



**T.C.
SIVAS CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**MUŞ HAVZASININ JEOFİZİK VERİLERLE ANALİZİ VE
MODELLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Serdar KURDAL

(201592131118)

Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ

SİVAS

MAYIS 2019

SERDAR KURDAL' ın hazırladığı ve “**MUŞ HAVZASININ JEOFİZİK VERİLERLE ANALİZİ VE MODELLENMESİ** ” adlı bu çalışma aşağıdaki jüri tarafından **JEOFİZİK ANA BİLİM DALI**' nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Tez Danışmanı: **Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ**
Cumhuriyet Üniversitesi

Jüri Üyeleri: **Prof. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ**
Bitlis Eren Üniversitesi

Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ
Cumhuriyet Üniversitesi

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

Prof. Dr. İsmail ÇELİK
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.



Bütün hakları saklıdır.
Kaynak göstermek koşuluyla alıntı ve gönderme yapılabilir.

© Serdar KURDAL, 2019

ÖZET

MUŞ HAVZASININ JEOFİZİK VERİLERLE ANALİZİ VE MODELENMESİ

Serdar KURDAL

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ

2019, 43+XI Sayfa

Bu çalışmada Muş Havzasının sığ ve derin yapısını belirlemek için gravite anomalileri iki ve üç boyutlu olarak modellenmiştir. İki boyutlu modeller 5 profil boyunca oluşturulmuştur. Gravite anomalilerinden alınan tüm profiller Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından Muş havzasında yapılan sismik yansıma profilleri ile aynı konumdadırlar. Sismik yansıma verilerindeki hızlar yardımıyla sahaya ait örtü ve temel birim yoğunlukları belirlenmiştir. Sismik yansıma verilerinden Muş havzasının Pliyo-Kuvaterner dolgununun yaklaşık 2 km kalınlıkta olduğu görülmektedir. Buna karşılık, iki ve üç boyutlu gravite modellerinden ise havza dolgusu kalınlığının yaklaşık 10 km. civarında olduğu belirlenmiştir. Her iki sonuç karşılaştırıldığında sismik yansıma profillerinden elde edilen kalınlığın Muş havzasının Pliyo-Kuvaterner kalınlığını yansıttığı, gravite modellerinden elde edilen kalınlığın ise Muş havzasının Maastrichtiyen- Kuvaterner yaşlı bütün dolgunun kalınlığını yansıttığı görülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Muş Havzası, 3 Boyutlu Modelleme, 2 Boyutlu modelleme, Sismik Yansıma

ABSTRACT

ANALYSIS AND MODELING OF MUŞ BASIN BY USING GEOPHYSICAL DATA

Serdar KURDAL

Master of Science Thesis, Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ

2019, 43+XI pages

In this study, gravity anomalies were modeled as 2 and 3 dimensional in order to determine the shallow and deep structure of Muş Basin. 2-D models are performed in 5 profiles. All profiles taken from gravity anomalies are in the same position as the seismic reflection profiles in Muş basin by the General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA). Densities of cover and basement unit were determined by using the velocities in the seismic reflection data. Seismic reflection data shows that the Plio-Quaternary fill of the Muş basin is about 2 km thick. On the other hand, it is determined that the thickness of the basin fill is about 10 km from 2 and 3 dimensional gravity models. When both results are compared, it is seen that the thickness obtained from the seismic reflection profiles reflects the the Plio-Quaternary thickness of the Muş basin and the thickness obtained from the gravity models reflect the thickness of the whole Maastrichtian- Quaternary fill of Muş basin.

Keywords: Muş Basin, 3D Modeling, 2D modeling, Seismic Reflection

TEŞEKKÜR

Başıma gelen bir felaketten sağ olarak kurtulmuştum. Yeniden hayata tutunmak ve kendime yeniden güvenmek isterken, yüksek lisans yapmama vesile olan Jeofizik Mühendisi Sayın Ali Rıza Kılıç 'a (M.T.A. Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütler Dairesi Jeoelektrik Birimi), öncelikle teşekkürlerimi sunarım.

Çalışma sırasında bilgi ve deneyimlerini paylaşp her konuda destek olan, yönlendiren, nezaket ve hoşgörülerini hiç esirgemeyen hocalarım; danışmanım Sayın Prof. Dr. Hüseyin Yılmaz ve Sayın Doç. Dr. Özcan Bektaş'a (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl.),

Hayata tutunmamda olduğu gibi tezin her aşamasında benden desteğini hiç esirgemeyen benimle meslektaş olan eşim Eser KURDAL' a, sismik yansıma bilgilerinden faydalandığım, bana yardımcı olan değerli çalışma arkadaşlarım Sismik Birimler Koordinatörü Büşra Bihter Demirci ve Birim Yöneticisi Esra Burcu Yılmaz'a, ayrıca teknik bilgi ve deneyimiyle tezin başarısına verdiği destekten dolayı Dr. M. Özgü ARISOY'a (M.T.A Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütler Dairesi) desteklerinden dolayı sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca bu tezin hazırlanabilmesi için gerekli dataları kullanmama izin veren ve bilgi dağarcığımı zenginleştirmeme katkısından dolayı çalışmakta olduğum M.T.A Genel Müdürlüğü' ne de teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	v
ABSTRACT	vi
TEŞEKKÜR	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
SİMGELER DİZİNİ	x
1.GİRİŞ	1
1.1. Muş Havzasının Jeolojisi	1
1.1.1. Stratigrafi.....	3
1.1.2 Tektonik.....	5
1.1.2.1.Maastrichtiyen Öncesi Evre	5
1.1.2.2.Maastrichtiyen-Eeosen Evresi.....	5
1.1.2.3.Oligosen -Orta Miyosen Evresi.....	5
1.1.2.4.Geç Miyosen-Pliyosen Evresi	5
1.1.2.5. Pliyosen-Kuvaterner Evresi	6
1.1.3. Magmatizma	6
2. ÖNCEL ÇALIŞMALAR	7
2.1. Jeolojik Çalışmalar	7
2.2. Jeofizik Çalışmalar	10
3. MATERYAL VE YÖNTEM	13
3.1. Gravite Verisi.....	13
3.2. Sismik Veri	13
3.3. İki Boyutlu Modelleme	20
3.4 Üç Boyutlu Modelleme	24
4. BULGULAR	27
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	34
6. KAYNAKLAR	36
ÖZGEÇMİŞ	43

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

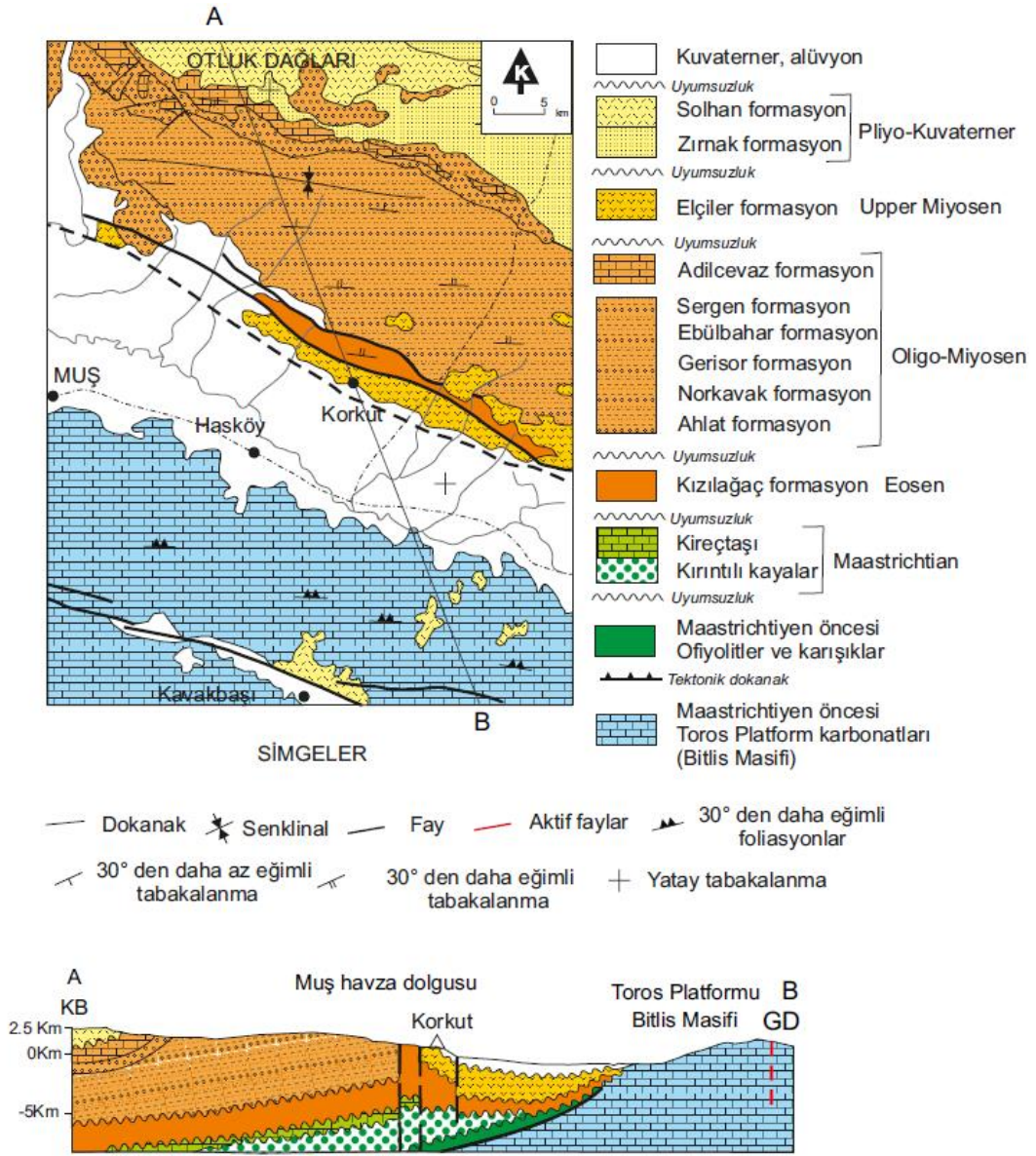
Şekil 1.1. Doğu Pontidler, Kuzey Anadolu-Küçük Kafkaslar Kenedi, Anadolu İran Platformu ve inceleme alanının konumu (Yılmaz ve Yılmaz, 2016).....	1
Şekil 1.2. Muş havzasının haritası ve enine jeoloji kesiti (Yılmaz ve Yılmaz, 2019). 2	
Şekil 1.3. Muş havzasındaki birimlerin, stratigrafik konumları, kaya türü özellikleri, havza çevresindeki magmatik veriler, tektonik dönemler ve evrim aşamaları (Yılmaz ve Yılmaz, 2019).....	3
Şekil 3.1.1 Muş Havzasına ait Gravite Haritası.....	13
Şekil 3.2.1 Muş Havzasında gerçekleştirilen sismik yansıma profillerinin yerleri ...	14
Şekil 3.2.2 Hat1 Yorumlanmamış sismik kesit.....	15
Şekil 3.2.3 Hat1 in Yorumlanmış Sismik Kesiti.....	15
Şekil 3.2.4 Hat2 Yorumlanmamış Sismik Kesit.....	16
Şekil 3.2.5 Hat2'nin Yorumlanmış Sismik Kesiti	16
Şekil 3.2.6 Hat3 Yorumlanmamış Sismik Kesit.....	17
Şekil 3.2.7 Hat3'ün Yorumlanmış Sismik Kesiti.....	17
Şekil 3.2.8 Hat4 Yorumlanmamış Sismik Kesit.....	18
Şekil 3.2.9 Hat4'ün Yorumlanmış Sismik Kesiti.....	18
Şekil 3.2.10 Hat5 Yorumlanmamış Sismik Kesit.....	19
Şekil 3.2.11 Hat5'in Yorumlanmış Sismik Kesiti	19
Şekil 3.1.13 Gravite etkisi hesaplanacak n kenarlı bir poligonun geometrik elemanları	21
Şekil 4.1 Çalışma alanına ait gravite anomali haritası ve 2B modelleme kesitleri....	27
Şekil 4.2 1 no'lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.	28

Şekil 4.3 2 no'lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.....	29
Şekil 4.4. 3 no'lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.....	30
Şekil 4.5. 4 no'lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.....	31
Şekil 4.6. 5 no'lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.....	32
Şekil 4.7. Çalışma alanına ait 3B gravite modeli.....	33

SİMGELER DİZİNİ

- P** Yoğunluk (gr/cm^3)
- G** Gravite sabiti
- P** Poligonun gravite etkisinin hesaplandığı nokta
- Θ** P nokrasının pozitif x eksenine yaptığı açı
- Z** Gravite etkisinin düşey bileşeni
- X** Gravite etkisinin yatay bileşeni
- a_1** P ve Q noktaları arasındaki uzaklık
- V** Toplam Düşey gravite etkisi
- H** Toplam Düşey gravite etkisi
- Φ** Q noktasının pozitif x eksenine yaptığı açı
- W** Grid aralığı
- $R^2_{p,q}$** P ve Q noktaları arasındaki mesafe
- $d_{n,q}$** n. Yinelemeden sonra Q grid noktasının altındaki prizmanın üst yüzeyine olan uzaklık.
- $g_{ölç}$** Ölçülen gravite değeri
- g_{hes}** Hesaplanan gravite değeri
- T_q** Prizma Kalınlığı
- D** Referans düzlemine olan derinlik
- M** Toplam grid nokta sayısı

eklenmiştir. Havza dolgusunun stratigrafik kesiti Şekil 1.3' de sunulmuştur (Yılmaz ve Yılmaz, 2019).



Jeolojik yaş	Formasyonlar	Kaya türü	Kalınlık(m)	Açıklamalar	Fosil içeriği
Kuvaterner				Alüvyon	
	Solhan Zırmak		500	Kırıntılı arakatlı bazaltik lavlar Kırıntılı kayalar Uyumsuzluk	<i>Mimomys hajackensis</i> , <i>M. stehlini</i> <i>M. pliocaenicus</i> , <i>Micromys</i> sp.
Pliyosen	Elçiler		1000	Andezitik lav ve piroklastik kayalar, yer yer akarsu çökelleri Uyumsuzluk	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i> Martini
Miyosen	G O E	Adilcevaz	4000 m	Resifal kireçtaşı	<i>Cyclicargolithus abisectus</i> (Müller)
		Sergen		Resifal kireçtaşı ve kilitaşı arđalanması	<i>Helicopontophaera recta</i> (Haq)
		Ebülbahar		Kumtaşı ve konglomera arđalanması	<i>H. intermedia</i> Martini
		Gerisor			<i>H. euphratis</i> (Bramlette and Wilcoxon)
		Norkavak		Kilitaşı ve silttaşı	<i>H. obliqua</i> (Bramlette and Wilcoxon)
Oligosen	Ahlat		Kırmızı konglomera Uyumsuzluk	<i>Sphenolithus ciperoensis</i> (Bramlette and Wilcoxon)	
Eosen	Kızılağaç		500	Şeyl, kilitaşı, kumtaşı ve konglomera arđalanması	<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (Rot and Hay) <i>C. abisectus</i> (Müller) <i>Sphenolithus predistentus</i> (Bram. and Will.)
Maastrichtiyen				Şeyl, kilitaşı, kumtaşı ve konglomera arđalanması Uyumsuzluk	<i>Nummulites</i> sp. <i>Discocyclina</i> sp. <i>Assilina</i> sp.
Pre-Maastrichtiyen				Metamorfik kayalar ve onları tektonik olarak üzerleyen ofiyolitik birimler	<i>Alveolina</i> sp.

