yapılan bir arazi çalışmasında oluşan sismik dalgaların sismik sinyalleri yol-zaman grafikleri olarak kaydedilmektedir. Bu kayıtlar jeofizik modelleme yapmak için kullanılan verilerdir. Modelleme sonucunda elde edilen yer içi jeofizik özelliklerini ortaya koyan sismik yer modelleri ise jeoloji ile birlikte yorumlanmak üzere kullanılmaktadır.

Bilindiği gibi sismik yöntemler yeryüzünde yerkürenin merkezine kadar inceleme ve araştırma yapabilen jeofizik mühendisliğinin en kapsamlı ve en yaygın kullanılan yöntemlerinden biridir. Bunun bir nedeni de çok farklı amaçlar için kullanılmak üzere çok çeşitli sismik uygulamaların geliştirilmiş olmasıdır. Sismik araştırmalarda sismik dalgalar, kontrollü bir kaynak tarafından oluşturulurlar ve bu dalgalar yeraltı boyunca yayılırlar. Bazı dalgalar, yeraltındaki jeolojik sınırlardan kırılarak veya yansiyarak yüzeye döner. Yüzey boyunca dizilmiş jeofonlar yüzeye geri dönen bu dalgaları kaydederek yeraltının özelliklerini tespit etmektir. Böylece kaynaktan farklı uzaklıklardaki dalgaların seyahat zamanını ölçülerek, modellemede bu seyahat zamanlarının derinlik değerlerine dönüştürülmesi ile yerin jeolojik yapısı ve sismik hız bilgileri ile ilgili bilgiler elde edebilmektedir.

Sismik araştırmalar ilk olarak 1920'lerde yapılmıştır ve günümüze kadar da önemli ölçüde artarak devam etmiştir. Yöntem ve tekniklerin teknolojidaki gelişmelere paralel olarak ve sığ-derin araştırma türleri açısından da uygulama alanı genişlemiştir. Böylece küçük ve büyük ölçekte sismik çalışmalar yapmak mümkün olmuştur. Bu gelişmelerle hem sığ hem de derin araştırmalar başarıyla yapılabilmiiştir.

Sismik araştırmalar, özel kayıt sistemleri ve ilişkili veri işleme ve yorumlama teknikleri geliştirmek amacıyla da yapılmaktadır. Sismik yöntemler, yeraltı sınırlarını algılama ve haritalamada normal, basit bir geometriyi içeren arama problemlerinde yaygın olarak uygulanmaktadır. Bunun yanı sıra yakın yüzey sediment (kel) katmanlarının haritalanmasında, su tabakalarının konumlarını belirlemede ve mühendislikte ana kaya derinliğinin belirlenmesi de dahil olmak üzere bir çok yer araştırmasında en sık kullanılan jeofizik yöntemlerdendir. Ayrıca sismik araştırmalar, karada olduğu gibi denizde de yapılabilmektedir.

Sismik dalgalar kaya parçacıklarının titreşimi ile iletilen akustik bir enerjidir. Düşük enerjili dalgalar, kaya kütlesinden ayrılırken neredeyse elastiktir. Milson'a (2003) göre sismik kaynağa yakın ise kaya kütlesi parçalanabilir ve kalıcı olarak bozulabilir. Sismik dalga yer içinden geçerken geçici olarak bir miktar yer değiştirmeye ve çok az miktarda hacim değişimine yani deformatsyona sebep olur. Bu nedenle yerin titreşiminde dalga şekli görülemez. Yer iinin homojen olduğu ortamlarda enerji kaynağından yayılan sismik dalgalar yarı küresel olarak yayılırlar. Dalga cephesinin sismik hızı dalğanın yayıldığı ortamın mühendislik özelliklerinin bir fonksiyonu olmaktadır (Keçeli, 2009).

Sismik dalgalar, cisim dalgaları ve yüzey dalgaları olmak üzere iki grupta incelenmektedir. Bunlardan P ve S dalgaları cisim dalgaları olarak adlandırılırlar. Rayleigh ve Love dalgaları ise yüzey dalgaları olarak adlandırılırlar. Bu dalga türleri yayılma doğrultularına göre farklı titreşim türlerine sahiptirler. P dalgası yayılma doğrultusu boyunca yayılma doğrultusuna paralel ilerler ve kayıtçıya ilk gelen dalgalardır. S dalgası yayılma doğrultusuna dik olarak hareket eder ve P dalgasından sonra kayıtçıya ilk gelen dalgadır. Bu nedenle hızları P dalgasına göre daha düşüktür. S dalgasının yer yüzeyindeki yansımaları sonucu ise yüzey dalgaları olarak ifade

edilen Rayleigh ve Love dalgaları oluşmaktadır. Bu dalgalar ise kayıtçıya en son gelen dalgalardır. Bu sismik dalgaların hepsinde sismik dalganın yayılma hızı aşağıdaki özelliklere bağlı olarak değişmektedir.

1. Litolojik özellikler: Formasyon dokusu (hacim, şekil, tür, miktar, çeşit ve tane dağılımı), kil miktarı, sıklık ve çimentolaşma ile ilgili özelliklerdir.
2. Fiziksel özellikler: Gözeneklilik, geçirgenlik, yoğunluk, doygunluk (satürasyon) cinsi ve derecesi, basınç ve sıcaklık gibi özellikleri kapsamaktadır.
3. Elastik özellikler: Kayma modülü, elastisite modülü, sıkışmama modülü, gözeneklilik, lame sabiti gibi dinamik elastik parametrelere bağlı özelliklerdir. Yer içinde bu özellikler her yerde farklıdır.

Çeşitli kaya türlerine ve yere göre sismik hızlar farklıdır. P ve S dalgalarının sismik hızları için Çizelge 4.1'de görüldüğü gibi bu hızların farklı olduğu ve S dalgasının sıvı ortamlarda yayılmama özelliğinden dolayı, hava ve su ortamlarında sıfır değerli olduğu görülmektedir. Dolayısıyla homojen hava ve su ortamlarının kayma direnci olmadığından bu tür ortamlar hariç, S dalgası da her tür ortamda yayılabilir. Ancak aynı ortam için P dalgası hızları ile karşılaştırıldığında P dalgasına göre daha düşük hızlarla yayılmaktadır.

Çizelge 4.1. Bazı zemin ve kaya türlerinin sismik hızları (Keçeli, 2009).

Zemin ve kaya türü	P sıkışma veya boyuna dalga hızı (V_p), m/sn	S kayma veya enine dalga hızı (V_s), m/sn
Hava	340	0
Su	1400-1500	0
Petrol	1300-1400	0
Alüvyon	500	100
Alüvyal kil	210-600	70-150
Kil	1000-2500	-
Göl silti ve kili	150	450
Kuru kum	100-200	
Gevşek kum	600-1800	150-500
Göl kumu	700	110
Çamur taşı	600-1900	300-700
Kireçtaşı	1200-6190	600-3350
Jips	200-3500	
Kaya tuzu	4500-5000	-

Sismik dalgaları elde etmede kaynaklar doğal ve yapay olabilmektedir. Doğal sismik kaynaklar, depremler ve mikrotitreşimlerdir (mikrotremör). Yapay enerji kaynakları ise patlatma, kütle düşürme ve balyozdur. Bu tez çalışmasında ise sığ sismik kırılma

çalışmalarında en çok tercih edilen enerji kaynağı olarak 8 kg'lık balyoz kullanılmıştır. Balyoz ile sismik enerji üretmede, zemin üzerine yatay olarak yerleştirilmiş sert alüminyum veya ham demir plaka dik olacak şekilde balyozla vurularak üretilmektedir. Oluşturulan yer sarsıntısını elektrik sinyaline dönüştüren alıcı alete ise jeofon denir. P dalgasını ve S dalgasını algılayan iki tür jeofon vardır. P jeofonu yer hareketinin düşey bileşenini algılar. Bu nedenle de düşey jeofon olarak da adlandırılır. S jeofonu ise yer hareketinin yatay bileşenini algılar bu nedenle yatay jeofon olarak adlandırılır.

Sismik kırılma yöntemlerinde önemli diğer bir konu ise atışlardır. Bu yöntemlerde iki tür atış vardır. Bunlar profil atışları ve yelpaze atışlarıdır. Profil atışları, belirli bir katmanın alt ya da üst sınırını, fayları, yanal değişimleri saptamak için kullanılır. Yelpaze atışı ise, çok derin olmayan tuz domlarının incelenmesinde kırılma atışlarının özel bir şekli olarak kullanılır. Bu çalışmada tabaka sınırlarını belirleyebilmek için profil atış tekniği kullanılmıştır.

Sismik yöntemler genel olarak sismik kırılma ve yansıma olmak üzere ikiye ayrılırlar. Hem yansıma hem de kırılma yöntemleri kayaçların elastik özelliklerindeki farklılıklar hakkında bilgi sahibi olmamızı sağlar. Ancak sismik kırılma yöntemleri çok çeşitlidir. Bu yöntemleri klasik sismik yöntemler ve modern tomografi yöntemleri olarak iki gruba ayırabiliriz. Klasik sismik yöntemler düz, ters ve orta atışlardan biri, ikisi veya hepsi kullanılarak uygulanmaktadır. Tomografi yöntemleri ise kırılma tomografisi, MASW, Remi, vb. yöntemlerdir. Bu çalışmada ise tomografi yöntemlerinden kırılma tomografisi kullanılarak sismik çalışmalar yapılmıştır.

4.1.1. Sismik kırılma tomografisi (SRT)

Sismik kırılma yönteminin tomografi uygulaması olarak yapılan ve kısaca SRT (Seismic Refraction Tomography) adı verilen bu uygulamada, klasik sismikte olduğu gibi arazide sismik ölçü almada ilk varışlar ve seyahat zamanı ölçümlerine dayanarak yapılmaktadır. Bir gerecin sismik hızı o gerecin mekanik özelliklerinin bir fonksiyonu olduğundan, kayan gerecin fiziksel özelliklerini belirlemek ve kayma yüzeyinin tanımlanması ile heyelan araştırmalarında iyi sonuçlar vermektedir. Bu nedenle farklı uygulamaları olan sismik tomografi yöntemleri bu tür çalışmalarda önemli ölçüde yer almaktadır.

Sismik kırılma yöntemi ilk kez petrol aramak amacıyla 1920 yılında kullanılmaya başlanmıştır. 1950’li yıllarda sismik yansımada Ortak Orta Nokta’nın (CMP-Common Mid Point) gelişmesiyle petrol aramalarda sismik kırılma yönteminin kullanımı azalmıştır. Buna rağmen 1950’li yıllardan sonra kırılma yönteminde derin karmaşık yapıların belirlenmesinde oldukça önemli gelişmeler olmuştur. 1980 yılından itibaren sismik kırılma yönteminde kullanılan cihazlar ve veri işlem tekniklerindeki gelişmeler sonucu mühendislik ve çevre sorunlarının çözümünde de bu yöntem yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Böylece sismik kırılma tomografi ve sismik kırılma yöntemi jeoteknik, çevre ve yer altı suyu problemlerinin çözümüne ve sığ derinliklerin yapısal özelliklerinin haritalanmasına kadar pek çok araştırma türü için uygulanan bir yöntem haline gelmiştir.

Sismoloji’de 1970’li yıllara kadar bölgesel ölçekli çalışmalarda zaman-uzaklık (t-x) grafiklerinden yararlanılarak, yer içinin hız yapısı incelenerek, sınırlı ölçüde bilgiler sağlanabilmekteydi. Bununla birlikte aynı yıllarda iyi dağılım gösteren istasyon ağlarında standart yer modelinden yararlanılarak hesaplanan sismik dalğanın seyahat zamanı farklarından, yeraltının hız dağılımının bulunabilmesine yönelik çalışmalar yapılmıştır. Böylece elastik dalga hızı dağılımının yer içinde üç boyutlu olarak incelenmesi ile “sismik tomografi” yöntemleri geliştirilmiştir. Bu gelişmeler olurken sismik tomografi yöntemleri 2B modellemenin yanı sıra 3B olarak da modellenebilir olmuştur (Küleli ve Canitez, 1997). 2B ve 3B sismik çalışmalar hem veri toplama açısından, hem de modelleme açısından günümüzde artık kolaylıkla ve ileri bir teknoloji ile yapılabilmektedir. Bu nedenle günümüzde uygulama için daha çok tercih edilmektedir.

Daha öncede yazıldığı gibi sismik kırılma yöntemi, bir noktadan yere enerji verilmesiyle yer içinde elastik dalgaların yayılması ve profil boyunca dizilen alıcılar tarafından algılanıp kaydedilmesi esasına dayanır. Her bir dalğanın gidiş-dönüş zamanı seyahat zamanı olarak kaydedilmektedir. Dalğanın seyahat zamanı ve aldığı yol bilgilerinden yola çıkarak hızı hesaplanmaktadır. Buna göre hız denklemi en genel hali ile [4.1] eşitliğinde verilmektedir.

$$v = \frac{x}{t} \quad [4.1]$$

Bu eşitlikte v , sismik hızdır ve birimi yüzey sismik çalışmaları için m/s'dir. Sismik dalga türüne göre elde edilen hız türleri de farklı olmaktadır. [4.1] eşitliğinde t ise zaman olup, ölçümde ms olan birim veri değerlendirme ile sn'ye dönüştürülerek kullanılmaktadır. x ise sinyalin gücüne bağlı olarak t zaman için olan yol olup, birimi m'dir. Sismik ölçümlerde $x-t$, yol-zaman grafiği olarak sismik sinyale karşılık gelmektedir. Veri işlem aşamasında sismik hızları hesaplamak amacıyla kullanılmaktadır. Elde edilen bu hız bilgileri ile tabaka kalınlıkları belirlenmektedir.

Yöntem uygulanırken dikkat edilmesi gereken bazı durumlar bulunmaktadır. Bunlardan en önemlisi, verinin yapay gürültü kaynaklarının etkisinden veri işlemler uygulanarak arındırılmasıdır. Diğer durum ise ölçüm yapılan profil boyu etkin deriliğinin en az üç katı olmalıdır. Ancak jeoteknik amaçlar için yapılan sismik çalışmalarda genellikle metal plaka (alüminyum veya demir) üzerine balyozla vurularak kaynak elde edilmektedir. Ayrıca kaynak sinyali kaydedilen sinyallerle ilişkilendirilmektedir. Bu amaçla sismik modellemede, kaydedilen sinyallerin Sinyal/Gürültü (S/N, Signal/Noise) oranları arttırılmaktadır. Çünkü S/N oranının yüksek olması istenir. Eğer bu oran düşükse kötü kayıt elde edilmektedir. Ayrımlılığı elde etmede yüksek frekanslı bir kaynak ile dizilim boyu veri kayıtlarını etkiler. Bu durumda enerji kaybı nedeniyle derinlerden ayrıntılı ayrımlılık elde etmek zordur. Düşük frekanslarda ise enerji kaybı olmaz.

Sismik kırılma yönteminin esasları ise Fermant ve Snell kanunlarına dayanmaktadır. Fermant kanunu, dalga cephesine gelen dik ışın yollarının geometrisiyle ilgilidir. Herhangi bir ışının, iki nokta arasındaki uzaklığı en kısa zamanda ve en kısa yoldan tamamlamasına dayanır. Snell yasası ise sismik dalga içinde kırılma koşullarını açıklayan bir yasadır. Buna göre bir sismik dalga ışını iki farklı ortamın bir ara yüzeyine geldiğinde, ara yüzeyde sismik enerjinin bir kısmı yansiyarak birinci ortamda yayılır ve diğer kısmı kırılarak ara yüzeyden geçerek ikinci ortamda yayılır. Bu dalga, düzgün iki ortam arasındaki sınırdan geçerken dalganın yayılma doğrultusu ise değişir. Değişimde oluşan açı ile iki farklı ortamın hızları arasındaki ilişki Snell kanunu olarak tanımlanır (Keçeli, 2009).

Sonuç olarak kırılmanın gerçekleşebilmesi için her ortam kendi içinde homojen ve izotrop olmalıdır. Ayrıca kırılma koşulu gereği sismik hızlar derine doğru $V_1 < V_2 < V_3 \dots < V_n$ olarak artar ve her tabakanın kendine ait bir sismik hızı

($V_1 \neq V_2 \neq V_3 \dots \neq V_n$) vardır. Böylece sismik kırılmanın bu özelliği ile yerin tabakalanma durumu ve sismik hızları belirlenebilmektedir.

Sismik yöntemle formasyonun tabakalanma durumu (derinliği, kalınlığı, eğimi) ve tabakaların sismik hızları bulunabilir ve yer modeli 2B olarak sunulabilir. Böylece bulunacak sismik modellerle yeraltı hız yapısı ortaya konularak, tabaka hızları karşılaştırılabilir. Buna göre kayan tabaka ve diğer tabakaların yeri ve hızları görülebilir, jeofizik yorum yapılabilir ve bu yorum daha sonra çalışma alanının jeolojisi ile ilişkilendirilerek jeolojik yorum da yapılabilir.