Şekil 1.3. Muş havzasındaki birimlerin, stratigrafik konumları, kaya türü özellikleri, havza çevresindeki magmatik veriler, tektonik dönemler ve evrim aşamaları (Yılmaz ve Yılmaz, 2019).

1.1.1. Stratigrafi

Muş havzasının tabanında Bitlis Masifini uyumsuzlukla örten genellikle kırmızımsı alacalı çakıltaşı, çamurtaşı, mikritik kireçtaşı, kumtaşı, killi kireçtaşı ve şeyl arđalanmasından oluşan Kızılağaç Formasyonu (Göncüoğlu ve Turhan, 1985) gözlenmektedir. Üst Lütésiyen yaşta olduğu kabul edilen birimin alt kesimleri karasal, üst kesimleri ise giderek denizel bir ortamdaki çökeli mi yansıtmaktadır (Yılmaz ve Yılmaz, 2019). Kızılağaç formasyonunu, açıs al uyumsuzlukla **Ahlat formasyonu** (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965) üzerlemektedir. Birimin alt kesimleri genellikle kırmızı kumtaşı-çakıltaşı-miltaşı tabakalanından oluşurken, üst bölümü ise sarımsı yeşil litolojilerle kırmızı litolojilerin arđalanmasından oluşmaktadır. Ahlat formasyonu fosil içeriğine göre, birimin yaşı kesin olarak Alt-Orta Oligosendir (Uysal, 1986). Birim başlangıçta karasal daha sonra denizel ortamda çökelmiştir (Akay vd., 1989). Ahlat formasyonu yukarı doğru uyumlu biçimde, sarımsı yeşil, çakıltaşı mercekli miltaşı-kumtaşından oluşan Norkavak formasyonuna (Elnaif, 1969) geçmektedir. Oligosen yaşlı Ahlat formasyonunu uyumlu olarak üzerlediği ve üst bölümlerinde erken Oligosenin en üstünü veren fosil kapsamı (Akay vd., 1989) nedeniyle birim Alt

Oligosen yaşta kabul edilmiştir. Birim Akay vd.'ne (1989) göre sığ denizel bir ortamda çökelmiştir. Norkovak formasyonu uyumlu olarak üste doğru **Gerisor formasyonuna** (Sakınç, 1982) geçiş göstermektedir. Bu birimin tabanında bulunan lamellibrans ve gastropodlu çok ince kumtaşı-miltaşı üste doğru, kiltası-kumtaşı-kireçtaşı ardalanmasına geçmektedir. Sakınç (1982) birime saptadığı fosil içeriğine Erken Oligosen yaşını vermiştir. Kaya türü özellikleri ve fosil içeriği birimin sığ denizel bir ortamda çökeldiğini göstermektedir. Gerisor formasyonu uyumlu olarak Ebülbahar formasyonu (Özyeğin, 1968) tarafından altlanır. Bu birim, tabanda kumtaşı-kiltası ardalanmasından oluşur ve üste doğru kumtaşı-kireçtaşı-miltaşı ardalanmasına geçer. Ebülbahar formasyonunun tabanındaki fosil içeriğine göre en Üst Oligosen yaşı saptanmıştır (Akay vd., 1989). Sakınç (1982) bu formasyonunun alt seviyesine Orta Oligosen yaşını, üst seviyesine ise Geç Oligosen yaşını vermiştir. Akay vd. (1989) Ebülbahar formasyonunun dalga tabanının altında, derince bir ortamda çökeldiğini belirtmektedir. Ebülbahar formasyonu ile geçişli olan Sergen formasyonu (Şaroğlu ve Güner, 1981) kiltası ara katkıları kapsayan riyolitik lav ve tüfitten oluşmuştur. Akay vd. (1989)'e göre Üst Oligosen yaşta olan birim de üste doğru, resifal kireçtaşı mercekleri içeren kumtaşı-miltaşı-kireçtaşı ardalanmasından oluşan Adilceviz formasyonu tarafından uyumlu olarak altlanmaktadır. Bu formasyonun taban kesimi fosil içeriğine göre Geç Oligosen (Akay vd., 1989) ya da Akitaniyen (Sakınç, 1982) yaşlıdır. Birimin Üst kesimi ise fosil içeriğine göre Erken Miyosen (Akay vd., 1989) ya da Akitaniyen (Sakınç (1982) yaşlıdır. Bu verilere dayanarak Yılmaz ve Yılmaz (2019) birimi Alt Miyosen yaşta kabul etmişlerdir. Adilceviz formasyonu, uyumsuz olarak, açık renkli andezitik lav ve tüfitten oluşan **Elçiler formasyonu** (Akay vd., 1989) tarafından altlanmaktadır. Bu birim ise Tekman-Karayazı havzasında da tanıtılan (Yılmaz ve Yılmaz, 2019) Pliyosen yaştaki piroklastik ve kömür arakatlı kırıntılılar ve kireçtaşlarından oluşan **Zırnak formasyonu** (İlker, 1967) tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu stratigrafik verilere göre Elçiler formasyonu Yılmaz ve Yılmaz (2019) tarafından Orta-Üst Miyosen yaşta kabul edilmiştir. Elçiler formasyonunu uyumlu olarak üzerleyen Zırnak formasyonu ise yanal olarak, bazı tortul ara katkıları kapsayan, esas olarak bazalt, andezit ve piroklastiklerden oluşan **Solhan formasyonuna** (Yılmaz vd., 1987) geçmektedir (Yılmaz ve Yılmaz, 2019). Kuvaterner yaşlı en genç alüvyonal kırıntılı kayalar daha yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir.

1.1.2 Tektonik

Muş havzasında Yılmaz ve Yılmaz (2019) tarafından Maastrichtiyen öncesi, Maastrichtiyen-Eeosen, Oligosen-orta Miyosen, geç Miyosen-Pliyosen ve Pliyosen-Kuvaterner olmak üzere birbirinden farklı beş tektonik dönem ayrılmıştır.

1.1.2.1.Maastrichtiyen Öncesi Evre

Bu dönem özellikle Üst Kretase sonuna doğru etkin olan sıkışma rejiminin etkisiyle Mesozoyik yaşlı ofiyolitli birimlerin Bitlis metamorfileri üzerine itildiği bir dönemdir. Bu dönem sonunda bölgede ofiyolitik birimler ve metamorfilerden oluşan bir mozaik meydana gelmiştir.

1.1.2.2.Maastrichtiyen-Eeosen Evresi

Maastrichtiyende etkin olan bir gerilme rejiminin etkisiyle daha yaşlı ofiyolitik birimler ve metamorfiklerden oluşan temel üzerinde gelişen havzada inceleme alanı doğusunda ve dışında (Yılmaz vd. 1981; Göncüoğlu ve Turhan, 1983) belirgin bir uyumsuzlukla Maastrichtiyen yaşlı kırıntılılar ve karbonatlar çökelmiştir. Havza Paleosen ve Eosende giderek derinleşmiş ve Eosen sonunda yeniden etkin olan sıkışma rejiminin etkisiyle Maastrichtiyen öncesi yaştaki ofiyolitik birimler Maastrichtiyen-Eosen yaştaki birimlerin üzerine yürümüştür.

1.1.2.3.Oligosen -Orta Miyosen Evresi

Eosen yaşlı birimlerin üzerine açılal uyumsuzlukla gelen Oligosen yaşlı kırmızı renkli karasal kırıntılılar, Oligosen başlarında etkin olan karasal ortamdaki gerilme rejiminin bölgenin yeniden çökerek havza oluşumuna yol açtığını göstermektedir. Bu birimin alt kesimlerinde görülen normal faylar yerlerini üst düzeylere doğru kıvrımlı ve bindirmeli yapılara bırakmaktadır.

1.1.2.4.Geç Miyosen-Pliyosen Evresi

Bu dönemde bölgede yaklaşık K-G doğrultulu bir sıkışmayla gelişebilecek D-B doğrultulu kıvrımlar, bindirmeler ve yaklaşık D-B doğrultulu, sapma açıları 70°-80° arasında değişen ters fay toplulukları oluşmuştur.

1.1.2.5. Pliyosen-Kuvaterner Evresi

Bu dönemdeki birimler kıvrımlanmamışlardır ve yatay konumludurlar. Genellikle doğrultu atımlı fay rejiminde çökelmişlerdir.

1.1.3. Magmatizma

Yılmaz ve Yılmaz'a (2019) göre Muş havzasının tortul dolgusundaki ilk volkanizma ürünleri Alt Miyosen yaşlı kilitli ara katkılarını kapsayan riyolitik lav ve tüfitlerdir (Sergen formasyonu). Havzada Orta-Üst Miyosende gelişen yaygın bir andezitik volkanizmayı (Elçiler formasyonu) Pliyosende esas olarak bazaltik bir volkanizma (Solhan formasyonu) izlemiştir. Muş havzasının doğusunda en son MS 1441'de püsküren (Oswalt, 1912) Nemrut volkanı Bölgedeki en genç volkanizmanın ürünüdür. Oligosen yaşlı volkanitlerin kökenine yönelik herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Havzadaki Neojen volkanitlerinin bir bölümünü ve güneydeki uzantılarını inceleyen Tarhan'a (1991) göre bu birimler alkalin ve kalkalkalin özelliktedirler ve çarpışmayla ilişkili K-G yönlü sıkışmaya bağlı kabuk kalınlaşması ürünüdürler. Bu görüş Doğu Anadolu'daki Neojen volkanitlerinin yitim kökenli olduğunu ileri süren (Innocenti vd., 1976; 1980; 1982; 1982a) görüşün aksine çarpışma ile ilişkilendiren yaygın görüşle (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981; Tokel, 1984; Yılmaz, 1984; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984, 1986; Yılmaz vd., 1987) uyumludur. Özdemir vd. (2006) Muş havzasının doğusundaki Nemrut volkanizmasıyla ilişkili çalışmalarında Kuvaterner yaşlı bu volkanizmanın, Keskin'in (2003) Doğu Anadoludaki Neojen magmatizmasının kuzeye Anadolu blokunun altına dalan litosfer diliminin dikleşmesi ve kopması modeliyle uyumlu olduğunu belirtmektedir. Değişik mekanizmalar ileri sürülmesine karşın Neojen volkanizmasının çarpışma ile ilişkili olduğu konusunda araştırmacılar arasında bir uyum görülmektedir.

2. ÖNCEL ÇALIŞMALAR

2.1. Jeolojik Çalışmalar

Demirtaşlı ve Pisoni (1965) Bitlis'e bağlı Adilcevaz yakınlarında Adilcevaz kireçtaşını tanımlamış ve kalınlığını 800 m olarak ölçmüşlerdir ve birimin alt kesimlerinin göreceli olarak arenitik kireçtaşları içerdiklerini belirtmişlerdir.

Kurtman ve Akkuş (1971) Doğu Anadolu Havzalarının petrol potansiyeli ve stratigrafisini incelemiş, Muş-Hınıs-Malazgirt alt havzalarının uyumsuzluk yüzeyleriyle birbirinden ayrılan Üst Kretase, Eosen, Miyosen ve Pliyosen çökellerinden ibaret dağarası havzaları olduklarını ileri sürmüşlerdir. Muş Havzasının büyük bir kısmının havzanın doğu kesiminde bol miktarda genç volkanitlerle örtülü olduğunu belirtmişlerdir.

Sakınç (1982) havzada mikropaleontolojik çalışmalar yaparak, Norkovak formasyonunun uyumlu olarak üste doğru Gerisor formasyonuna geçiş gösterdiğini ve saptadığı fosil içeriğine göre bu birime Erken Oligosen yaşını vermiştir. Aynı araştırmacı Ebülbahar formasyonunun alt seviyesine Orta Oligosen yaşını, üst seviyesine ise Geç Oligosen yaşını vermiştir. Sakınç (1982) Ebülbahar formasyonu ile geçişli olan Sergen formasyonunun üst kesiminin ise fosil içeriğine göre Akitaniyen yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Göncüoğlu ve Turhan (1985) Muş-Sason-Baykan-Tatvan arasında kalan Bitlis Metamorfit Kuşağını incelemiş, bölgede, çökelme ortamı, metamorfizma, magmatizma ve yaş açısından çok farklı olan ve birbiri üzerinde tektonik dokanakla yer alan, Bitlis Metamorfitleri Kuşağı, Dilimli Kuşak ve Otokton kuşak olmak üzere üç tektonostratigrafik birim tanımlamışlardır. Araştırmacılar, Muş havzasının tabanında Bitlis Masifini uyumsuzlukla örten genellikle kırmızımsı alacalı çakıltaşı, çamurtaşı, mikritik kireçtaşı, kumtaşı, killi kireçtaşı ve şeyl ardalanmasını Kızıllağaç Formasyonu olarak adlandırmışlardır.

Şengün (1993) Bitlis masifinin metamorfizması ve örtü çekirdek ilişkisini inceleyerek örtü-çekirdek ilişkisinin bir transgressif aşma düzlemi olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacı örtü ve çekirdek kayaçlarının birlikte kıvrımlanmış olduğunu, bu

durumun Alpin deformasyonlar sırasında örtünün yerinde olduğunu kanıtladığını ve metamorfizma ve örtü-çekirdek ilişkisinin ve bölgesel jeolojik verilerin Bitlis masifinin Arap levhasının deforme olmuş Alpin pasif kıta kenarı olduğunu iddia etmiştir.

Ertuğ vd. (1995) Muş Havzasının kuzeydoğu ucunun dinoflagellate biyostratigrafisini inceleyerek Tekman havzası ve Muş havzasındaki Üst Oligosen –Orta Miyosen litostratigrafi birimlerinin korelasyonunu gerçekleştirmiş ve dinoflagellate biyozonları ayırtlamıştır.

Buket ve Temel (1998) Muş-Bingöl-Varto bölgesindeki volkanitlerin Orta-Üst Miyosen - Pliyosen yaşında olduğunu, zayıf alkalikarakter gösterdiğini ve Doğu Anadolu'da kabuğun maksimum kalınlığa erişemediği dönemde üst mantodan sığ derinliklerde kısmî ergimeyle oluştuklarını ve kabuksal kontaminasyonun etkisinde kaldıklarını ileri sürmüşlerdir.

Temel ve Tokatlı (1999) jeolojik haritalama çalışmalarının yanısıra daha önce açılan sondaj kuyularına ait hidrokarbon değerlerini kullanarak Mus Tersiyer Havzasının hidrokarbon potansiyelini belirlemeye çalışmışlardır.

Sahintürk ve Erdem (2002) Muş ve çevresinin stratigrafisi, tektonizması ve havzanın evrimini incelemiş ve daha önceki yıllarda açılmış olan sondaj kuyularından elde edilen verileri yorumlayarak bölgenin hidrokarbon potansiyelini ortaya koymuşlardır.

Örçen (2001) Miogypsinidae türlerine dayalı olarak Aquitaniyen-Burdigaliyen zaman aralığında Toros ve Arap platformları arasındaki denizel bağlantının devam ettiğini ortaya koymuştur.