4.1. Elektromanyetik (EM) Yöntemler

Elektromanyetik (EM) yöntemler, bir kaynaktan yayılan değişken elektrik ve manyetik alan şiddetlerinin oluşturduğu elektromanyetik dalgaların yer tabakalarının verdiği tepkisine dayanır. Çoğunlukla yüksek frekanslı değişken akım (AC, Alternative Current) yere verilir ve örtülü kayaçlar tarafından etkilenen gerilimlerdeki kuvvet ve faz kayması yüzeyde veya havada saptama bobinleri (sarımları) ile ölçülür. Elektromanyetik aramada kablo veya sarımla yere verilen değişken akım, oluşturulan alanın kaynağıdır. Ortamda değişikliğe neden olan bu alanın bozucu etkisini ölçmek temel amaçtır. Ama esas alanın büyüklüğünü de bilmek gerekir.

Elektromanyetik yöntemlerde EM alan ve EM dalga denklemlerinin temeli Maxwell denklemlerine dayanır. Matematiksel anlamda, elektromanyetik alanlar veya elektromanyetik dalgaların davranışı ve yayılımı ile ilgili özellikler Maxwell denklemleri olarak bilinen dört temel denklem ile açıklanmaktadır. Bu denklemler kısmi türevli denklemlerdir ve sınır koşulları ile çözülürler. Ayrıca bu denklemler hem t (zaman) ortam hem de f (frekans) ortamı için bazı yasalara göre elde edilmiş olan denklemlerdir. Ancak GPR yöntemi uygulamasında verilerin toplanması ve verilerin değerlendirilmesi zaman ortamında yapılmaktadır. Bu nedenle aşağıda Maxwell denklemlerinin zaman ortamı için özellikleri anlatılmaktadır.

1. Maxwell denklemi: Faraday yasasına göre manyetik alanın (H) zamanla değişimi elektrik alan (E) oluşturur.

$$\text{rot}\vec{E} = \vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad [4.2]$$

2. Maxwell denklemi: Amper yasasına göre bir ortamdan akım geçerse manyetik alan oluşur.

$$\text{rot}\vec{H} = \vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad [4.3]$$

3. Maxwell denklemi: Selenoidal B ile açıklanmaktadır. Herhangi bir kapalı yüzeyden çıkan toplam manyetik akı sıfırdır. Dolayısıyla manyetik kutuplar olmadığından, manyetik indüksiyon çizgileri süreklidir.

$$\text{div}\vec{B} = \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad [4.4]$$

4. Maxwell denklemi: Coulomb yasası ile açıklanmaktadır. Buna göre elektrik yüklerden elektrik alan çizgileri çıkmaktadır. Dolayısıyla elektrik alan başlar ve elektriklenir olur.

$$\text{div}\vec{D} = \vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho \quad [4.5]$$

Bu denklemlerden yararlanılarak zaman ortamı için EM dalga denklemleri elde edilmektedir. Bu denklemlerden zaman ortamı için olan “**zaman ortamı EM dalga denklemleri**” ise aşağıda verilmektedir.

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \epsilon\mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad [4.6]$$

$$\nabla^2 \vec{H} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \epsilon\mu \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \quad [4.7]$$

Böylece jeofizik uygulamalarda EM dalgaların yer içindeki yayılım ilkeleri kullanılarak yer altı yapısı ve yeri oluşturan kayaçların fiziksel özellikleri bulunabilir (Özel, 2005).

4.2.1. Elektromanyetik (EM) Dalga ve Alan Teorisi

Elektromanyetik (EM) dalgalar birbirine dik E ve H'ların oluşturduğu ve bir doğrultu boyunca yayılan bir düzlemsel dalgadır. Bu dalgalar ise EM alanlarını oluşturan

dalgalarıdır. Ayrıca her dalga'nın bir genliği, periyodu, frekansı, dalga sayısı ve dalga boyu vardır. Buna göre bir EM dalga'nın genliği, dalga'nın meydana getirdiği maksimum yer değiştirmedir. **Periyod (T)**, dalga'nın bir devrini tamamlaması için geçen zaman olup, birimi **ns** (nanosaniye) dir. Periyodun tersi olan **frekans (f)** ise birim zamandaki devir sayısı olup, birimi **MHz** dir. Diğer önemli parametre ise, **açısal frekans (w)** olup, radyan cinsinden frekanstır. Bu nedenle birimi **rad** olup, **w=2πf** ile ifade edilmektedir. Bir EM dalga'nın uzaydaki genişliğinin bir ölçüsü olan dalga boyu parametresi ise dalga'nın bir devrini (bir tepeden öbür tepe noktasına veya bir çukurdan öbür çukur noktasına) tamamladığı uzaklıktır ve birimi m'dir. EM dalga parametrelerinden sonuncusu ise dalga sayısı olup, birim uzaklıktaki devir sayısı ile ifade edilmektedir.

Bu parametreler ışığında bir doğrultu boyunca yayılım gösteren EM dalgalar yeniden tanımlanacak olursa, EM dalgalar ortamın fiziksel özelliklerine bağlı olarak yayılım gösteren dalgalarıdır. Bilindiği gibi EM dalga vardır ve boşlukta **c** hızıyla yayılmaktadır. **c** hızı ise dielektrik sabiti (**E**) ve manyetik geçirgenlik (**μ**) ile ilişkili olarak hesaplanmaktadır. Buna göre bu hız,

$$c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} \quad [4.8]$$

denklemleri ile ifade edilmektedir. Bu denklemde ϵ_0 boşluğın dielektrik sabiti ve birimi F/m, μ_0 ise boşluğın manyetik geçirgenliği ve birimi H/m olup, $c \approx 3 \times 10^8$ m/s olarak hesaplanmıştır. Elektromanyetik dalga madde içinde yayılırsa EM dalga hızı,

$$v_{EM} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \mu}} \quad [4.9]$$

olarak verilir. ϵ maddenin dielektrik sabitini ve μ maddenin manyetik geçirgenliği göstermektedir. Maddenin göreceli dielektrik sabiti ϵ_r ve maddenin göreceli manyetik geçirgenliği μ_r olarak tanımlanırsa,

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad [4.10]$$

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} \quad [4.11]$$

denklemleri ile hız bağıntısı tekrar yazılırsa malzemenin içinde seyahat eden EM dalga hızı;

$$v_{EM} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \quad [4.12]$$

olarak ifade edilebilir. [4.5] bağıntısında belirtildiği üzere EM dalga hızı, göreceli dielektrik sabiti ve göreceli manyetik geçirgenliğin bir fonksiyonudur. Elektromanyetik dalga için sönümlenme ve empedans bağıntıları ise aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad [4.13]$$

$$z = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad [4.14]$$

Bu denklemde α : sönümlenme, σ : elektriksel öz iletkenlik olup, birimi S/m ve z : empedans olup birimi Ohm'dur. Boşluğun empedansı ise

$$z_0 = \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}} = 377 \text{ Ohm} \quad [4.15]$$

ifade edilir. Boşluğun parametre değerleri bilindiğine göre 377 Ohm olarak boşluk empedans değeri bulunabilir.

[4.5] ve [4.8] denklemlerine göre dielektrik sabitinin değişimi ile hızın değişimi etkilenir ve iletkenliğin sönümlenme üzerinde büyük bir etkiye sahip olduğu söylenebilir. Bundan dolayı yer radarı yöntemi, kum ve çakıl karışımı (göreceli olarak direnç gösterme eğilimde olan) bölgelerde oldukça iyi sonuçlar verdiği ortaya koymuştur. Fakat elektriksel olarak iletken kil malzemesinin olduğu bölgelerde ise yer radarının kullanımı sınırlıdır. %5 - %10 oranında kil içeren gereçler yer radarının nüfuz derinliğini 1 m'den daha aza düşürebilir (Walther vd., 1986; Knight, 2001).

Sonuç olarak GPR yöntemi ile malzemenin veya tabakanın EM dalga hızı ve dielektrik geçirgenlik hesaplanabilmekte, tabaka sınırları, derinlikleri, eğimi

belirlenebilmektedir. Bu nedenle bu çalışmada yorumlamaya katkı sağlamak için GPR yöntemi de uygulanmıştır.

4.2.2. Yer Radarı (GPR) Yöntemi

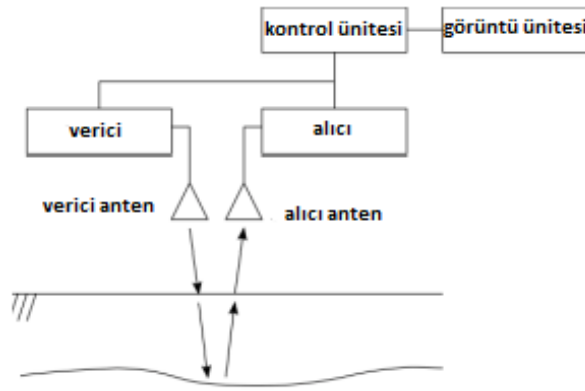
Yer radarı (GPR-Ground Penetrating Radar) yöntemi, elektromanyetik (EM) dalga spektrumundaki radyo dalgalarını kaynak olarak kullanarak bir doğrultu boyunca elektromanyetik dalgaların yansımaları şeklinde ölçü alan ve yüksek frekanstan dolayı sığ amaçlı çalışmalarda jeofizik biliminde kullanılan önemli bir yöntemdir. Ölçü almada kullanılan kaynağın EM dalga olması nedeniyle jeofizik yöntemler içerisinde EM yöntemler içinde yer almaktadır. Ölçü alma biçiminin sismik yansıma yöntemine benzemesi nedeniyle de GPR yöntemine EM yansıma yöntemi de denilmektedir.

EM yöntemler kaynağın yapay veya doğal olmasına veya sığ ve derin amaçlı arama yapılması durumuna göre çok çeşitli yöntemlerden oluşur. GPR yöntemi ise bu yöntemler içerisinde kaynak olarak yüksek frekanslı EM dalga kullanıldığı için yüzeye yakın araştırmalarda kullanılan bir yöntemdir. Yöntemde belirlenen bir doğrultu ya da birden fazla doğrultular boyunca ölçü alınabilmektedir. Böylece çalışmanın amacına göre istenirse 2B ve 3B veri oluşturularak modellemede 2B ve 3B GPR modeli elde etmek de mümkündür. Ayrıca günümüzde çok kanallı olarak da uygulanabilen bir yöntemdir.

GPR yöntemi başlıca yapısal araştırmalarda toprak stratigrafisinin ortaya çıkarılmasında (Davis ve Annan, 1989), yüzeye yakın jeolojik birimlerin tespitinde (Kadioğlu, 2003), fay, kırık ve çatlakların haritalanmasında (Aldaş vd., 2003; 2004; Slater ve Niemi, 2003; Green vd., 2003), derin ve sığ yeraltı karstik boşluklarının ve erime alanlarının aranmasında (Kadioğlu, 2004; Uluggerli vd., 2004; Özel, 2013), yeraltı su seviyesinin tespitinde (Bano vd., 2000; Dannowski ve Yaramancı, 1999; Aspiron ve Aigner, 1999; Harari, 1996, Benson, 1995; Özel, 2013), yüzeye yakın sıvı hidrokarbon aramalarında (Changryol vd., 2000) kullanılır. Bununla birlikte arkeolojik çalışmalarda tapınak, mezar, duvar, temel ve benzeri tarihi kalıntıların bulunmasında (Saka vd., 2003; Cezar vd., 2001; Sambuelli, vd., 1999, Hruska ve Fuchs, 1999), metalik meteryal arama çalışmalarında yeraltında gömülü boru, boru hattı, su veya akaryakıt tankı ve eski endüstriyel atık alanlarının tespitlerinde (Kadioğlu ve Daniels, 2002; 2004), zemin araştırmalarında, tünel araştırmalarında karayolu, demiryolu, su tünelleri, tüp geçitler, maden galerileri içinde duvar

cephelerinin sağlamlık tespitinde, galeri içinde bozunmuş zon ve cevher aramada, galeri ilerleme yönü tespitlerinde (Kadioğlu vd., 2003; Cardelli vd., 2002) ve yeraltındaki insan kalıntılarını aramada (Hammon vd., 2000) kullanılmaktadır. Dolayısıyla uygulamadaki kolaylıklar ve kullanım alanının geniş olması nedeniyle yöntem günümüzde önemli bir başarı kazanmıştır ve sıklıkla kullanılan bir jeofizik yöntem olmuştur. Bunun bir nedeni de yüksek çözünürlüklü bir yöntem olmasından dolayı yeraltının sığ kesimlerinin araştırılmasında en çok tercih edilen yöntem olmasdır.

GPR yönteminin ölçüm prensibi, yere uygulanan yüksek frekanslı elektromanyetik dalgaların geçirgenliğine dayanmaktadır ve yayılan titreşimlerin uzaklık-seyahat zamanları alıcı antenler tarafından iz (im, sinyal) olarak kaydedilir. Standart yer radarı sistemleri verici ve alıcı antenden oluşur. Yüksek frekanslı (50 MHz ile 1GHz arasındaki) elektromanyetik titreşimler, verici anten yardımıyla yer içinde yayılarak ilerlemektedir (şekil 4.1).

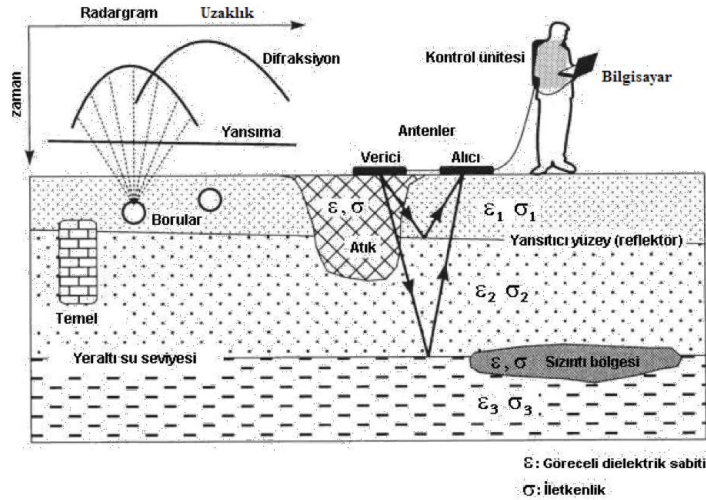


şekil 4.1. GPR sisteminin diyagramı (Takahashi vd., 2012'den düzenlenmiştir).

GPR uygulamasında kullanılan GPR ls ekipmanı genel olarak bir alıcı anten, bir verici anten ve bir bilgisayardan oluşmaktadır (şekil 4.1 ve 4.2). Verici antenin merkez frekansı 10 MHz ile 2.6 GHz arasında değişmektedir. Ancak veri toplamada yeraltına gönderilen sinyal zamanın fonksiyonu olarak kaydedilmektedir. Sığ derinliklerden yansarak kaydedilen sinyaller radargram (radar izi) olarak adlandırılırlar ve zaman birimi ns (nanosaniye)'dir. Yer içinde ilerleyen dalgalar anomali verecek herhangi bir nesne ile karşılaştıklarında yansıma veya saçılmaya

uğrayarak tekrar yukarı çıkarlar ve yüzeydeki alıcı anten, kontrol ünitesi ve kayıtçı yardımı ile zamanın bir fonksiyonu olarak kayıt edilirler (Kadioğlu, 2004). Bu kayıtlar daha sonra uygun yazılımlarda modellenerek zaman-uzaklık ve derinlik-uzaklık 2B yer modelleri olarak elde edilmektedirler. Yorumlar ise bu modeller üzerinden yapılmaktadır.

Şekil 4.2'deki kontrol ünitesi, radar sinyal üretimini ve daha sonra bir zaman fonksiyonu olarak gelen sinyalleri kontrol eder. Sistemin verici antenini içine alan elektronik bileşen çok kısa sürede yüksek voltajda bir sinyal üretir. Verici anten bu sinyalin yer içinde yayılmasını sağlar. Verici elektroniği ve verici anten çifti yayılan sinyalin frekansını ve şeklini belirler. Alıcı elektroniği ve anteni özelliklerine göre tanımlıdır. Yer içinde yansımış veya saçılmış sinyal anten aracılığıyla alıcı elektroniğine ulaştırılır. Amaç zamanın bir fonksiyonu olarak gelen sinyalin genliğini ölçmektedir. Kayıt ünitesi alıcı ünitesinden gelen sinyali kaydeder. Gösterim ünitesi ise her bir kayıt noktasında elde edilen sinyalin kayıt ekranında görüntülenmesini sağlar (Kadioğlu, 2005).



Şekil 4.2. Yer radarının çalışma prensipleri (Kaplanvural, 2011).

GPR, ilk kez 1926 yılında Hülsenberg tarafından radyo dalgaları kullanılarak yeri belli olmayan nesnelerin araştırılması ile başlayan ilk GPR uygulamaları 1940- 1950 yılları arasında II. Dünya Savaşı sırasında yeraltı araştırmaları ile devam etmiştir. Yine bu tarihler arasında kutuplardaki buz kalınlığını belirlemede ve gezegen araştırmalarında da kullanılmıştır. 1970'den günümüze kadar yakın yüzey

araştırmalarında sık kullanılan bir yöntem haline gelmiştir. Böylece yöntemin diğer bir önemli özelliği ise birçok alanda kullanılabilir olması olmuştur (Çizelge 4.2).

Çizelge 4.2. GPR yönteminin kullanım alanları (Özkap, 2008)

Araştırma Alanı	Hedeflenen Örnek Yapılar
Zemin araştırmaları	Yol, hava alanı, su kanalı çalışmalarını, yer altı boşluk aramasını
Yapı araştırmaları	Duvar incelemeleri, kolon-kiriş içi demir ve çatlak incelemesi
Arkeolojik araştırmalar	Antik şehir, tapınak, mezar, duvar ve temel aramaları
Alt Yapı araştırmaları	Kanalizasyon, su boruları, sığınak, elektrik ve telefon hatlarının tespiti
Çevresel araştırmalar	Endüstriyel atık, sızıntı ve kaçak alanlarının tespiti
Adli ve Adli Tıp araştırmaları	Adli ve adli tıp araştırmaları, cezaevi firar tünellerinin belirlenmesi, kasa, silah vb. objelerin tespiti, ceset ve toplu mezarların bulunması
Maden araştırmaları	Yüzeğe yakın madenlerin aranması ve rezerv tespiti

Yöntemin kullanımının kolay olması ve çok hızlı veri toplanabilmesi, veri toplama sırasında çalışma alanına herhangi bir zarar vermemesi santimetre düzeyinde hatta milimetre düzeyinde yüksek çözünürlüklü 2B ve 3B olarak yeraltının görüntülenebilmesi, bu yöntemin en büyük avantajlarından dır. Yöntem bu özellikleri nedeniyle son yıllarda sığ araştırmalarda pek çok konuda çalışmak için en çok tercih edilen yöntem haline gelmiştir. GPR yönteminin portatif taşınabilir olması, çevreye herhangi olumsuz bir etki yapmaması, diğer jeofizik yöntemlere göre çok daha hızlı veri toplanabilmesi ve yüksek çözünürlüklü yeraltı görüntüleme yapabilmesi, yöntemin gelecekte de daha başarılı kullanılmaya devam edilmesini sağlayacaktır.

Sonuç olarak GPR yönteminde kullanılan anten düzenekleri çalışmanın amacına göre seçilir. En çok tercih edilen düzenek profile dik ve birbirine paralel anten (cole-cole) düzeneğidir. Kapalı antenlerde bu düzenek özel kutu içine anten aralığı sabit olacak şekilde düzenlenmiştir. Bu düzenek dışında, birbirine ve profil yönüne paralel anten düzenekleri, birbirine ve profil yönüne paralel ardışık anten düzenekleri, birbirine paralel ardışık profil yönüne dik anten düzenekleri ve birbirine dik anten düzenekleri vardır (Annan, 2000). Bu tez çalışmasında ise 250 MHz'lik kapalı antenler kullanılmıştır.

5. JEOFİZİK ARAZİ ÖLÇÜMLERİ VE JEOFİZİK VERİLERİN MODELLENMESİ

Arazi çalışmasında iki farklı jeofizik yöntem kullanılmıştır. Bunlardan sismik yöntemlerden Sismik Kırılma Tomografi (SRT-Seismic Refraction Tomography), elektromanyetik yöntem olarak ise Yer Radarı (GPR-Ground Penetrating Radar) yöntemi kullanılmıştır. Arazide jeofizik çalışmalar için önce heyelan bölgesi A, B ve C olmak üzere üç alana ayrılarak jeofizik ölçümler tamamlanmıştır. Bu çalışma alanlarında jeofizik ölçüler, jeolojik tabakalanma ve topoğrafik özellikler de dikkate alınarak hem KD-GB hem de KB-GD yönlü olarak alınmıştır. Uygulanan yöntemlerde yönteme göre profil boyları 50-60 m'ler arasında değişmektedir. Alanda toplam 14 profil hattı yeri belirlenmiştir. Buna göre sismik çalışmada 14 adet SRT ölçüsü tüm alanlarda alınmıştır. Elektromanyetik çalışmalarda ise 10 profil yer radarı ölçüsü sadece A ve C alanlarında alınmıştır. Dolayısıyla çalışma alanı jeofizik açıdan toplam 24 profil ölçüsüne göre incelenebilmiştir. Bu elde edilen veriler uygun yazılımlarla değerlendirilerek 2B olarak jeofizik modeller elde edilmiştir.

Modelleme çalışmasında SRT verileri, Seisimager ve Seispot programlarında ve GPR verileri ise REFLEXW programında değerlendirilerek 2B yer sismik tomografi ve yer radarı modelleri elde edilmiştir. Topografyanın değişken olması nedeniyle toplanan topoğrafik veriler modellemede topoğrafik düzeltme yapmak için kullanılmıştır. Daha sonra modeller birlikte değerlendirilerek yorum yapılmıştır. Ancak çalışma alanı ile ilgili yeterli jeolojik çalışma bulunmadığından jeofizik yorumlara göre sonuçlar değerlendirilmiştir.

5.1. Sismik Verilerin Toplanması ve Modellenmesi

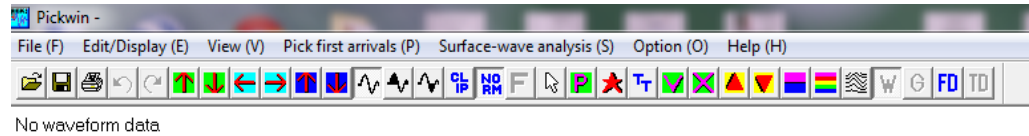
SRT verileri toplanırken arazide profil atış tekniği kullanılmıştır. Kaynak olarak 8 kg ağırlığında balyoz ve demir plaka kullanılmıştır. SRT yöntemi için 12 adet 14 Hz'lik P jeofonları kullanılmış olup, jeofon aralığı 5 m seçilmiştir. Bu çalışmada ofset mesafesi 2.5 m'dir. Örnekleme aralığı 256 ms ve kayıt uzunluğu 512 ms'dir. Belirlenen jeofon aralığında jeofonlar zemine dizilerek sabitlenmiş ve sismik cihazla bağlantıları yapılmıştır. Bağlantılar yapıldıktan sonra 2.5 m olan ofset mesafesinden başlayarak balyozu plakaya düşürerek ve her jeofon arasından vuruş yapılarak ölçümler kaydedilmiştir. Bu çalışma için ölçü alma işlemi, Geometrics firmasının 12 kanallı sismik cihazıyla yapılmıştır. SRT yönteminden elde edilen 2B sismik

tomografi kesitleri elektromanyetik yöntemden elde edilen 2B GPR modelleriyle karşılaştırılıp yorumlanmıştır.

Arazi çalışmasından elde edilen kırılma dalgalarının görüntülenmesi, işlenmesi ve değerlendirilmesi amacıyla SeisImager programı kullanılmıştır. SRT verilerinin ilk varışlarının işaretlenmesi amacıyla Pickwin kullanılmıştır ve ilk varış zamanı verilerinin değerlendirilmesi için ise Plotrefa modülü kullanılmıştır. Kullanılan bu modüller aşağıda kullanım amaçları ve uygulanan veri işlem aşamalarıyla birlikte anlatılmaktadır.

Pickwin modülü: Pickwin modülünün amacı, kaydedilen verinin doğrudan ve kırılarak gelen dalgalarının ilk varışlarının işaretlenmesi ve kaydedilmesidir. Bu modül yardımıyla, kırılma verilerinin görüntülenmesi, ilk varışların işaretlenmesi ve kaydedilmesi, filtre uygulamaları, sismik izlerden elde edilecek yaklaşık hız değerlerinin görüntülenmesi, kaynak-alıcı koordinatlarının düzenlenmesi gibi işlemler yapılabilir.

İlk varışların işaretlenmesi amacıyla kullanılacak olan Pickwin modülündeki işlem aşamalarında önce veri modüle okutulur (Şekil 5.1). Veri okutulduktan sonra verinin kanal sayısını, örnekleme aralığını ve örnekleme sayısını gösteren bir ekran görüntüsü gelir. Bu da verinin hatasız okunduğunu gösterir. Veri okunduktan sonra oluşan ilk grafik programın varsayılan ayarlarında kayıtlı olan eksen ayarlarıdır. Bu ayarları kendi isteğimize göre ayarlamak için View menüsünden Axis Configuration seçilir ve istenen ayarlar yapılır.

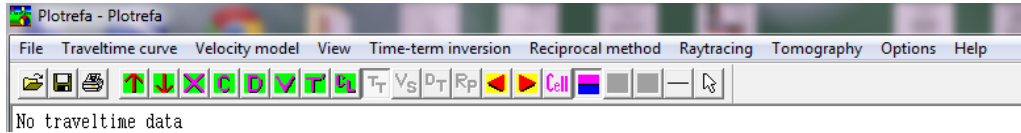


Şekil 5.1. Pickwin modülünün genel görünümü.

Veri okutulduktan sonra karşımıza gelen genlikler her sismik izin otomatik olarak normalize edilmiş halidir. Eğer genlikler ilk varışları belirlemede yetersiz kalıyorsa, genlikler istenen duruma göre artırılabilir ya da azaltılabilir. Ancak genliklerin artırılması durumunda her kanaldaki izlerin birbirine karışması kaçınılmaz olur. Bu durumu engellemek için Clip seçeneği kullanılır.

Pickwin modülünde filtrelemede yapılabilir. Modül yüksek keşişli (high cut) ve alçak keşişli (low cut) filtrelere sahiptir. Yüksek keşişli filtre Ctrl+H tuşuna basılarak uygulanır. Filtrenin ilk uygulama frekansı 1000 Hz'dir. Yeni frekans bir öncekinin 0.8 ile çarpımından elde edilir. Alçak keşişli filtre ise Ctrl+L tuşuna basılarak uygulanır. Filtrenin ilk frekansı 5 Hz'dir. Yeni frekans modülü bir öncekinin 1.5 ile çarpımına eşittir. Modülde ilk varışlar el ile ya da otomatik olarak işaretlenebilir. Bu çalışmada ise ilk varışlar el ile belirlenmiştir. Bunun için Pickwin'deki first arrival time menüsünden pick first arrival manually seçeneği seçilir (Şekil 5.1). Her kanaldaki doğru olduğu düşünülen ilk varışlar işaretlenir. Tüm ilk varışlar işaretlendikten sonra kaydedilir. Kaydedilen dosya artık Plotrefa modülü ile uyumludur.

Plotrefa modülü: Bu modülün amacı, Pickwin yardımıyla belirlediğimiz ilk varış zamanlarının değerlendirilmesidir. Plotrefa modülünde üç farklı değerlendirme yöntemi kullanılabilir. Bunlar, zaman ortamı ters çözümü, genelleştirilmiş karşılıklı atış yöntemi ve tomografi yöntemidir. Bu modül çalıştırıldıktan sonra, önce ilk varış dosyası okutulur (Şekil 5.2). Veriler okutulduktan sonra gelen zaman-uzaklık grafiği, programın varsayılan ayarlarında kayıtlı olan eksen ayarları ile görüntülenir. Bu ayarlar, View menüsündeki Scale sekmesinden istenildiği gibi ayarlanabilir. Eksenleri düzenlenen x-t grafiğinden herhangi bir atış üzerine çift tıkladığında o atışın başlangıç noktasına olan uzaklığı ve derinlik bilgilerinin olduğu bir pencere açılır. Bu pencerede o atışın yapılacak çözümde, aktif veya pasiflik durumuna karar veren Active seçeneği vardır. Active seçeneği kaldırılırsa, o atış yapılacak çözüme dahil edilmeyecektir.



Şekil 5.2. Plotrefa modülünün genel görünümü.

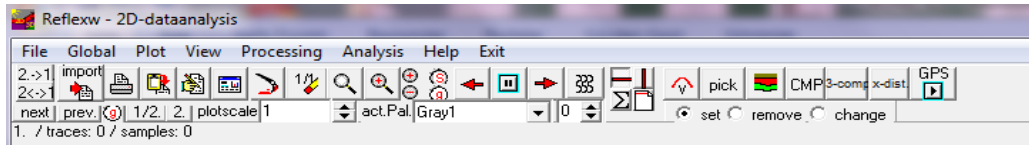
Şekil 5.2'de görülen Velocity Model seçeneği ilk varış zamanlarının yorumlanmasıyla oluşturulan hız modelinin düzenlenmesini sağlar. Bu menü üzerinden oluşturulan hız kesitinin rengi ve tabaka sınırlarının topoğrafyası değiştirilebilir. Modelde yüzey topoğrafyasına ait yükseklik verisi varsa, Use elevation data file sekmesi seçilip, yükseklik verisi bulunduğu konumda

okutulmalıdır. Daha sonra ise yükseklik veri dosyası, Notepad programında iki sütun şeklinde hazırlanıp uzantısında herhangi bir değişiklik yapılmadan kaydedilmelidir. Bu sütunlardan biri jeofon uzaklıkları diğeri ise jeofon yükseklikleridir. Oluşan ilk hız modeli, girilen parametrelere bağlı olarak varsayılan hız değerleriyle oluşur. Tabaka sınırları ve hız değerleri ayarlandıktan sonra Raytracing menüsünden Execute seçeneği seçilerek model oluşturmak için girilen parametrelere bağlı olarak modelin ilk varış zamanlarının ilk tepkisi elde edilir. İlk varış zamanının modüle okutulmasından sonra, bir giriş modeli belirlenmelidir. Bu giriş modeli, zamanların okutulmasından sonra Tomography menüsündeki Generate initial model seçeneği ile oluşturulur. Bu seçenekte profil bilgileri girildikten sonra model parametreleri girilir. Giriş modeli belirlendikten sonra ters çözüm aşamasına geçilir. Ters çözüm (TC) işlemi inversion seçeneğinden yapılır. Yapılan çözümlerle beraber gözlenen seyahat zamanları ile hesaplanan seyahat zamanları birbirine yaklaştırılmaya çalışılır. İstenilen yorum kesitine ulaşıldıktan sonra sonuç hız modeli tabaka modeline çevrilir.

5.2. GPR Verilerinin Toplanması ve Modellenmesi

GPR verileri toplanırken arazide profil atış tekniği kullanılmıştır. GPR profilleri sadece A ve C alanlarındaki SRT profilleri üzerinden toplanmıştır. 250 MHz'lik kapalı anten kullanılmıştır. Ölçü alma işlemi RAMAC2 cihazı ile yapılmıştır. Arazi çalışmasından elde edilen veriler REFLEXW programı yardımıyla modellenmiştir.

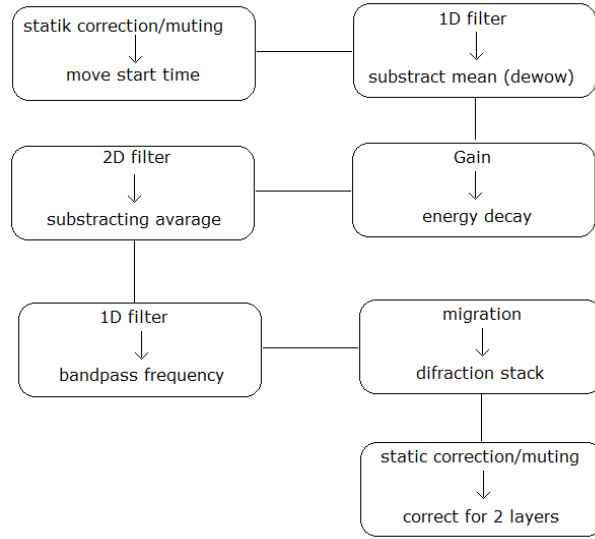
REFLEXW programı, yansıma ve iletim verilerinin işlenmesi ve yorumlanması amacıyla kullanılmaktadır. Özellikle GPR verileri olmak üzere sismik kırılma ve yansıma verilerinin veri işlem aşamasında da REFLEXW programı kullanılmaktadır. Diğer jeofizik yöntemlerde olduğu gibi GPR yönteminde de veri işlem uygulamasının amacı, sinyal/gürültü oranını arttırarak veriyi yorumlamaya hazır hale getirmektir. Bu nedenle bu programda veri değerlendirmek için önce verilerin programa okutulması gerekir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Reflexw programının genel görünümü.