Şengör vd. (1985) Doğu Anadolu'daki K-G sıkışmanın çok sayıda eşlenik yırtılma, D-B gidişli kıvrım ve bindirmelere neden olduğunu, Muş-Van ve Pasinler havzalarının ise bindirme faylarıyla ilişkili havzalar olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Şaroğlu ve Yılmaz (1987) Doğu Anadolu havzalarının neotektonik dönemdeki havza modellerinin evrimini incelemiştir. Bu kapsamda 8 değişik bölgenin (batıdan

doğuya, Karlıova-Bingöl, Muş, Ahlat-Adilcevaz, Karayazı-Tekman, Hınıs, Zırnak, Erzurum-Pasinler-Horasan, ve Kağızman-Tuzluca) stratigrafisini sunmuşlar ve havzaların evrimini tartışmışlardır. Araştırmacılar

Akay vd. (1989) Muş Tersiyer havzasının, birbirinden bağımsız olarak gelişen Orta-Geç Eosen, En Üst Eosen—Erken Miyosen, Orta-Geç Miyosen, Pliyosen ve En Üst Pliyosen—Kuvaterner havzalarından oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Bu araştırmacılara göre Orta-Geç Eosen havzası, kırıntılı çökellerden oluşan Kızılağaç Formasyonu ile temsil olunmuştur ve En Üst Eosen—Erken Miyosen havzası, En Üst Eosen yaşındaki transgresif Ahlat formasyonunun karasal kırıntılı kayalarıyla başlamaktadır. Ahlat formasyonunun üst düzeyi karasal kırıntılılarla denizel kırıntılıların ardalanması biçimindedir ve birimin üstünde, denizel koşullarda çökelmiş Erken Oligosen yaşındaki Norkovak formasyonunun kırıntılıları ile Gerisor formasyonunun kırıntılı kayaları vardır. Bu birimlerin üstünde de, Orta-Geç Oligosen yaşındaki Yazla formasyonunun denizel koşullarda çökelmiş olan kırıntılı-karbonat kayaları bulunmaktadır. Yazla formasyonunun üstünde de, sınırlı dağılımı olan en Üst Oligosen yaşındaki, Sergen formasyonunun riyolitik litolojileri ve en üstte, en Üst Oligosen-Erken Miyosen yaşındaki Adilcevaz formasyonunun regresif karakterdeki kırıntılı ve karbonat kayaları bulunmaktadır. Akay vd. (1989) Orta-Geç Miyosen havzası kayalarının önceki havza koşullarının bozulmasına neden olan olaylara bağlı olarak gelişmiş, Elçiler formasyonunun asidik volkanitleriyle temsil olduğunu ve Pliyosen havzasının ise, bölgenin genel olarak çökmesine bağlı olarak, Solhan formasyonunun bazaltik andezit-aglomera-tüfit tabakalarıyla Zırnak formasyonunun gölsel çökellerinin gelişmesine neden olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar en Üst Pliyosen—Kuvaterner havzasının, Bulanık formasyonunun gölsel ve nerihsel çökelleri, Nemrut formasyonunun tüfiti, Muşovası formasyonunun kumtaşı-çakıltası ve Holosen yaşındaki alüvyal tabakalarıyla temsil olduğunu rapor etmişlerdir.

Uysal (1986) Muş Tersiyer havzasının doğusundaki, Azakpur yAkınlarında yaptığı çalışmayla Tersiyer havzasının en alt düzeyini oluşturan ve yaşı belirlenmemiş Üst Lütesiyen yaşlı kayaları, nanno fosillerle kesin olarak Üst Lütesiyen olarak belirlemiştir. Araştırmacıya göre, kıltaşı-kurntaşı-çakıltası ardalanmasından oluşmuş birimin alt düzeyleri akarsu fasiyesinde üste doğru ise denizel fasiyese geçerler ve Alt-Orta Oligosen yaşlı kayalar, kireçli kıltaşı-kumtaşı ardalanması biçiminde, Üst

Lütesiyen yaşlı kayalar üzerinde bir çakıltaşı düzeyiyle uyumsuz olarak yer alırlar. Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı birimler, kireçli kıltaşı-kumtaşı aralanmasından oluşmuşlardır. Ender olarak kireçtaşı düzeyleri de içeren bu birimler, Alt-Orta Oligosen yaşlı kayalar üzerinde uyumlu olarak yer alırlar ve derin deniz koşullarını yansıtırlar. Uysal'a (1986) göre Alt Miyosen, kumtaşı, kireçli kıltaşı, çakıltaşı, kumlu-çakıllı kireçtaşı ve resifal kireçtaşı düzeyleriyle sığ deniz koşullarını yansıtır, Pliyosen ise çakıltaşı, kumtaşı, kıltaşı düzeylerinden oluşmuştur. Gölsel kireçtaşı ve volkanik düzeylerden oluşan Pliyosen oluşukları ise Alt Miyosen ve daha yaşlı kayaları uyumsuz olarak örterler.

Keskin (2003) Dogu Anadolu'da Bitlis-Pötürge Masifi boyunca dalan litosfer manto içerisinde dalım açısının artmasıyla kopmakta, daha sonra yığısim prizmasına dogru yükselen astenosferik manto çarpışma zonunda bölgesel yükselmeye neden olmaktadır. Daha sığ kesimlere yükselen sıcak astenosferik mantoda, hem dalan levha etkisi hem de adiyabatik yükselmeye bağlı olarak basınç azalmasıyla daha fazla ergime ve magma üretimi olmakta ve bu etki Dogu Anadolu'da yaygın volkanizma faaliyetlerine neden olmaktadır.

2.2. Jeofizik Çalışmalar

İnceleme alanında doğrudan yapılan jeofizik çalışmalar bulunmamaktadır. Ancak daha çok bölgesel çalışmalar yapılmıştır.

Zor vd. (2003) Doğu Anadolu platosunun kabuk yapısını belirlemek amacıyla Arap Levhası, Anadolu-mikro levhası, Doğu Anadolu Platosu, Pontidler, Bitlis süturu, Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) gibi birçok tektonik birim üzerinden geçirdikleri 29 geniş band sismometre ağının telesismik kayıtlarından elde ettikleri alıcı fonksiyonlarını kullanarak, ağın batı bölümü altında önemli bir kabuk kökünün bulunmadığını, fakat ağın kuzey bölümünde kabuğun kalınlaştığına dair bazı kanıtların olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Doğu Anadolu platosunun bütünü için 45 km'lik ortalama kabuk kalınlığı ve 3.7 km/s'lik ortalama kabuk kayma hızı belirlemişlerdir. Bu çalışmada kabuk kalınlığının Bitlis Kenet kuşağının güney kısmında yaklaşık 42 km ve Kuzey Anadolu Fay Zonu çevresinde Anadolu platosunun kuzey kısmında 50 km olduğunu ve doğuda

ise Anadolu platosunun kuzeyinde 40 km ve Anadolu platosunun ortasında ise 46-48 km olduğu ileri sürülmüştür.

Al-Lazki vd. (2003) Doğu Anadolu platosu ve çevresinin altındaki tomografik Pn hızı ve anizotropi yapısını belirlemeye çalışmış, Anadolu platosu, Kafkasya ve kuzeybatı İran altında düşük (< 8 km/s) ve çok düşük (< 7.8 km/s) Pn hızlarının var olduğunu ve bu çok düşük Pn hızlarına Doğu Anadolu'nun birçok kesiminde litosfer tabakasının bulunmamasından kaynaklandığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar Arap platformu kuzey kesiminin altında yüksek bir Pn hızı zonu saptamışlar, düşük (< 8 km/s) Pn hızlarının büyük bir bölümünün kuzeybatı İran, Türkiye ve Kafkasya bölgesi altında uzandığını ve bu belirgin düşük hız anomalisi içinde, çok düşük (< 7.8 km/s) Pn hızı zonlarının Kafkasya ve Doğu Anadolu'da gözlemlendiğini belirtmişlerdir. Buna karşın, yüksek Pn hızlarının Kuzey Arabistan, Hazar Denizi ve Azerbaycan (Doğu Büyük Kafkasya), Karadeniz ve kuzeydoğu Akdeniz'de görüldüğünü ve yüksek Pn hızlı daha küçük bölgeler ise kuzeybatı İran, Orta Anadolu levhası ve orta üst Kafkasya olduğunu rapor etmişlerdir.

Örgülü vd. (2003) 3.7 ve daha büyük 34 depremin fay düzlemi çözümleri için bölgesel moment tensor ters çözüm tekniğini kullanarak 134 deprem için ve büyüklüğü 3.0 ve daha büyük 115 deprem için ilk hareket analizlerini elde etmişler, Karlıova'nın doğu ve batısının deformatiyonel olarak bir farklılık gösterdiğini ve çarpışma sonucunda Doğu Anadolu'da çoğunlukla çeşitli tip ve büyüklükteki doğrultu atımlı faylanmanın oluşmaya başladığını belirtmişlerdir.

Türkelli vd. (2003) Doğu Türkiye'deki sismojenik zonları araştırarak bölgeye ait iç odak dağılım haritası oluşturmuşlar, elde edilen sonuçlara göre, doğu Türkiye'deki sismik etkinliğin önceki çalışmalarda belirtildiğinden daha yüksek olduğunu ve Arap-Avrasya çarpışma zonu ya da Anadolu platosu altında alt kabuk depremlerinin olmadığını gösterdiğini, Avrasya levhasının altına Arap levhasının hemen hemen hiç ya da çok azaldığını ve Kuzey Anadolu Fay Zonunun güneydoğuya doğru, Karlıova üçlü kavşağının ötesine doğru uzanmakta olduğunu ve bölgede haritalanmamış aktif sismojenik fayların olduğunu, Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Bitlis Sütur Zonunun (BSZ) Kuzey Anadolu Fay Zonundan (KAFZ) daha kalın bir kabuğa sahip olduklarını ileri sürmüşlerdir.

Aydın vd. (2005), Türkiye havadan manyetik anomali verisini 1 km aralıklarla gridleyerek Okubo vd. (1985) yöntemini kullanarak Türkiye Curie Noktası Derinlik haritasını hazırlamışlardır. Belirtilen çalışmada Doğu Anadolu'da en derin Curie noktasının 20 km civarında olduğu ortaya konulmuştur.

Pamukçu vd. (2015) Doğu Anadolu Bölgesi'ne ait gravite verilerine önce 2. Trend Yöntemini uygulayarak anomalinin karakterini ve daha sonra aynı veriye, düşey ve yatay yönde türev yöntemleri uygulayarak bölgenin litosfer yapısını incelemişlerdir.

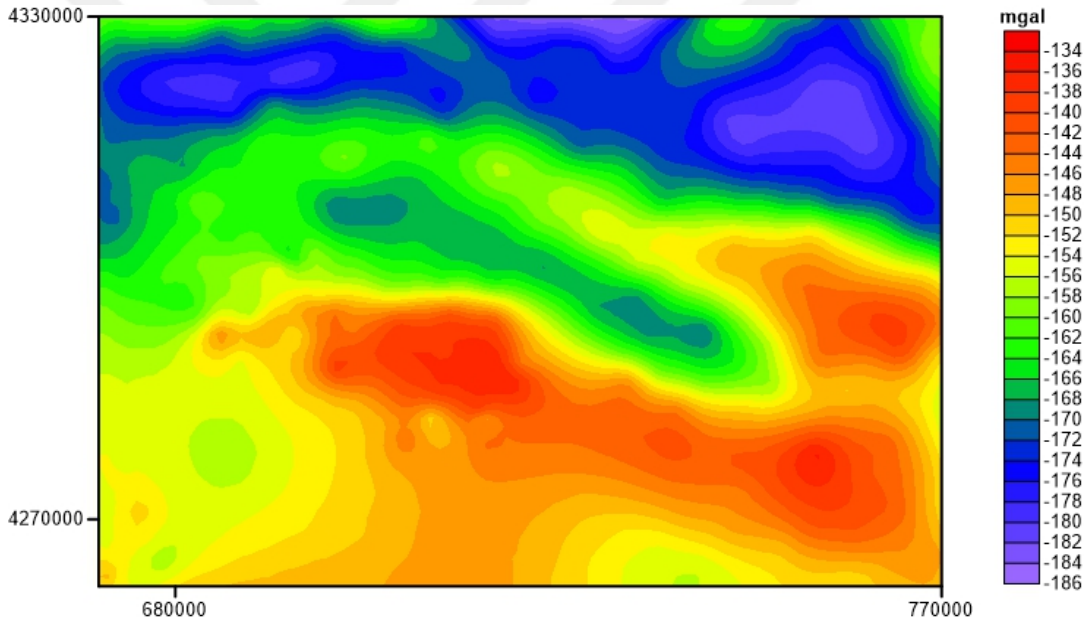
Koşaroğlu vd. (2016) Kapadokya bölgesinin sığ yapısını gravite yöntemini kullanarak 2,5 ve 3 boyutlu olarak modellemişlerdir. Yapmış oldukları çalışmada Kaldera olarak tanımlanan Kapadokya bölgesinin Kaldera olamayacak büyüklükte olduğunu değerlendirmişlerdir. Yapmış oldukları modellemelerle düşük yoğunluklu sığ birimlerin derinliklerini ortaya çıkararak Kapadokya bölgesinin havza niteliğinde olduğundan bahsetmişlerdir. Yapmış oldukları gravite modelleriyle düşük yoğunluklu birimlerin derinlik sınırlarını belirlemişlerdir.

Aydın vd. (2019) potansiyel alan verilerini kullanarak Erzincan havzasını incelemiştir. Yapmış olduğu çalışmada gravite anomalilerine farklı derinlik seviyeleri için aşağı ve yukarı uzanım yöntemlerini uygulayarak verilerden gürültüleri temizlemeyi amaçlamıştır. Yukarı uzanım uygulanan her veriye farklı türev yöntemlerini kullanarak bölgedeki süreksizlikler ile jeolojik yapı sınırlarının ortaya çıkarmışlardır. Uyguladıkları türev tabanlı süzgeçlerden tilt ve teta açısı türevlerinin en iyi sonuç verdiğinden bahsetmişlerdir. Yapmış oldukları çalışmalarla mevcut yüzey jeolojisini karşılaştırmış ve formasyonlar arasındaki uyumu kontrol etmişlerdir. Ayrıca yüzey gözlemlerinden belirlenmiş süreksizliklerin yanısıra elde edilen sonuçlar ışığında yeni yapılar ve süreksizlikler ortaya çıkarmışlardır. Çalışma alanına ait Erzincan havzasının 3 boyutlu modellenmesi sonucunda havzanın ortalama 7 km kalınlığına sahip olduğundan bahsetmişlerdir. Yapmış oldukları bu çalışma ile sınır belirleme süzgeçleri ile verinin yapılar ile bağlantısını ortaya koymuşlardır. Elde ettikleri sonuçların net bilgiler ifade ettiğini belirtmişlerdir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Gravite Verisi

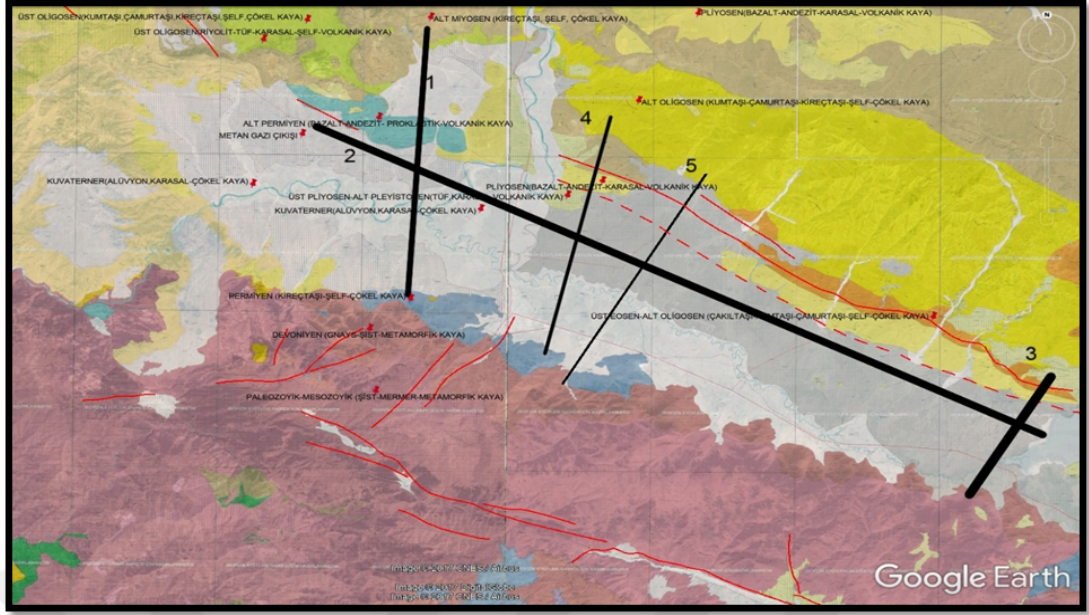
Çalışma sahasına ait gravite verileri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden tahsis edilmiştir. Çalışma alanına ait gravite anomali haritası Şekil 4.1'de verilmiştir. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından toplanmış sismik yansıma verileri ile korale edilmiş ve sismik yansıma verilerindeki hızlar yardımıyla sahaya ait örtü ve temel birim yoğunluklarının saptanması sağlanmıştır. Sahanın örtü birimine ait yoğunluklar sismik yansıma hızlardan yararlanarak ortalama $2,25 \text{ gr/cm}^3$ hesaplanmıştır. Temel birime ait yoğunluk ise literatürden yararlanılarak $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak kullanılmıştır.