Şekil 5.4'te veri işlem aşamaları ayrıntılı olarak sunulan bu sıralama, bu çalışmanın verilerini değerlendirmek için yine aynı sırada kullanılmıştır. Buna göre Şekil 5.4 incelenirse,

- Statik correction (static düzeltme) işlemi, atış ve alıcıların yükseklik farklarının giderilerek tüm kesitin aynı yatay seviyeye (datum) indirgenmesi işlemidir.
- Muting (istenmeyen alanların atılması) işlemi, veride bulunan ve birincil yansımalarla ilgisi olmayan doğrudan gelen dalgalar ve kırılma dalgaları gibi bazı ilişkili gürültüleri kesitlerden tamamen silerek atılması işlemidir.
- Bandpass filter (Band geçişli süzgeç) frekans süzgeçlemesi, verinin doğrudan doğruya genlik spektrumunun değişmesi işlemidir. Ham veri 0 ile f_N arasında hemen tüm frekans bileşenlerinde, genliklere sahiptir. Bu genliklerin bir kısmı yansıma sinyallerine karşılık gelirken, bir kısmı da doğrudan gürültü bileşenlerinden oluşmaktadır. Sayısal süzgeçler kullanılarak verinin istenilen frekans bileşenleri korunup, istenmeyen frekans bileşenlerindeki genlikler yok edilebilir.
- Gain (kazanç) işlemi, izin zamanla değişerek ölçeklenmesidir. Önce kazanç fonksiyonu belirli zaman pencereleri için tanımlanır ve sonra bu pencere içerisindeki iz genlikleri ile çarpılır. Kazanç sonrası, sığ kısımlardaki yüksek genlikli enerjinin genliği azalır, daha derin kısımlardaki çok düşük genlikli olanların ise genliği yükselir. Böylece çok küçük genliklere sahip geç varışlar görülebilir hale gelir. Kazanç işleminde, geç zamanlardaki yansıma genliklerinin görülebilir hale gelmesi ve verinin bir kısmındaki gürültüyü de güçlendirmesi ise istenmeyen bir durumdur.
- Migration (göç), kesitteki eğimli yansımaları gerçek yerlerine taşıyan ve saçılma enerjisini yok eden dalga denklemi kuramlı bir işlemidir. Migrasyonun amacı, hat boyunca elde edilen yığma kesitini jeolojik kesite benzer hale getirmektir.

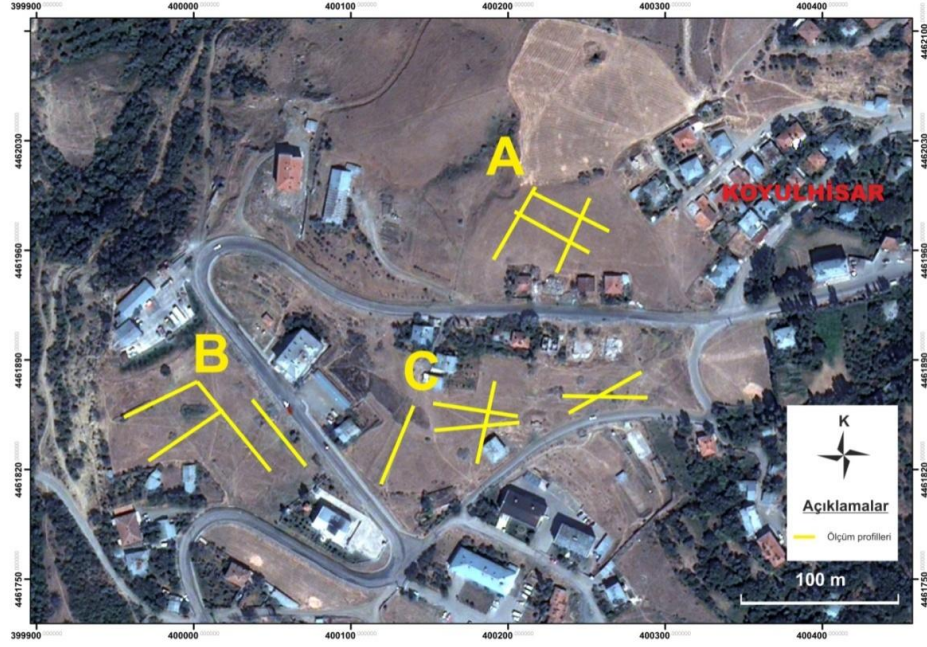


Şekil 5.4. Reflexw programında uygulanan veri işlem aşamaları.

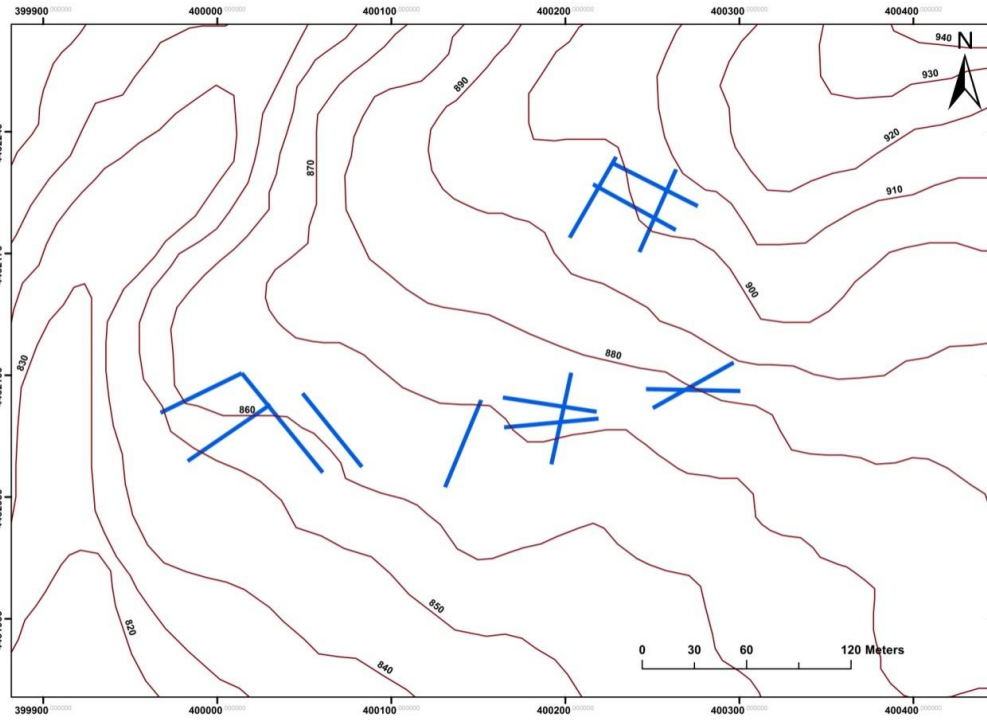
Dolayısıyla veriler bu şekilde değerlendirilerek 2B GPR modelleme işlemi tamamlanmıştır. Ayrıca Statik Correction/Muting menüsündeki Correct for two layers seçeneği ile topografya düzeltmesi de yapılarak modellerde zaman ms'den nanosaniyeye çevrilerek yoruma hazır hale getirilmiştir. Böylece zaman-derinlik modelleri ile yorum yapmak daha kolay olmuştur.

5.3. Modelleme Çalışmalarının Sonuçları

Çalışma alanında jeofizik ölçümlerin A, B ve C alanlarındaki profilleri, uydu haritasına ve topografik haritaya koordinatlarına göre yerleştirilmiştir (Şekil 5.5 ve Şekil 5.6).



Şekil 5.5. Çalışma konusu heyelan alanındaki jeofizik ölçüm profillerinin uydu görüntüsü üzerindeki yerleri.

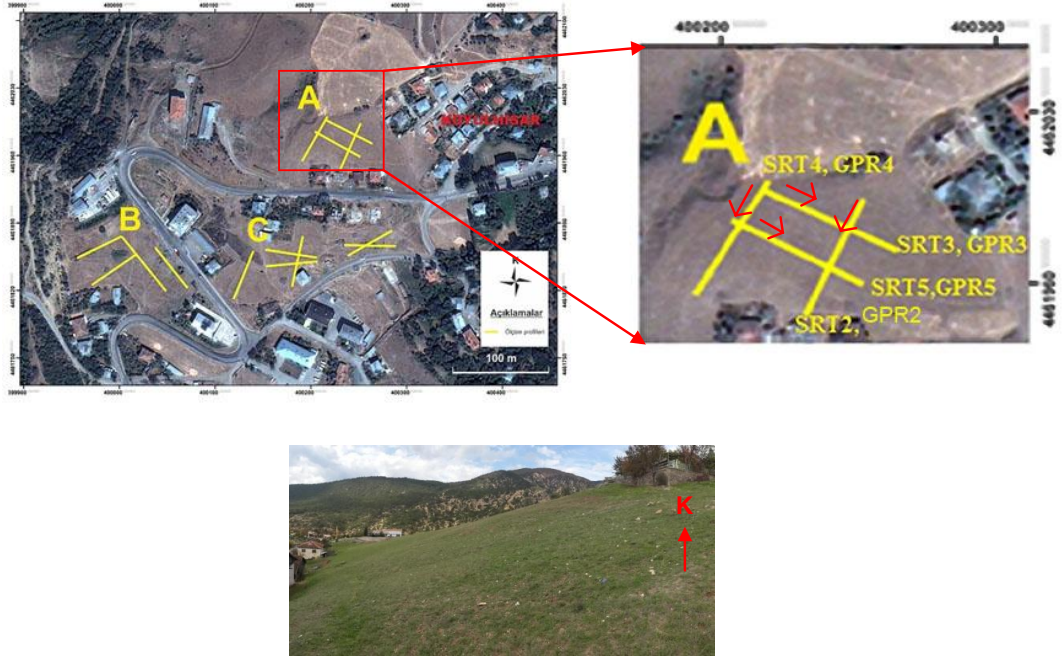


Şekil 5.6. Çalışma konusu heyelan alanındaki jeofizik ölçüm profillerinin topografik haritadaki yerleri.

Şekil 5.5 ve Şekil 5.6’ da yerleri gösterilen jeofizik ölçüm profilleri ile ilgili yapılan jeofizik çalışmaların modelleme sonuçları ise her alan için aşağıda ayrı ayrı sırasıyla anlatılmaktadır.

A ALANI

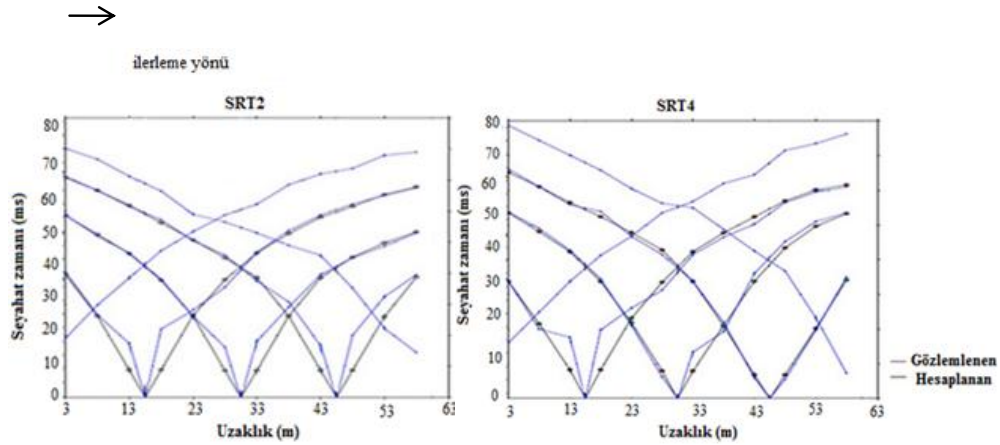
A alanında iki adet yaklaşık KD-GB yönlü (SRT2, SRT4) ve iki adet de KB-GD yönlü (SRT3, SRT5) olmak üzere toplam dört adet SRT ölçüsü elde edilmiştir. Ayrıca A alanında KD-GB yönlü (GPR2 ve GPR4) ve KB-GD yönlü (GPR3 ve GPR5) olmak üzere toplam dört adet de GPR ölçüsü elde edilmiştir (Şekil 5.5 ve Şekil 5.7). Daha sonra bu dokuz ölçünün sonuçları önce sismik sonra GPR modelleri için ayrı ayrı ve birlikte değerlendirilerek yorum yapılmıştır.



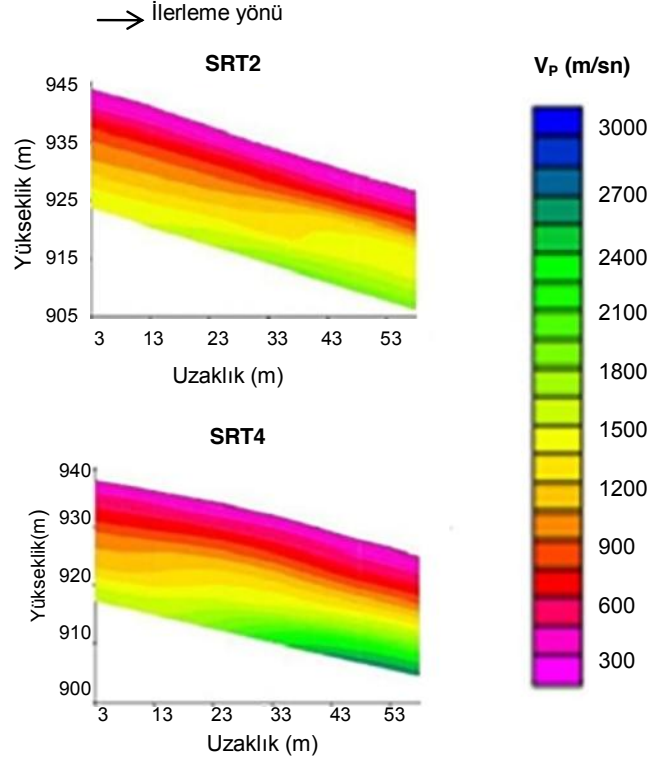
Şekil 5.7. A alanının uydu görüntüsü üzerinde jeofizik profil yerleri ve arazi görüntüsü.

Şekil 5.7’de ayrıntıları gösterilen A alanının önce KD-GB yönlü olan profilleri değerlendirilmiştir. Buna göre jeofizik modelleme çalışmaları sonucunda SRT2 ve SRT4 adlı profillerden 2B sismik tomografi modelleri, GPR2 ve GPR4 adlı profillerden ise 2B GPR modelleri elde edilmiştir. Çalışma alanı topografik olarak düzgün olmadığından toplanan yükseklik değerleri modellemede eklenerek topografik düzeltme de yapılmıştır. Elde edilen bu modeller daha sonra

karşılaştırılmalı olarak değerlendirilip yorumlanmıştır. Buna göre Şekil 5.8'de ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri verilen SRT2 ve SRT4 profillerinin modelleme sonuçları Şekil 5.9'da verilmiştir. Bu modeller incelenirse, 2B TÇ işleminde 30 iterasyon (yineleme) yapılmış ve bunun sonucunda % 3.4 ve 4.5 RMS (Root Mean Square, Ortalama Karekök Hata) hatalarıyla TÇ'de çakışma başarıyla sağlanarak 2B SRT2 ve SRT4 sismik modelleri elde edilmiştir. Bu modellere göre yaklaşık 20 m derinlikten bilgi alınabilmektedir. Şekil 5.9'daki SRT profillerinin 2B sismik V_p -derinlik modellerine göre üç tabakalı ortamlar belirlenmiş olup, tabakaların eğiminin GB'ya doğru 5^0 den daha fazla olduğu görülmüştür. Bu modellere göre üstten alta doğru tabakaların sismik hızlarının derine doğru arttığı ve hızlarının sırasıyla ortalama $V_p=300$ m/sn, $V_p=1000$ m/sn ve $V_p=2000$ m/sn civarında değişmekte olduğu belirlenmiştir. Tabaka kalınlıklarının ise üstten en alt tabakaya doğru sırasıyla topoğrafik farklılıklar nedeniyle ortalama 4 m ve 6.5 m'ler civarında değişmekte olduğu görülmüş olup, en alttaki tabakanın en alt sınırı belirlenememiştir.



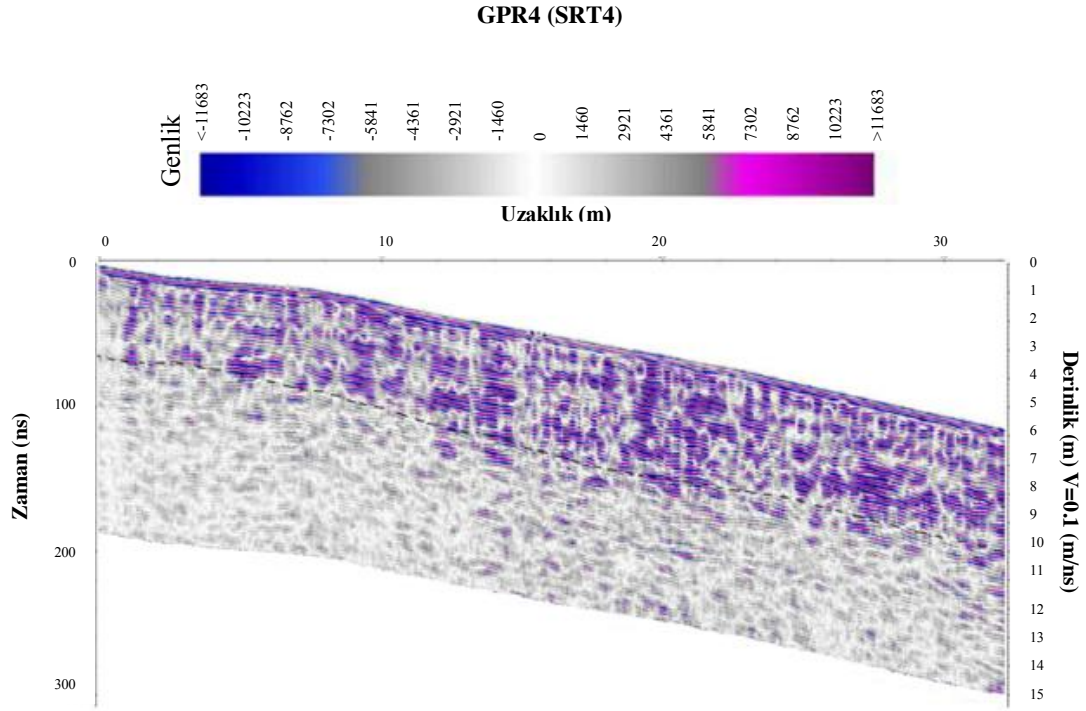
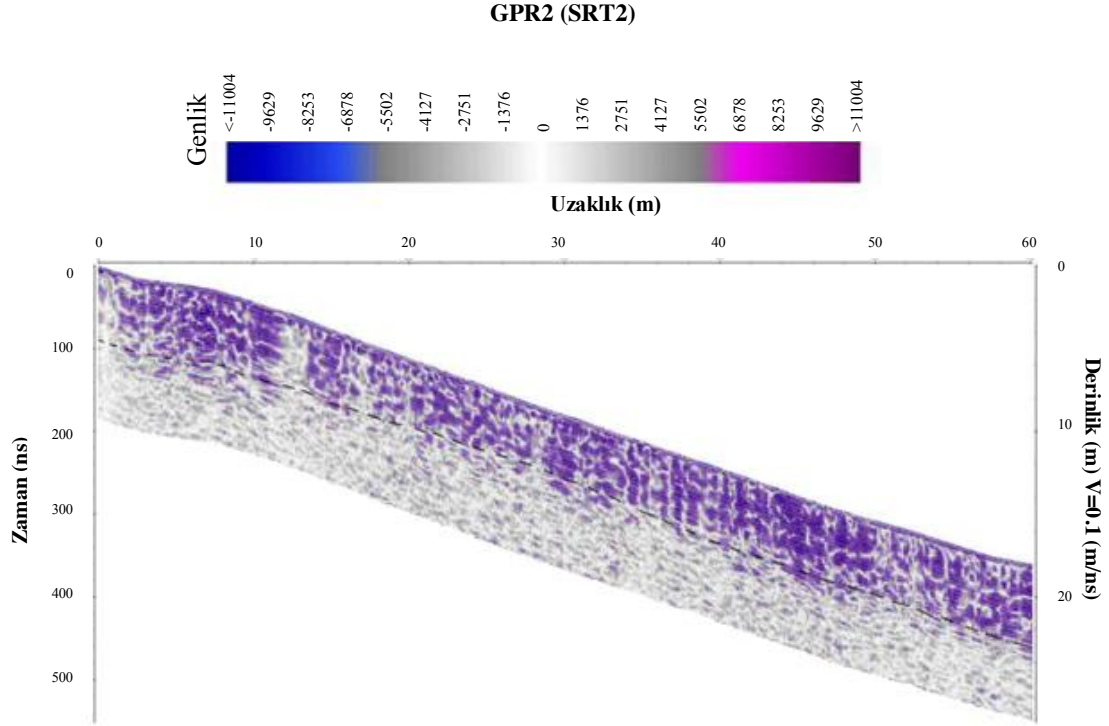
Şekil 5.8. A alanındaki KD-GB yönlü SRT2 ve SRT4 profillerinin uzaklık-seyahat zaman grafikleri.



Şekil 5.9. A alanındaki KD-GB yönlü SRT2 ve SRT4 profilleri için TÇ'den elde edilen modelleri.

Sonuç olarak A alanında yapılan sismik çalışma sonucunda yer sismik hız (V_p) modelleri ve tabakalanma durumları belirlenebilmiştir. Bulunan bu sonuçlar Şekil 5.10'da verilen GPR modelleri ile karşılaştırılmıştır.

GPR2 ve GPR4 olarak adlandırılan radar modellerinde yaklaşık 5 m derinlikte tabaka arayüzeyi belirlenmiş ve elde edilen sonuçların SRT sonuçlarıyla uyumlu olduğu belirlenmiştir. SRT modellerinde belirlenen 3 tabakadan ancak 2'si GPR modellerinde görülmektedir. Bunun nedeni, GPR yöntemiyle 10 m derinlikten bilgi alınabilmiş olmasıdır.



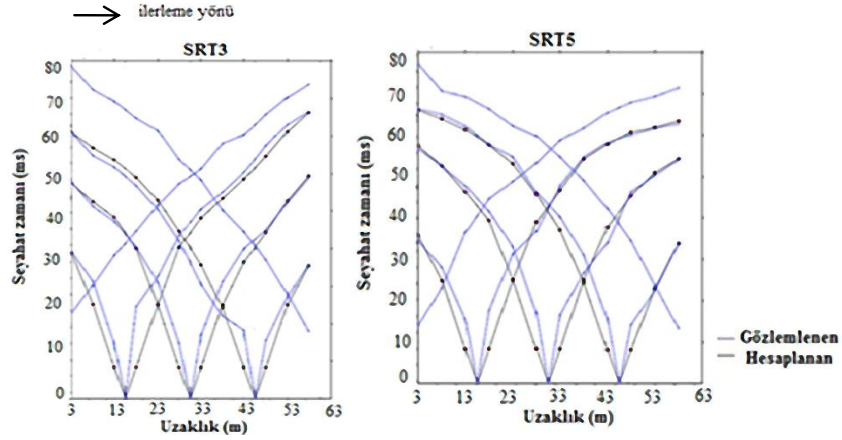
Şekil 5.10. A alanındaki KD-GB yönlü GPR2 ve GPR4 modelleri.

Şekil 5.9'daki aynı yönlü sismik modellere karşılık gelen Şekil 5.10'daki GPR modelleri incelenirse, GPR modellerinde yaklaşık ilk 10 m derinlik için yorum

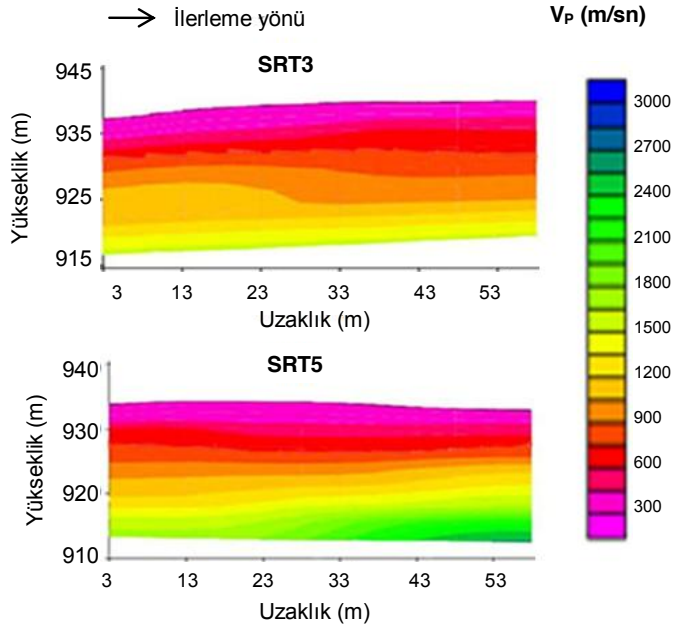
yapılabileceği görülmektedir. Çünkü GPR verilerinin modellenmesi sonucunda çözünürlük açısından yaklaşık ilk 10 m derinliğe kadar bilgi alınabilmiş olmasıdır. Görüldüğü üzere sismik hızların en düşük olduğu ilk tabakalar, GPR modellerinde de ayrılanmaktadır. Dolayısıyla bu durum ilk 10 m derinlikteki tabakaların zayıf, gevşek, çatlaklı, taşınmış ve aynı zamanda sıklığını da kaybetmiş tabakalar olmasından kaynaklanmaktadır. Bu tabakaların sismik hızlarının derine doğru artmasının ise derine doğru bu sorunların azaldığını göstermektedir.

Ayrıca üstteki tabaka için jeofizik ve jeolojik özelliklere göre ve eğimin de etkisiyle yağışlar sırasındaki aşınma ve taşınmalardan dolayı mevcut bozunma alanlarına ek olarak zamanla yeni alanların gelişeceğini ve bu durumun gelecekte de devam edeceğini söylemek mümkündür. Dolayısıyla ikinci tabakanın alt sınırına karşılık gelen ortalama 10 m derinlikteki üçüncü tabakanın üst sınırının kayma yüzeyi olabileceği ve üzerindeki birimin yağış ve eğim koşullarına bağlı olarak kayma riski taşıdığı düşünülmektedir. Başka bir ifadeyle tüm modellerdeki ilk 10 m derinlikte yer alan tabakalar kayma riski olan tabakalardır.

A bölgesinin KB-GD yönlü profilleri, KD-GB yönlü profiller gibi değerlendirilerek karşılaştırılmıştır. Bu yöndeki sismik profiller SRT3 ve SRT5'dir. Bu profillerden ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri Şekil 5.11'de, modelleme sonuçları ise Şekil 5.12'de verilmiştir. 2B TÇ işleminde 30 iterasyon yapılmış ve % 2.6 ve 6.7 RMS hatalarıyla en iyi çakışma sağlanarak modeller elde edilmiştir. Bu modellere göre yaklaşık 20 m derinlikten bilgi alınabilmiştir. Modellere göre bu yönde jeolojide topoğrafik farklılıklar olması nedeniyle iki tabakalı ortamlar belirlenmiştir. Bu modellerin V_P hızlarının KD-GB yönlü profilleriyle uyumlu olduğu görülmüştür. Ancak topoğrafik açıdan çok fazla bir değişim yoktur. Ayrıca sismik modellerde belirlenen tabakalara göre üstteki tabakanın kalınlığı ortalama 5 m'dir.



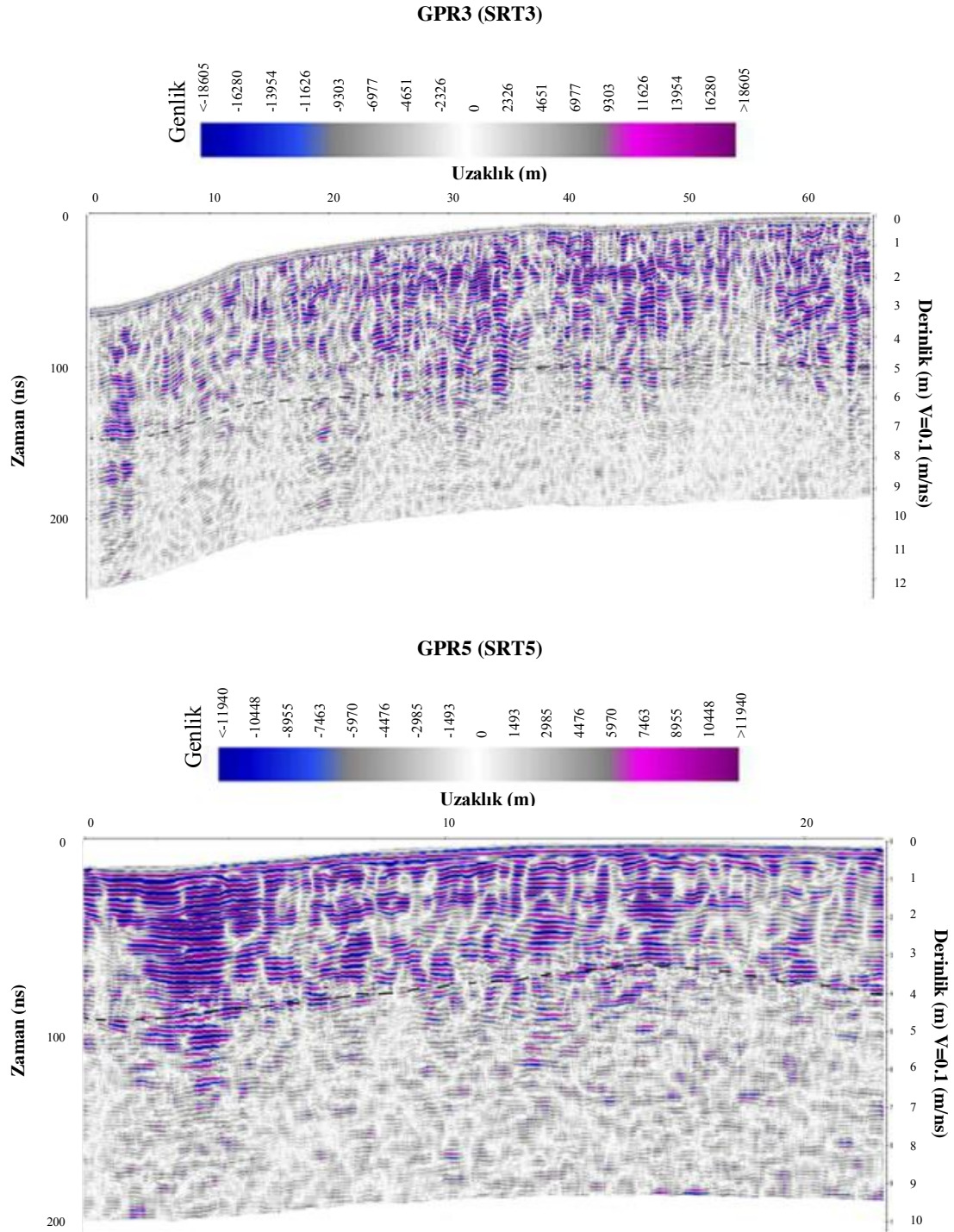
Şekil 5.11. A alanındaki KB-GD yönlü SRT3 ve SRT5 profillerinde ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.



Şekil 5.12. A alanındaki KB-GD yönlü SRT3 ve SRT5 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.

Şekil 5.13'de ise KB-GD yönlü 2 adet GPR modelleme sonuçları verilmiştir. GPR3 ve GPR5 olarak adlandırılan bu radar profillerinde yaklaşık 5 m derinlikte tabaka arayüzeyi belirlenmiş ve elde edilen sonuçların SRT sonuçlarıyla uyumlu olduğu belirlenmiştir. SRT modellerinde belirlenen 2 tabakadan her ikisi de GPR modellerinde görülmektedir.

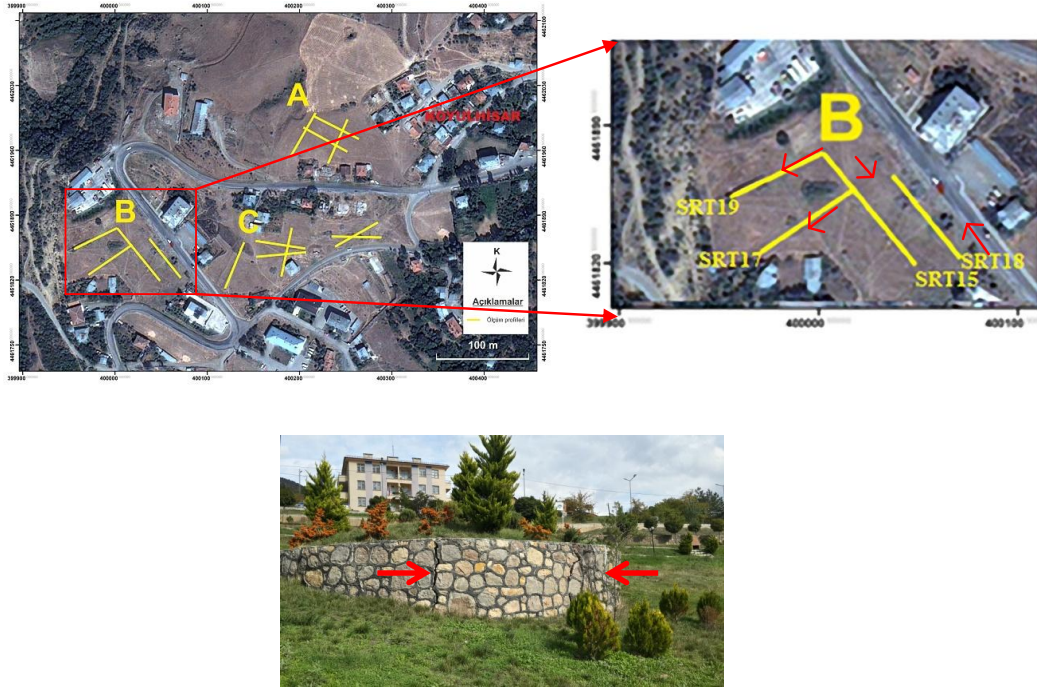
Ayrıca KD-GB ve KB-GD yönlü sismik ve GPR modellerinde sismik hızların en düşük olduğu ilk 10 m, GPR modelleri ile karşılaştırıldığında sonuçların birbiriyle uyumlu olduğu görülmüştür.