Şekil 3.1.1 Muş Havzasına ait Gravite Haritası

3.2. Sismik Veri

Kömürlü, killi marnlı formasyondan sonraki temel birimin (Bitlis metamorfiği, temel birim) topografyasının belirlenmesi için Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından sismik yansıma yöntemiyle 5 profil boyunca ölçümler gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.2.1 Muş Havzasında gerçekleştirilen sismik yansımaya profillerinin yerleri

Gerçekleştirilen sismik etüt çalışmasındaki hatlara ait atış sayıları ve hat boyları;

Hat1 547 atış, 21.880m ilerleme ve 24.660m hat boyu,

Hat2 1526 atış, 61.040m ilerleme ve 61.200m hat boyu,

Hat3 251 atış, 10.040m ilerleme ve 12.200m hat boyu,

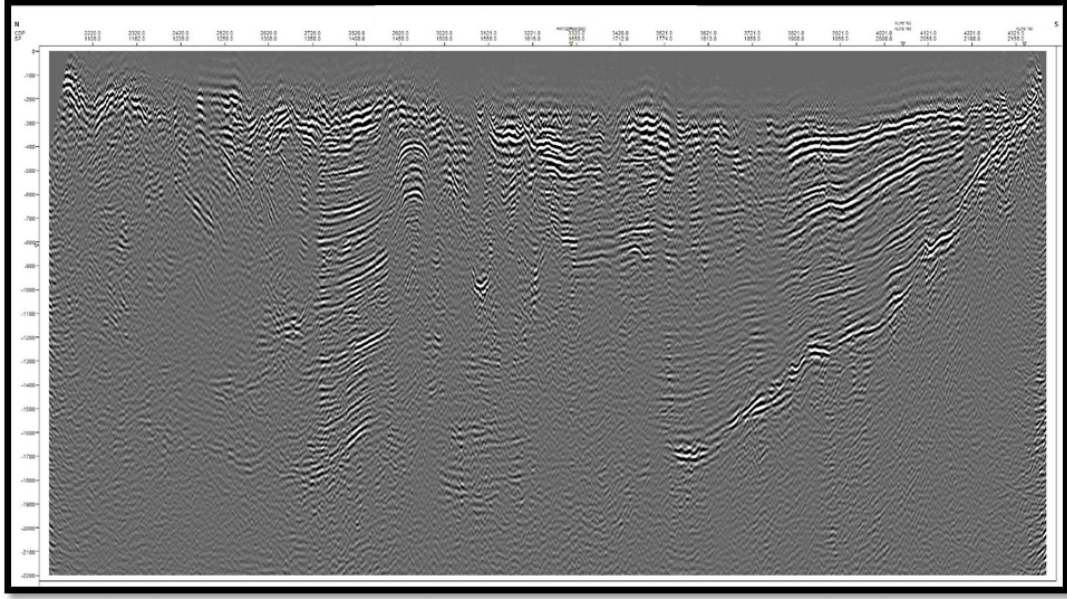
Hat4 526 atış, 21.040m ilerleme ve 21.560m hat boyu,

Hat4 503 atış, 20.120m ilerleme ve 21.580m hat boyu,

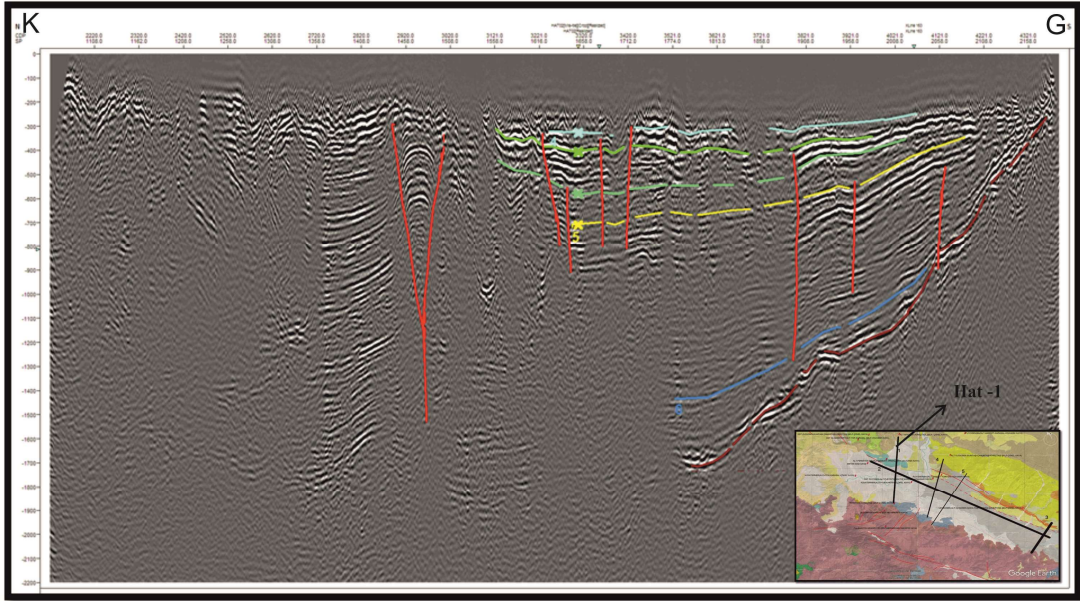
şeklindedir.

Her bir hat için yorumlanmamış ve yorumlanmış sismik yansımaya kesitleri sırasıyla

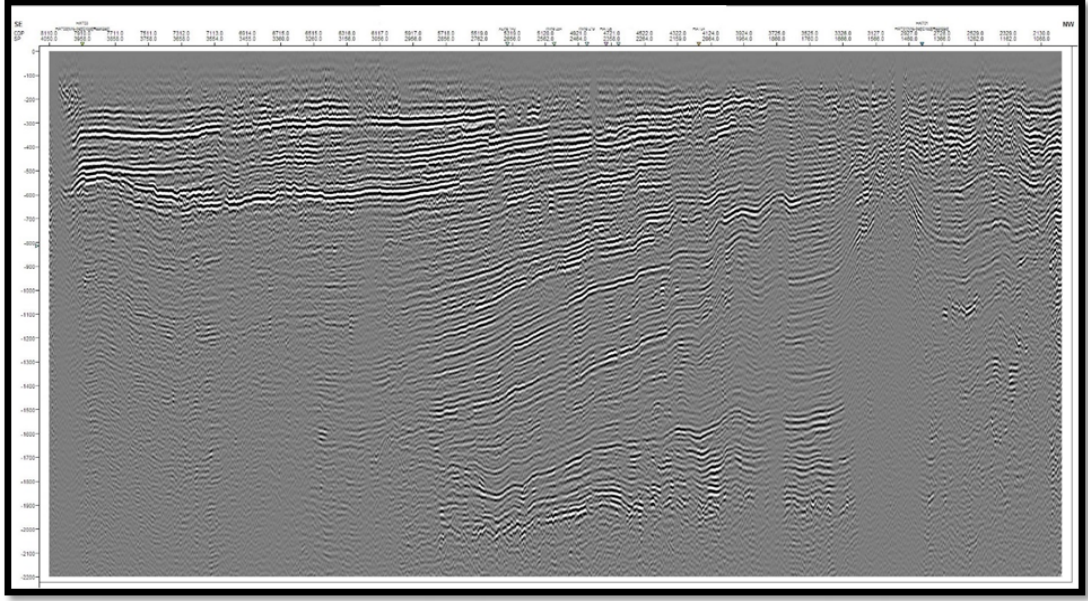
Şekil 3.2.2, 3.2.3, 3.2.4, 3.2.5, 3.2.6, 3.2.7, 3.2.8, 3.2.9, 3.2.10 ve 3.2.11'de verilmiştir.



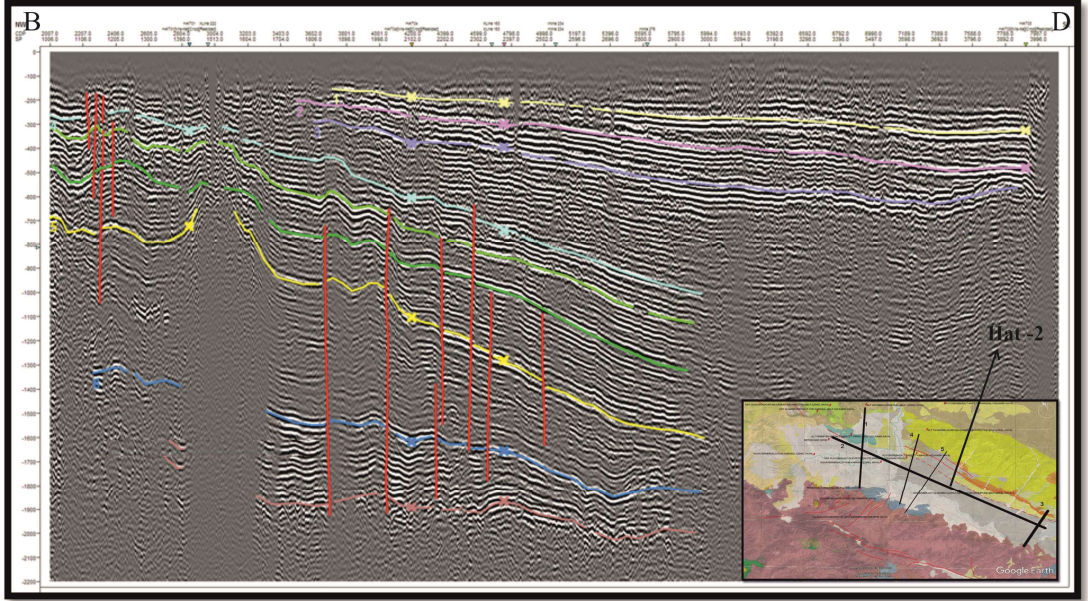
Şekil 3.2.2 Hat1 Yorumlanmamış sismik kesit



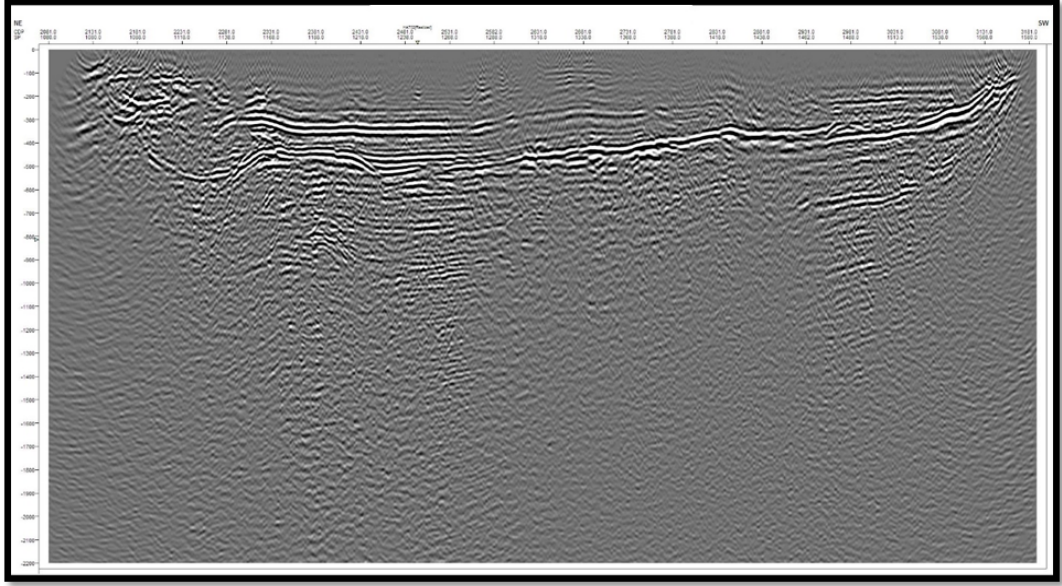
Şekil 3.2.3 Hat1 in Yorumlanmış Sismik Kesiti



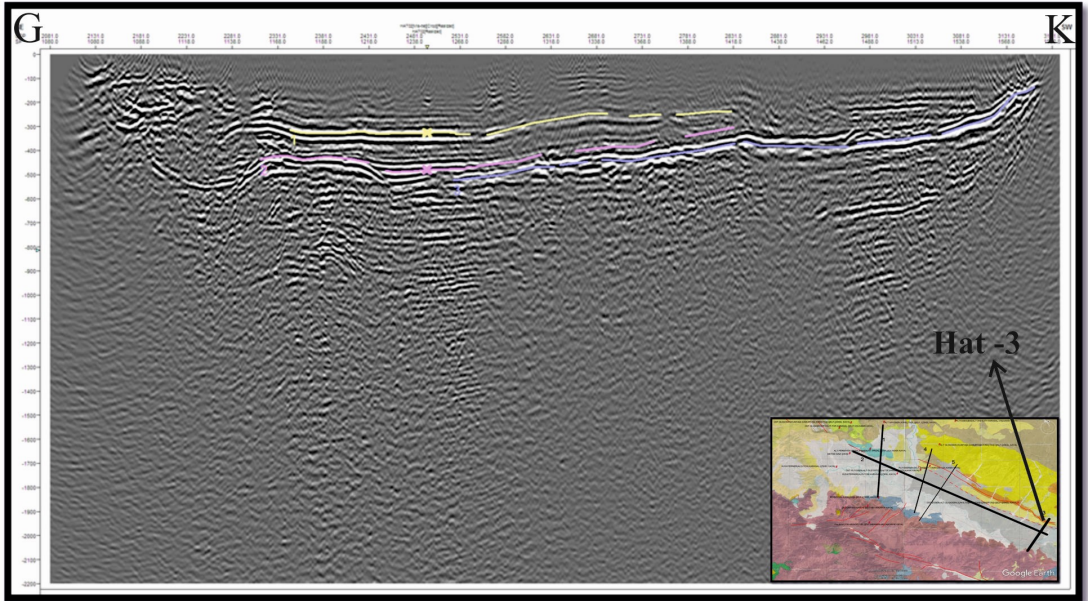
Şekil 3.2.4 Hat2 Yorumlanmamış Sismik Kesit