Şekil 5.13. A alanındaki KB-GD yönlü GPR3 ve GPR5 modelleri.

B ALANI

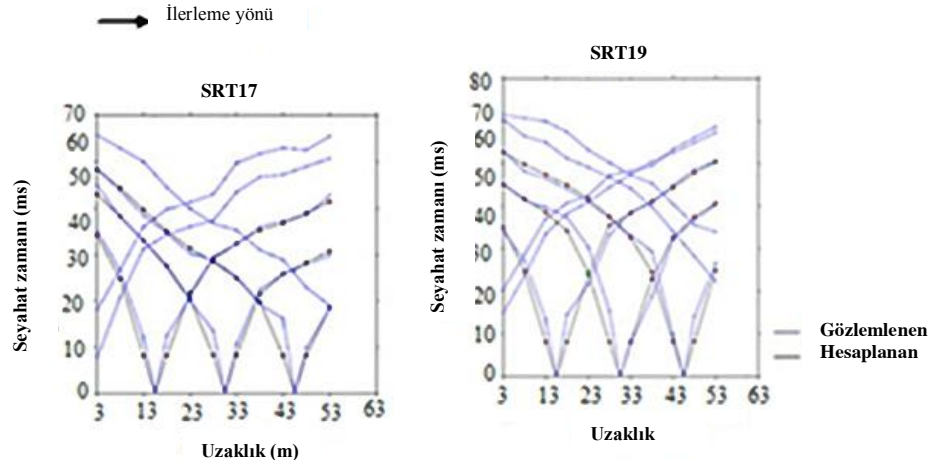
B alanında yaklaşık KD-GB yönlü SRT17 ve SRT19 ve KB-GD yönlü SRT15 ve SRT18 profilleri olmak üzere toplam dört adet SRT profilleri elde edilmiştir (Şekil 5.14). SRT18 modeli için ise profil hattının düz bir topoğrafya üzerinde olması nedeniyle topografik düzeltme yapmak gerekmemiştir. Ancak bu alanda GPR ölçüsü alınmadığından sadece sismik V_p hızlarına göre yorum yapılmıştır. Ancak gözlemsel olarak alandaki mevcut yapılar üzerinde ve arazide yoğun olarak çatlaklar gözlenmiştir (Şekil 5.14).



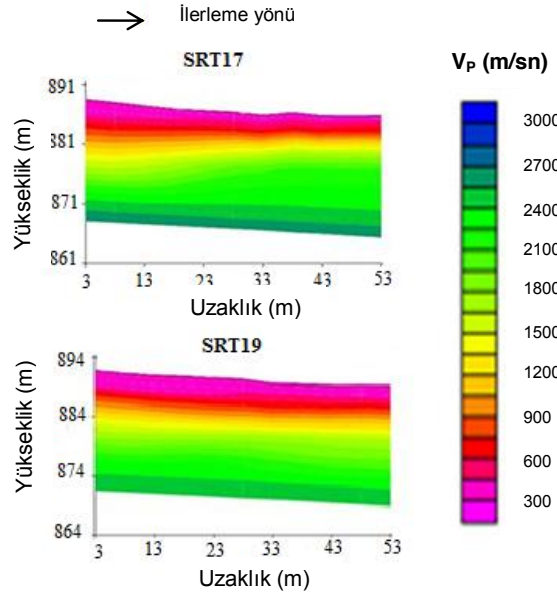
Şekil 5.14. B alanının uydu görüntüsü üzerinde jeofizik profil yerleri ve arazi görüntüsü.

B alanının önce KD-GB yönlü profilleri değerlendirilmiştir. Buna göre jeofizik modelleme çalışmaları sonucunda SRT17 ve SRT19 adlı profillerden 2B sismik tomografi modelleri elde edilmiştir. Çalışma alanı topoğrafik olarak düzgün olmadığından toplanan yükseklik değerlerine göre topoğrafik düzeltme de diğer alanlarda olduğu gibi bu alandaki modellere de eklenmiştir. SRT17 ve SRT19 profillerinin modelleme sonuçları incelenirse, 2B TÇ işleminde 30 iterasyon yapılmış ve bunun sonucunda % 2.9 ve 5.4 RMS hatalarıyla en iyi çakışma sağlanarak, yaklaşık 20 m derinlik için bilgi alınan 2B sismik yer modelleri elde edilmiştir.

Şekil 5.16'daki 2B sismik modellerine göre SRT17 modelinde iki tabakalı ortamlar belirlenmiş olup, SRT19 modelinde ise üç tabakalı ortam belirlenmiştir. Ayrıca tüm sismik modellerde ilk 10 m derinlikte yer alan tabakaların genelde düşük hızlar gösterdiği görülmüştür. Dolayısıyla bu alanda da bu nedenle SRT modellerinde genel olarak gevşek birimli tabakaların kalınlığının GB'ya doğru azaldığı görülmekle birlikte sismik hızlarının da 1000 m/sn'den düşük olduğu, 10 m derinlikten itibaren ise artan bir değerde olduğu hesaplanmıştır. Ayrıca en üstteki en düşük hızlı olan tabakanın ise ortalama 2-8 m kalınlıklar arasında değiştiği belirlenmiştir.

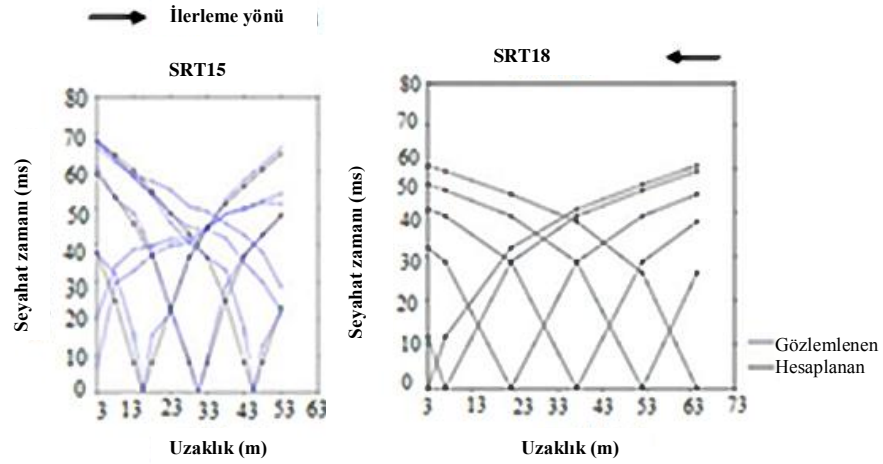


Şekil 5.15. B alanındaki KD-GB yönlü SRT17 ve SRT19 profillerinde ölçülen uzaklık-seyahat zamanı grafikleri.

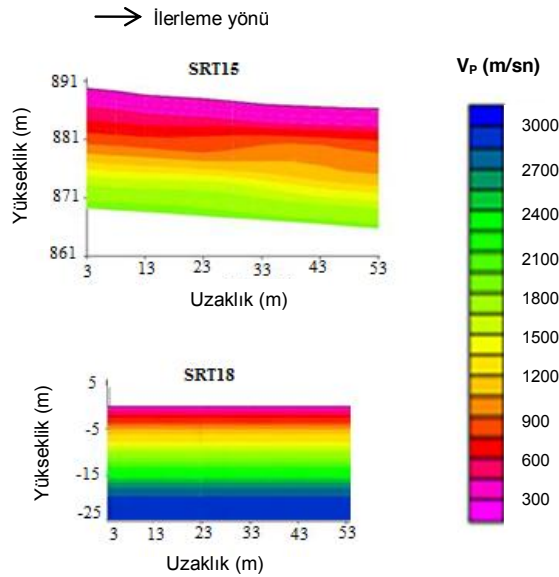


Şekil 5.16. B alanındaki KD-GB yönlü SRT17 ve SRT19 profillerinin TÇ'den elde edilen modelleri.

B alanının KB-GD yönlü SRT15 ve SRT18 profilleri de KD-GB yönlü profiller gibi değerlendirilerek sonuçları karşılaştırılmıştır. SRT18 modelinde topografyanın düz olmasından dolayı topografik düzeltme yapılmamıştır. Bu profillerden ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri Şekil 5.17’de, modelleme sonuçları ise Şekil 5.18’de verilmiştir. 2B TÇ işleminde 30 iterasyon yapılmış olup, bunun sonucunda % 2.3 ve 4.8 RMS hatalarıyla en iyi çakışma sağlanarak bu modeller elde edilmiştir. Bu modellere göre yine yaklaşık 20 m derinlik için Şekil 5.18 incelendiğinde, sismik V_p hızlarının KD-GB yönlü profillerle uyumlu olduğu görülmüştür.



Şekil 5.17. B alanındaki KB-GD yönlü SRT15 ve SRT18 profillerinde ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.



Şekil 5.18. B alanındaki KB-GD yönlü SRT15 ve SRT18 profillerinin TÇ’den elde edilen modeller.

Sonuç olarak bu alanın Şekil 5.16'daki KD-GB yönlü 2B sismik modeller ile Şekil 5.18'deki KB-GD yönlü 2B sismik modellerine göre, sismik V_p değerlerinin üstteki tabakadan derine doğru sırasıyla ortalama 300 m/sn, 1000 m/sn ve 2000 m/sn civarında değişen tabaka hızlarına sahip olduğu ve kayma yüzeyi derinliğinin ise ilk 10 m derinlikler içerisinde olduğu anlaşılmıştır.

C ALANI

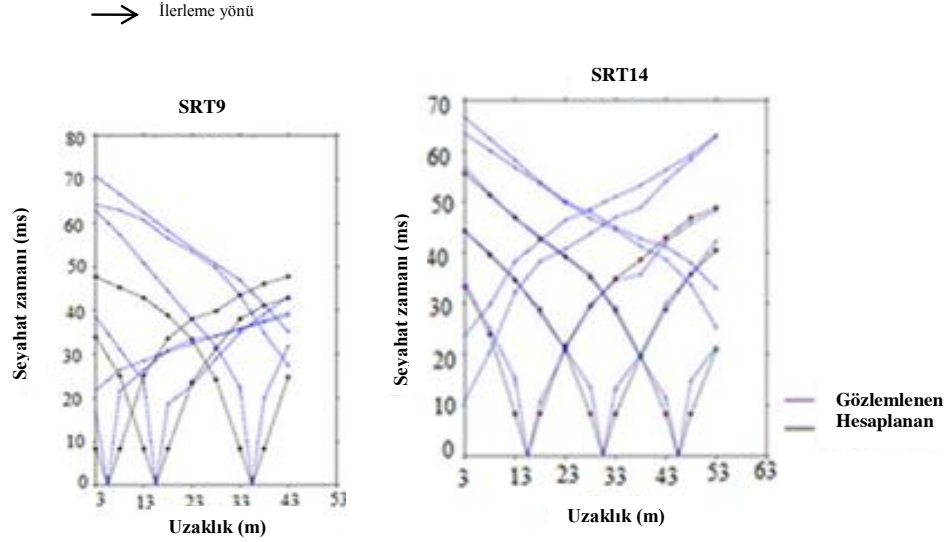
Bu alanda hem SRT hem de GPR yöntemi ile ölçü alınmıştır. Bunlar 6 adet SRT ve 6 adette GPR ölçüsüdür. Ancak C alanının modelleri alanın doğu ve batı bölümleri için önce ayrı ayrı, sonra birlikte ilişkilendirilmiştir. Buna göre alanın batısında yaklaşık D-B yönlü SRT10 ve SRT11 profilleri ile bu profiller üzerindeki GPR10 ve GPR11 profilleri ve yaklaşık K-G yönünde ise SRT9 ve SRT14 ile bunlar üzerinde yer alan GPR9 ve GPR14 profilleri bulunmaktadır. Alanın doğu yönünde ise D-B yönlü SRT12 ve yaklaşık KD-GB yönlü SRT13 ile bunların üzerinde yer alan GPR12 ve GPR13 profilleri bulunmaktadır (Şekil 5.19).



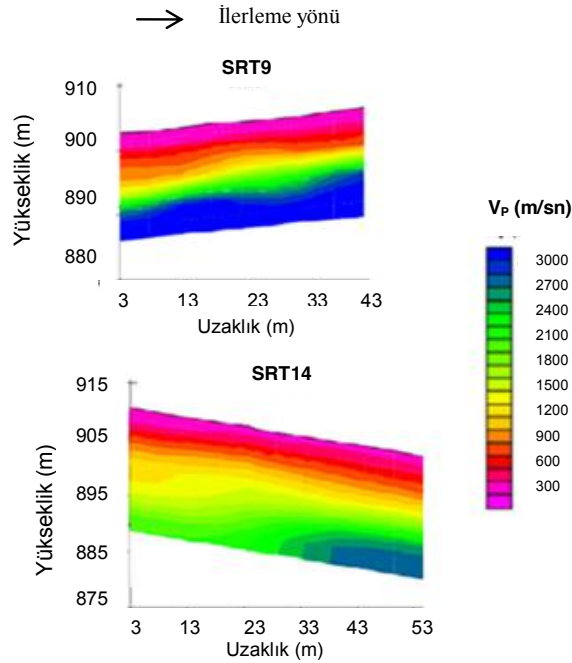
Şekil 5.19. C alanının uydu görüntüsü üzerinde jeofizik profil yerleri ve arazi görüntüsü.

C alanının batısı için öncelikle K-G yönlü SRT (SRT9 ve SRT14) ve GPR (GPR9 ve GPR14) ölçüm profilleri değerlendirilmiştir. Sismik hızlar ve derinlikler

incelendiğinde A ve B alanları ile benzer hızlara sahip olduğu ve yine 20 m derinliğe kadar bilgi alınabildiği görülmektedir. Diğer modellerde olduğu gibi bu modellerin TÇ'de de 30 iterasyon yapılmış olup, % 3.8 ve 6.3 hatalarıyla çakışma sağlanmıştır.



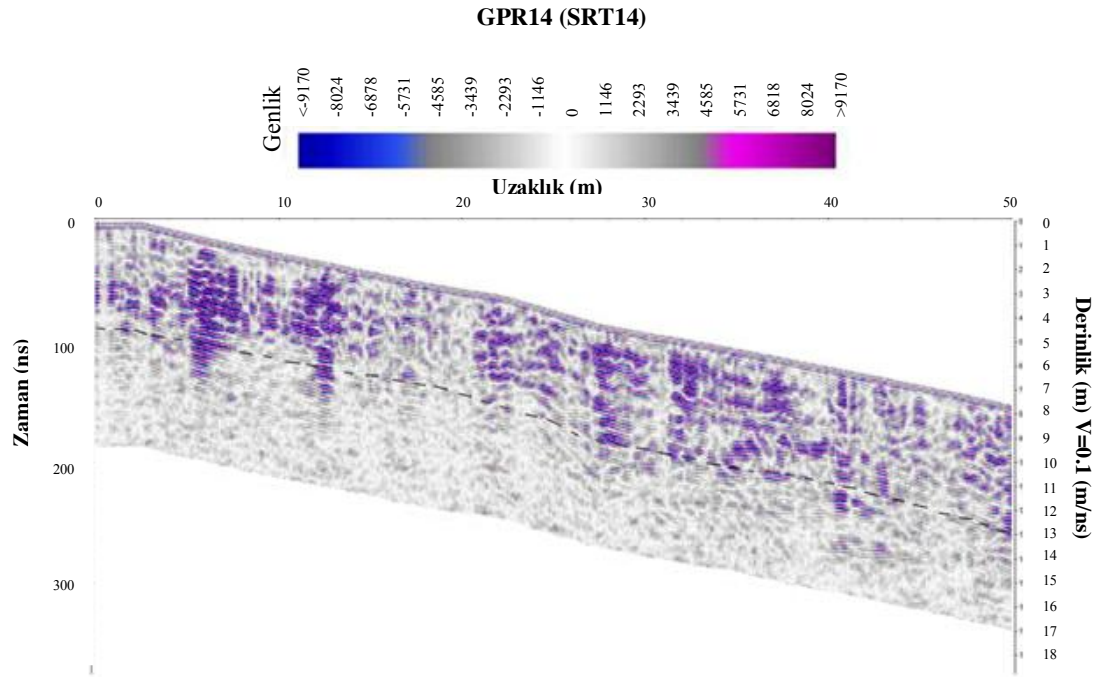
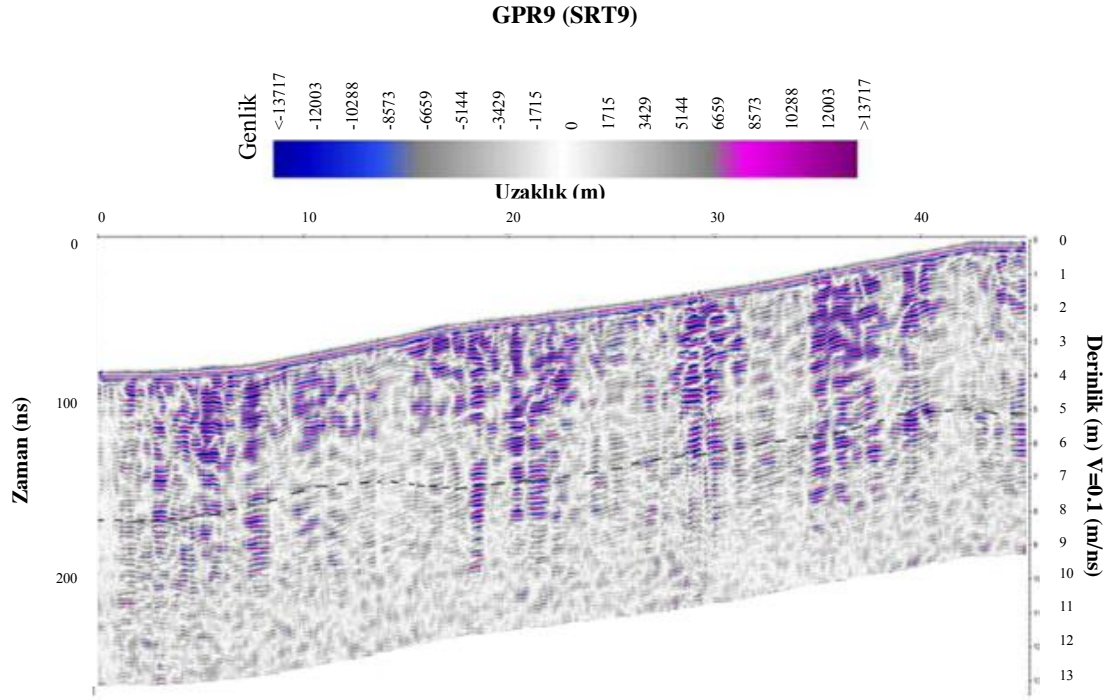
Şekil 5.20. C alanının batısındaki K-G yönlü SRT9 ve SRT14 profillerinin ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.



Şekil 5.21. C alanının batısındaki K-G yönlü SRT9 ve SRT14 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.

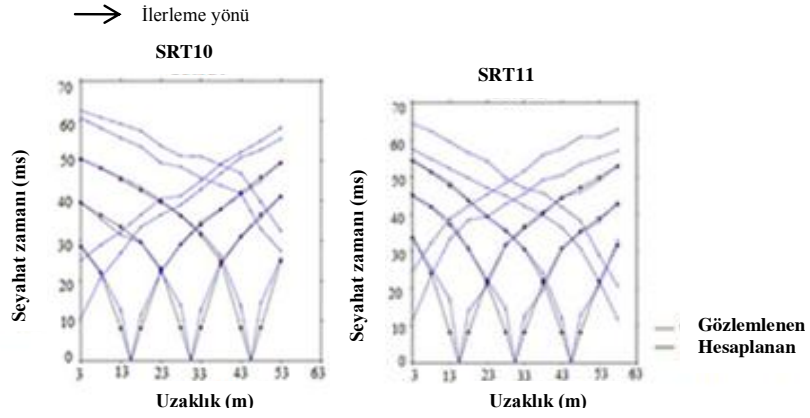
Şekil 5.21'deki SRT profilleri için 2B sismik modellerine göre üç tabakalı ortamlar belirlenmiştir. Bu ortamların V_p değerlerinin ise üstten alta doğru sırasıyla ortalama 300, 1000 ve 2000 m/sn'ler civarında değiştiği hesaplanmıştır. Ayrıca tabaka kalınlıklarının üstteki tabakadan derine doğru ortalama 5-10 m'ler civarında değiştiği ve tabaka eğimlerinin ise yaklaşık 5° 'den fazla olduğu belirlenmiştir.

GPR9 ve GPR14 olarak adlandırılan radar profillerinde yaklaşık 5 m derinlikte tabaka arayüzeyi belirlenmiş ve elde edilen sonuçların SRT sonuçlarıyla uyumlu olduğu belirlenmiştir. SRT modellerinde belirlenen 3 tabakadan 2'si GPR modellerinde görülmektedir. Bunun nedeni GPR yöntemiyle 10 m derinlikten bilgi alınabilmiş olmasıdır.



Şekil 5.22. C alanının batısındaki K-G yönlü GPR9 ve GPR14 modelleri.

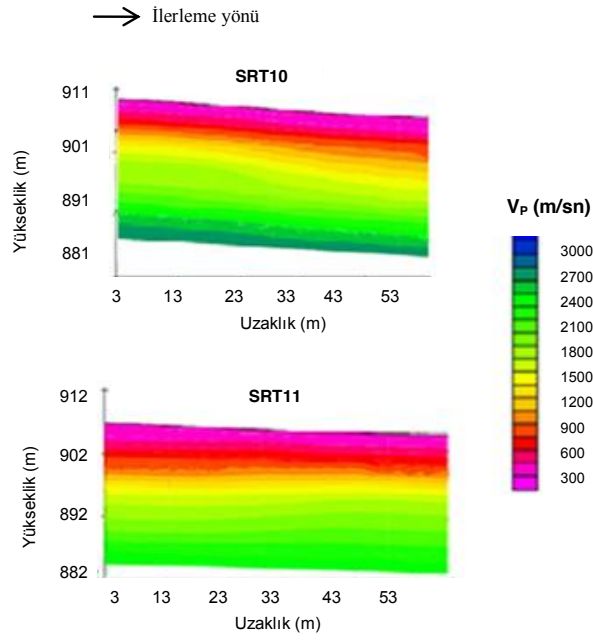
C alanının batısında kalan alandaki D-B yönündeki sismik profiller SRT10 ve SRT11'dir. Sismik modellerde yine ilk 20 m'den, GPR modellerinde ise ilk 10 m'den bilgi alınmıştır. 2B TÇ işlemi sonucunda 30 iterasyon yapılmış ve bunun sonucunda % 2.4 ve 2.8 RMS hatalarıyla çakışma sağlanarak bu modeller elde edilmiştir.



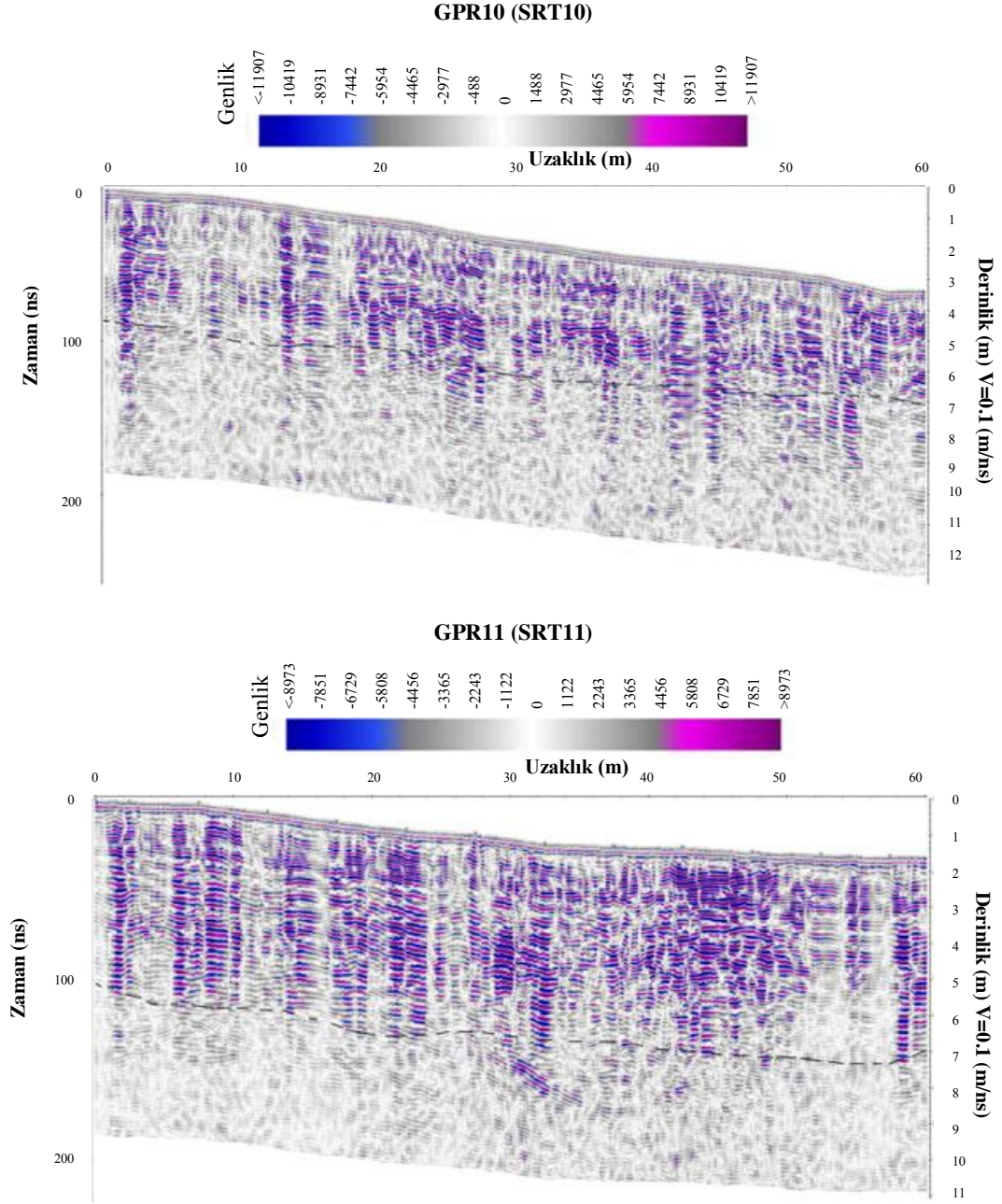
Şekil 5.23. C alanının D-B yönlü SRT10 ve SRT11 profillerinden ölçülen uzaklık-seyahat zamanı grafikleri.

Şekil 5.24'deki SRT profilleri için 2B sismik modellerine göre üç tabakalı ortamlar belirlenmiştir. Bu tabakaların kalınlıkları ise üstten alta doğru ortalama 4 ve 8 m'ler civarında değişmektedir. En alttaki tabakanın ise taban derinliği bilinmemektedir. Bu tabakaların sismik hızları ise sırasıyla ortalama 300, 1000 ve 2000 m/sn civarında değişmektedir.

Şekil 5.25'de ise GPR10 ve GPR11 modelleri karşılaştırılmaktadır. GPR10 ve GPR11 olarak adlandırılan radar profillerinde yaklaşık 4 m derinlikte tabaka arayüzeyi belirlenmiş ve elde edilen sonuçların SRT sonuçlarıyla uyumlu olduğu belirlenmiştir. SRT modellerinde belirlenen 3 tabakadan 2si GPR modellerinde görülmektedir. Bunun nedeni GPR yöntemiyle 10 m derinlikten bilgi alınabilmiş olmasıdır.



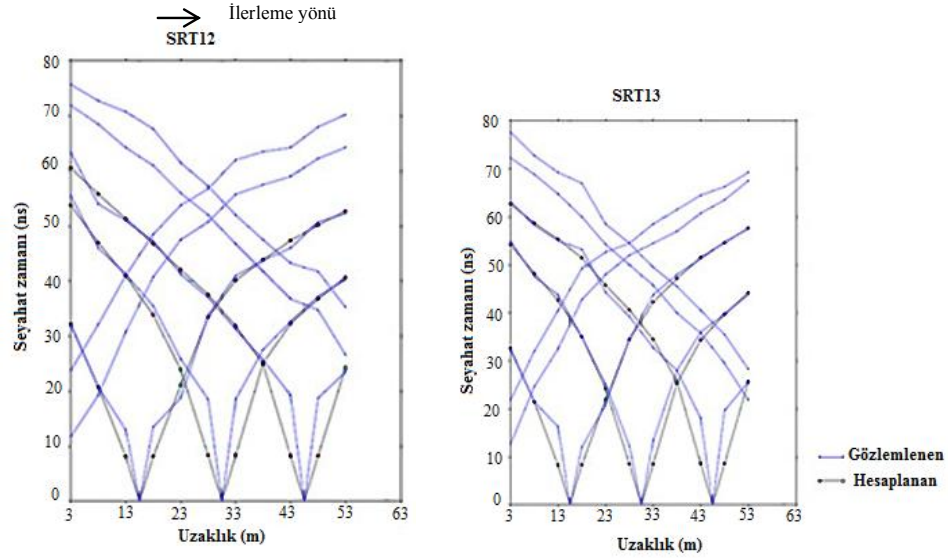
Şekil 5.24. C alanının batısındaki D-B yönlü SRT10 ve SRT11 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.



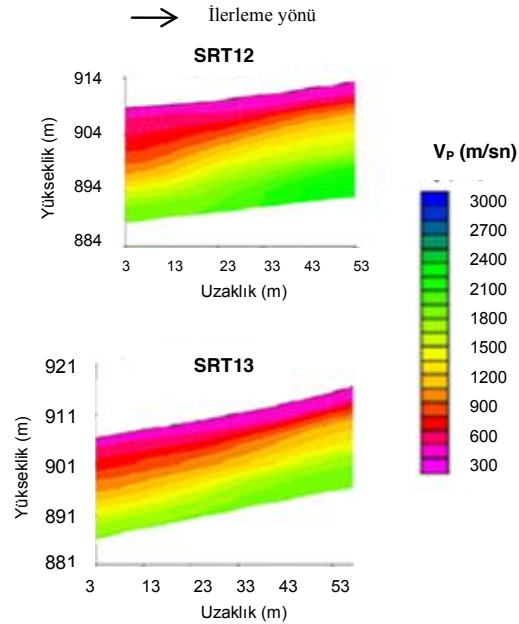
Şekil 5.25. C alanının batısındaki D-B yönlü GPR10 ve GPR11 modelleri.

Burada alanın doğu bölümündeki SRT profillerinin değerlendirilmiş uzaklık-seyahat zamanı grafikleri Şekil 5.26'te ve TÇ'den elde edilen modelleri Şekil 5.27'te ve GPR modelleri ise Şekil 5.28'de verilmiştir. Buna göre SRT12 ve SRT13 modellerinde 2B TÇ işleminde 30 iterasyon yapılmış ve bunun sonucunda % 2.3 ve 3.8 RMS hatalarıyla en iyi çakışma sağlanarak 2B sismik yer modelleri elde edilmiştir. SRT

modelleri incelendiğinde, toplam 20 m derinlikten bilgi alınmıştır. Sismik modellere göre ortamın iki tabakalı olduğu ve ilk tabakanın kalınlığının da ortalama 4 m olduğu görülmektedir. Sismik P dalgası hızları ise üstteki tabakada ortalama 300 m/sn ve alttaki tabakada ise ortalama 1000 m/sn olarak hesaplanmıştır. Ayrıca modellerde D'dan B'ya doğru genel olarak profil yerine göre yaklaşık 5^0 veya 5^0 'den fazla bir eğim olduğu görülmektedir.

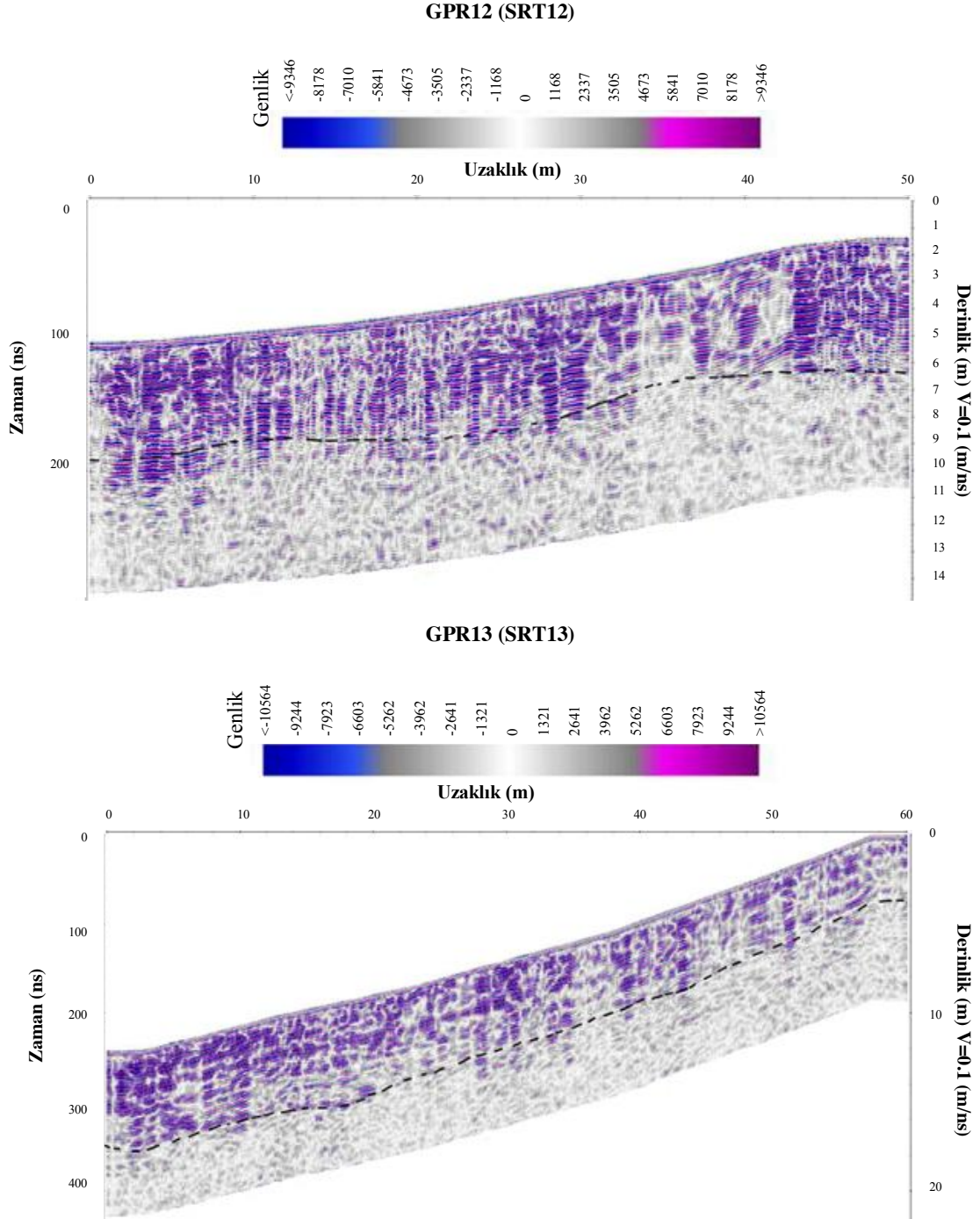


Şekil 5.26. C alanının doğusundaki SRT12 ve SRT13 profillerinin ölçülen uzaklık-seyahat zaman grafikleri.