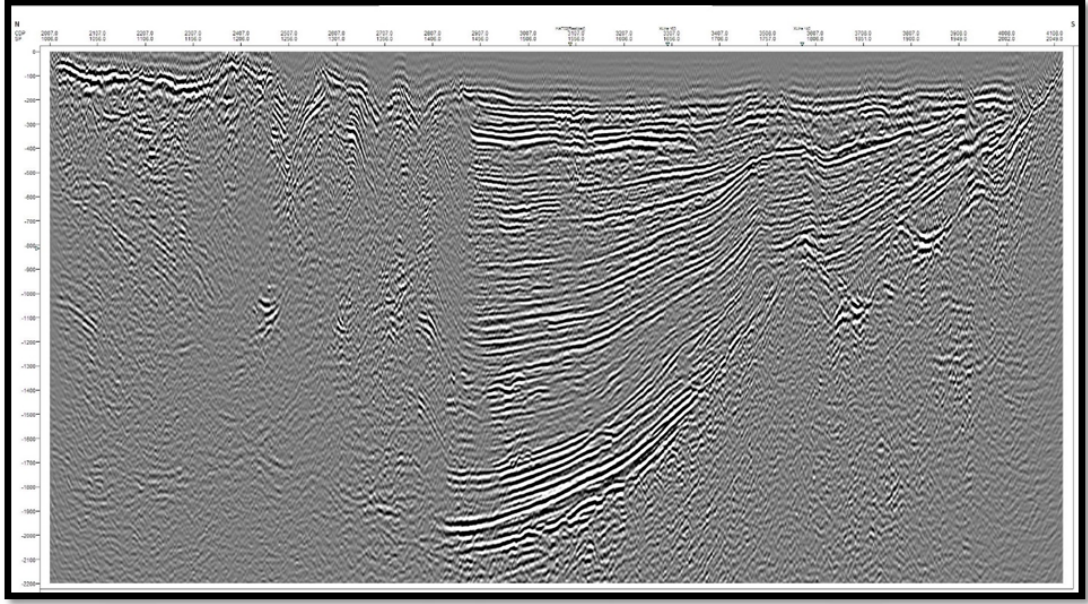
Şekil 3.2.5 Hat2'nin Yorumlanmış Sismik Kesiti



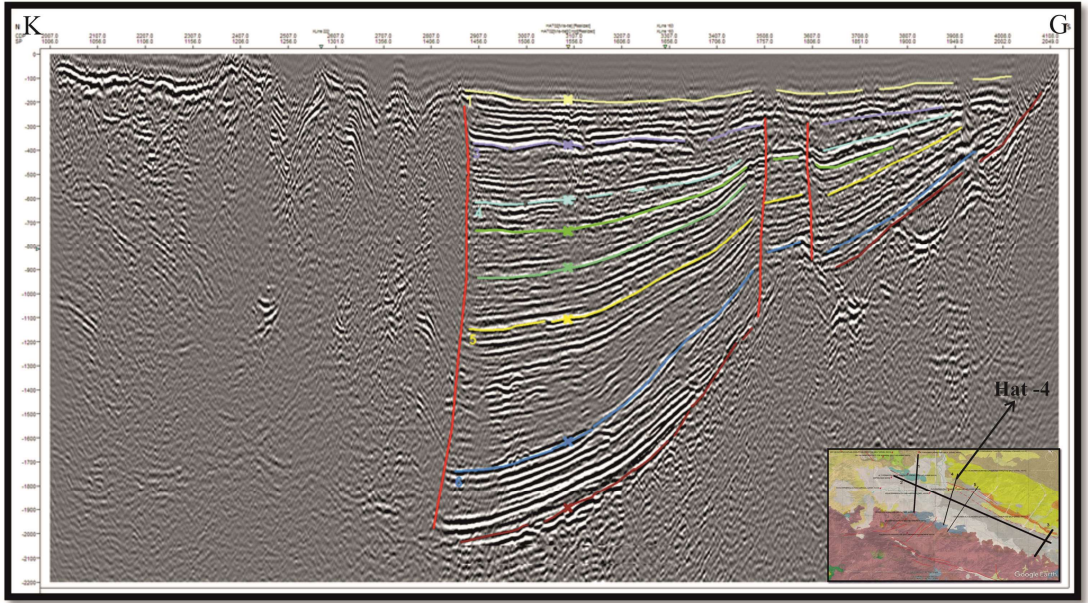
Şekil 3.2.6 Hat3 Yorumlanmamış Sismik Kesit



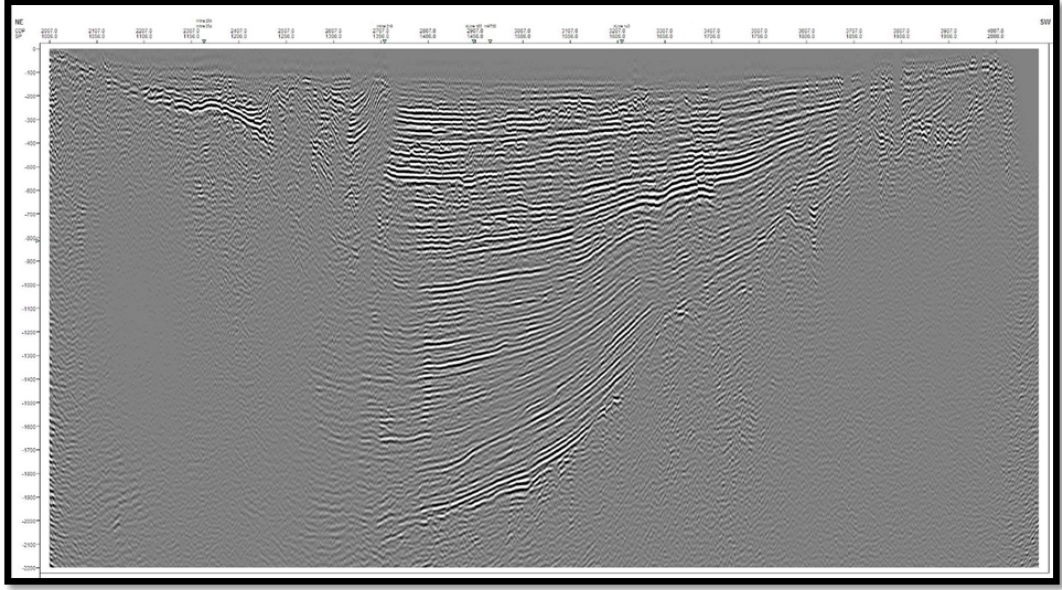
Şekil 3.2.7 Hat3'ün Yorumlanmış Sismik Kesiti



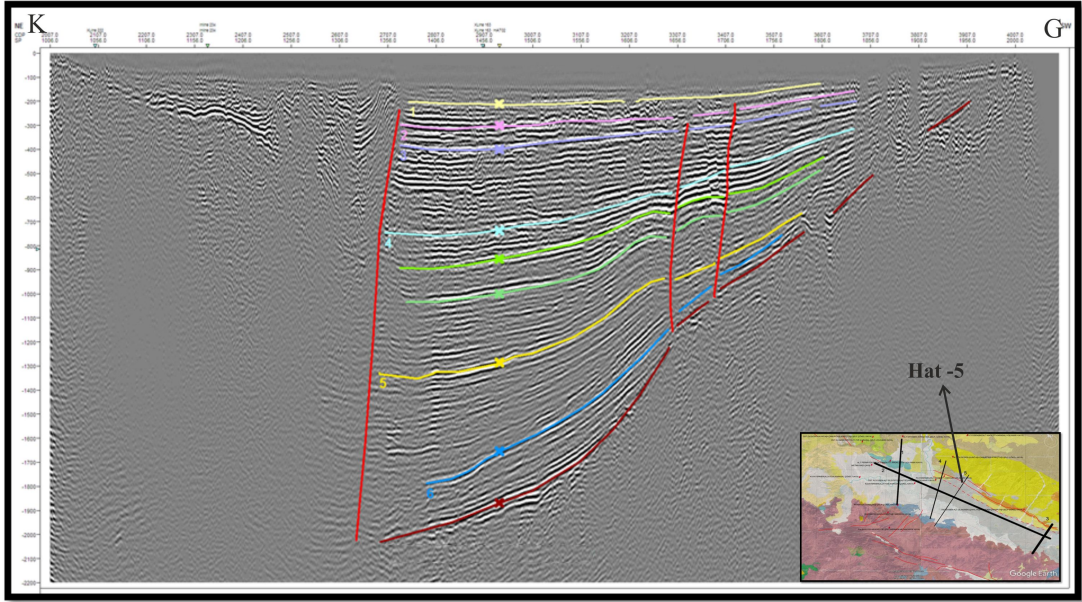
Şekil 3.2.8 Hat4 Yorumlanmamış Sismik Kesit



Şekil 3.2.9 Hat4'ün Yorumlanmış Sismik Kesiti



Şekil 3.2.10 Hat5 Yorumlanmamış Sismik Kesit



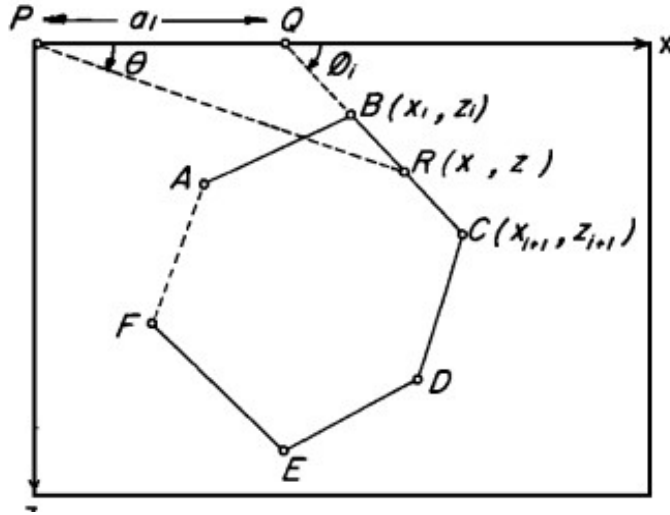
Şekil 3.2.11 Hat5'in Yorumlanmış Sismik Kesiti

Yapılan sismik yansıma çalışması neticesinde Zırnak formasyonunun Havzanın Kuzeybatısında daha sığ, volkanizma ve tektonizmaya bağlı olarak da havzanın Güneydoğusuna doğru derinleştiği tahmin edilmektedir.

3.3. İki Boyutlu Modelleme

Gravite hesaplarında yeterli bir iki boyutlu çözüm yapmak için Nettleton (1940) tarafından bazı kriterler belirlenmiştir. Düzensiz şekilli iki boyutlu yapılar tarafından oluşturulan gravite etkisinin hesaplanması için çeşitli yöntemler bulunmaktadır. Bu yöntemler iki kategoriye ayrılmaktadır. Birinci metot, ağ, noktasal gösterim ve bazı hesaplama yardımcılarını kapsar. Ancak bu yöntemlerin uygulanması pratikte zor ve zaman alıcıdır. İkinci kategoride ise amaç, düzensiz yapıları basit geometrik şekillere ayırıp, gravite etkisini daha kolay hesaplayabilmektir. Vening Meinesz vd. (1934) tarafından önerilen, yapının dikdörtgen bloklara ayrılmasıdır. Ancak blok sayısının fazlaca atışı hesaplamaları zorlaştırmaktadır. Aynı zamanda blok boyutlarının küçülmesi de uzaktaki ihmal edilmiş değerlerinde hesaplanmasına neden olabileceğinden, hesaplamalarda hata oranını artırabilmektedir. Kenar sayısını fazla tutarak düzensiz bir iki boyutlu yapı, kolaylıkla bir kapalı poligona yaklaştırılabilir. Verilen herhangi bir noktadaki yerçekiminin yatay ve düşey bileşenleri bu poligon sayesinde analitik yöntemlerle hesaplanabilir. Yöntemde yapının boyutuna ve konumuna bir sınırlama getirilmez. Önemli olan yapıya tam olarak uyum sağlayan poligonu çizilebilmesi, gerektiği kadar poligonun kenar sayısını artırmaktır. Daha öncede bahsedildiği gibi, İki boyutlu düzensiz yapılar öncelikle n kenarlı bir poligona, sonrada dikdörtgen bloklara ayrılır.

Şekil 3.1.12'de ABCDEF poligonunun P noktasındaki gravite etkisi hesaplanacak olursa;



Şekil 3.1.12 Gravite etkisi hesaplanacak n kenarlı bir poligonun geometrik elemanları

P noktası xz koordinat düzleminin orijini olsun ve poligonda aynı zamanda xz düzleminde bulunsun. z, pozitif düşey eksen ve θ ise pozitif x ekseninden, pozitif z eksenine doğru olan açıdır. Hubbert (1948) 'ın önerisine göre iki boyutlu bir yapının oluşturduğu gravite etkisinin düşey bileşeninin hesabı; $2G\rho\oint z d\theta$ çevresel integraliyle hesaplanır. Burada G : gravite çekim sabiti, ρ : yapının yoğunluğudur. Yine Hubbert (1948) tarafından önerilen iki boyutlu yapının oluşturduğu gravite etkisinin yatay bileşeninin hesabı ise;

$$2G\rho\oint x d\theta \quad [3.1]$$

formülüyle yapılır. Şekil 3.1. 12' de gösterilen PQ uzaklığı a_i olsun,

$$z = x \tan \theta \quad [3.2]$$

ve BC kenarı üzerinde R noktasını seçersek

$$z = (x - a_i) \tan \phi_i \quad [3.3]$$

[3.2]ve [3.3] bağlantılarından;

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad [3.4]$$

Yazılabilir veya

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \Phi_i \tan \theta}{\tan \Phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv X \quad [3.5]$$

ise, benzer şekilde;

$$\int_{BC} x d\theta = \int_B^C \frac{\alpha_i \tan \Phi_i}{\tan \Phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv Z \quad \text{dir.} \quad [3.6]$$

Bütün poligonun Gravite etkisinin düşey bileşeni V ve yatay bileşeni H ise;

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad [3.7]$$

$$H = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i \quad [3.8]$$

Burada X_i ve Z_i genel olarak şu şekilde tanımlanır;

$$Z_i = \alpha_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \Phi_i \log \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \Phi_i)} \right] \quad [3.9]$$

$$X_i = \alpha_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\tan \Phi_i (\theta_{i+1} - \Phi_i) + \log \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \Phi_i)} \right] \quad [3.10]$$

Burada

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i}{x_i} \quad \text{dir.} \quad [3.11]$$

$$\Phi_i = \tan^{-1} \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \quad [3.12]$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{z_{i+1}}{x_{i+1}} \quad [3.13]$$

A Koşulu: $x_i=0$ alınırsa;

$$Z_i = -\alpha_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\theta_{i+1} - \frac{\pi}{2} + \tan \Phi_i \log (\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \Phi_i)) \right] \quad [3.14]$$

$$X_i = \alpha_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\tan \Phi_i \left(\theta_{i+1} - \frac{\pi}{2} \right) - \log (\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \Phi_i)) \right] \quad [3.15]$$

B Koşulu: $x_{i+1}=0$ alınırsa;

$$Z_i = \alpha_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\Phi_i - \frac{\pi}{2} + \tan \Phi_i \log (\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_i)) \right] \quad [3.16]$$

$$X_i = -\alpha_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\tan \Phi_i \left(\theta_i - \frac{\pi}{2} \right) - \log (\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_i)) \right] \quad [3.17]$$

C Koşulu: $z_i=z_{i+1}$ alınırsa

$$(Z_i = z_i (\theta_{i+1} - \theta_i)) \quad [3.18]$$

$$X_i = Z_i \log \frac{\sin \theta_{i+1}}{\sin \theta_i}$$

D Koşulu: $X_i = x_{i+1}$ olursa

$$Z_i = x_i \log \frac{\cos \theta_i}{\cos \theta_{i+1}} \quad [3.19]$$

$$X_i = x_i (\theta_{i+1} - \theta_i) \quad [3.20]$$

E Koşulu: $\theta_i = \theta_{i+1}$ olursa

$$Z_i = 0 \quad [3.21]$$

$$X_i = 0 \quad [3.22]$$

F Koşulu: $Z_i = X_i = 0$ olursa

$$Z_i = 0 \quad [3.23]$$

$$X_i = 0 \quad [3.24]$$

G koşulu: $x_{i+1} = z_{i+1} = 0$ olursa

$$Z_i = 0 \quad [3.25]$$

$$X_i = 0 \text{ olur.} \quad [3.26]$$

Görüldüğü gibi θ_{i+1} , θ_i , Φ_i , a_i x_i ve z_i cinsinden açıkça ifade edilebilmektedir. Aynı zamanda V ve H'ı yalnız x_i ve z_i cinsinden ifade edebiliriz. Zaten bir yapının çevre hesabındaki en kolay yöntem, köşe koordinatlarını kullanmaktır. Ek olarak, gravite etkisinin hesaplanacağı noktalarda yapının yoğunluğunu ve konumunu da belirtmek gereklidir.

3.4 Üç Boyutlu Modelleme

Bu çalışmada Gravite anomalilerinin üç boyutlu modellenmesi için Cordell ve Henderson (1968) tarafından geliştirilmiş olan yinelemeli yöntem kullanılmıştır. Yinelemeli yöntemlerde ilk olarak bir başlangıç modeli belirlenir. Daha sonra bu modelin gravite etkisi hesaplanır. Son adımda ise modelin değişimi yapılır, yani hesaplanan ve ölçülen gravite değerleri arasındaki uyumu sağlayan modele ulaşmaya çalışılır. Bu uyum sağlanana kadar iterasyon sürdürülür. Aşağıda bahsedilecek olan yöntemde ilk olarak dijitalleştirilmiş gravite verisi kare olarak gridlenir. Gravite değerlerine neden olan yapının, her birinin bir grid boyutunda kesit alana ve eş yoğunluğa sahip düşey prizmalardan kaynaklandığı kabul edilir. Öncelikle referans düzlemi ve yoğunluk belirlenir. Her bir prizmanın düşey pozisyonu, bir yatay referans düzlemiyle sistematik bir ilişki aracılığı ile bulunur. Bu referans düzlemi seçilirken isteğe bağlı olarak prizmaların alt üst ve merkez noktaları ile sınırlandırılabilir. Örneğin, bir P grid noktasındaki P(x,y,0) gravite etkisinin q grid noktasının Q(x',y',0) altındaki düşey prizmadan kaynaklandığı kabul edilir. Bu etki prizma kalınlığının ve bağlı pozisyonun bir fonksiyonu olup,

$$\Delta_{Q_{i,c,v}} \approx G f(P, Q, T_q; \rho, D) \quad [3.27]$$

Başlangıç noktasının P grid noktasındaki gravite etkisi ise;

$$\rho_{Q_{i,c,P}} \approx \sum_{q=1}^M G f(P, Q, T_q; \rho, D) \text{ Olarak hesaplanır.} \quad [3.28]$$

Burada

G: Gravite sabiti,

ρ : Yoğunluk,

D: Referans düzlemine olan uzaklık

M: Toplam grid noktası sayısı olarak verilmektedir.

n'ninci iterasyonda, q'nuncu grid noktasının altındaki prizma kalınlığı; $t_{n,q}$ ise,

$$\lim_{n \rightarrow \infty} t_{n,q} = T_q, \text{ bütün } q \text{ noktaları için geçerlidir.}$$

Sonrasında, Bouger kat (slab) formülü kullanılarak, Bott (1960)' in önerisine göre, bütün grid noktaları için başlangıç modeli kalınlık değerleri elde edilir

$$t_{1,q} = K_{g_{Q_{i,c,q}}}, \quad [3.29]$$

$$K = \frac{1}{2\pi G\rho}$$

Sonrasında başlangıçtaki yaklaşım modelinden hesaplanan gravite anomalisi;

$$g_{hes,1,p} = \sum_{q=1}^M G f (P, Q, t_{1,q}; \rho, D) \text{ dir.} \quad [3.30]$$

Bir sonraki modelin değişiminin hesabı içinse;

$$t_{2;q} = t_{1,q} \left[\frac{g_{ölç,q}}{g_{hes,q}} \right] \quad [3.31]$$

ifadesi kullanılır. Bir genelleştirme yapılırsa;

$$t_{n+1,q} = t_{n,q} \left[\frac{g_{ölç,q}}{g_{hes,n,q}} \right] \quad [3.32]$$

ve

$$g_{hes,n,p} \approx \sum_{q=1}^m G f (P, Q, T_{n,q}; \rho, D) \quad [3.33]$$

olarak hesaplanır.

P ve Q nun çakıştığı noktalar için f;

$$\Delta_{g_{hes,n,p=q}} \approx 2\pi G\rho \left[t_{n,q} - \sqrt{(d_{n,q} + t_{n,q})^2 + \frac{w^2}{\pi}} \right] + \sqrt{d_{n,q}^2 + \frac{w^2}{\pi}} \quad [3.34]$$

Ve tüm dięer grid noktaları için f;

$$\Delta_{g_{hes,n,p \neq q}} \approx G\rho w^2 \left[\frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + d_{n,q}^2}} - \frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + (d_{n,q} + t_{n,q})^2}} \right] \quad [3.35]$$

W: Grid aralığı,

$R_{p,q}^2$: P ve Q noktaları arası mesafe,

$d_{n,q}$: n. Yinelemeden sonra Q grid noktasının altındaki prizmanın üst yüzeyine olan uzaklıktır.

$d_{n,q}$: n adet yinelemeden sonra Q grid noktası altındaki prizmanın üst yüzeyine olan derinlik olarak verilmektedir.(Eđer prizmaların tabanı hedef alınsaydı bu mesafe ;

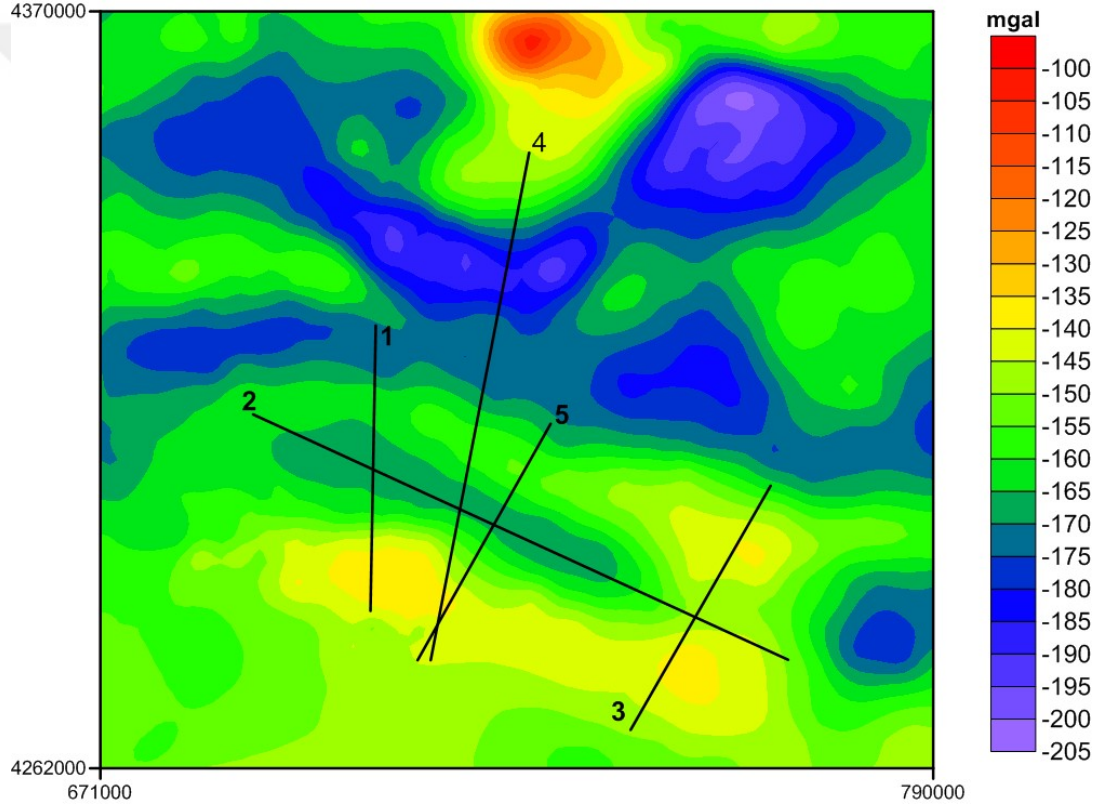
$d_{n,q} = D - t_{n,q}$ formülüyle hesaplanırdı.)

Sonuçta hesaplanan ve ölçülen veriler arasındaki farkı en aza indirgeyen model çözüm olarak belirlenir.



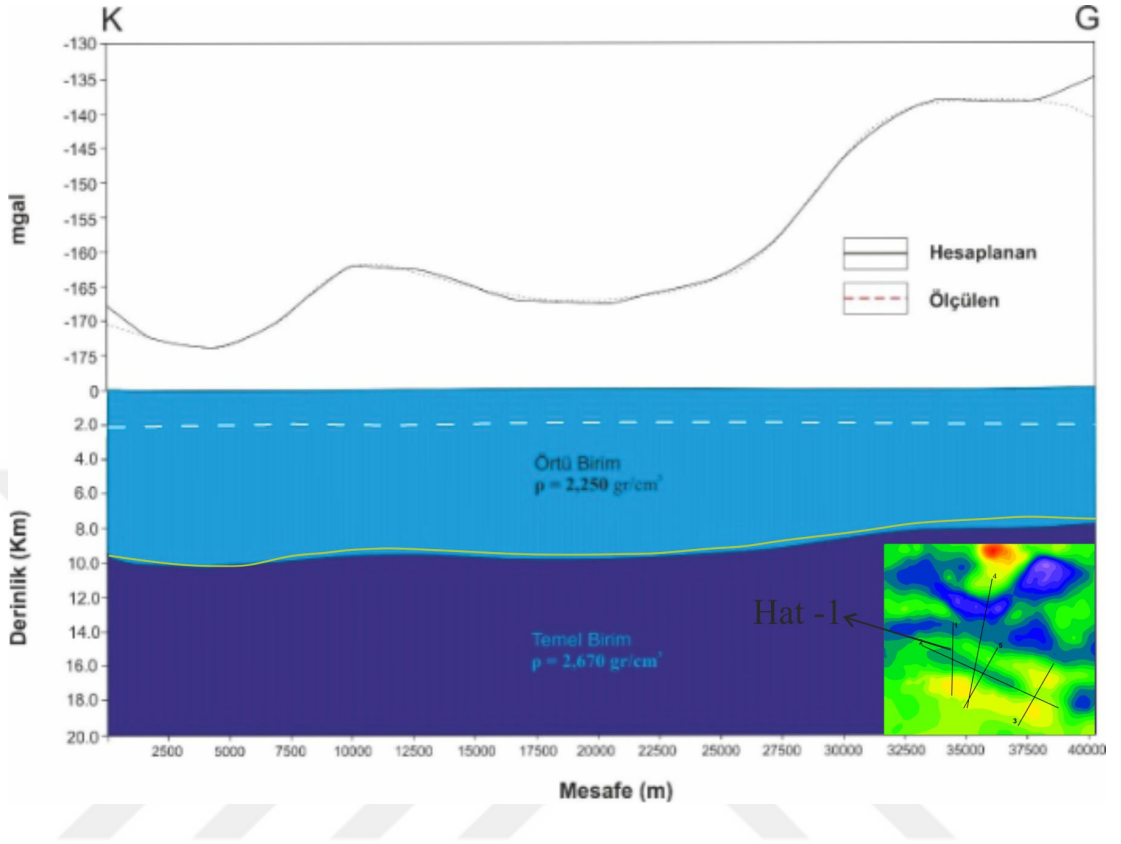
4. BULGULAR

Muş Havzasının sıg ve derin yapısının belirlenmesi için Şekil 4.1'de gösterilen gravite anomali haritasından 5 profil boyunca kesitler alınmıştır. Tüm profiller bölüm 3.2 'de verilen sismik yansıma hatları ile aynı konumdadır. Sismik yansıma verilerindeki hızlar yardımıyla sahaya ait örtü ve temel birim yoğunlukları belirlenmiştir. Sahanın örtü birimine ait yoğunluklar sismik hızlardan ortalama $2,25 \text{ gr/cm}^3$, temel birime ait yoğunluk ise yaklaşık $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak hesaplanmıştır. Şekil 4.1'de gösterilen gravite anomali haritasında gösterilen 5 profil için iki boyutlu modeller oluşturulmuştur.



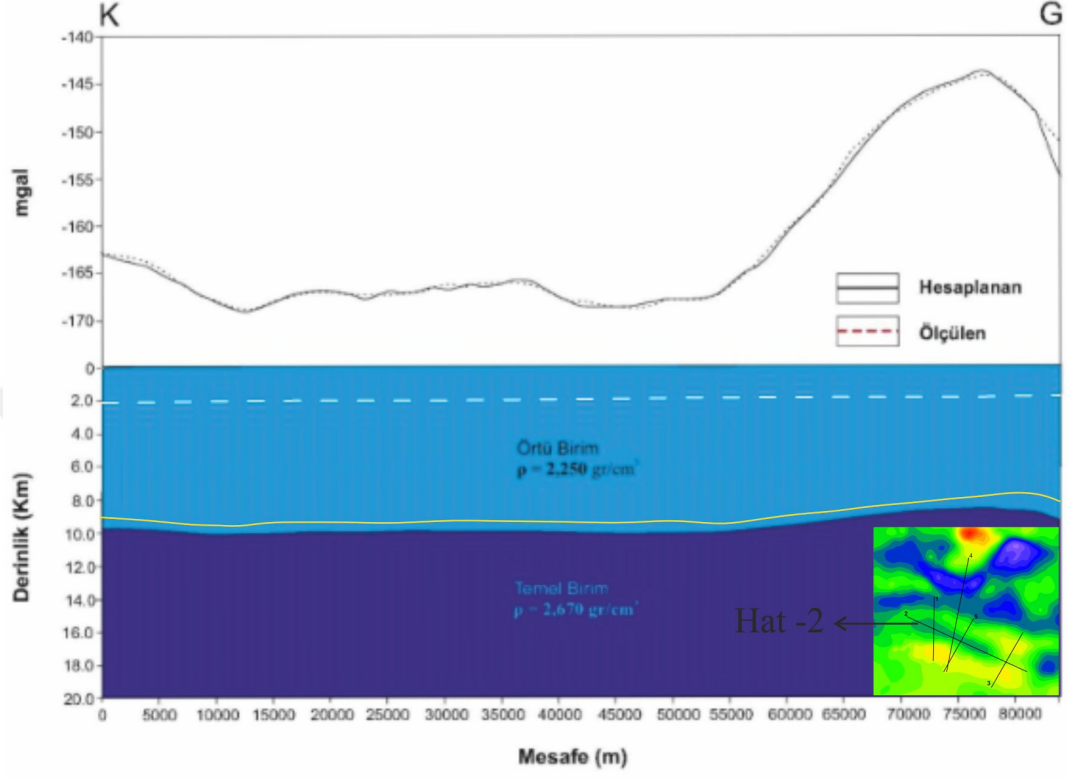
Şekil 4.1 Çalışma alanına ait gravite anomali haritası ve 2B modelleme kesitleri

1 no'lu profil K-G doğrultulu ve 41 km uzunluğundadır. 1 no'lu profil için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 4.2 de gösterilmiştir.