Şekil 5.27. C alanının doğusundaki SRT12 ve SRT13 profillerinin TÇ'den elde edilen modeller.

GPR12 ve GPR13 olarak adlandırılan radar profillerinde yaklaşık 4 m derinlikte tabaka arayüzeyi belirlenmiştir. SRT ve GPR modelleri, ilk 10 m derinlik için karşılaştırıldığında ise uyumlu oldukları anlaşılmıştır.



Şekil 5.28. C alanı doğusundaki GPR12 ve GPR13 modelleri.

C alanına ait tüm jeofizik verilerden elde edilen modellere bakıldığında sismik hızların en düşük olduğu ilk tabakalar GPR modelleri ile karşılaştırıldığında sonuçların birbiriyle uyumlu olduğu ve kayma yüzeyinin belirlenebildiği görülmüştür. SRT modellerinde bu alanda da ilk 20 m'den bilgi alınmış olup, çoğunlukla üç tabakalı ortamlar belirlenmiştir. GPR modellerinde ise ilk 10 m'den bilgi alınmıştır. Sonuç olarak tüm SRT ve GPR modellerinin birbirleriyle uyumlu oldukları görülmüştür.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada Sivas iline 180 km uzaklıkta Koyulhisar ilçesinde bulunan heyelan alanının jeofizik özellikleri, jeofiziğin SRT ve GPR yöntemleri ile incelenmiş ve heyelan alanına ait tabakalanma durumu, heyelan türü, tabakaların sismik hız (V_p) değerleri, tabakaların eğimi ve eğim yönü, kayma yüzeyleri belirlenerek heyelan riskiyle ilgili sonuçlar ortaya konulmuştur. Buna göre bu parametrelerin belirlenebilmesi amacıyla çalışma alanı A, B ve C olmak üzere üç bölgeye ayrılarak hem KD-GB hem de KB-GD yönünde olmak üzere profil boyları 50-60 m arasında değişen toplam 24 profilde jeofizik veri toplanarak jeofizik çalışma tamamlanmıştır. Bu veriler jeofizik açıdan ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlar üzerinde alınmıştır. Arazide toplanan farklı yöntemlerin jeofizik verileri bu yöntemlere uygun modelleme programlarında değerlendirilerek 2B jeofizik modeller elde edilmiştir. Ayrıca topoğrafyanın değişken olması nedeniyle topoğrafik düzeltmeler de yapılmıştır.

Çalışma alanının tamamından elde edilen sismik modellerde çoğunlukla 3 ve bazı alanlarda ise az sayıda 2 tabakalı ortamlar belirlenmiştir. Bu tabakalar, sismik V_p değerleri üstten alta doğru ortalama 300, 1000 ve 2000 m/sn'ler civarında değişen sismik hızlara sahip tabakalar olarak tanımlanmıştır. Heyelan ana kayası ise 2000 m/sn'den daha yüksek V_p değerlerine sahip alanlar olarak tanımlanmıştır. SRT modellerine bakıldığında 20 m derinlikten bilgi alınmıştır. 2B sismik modellere göre topografik farklılıklar nedeniyle kayma yüzeyi derinliği 3-10 m arasında değişen derinliklerde dir. Bu derinlikler sismik hızların düşük olduğu derinlikler olup, gevşek birimler olarak tanımlanmıştır. Dolayısıyla sismik modellerin sonuçları yaklaşık ilk 10 m derinlikten bilgi veren GPR modelleri ile tabakalanma durumu ve sismik hızlar açısından karşılaştırılmış ve sonuçların uyumlu olduğu anlaşılmıştır. Bu modellerinde kayma yüzeyi derinliği ise ilk 10 m derinlik içerisinde değişen derinliklerde belirlenmiştir ve bu alanın sismik hızların düşük olduğu gevşek birime karşılık geldiği anlaşılmıştır. Ayrıca tüm jeofizik modellerde genel olarak tabaka eğiminin 5^0 ya da 5^0 'den fazla olduğu belirlenmiştir. Buna göre sismik modellerdeki hızlar, tabakalanma durumu ve GPR modelleri incelendiğinde alanda heyelan türünün *düzlemsel kaymalar* olduğu ve kayma yönünün de KD yönlü olduğu anlaşılmıştır.

Sonuç olarak bu çalışmada, aynı çalışma alanında birden çok jeofizik yöntemin birlikte uygulanması çalışmanın doğruluğunu arttırmaktadır. Çünkü ara yüzeylerin (tabaka sınırlarının) ve yüzey yapılarının farklı özellikleri farklı yöntemlerle tespit edilebilir ya da bazı yöntemlerle kesinliği belirlenemeyen yeraltı özelliklerinin daha doğru belirlenmesi sağlanabilir. Bu açıdan çoğu zaman tek bir yöntem bu özelliklerin belirlenmesinde yeterli olmadığından çalışma alanında uygulanan jeofizik yöntemler (SRT ve GPR) ile kayma yüzeyi ve birimlerin birbirinden ayrıldığı sınırlar bulunmuştur. Buna göre kayma yüzeyi derinliğinin genel olarak 3-10 m'ler arasındaki derinlikler civarında değişmesi, en üstteki birimlerin düşük sismik hızlara sahip olması, birçok yerde eğimin olması ve genel olarak eğimin 5^0 'den fazla olması alanda heyelan riski olduğunu kanıtlamaktadır. Özellikle bölgenin yoğun yağış alan bir iklime sahip olması da heyelanı tetikleyen diğer bir etkidir. Dolayısıyla jeofizik çalışmaların sonuçlarına göre alanda düzlemsel kaymaların alanda bir heyelan oluşturma riski bulunmaktadır. Ancak heyelanın oluşma hızı, özellikle yağışlı dönemin sonunda veya insan eliyle oluşabilecek kazı, patlatma vb. durumlarda alanda daha fazla riskin olmasına olanak sağlayacaktır.

Bu sonuçlara göre bu çalışmayla heyelan geometrisinin risk oluşturduğu ve heyelanın yerleşim alanlarını tehdit ettiği anlaşıldığından çalışma alanının KD'sundaki mevcut yol ve yerleşim yapılarının heyelan riskine karşı kullanılmaması gerektiği ve gerekli tedbirlerin en kısa sürede alınması için yerel yönetimlere önerilecektir. Ayrıca bu çalışma, alanda yapılan ilk jeofizik çalışma olması nedeniyle, daha sonra yapılacak jeofizik çalışmalarda, araştırmacılara yol göstermek açısından faydalı bir kaynak olacaktır.

KAYNAKLAR DİZİNİ

- Aldaş, G.U., Kadioğlu, S., Ulugergerli, E.U.** (2004). The effects of concealed discontinuities in blast design Pattern. *4th Int. Scientific and Technical Conference of Young Scientists and Specialists*, 6-7.
- Annan, A.P.** (2000), Ground penetrating radar workshop notes. *Sensors and Software Inc.*, 76, 3-25, Canada.
- Bano, M., Marquis, G., Niviere, B., Maurin, J.C., Cushing, M.** (2000). Investigating alluvial and tectonic features with ground penetrating radar and analyzing diffractions patterns. *Journal of Applied Geophysics*, 43, 3-41.
- Benson, A.K.** (1995). Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards: Examples of groundwater contaminants, faults, cavities. *Journal of Applied Geophysics*, 33, 177- 193.
- Bertolini G., Fioroni C.** (2013). Large Reactivated Earth Flows in the Northern Apennines (Italy): An Overview. *Landslide Science and Practice Volume 4: Global Environmental Change*, 51-58.
- Bogoslovsky, V.A., A.A. Ogilvy** (1977). Geophysical methods for the investigation of landslides. *In: Geophysics*, 42, 562-571.
- Bichler A., Bobrowsky P., Best M., Douma M., Hunter J., Calvert T., Burns R.** (2004). Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. *Landslides*, 1, 29-40.
- Camtez N.** (1997). Jeofizikte Modelleme. *Literatür yayıncılık*.368s, İstanbul.
- Cardarelli E., Marrone C., Orlando L.** (2003). Evaluation of tunnel stability using integrated geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics*, 52, 93-102.
- Cezar, G.S., Rocha, P.L.F., Baurque, A., Costa, A.** (2001). Two Brezilian archeological sites investigated GPR: Serrano and Morro Grande. *Journal of Applied Geophysics*. 47, 227-240.
- Changryol, K., Daniels, J.J., Guy, E., Radzevicius, S.J., Holt, J.** (2000). Residual hydrocarbons in a watersaturated medium: A detection strategy using ground penetrating radar. *Environmental Geosciences*. 7, 169-176.
- Dannowski, G. and Yaramancı, U.** (1999). Estimation of water content and porosity using combined radar and geoelectric measurements. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, 71-85.
- Göktürkler, G., Balkaya, Ç, Erhan, Z.** (2008). Geophysical Investigation of landslide: The Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 65, 84-96.
- Gürbüz M, Koç N., Hamzaçebi G.** (2005). Jeofiziksel Yaklaşımlarla Heyelan Yapısının Araştırılması. *Kocaeli Deprem Sempozyumu*, 1154-1156.
- Hack R.** (2000). Geophysics for slope stability. *Survey Geophysics*. 21, 423–338
- Hammon III, W., McMechan, G.A., Zeng, X.** (2000). Forensic GPR: Finite difference simulations of responses from buried human remains. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 171-186.

- Harrari, Z.** (1996). Ground penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *Journal of Applied Geophysics*, 36, 43-52.
- Hruska, J., Fuchs, G.** (1999). GRP prospection in ancient Ephesos. *Journal of Applied Geophysics*, 41, 293-312.
- Jomard, H., Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., and Hernandez, M.** (2007). Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying. *Terra Nova*, 19, 48-57.
- Kadioğlu, S., Daniels, J.** (2002). A Hybrid 2D/3D Ground Penetrating Radar (GPR) Survey of Brownfield Site Along Lake Street in Chicago. *Illinois (USA), Istanbul University Engineering Faculty*, 2, 255-261.
- Kadioğlu, S., Daniels, J.** (2004). Integrated 3D visualization of GPR data and EM-61 data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 68, 11S, A468.
- Kadioğlu S.** (2005). Yer Radarı (GPR) Yöntemi. *Uygulamalı Jeofizik Kurs Notları TMMOB Yayınları*, 13s, Ankara.
- Kaplanvural İ.** (2011). Yer Radarı Verilerinin Modellenmesi ve Yorumlanması. *Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (Yüksek Lisans Tezi)*, 93s, Kocaeli.
- Keçeli A.** (2009). Uygulamalı Jeofizik. *TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:9*, 564s, Ankara.
- Kesemen O.** (2007). Yer Radarı (Gpr) Verilerinin İşlenmesinde Yeni Yaklaşımlar. *KATÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı (Doktora Tezi)*, 212s, Trabzon.
- Knight, R.** (2001). Ground Penetrating Radar For Environmental Applications. *Annu. Rev. Earth Planet. Science*, 29: 229-255.
- McCann, D.M., Forster, A.** (1990). Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. *Engineering Geology*, 29 (1), 59-78.
- Otto J.C., Sass, O.** (2006). Comparing geophysical methods for talus slope investigations in theTurtmann valley (Swiss Alps). *Geomorphology*, 76, 257-272.
- Özel, S.** (2013). ERT, GPR ve MASW Yöntemleri ile Karst Yapılarının 2B Analizi. *Türkiye 20. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi Antalya*, 25-27 Kasım 2013.
- Özkap K.** (2008). Arkeojeofizik Çalışmalarda GPR Verilerine Güncel Veri-İşlem Yöntemlerinin Uygulanması. *Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (Yüksek Lisans Tezi)*, Kocaeli.
- Öztürk, K.** (2002). Heyelanlar ve Türkiye'ye Etkileri. *Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi*, 22(2), 35-50.

- Perrone, A., Iannuzzi, A., Lapenna, V., Lorenzo, P., Piscitelli, S., Rizzo, E., Sdao, F.** (2004). High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (southern Italy). *Journal of Applied Geophysics*, 56 pp. 17–29.
- Ristić, A., Abolmasov, B., Govedarica, M., Petrovački, D.** (2012). Shallow-Landslide Spatial Structure Interpretation Using A Multi-Geophysical Approach. *Acta Geotechnica Slovenica*, 47-59.
- Saka, Ö., Önal, K.M., Gündoğdu, N.Y., Dönmez, Ş., Kadioğlu, S., Ulugergerli, E.U.** (2003). Geophysical studies in Akalan Castle (Samsun) and an example of georadar measurement, Symposium of Geophysics. *Abstracts Book*, p4. Isparta.
- Sambuelli, L., Socco, L.V., Brecciaroli, L.** (1999). Acquisition and processing of electric, magnetic and GPR data on a Roman site (Victimulae, Salussola, Biella). *Journal of Applied Geophysics*, 4, 189–204.
- Sendir H., Yılmaz I.** (2001). Koyulhisar Heyelanlarına Yapısal ve Jeomorfolojik Açından Bakış. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A:Yer Bilimleri*, 18 (1), 47-54.
- Sendir H., Yılmaz I.** (2002). Structural, geomorphological and geomechanical aspects of the Koyulhisar landslides in the North Anatolian Fault Zone (Sivas, Turkey). *Environmental Geology*, 42, 52-60.
- Seymen, İ., 1975,** Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özellikleri. *İTÜ. Maden Fak. Yayın.*, İstanbul.
- Tatar O., Gürsoy H., Koçbulut F., Mesci B. L.** (2005). Aktif Fay Zonları ve Heyelanlar: 17 Mart 2005 Kuzulu (Koyulhisar) Heyelanı. *Cumhuriyet Bilim Teknik Dergisi*, 94.
- Terlemez, İ. Ve Yılmaz, A., 1980,** Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi. *TJK. Bülteni*, 21, s.179-191.
- Terzioğlu, M.N., 1986,** Doğu Karadeniz bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu. *TJK. Bülteni*, 29, s.119-132.
- Timothy R. H. Davies, Warburton J., Stuart A. Dunning, Alodie A. P. Bubeck** (2013). A large landslide event in a post-glacial landscape: rethinking glacial legacy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(11), 1261-1268.
- Toprak, G.M.V., 1988,** Tectonic and stratigraphic characteristics of the Koyulhisar segment of the North Anatolian Fault Zone (Sivas-Turkey). A Ph. D. Thesis, pp. 121.
- Varnes, D. J.** (1978). Slope movement types and processes. "In: *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control*" (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.).
- Yılmaz, I.** (2009). A case study from Koyulhisar (Sivas-Turkey) for landslide susceptibility mapping by artificial neural Networks. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68, 297-306.

Zajc, M., Pogacnik, Z., Gosar, A.,(2014). Ground penetrating radar and structural geological mapping investigation of karst and tectonic features in flyschoid rocks as geological hazard for exploitation. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 67,78-87.



ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı	Demet Över
Doğum Yeri ve Tarihi	Hatay, 30.04.1990
Medeni Hali	Bekar
Yabancı Dil	İngilizce
E-posta Adresi	demetover@yandex.com

Eğitim Ve Akademik Durum

Lise	Hacı Ali Nurlu Yabancı Dil Ağırlıklı Lisesi,2007
Lisans	Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, 2012
Yüksek Lisans	Cumhuriyet Üniversitesi, 2012-...