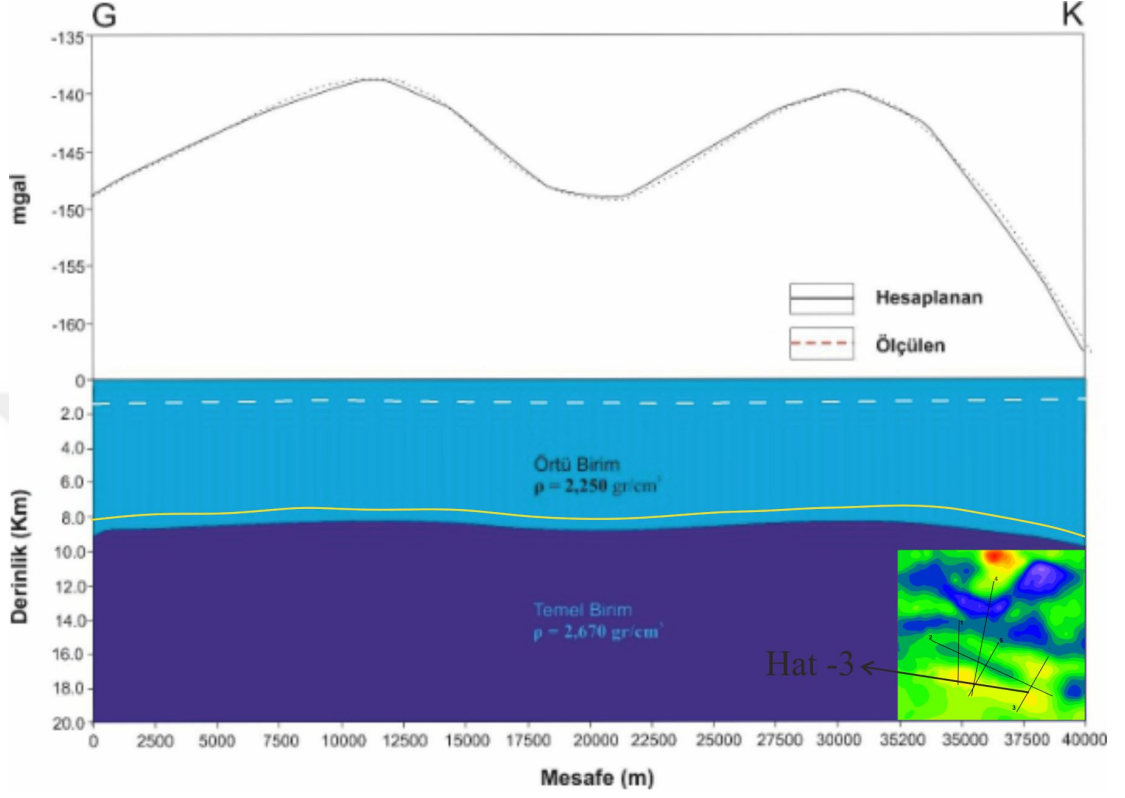
Şekil 4.2 1 no'lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansımaya yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.

2 no'lu profil KB-GD doğrultulu ve 84 km uzunluktadır. 2 no'lu profil için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 4.3 de gösterilmiştir.



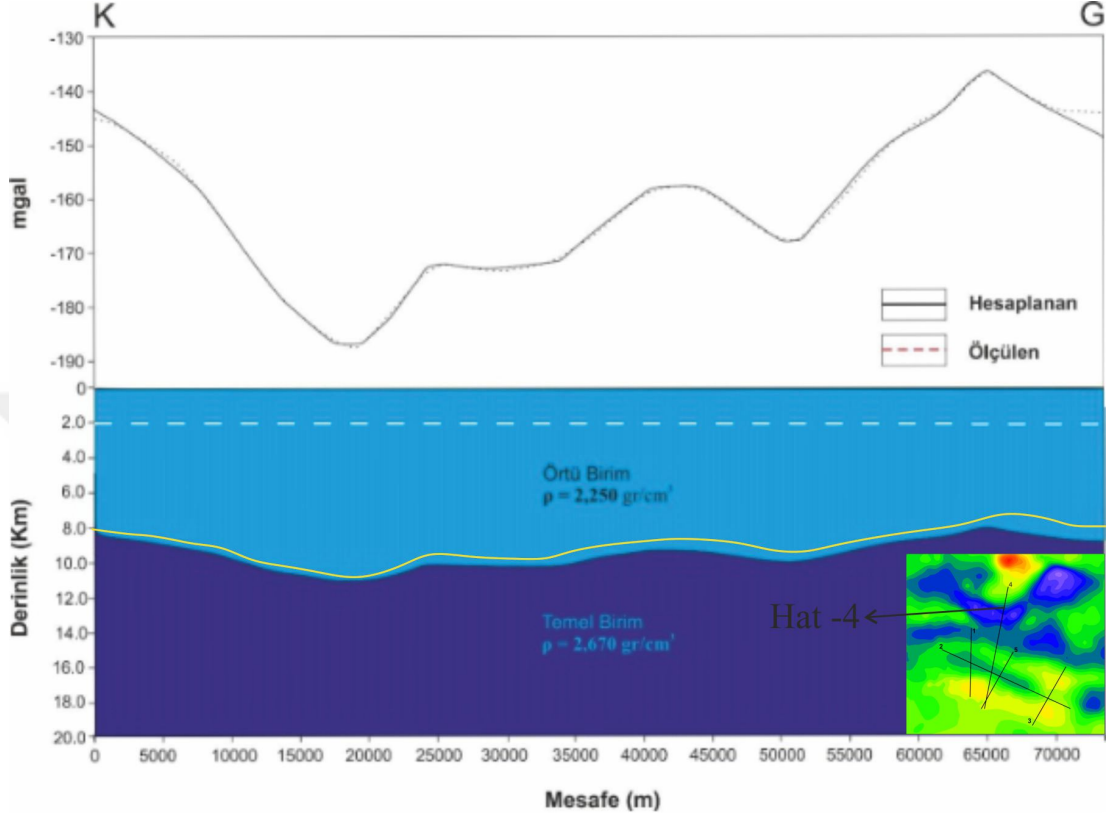
Şekil 4.3 2 no' lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.

3 no'lu profil G-K doğrultulu ve 40.2 km uzunluğundadır. 3 no'lu profil için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 4.4 de gösterilmiştir.



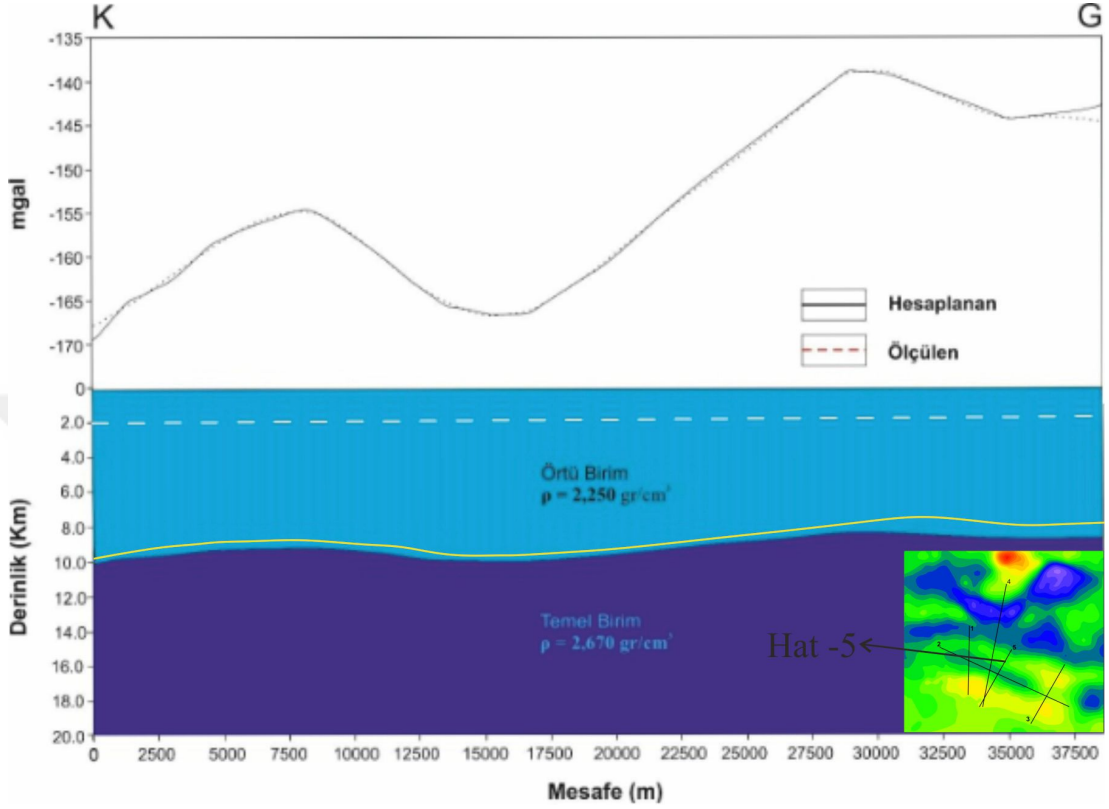
Şekil 4.4. 3 no' lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.

4 no'lu profil K-G doğrultulu ve 74 km uzunluktadır. 4 no'lu profil için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 4.5'de gösterilmiştir.



Şekil 4.5. 4 no' lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.

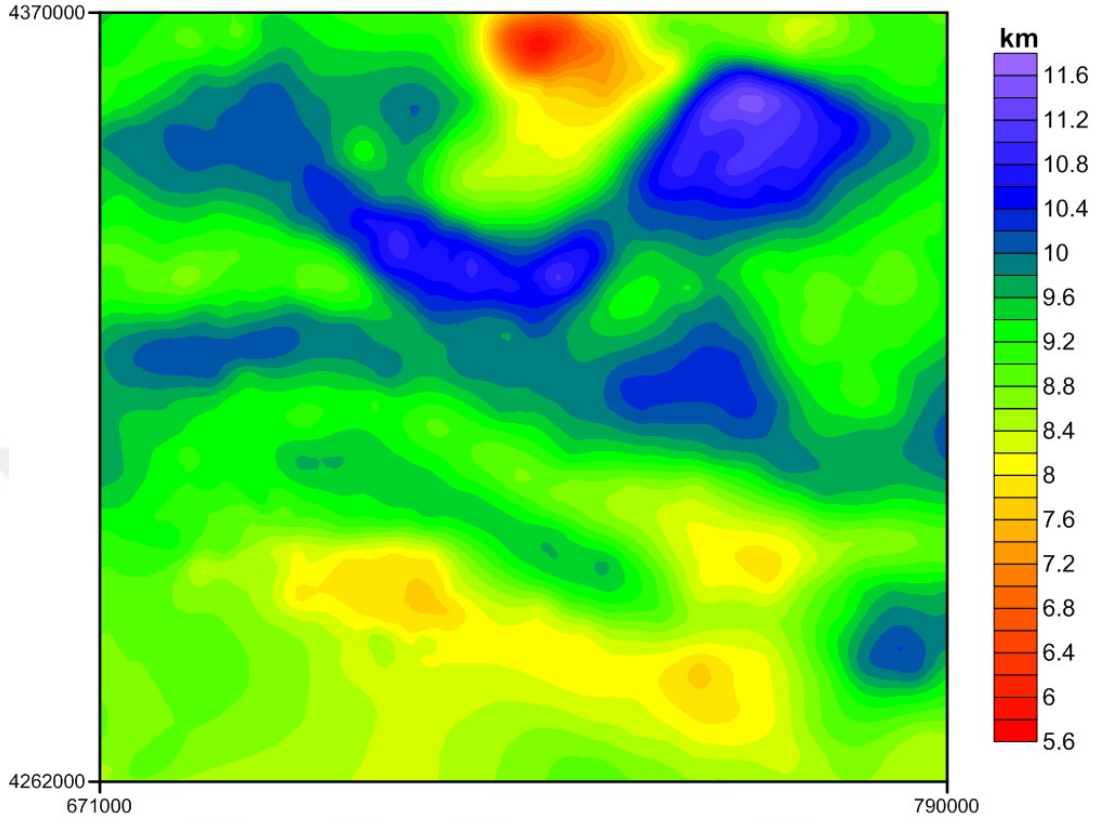
5 no'lu profil KD-GB doğrultulu ve 38.5 km uzunluktadır. 5 no'lu profil için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 4.6' da gösterilmiştir.



Şekil 4.6. 5 no' lu profil için elde edilen 2B gravite modeli. Kesikli beyaz çizgiler sismik yansıma yönteminden elde edilen havza derinliği. Sarı düz çizgi 3B gravite haritasından elde edilen havza derinliği.

Muş Havzasının sıg ve derin yapısının belirlenmesi için Cordell ve Henderson (1968) tarafından geliştirilen yöntem ile şekil 4.1'de gösterilen gravite verisi 3 boyutlu modellenmiştir. 3 boyutlu modelleme yapılırken yoğunluk farkı değeri 2 boyutlu modellemeler için kullanılan yoğunluk değeri kullanılmıştır (-0.42 gr/cm³). Muş Havzası ve çevresine ait 3 boyutlu derinlik modeli Şekil 5.7'de verilmiştir. Şekil 5.7'de gösterilen 3B derinlik modeli incelendiğinde Muş Havzasının havza dolgusu kalınlığının yaklaşık 9.7 km olduğu görülmektedir. Muş Havzasının havza dolgu

kalınlığına ilişkin 3 boyutlu derinlik modelinden elde edilen sonuçların tüm 2 boyutlu modellerden elde edilen sonuçlarla uyumlu olduğu görülmektedir.



Şekil 4.7. Çalışma alanına ait 3B gravite modeli

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmada Muş Havzasının sığ ve derin yapısını belirlemek için Şekil 3.1'de gösterilen gravite anomalileri 2 ve 3 boyutlu olarak modellenmiştir. 2 boyutlu modeller 5 profil boyunca oluşturulmuştur. 1, 3,4 ve 5 no'lu profiller havzayı dik kesecek şekilde 2 no'lu profil ise havzaya paralel yönde alınmıştır. Gravite anomalilerinden alınan tüm profiller MTA tarafından Muş havzasında yapılan sismik yansıma profilleri ile aynı konumdadırlar. Sismik yansıma verilerindeki hızlar yardımıyla sahaya ait örtü ve temel birim yoğunlukları belirlenmiştir. Sahanın örtü birimine ait yoğunluklar sismik hızlardan ortalama $2,25 \text{ gr/cm}^3$, temel birime ait yoğunluk ise yaklaşık $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak hesaplanmıştır. Şekil 4.1'de gösterilen profiller için gravite anomalileri 2 boyutlu modellenmiştir.

Çalışma alanına ait elde edilen 2 boyutlu modeller incelendiğinde; Muş havzasının batısında yer alan 1 no'lu profile ait 2 boyutlu model sonucunda Muş havzasının havza dolgusu kalınlığının yaklaşık 10 km olduğu belirlenmiştir. Havzanın güneyinde yer alan Bitlis masifine doğru havza dolgusu kalınlığının azaldığı görülmektedir. Muş havzasının batısından doğusuna doğru alınan 2 no'lu profile ait 2 boyutlu model sonucunda Muş havzasının dolgusu kalınlığının yaklaşık 10 km olduğu belirlenmiştir. Havzanın doğunda ise havza dolgusu kalınlığının azaldığı görülmektedir. Muş havzasının doğusunda yer alan 3 no'lu profile ait 2 boyutlu model sonucunda Muş havzasının dolgusu kalınlığının yaklaşık 8.5 km olduğu belirlenmiştir. Muş havzasının kuzeyinden güneyine doğru alınan 4 no'lu profile ait 2 boyutlu model sonucunda Muş havzasının dolgusu kalınlığının yaklaşık 10.5 km olduğu belirlenmiştir. Havzanın güneyinde ise havza dolgusu kalınlığının azaldığı görülmektedir. Muş havzasının kuzeyinden güneyine doğru alınan 5 no'lu profile ait 2 boyutlu model sonucunda Muş havzasının dolgusu kalınlığının yaklaşık 10 km olduğu belirlenmiştir. Havzanın güneyinde ise havza dolgusu kalınlığının azaldığı görülmektedir.

Şekil 3.1'de gösterilen gravite verisi 3 boyutlu modellenmiştir. 3 boyutlu modelleme yapılırken yoğunluk farkı değeri 2 boyutlu modellemeler için kullanılan yoğunluk

değeri kullanılmıştır (-0.42 gr/cm^3). Muş Havzası ve çevresine ait 3 boyutlu derinlik modeli Şekil 4.7'de verilmiştir. Şekil 4.7'de gösterilen 3B derinlik modeli incelendiğinde Muş Havzasının dolgusu kalınlığının yaklaşık 9.7 km olduğu görülmektedir. Muş Havzasının dolgu kalınlığına ilişkin 3 boyutlu derinlik modelinden elde edilen sonuçların tüm 2 boyutlu modellerden elde edilen sonuçlarla uyumlu olduğu görülmektedir.

MTA tarafından Muş havzasında yapılan 5 adet sismik yansıma profilleri incelendiğinde, Muş havzasının genç alüvyon biriminin yaklaşık 2 km kalınlıkta olduğu görülmektedir. Buna karşılık, 2 ve 3 boyutlu gravite modellerinden ise havza dolgusu kalınlığının yaklaşık 10 km. civarında olduğu belirlenmiştir. Her iki sonuç karşılaştırıldığında sismik yansıma profillerinden elde edilen kalınlığın Muş havzasının Pliyo-Kuvaterner kalınlığını yansıttığı, gravite modellerinden elde edilen kalınlığın ise Muş havzasının Maastrichtiyen-Kuvaterner yaşlı bütün dolgunun kalınlığını yansıttığı görülmektedir.

6. KAYNAKLAR

Akay, E., Erkan, E., Ünay, E., (1989). Muş Tersiyer havzasının stratigrafisi: Maden Tetkik Arama Derg., 109, 109, 59-76.

Al-Lazki, A., Seber, D., Sandvol, E., Türkelli, N., Mohamad R., Barazangi, M., (2003). Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions. Geophysical Research Letters 30, 24, 8043, doi: 10.1029/2003GL017391.

Ateş, A., Bilim, F., Buyuksarac, A., (2005). Curie Point Depth investigation of Central Anatolia, Turkey. Pure and Applied Geophysics 162, 357–371.

Aydin, O. L., Bektas, O., Buyuksarac, A., Yilmaz, H., (2019). 3D Modeling and Tectonic Interpretation of the Erzincan Basin (Turkey) using Potential Field Data. Earth Sciences Research Journal, 23(1), 57-66.

Aydin, I., Karat, H.I., Kocak, A., (2005). Curie Point Depth map of Turkey. Geophysical Journal International 162, 633–640

Bektaş, Ö., (2013). Thermal structure of the crust in Inner East Anatolia from aeromagnetic and gravity data Physics of the Earth and Planetary Interiors. 221 27–37.

Bott, M.H.P., (1960). The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. Royal Astron. Soc. Geophys., 3 (1), 63-67

Buket, E., Temel, A., (1998) Major-element, trace-element, and Sr-Nd isotopic geochemistry and genesis of Varto (Muş) volcanic rocks, Eastern Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85/1-4: 405-421.

- Buyuksarac, A.,** (2007). Investigation into the regional wrench tectonics of Inner East Anatolia (Turkey) using potential field data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 160, 86–95.
- Cordell, L., Henderson, R.G.,** (1968). Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics* 33, 596–601.
- Demirtaş E., Pisoni C.,** (1965). The Geology of Ahlat-Adilcevaz area (North of Lake Van) . *Bulletin of Mineral Research and Exploration*, 64, 22–36.
- Elnaif, S.,** (1969). Muş kuzey sahasının petrol etüdü raporu (1: 25 000 ölçekli Erzurum J 47 d4, Muş K 47 a1 K47 a4 K 46 b3, K 46 b4, K 46 a3, K 47 a3, K47 d2, K 48 a4, K 48 d1, paftaları): MTA Rap., 4296 (yayımlanmamış), Ankara.
- Ertuğ, K., Batı, Z., İllez, İ.,** (1995). Dinoflagellate biostratigraphy of OligoMiocene Deposits in the Tekman Basin and hydrocarbon potential of the Tertiary units, East Anatolia, Turkey. *Turkish Speaking Countries 2 nd Earth Sciences and Mining Conference, Ankara, Proceedings*, 109-125.
- Göncüoğlu, C., Turhan, N.,** (1983). Geology of the Bitlis Metamorphics, In: O. Tekeli and M. C. Göncüoğlu (eds.), *The Geology of the Taurus Belt, Proceedings International Symposium*. Ankara, 237-244.
- Göncüoğlu, C.M. ve Turhan, N.,** (1985). Bitlis metamorfik kuşağı orta bölümünün temel jeolojisi: MTA Rap., 7707(yayımlanmamış), Ankara.
- Hubbert, M. K.,** (1948). A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses, *Geophysics*, 13, 215-225.
- İlker, S.,** (1967). Erzurum-Muş bölgesinde Karaköse J-48 a4 , d1 paftalarının 1/25.000 ölçekli detay petrol etüdü hakkında rapor: MTA, Derleme rapor no.4177 (yayımlanmamış).

- Innocenti, F, Mazzuoli, R.; Pasquare, G.; Radicati di Brozolo, F. ve Villari, L.,** (1976). Evolution of volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey): *J. Volcanol. Geotherm, Res.*, 1, 103-112.
- Innocenti, F.; Mazzuoli, R.; Pasquare, G.; Serri, G. ve Villari, L.,** (1980). Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey): *Geol. Rundsch.*, 69.292-322.
- Innocenti, F, Manetti, P.; Mazzuoli, R.; Pasquare, G. ve Villari, L.,** (1982), Anatolia and Northwestem Iran: In. R.S. Thorpe (editör), andesites: orogenic andesites and related rocks, Wiley, New York, N.Y.; 327-349.
- Innocenti F, Mazzuoli R, Pasquare G, Radicati D, Brozolo F, Villari L.,** (1982)a. Tertiary and Quaternary Volkanism of the Erzurum Kars Area (Eastern Turkey): *Geochronological Data and Geodynamic Evolution. J. Volc. Geotherm. Res.* 13: 223-240.
- Keskin., M.,** (2003). Magma generation by slab steepening and break off beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collisional volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30/24, 8046, doi:10.1029/2003GL018019.
- Kurtman, F., Akkuş, M. F.,** (1971). Doğu Anadolu'daki ara basenler ve bunların petrol olanakları. *MTA Bull.*, 77, 1-9.
- Kosaroglu, S., Buyuksarac, A., Aydemir, A.,** (2016), Modeling of shallow structures in the Cappadocia region using gravity and aeromagnetic anomalies. *Journal of Asian Earth Sciences* 124,214–226.
- Nettleton, L. L.,** (1940). *Geophysical prospecting [or oil, McGraw-Mill, 444 pp.*
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H.,** (1985). Curie Point Depths of the Island of Kyushu and surrounding areas. *Japan. Geophysics* 50, 481–494.

- Oswalt, F.**, (1912). Armenian. Handbuch der regionalen Geologie, vol.10. Heidelberg.
- Örçen, S.**, (2001). Türkiye Miogypsinidae türleri ve Doğu Akdeniz'in Erken-OrtaMiyosen denizel bağlantıları. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 23: 159-166.
- Örgülü, G., Aktar, M., Türkelli, N., Sandvol, E., Barazangi, M.** (2003). Contribution to the seismotectonics of the Eastern Anatolian Plateau from moderate and small size events. Geophysical Research Letters 30, 24, doi: 10.1029/2003GL018258.
- Özdemir, Y., Karaoglu, Ö., Tolluoglu, A.U., Gulec, N.**, (2006). Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent post-collisional volcanism in Turkey. Chemical Geology 226, 189–211.
- Özyeğin, G.**, (1968), Muş bölgesi 1: 25 000 ölçekli Erzurum J47 d3, Muş 47 a2 paftalarının detay petrol etüdü hakkında rapor: MTA Rap., 4129 (yayımlanmamış), Ankara.
- Pamukçu, O., Gönenç, T., Yurdakul-Çırmık, A., Demirbağ, Ş., Tosun, S.**, (2015). Doğu Anadolu Bölgesindeki kabuk yapısının düşey ve yatay yönlü analizi. MTA Dergisi (2015) 151: 221-233.
- Sakınç, M.**, (1982), Mollababa-Uruman (Muş ili) yöresinin jeolojisi-biyostratigrafisi ve paleontolojisi: İstanbul Yerbilimleri, c 3,1-2.
- Şahintürk, Ö., Erdem K.**, (2002). Muş Baseni Hidrokarbon Potansiyeli Hakkında Rapor, TPAO Arşiv Rapor No: 4325Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981, Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: jeomorfoloji, tektonik volkanizma ilişkileri. Türkiye Jeol. Kur. Bült.. 24/2, 39-50.

- Şaroğlu, F. and Yılmaz, Y.,** (1984). Doğu Anadolu'nun neotektoniği ve ilgili magmatizması. Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Sempozyumu, 20-21 Şubat, Ankara, 49- 162
- Şaroğlu, F. and Yılmaz, Y.,** (1987). Doğu Anadolu'da Neotektonik dönemdeki Jeolojik evrim ve havza modelleri. MTA Bull., 107, 73-94.
- Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F.,** (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C.,** (1980), Türkiye' nin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeol. Kur. Yayl., Ankara.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu F.,** (1985), Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectoniz escape: Turkey is a case study, In: Biddle, T.R., Christie-Blick, N. (Eds.), Strike-slip deformation, Basin formation and Sedimentation, Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec. Publ., 37: 227-264.
- Şengün, M.,** (1993) Bitlis Masifinin metamorfizması ve örtü çekirdek ilişkisi, MTA Dergisi, 115: 1-13.
- Talwani, M. Lamar, W. J., Worzel, L. Landisman, M.,** (1959). Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. Journal of Geophysical Research 64(1).
- Tarhan, N.,** (1991). Hınıs-Varto-Karlıova (Erzurum-Muş-Bingöl) dolayındaki Neojen volkanitlerinin jeolojisi ve petrolojisi. MTA Dergisi 113, 45-60.
- Temel Ö.R., Tokatlı, K.,** (1999). Muş Tersiyer Havzasının Jeolojisi ve Petrol Olanakları. TPAO Arşiv Rapor No: 4030.

- Tokel, S.,** (1984). Doğu Anadolu' da kabuk deformasyon mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi (Mechanism of crustal deformation and petrogenesis of the Neogene volcanics of eastern Anatolia), In: Ketin Sempozyumu, Bildiriler (Proceedings). Geological Society of Turkey, Ankara, 121–130.
- Tufan, S., Ateş, A.,** (1995). Sivas, Erzincan, Malatya ve Kayseri arasında kalan bölgenin rejyonel gravite ve havadan manyetik anomalilerinin incelenmesi. Jeofizik, 9,10. 61-65.
- Türkelli, N., Sandvol, E., Zor, E, Gök, R., Bekler,T., AlLazki,A., Karabulut,H., Kuleli,S., Eken,T., Gürbüz,C., Bayraktutan, S., fieber, D., Barazangi, M.** (2003). Seismogenic zones in eastern Turkey. Geophysical Research Letters 30, 24, 8039, doi:10.1029/2003GL018023.
- Uysal, Ş.,** (1986), Muş Tersiyer havzasının stratigrafisi ve Üst Lütesiyen'in varlığı: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 105/106, 69-74.
- Vening Meinesz, F. A., Umbgrove, J. H. F., Kuenen, PH. H.,** (1934). Gravity expedition at sea, 1923-1932, vol. 2, Pub. Netherl. Geod. Comm., 208 pp.
- Vanacore, E.A., Taymaz, T., Saygın, E.,** (2013). Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis. Geophys. J. Int., 193:329–337.
- Yılmaz, Y.,** (1984), Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., Ihsan Ketin Simpozyumu Özel Sayısı, 63-81, Ankara.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y., Işık, H.,** (1981), Gevaş (Van) ofiyolitinin jeolojisi ve sinkinematik bir makaslama zonu: TJK Bült., 24/1, 37-44.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F., Güner, Y.,** (1987). Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. Tectonophysics, 134, 177–199.

Yılmaz A, Yılmaz H, Kaya C, Boztuğ D ., (2010). The nature of the crustal structure of the Eastern Anatolian Plateau, Turkey. *Geodin Acta* 23: 167-183.

Yılmaz, H.,Yılmaz, A., (2013). Doğu Anadolu Havzalarının Evrimi. C Ü Bilimsel Araştırma Projesi, M-461, Sivas.

Yılmaz, H., Yılmaz, A., (2016). Oltu-Balkaya havzasının (KD Türkiye) tektonik konumu ve Geç Kretase sonrası jeolojik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 59/1, 1-25.

Yılmaz, H.,Yılmaz, A.,(2019). Structural evolution of the Eastern Anatolian Basins: an example from collisional to postcollisional tectonic processes, Turkey. *Turkish J Earth Sci*, 28, (2019), 329-350.

Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Sieber, D.,Barazangi, M., (2003). The crustal structure of the East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions, *J. geophys. Res.*, 30.

ÖZGEÇMİŞ



Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı Serdar KURDAL
Doğum Yeri ve Tarihi Bornova, 07.07.1983
Medeni Hali Evli
Yabancı Dil İngilizce
İletişim Adresi MTA Genel Müdürlüğü, Üniversiteler Mahallesi
Dumlupınar Bulvarı No:139 06800 Çankaya/ANKARA

E-posta adresi serdar.kurdal@mta.gov.tr

Eğitim ve Akademik Durumu

Lise Balıkesir Zühtü Özkardaşlar Lisesi,2000
Üniversite S.Demirel Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği, 2006
Yüksek Lisans Cumhuriyet Üniversitesi, Yer Fiziği Anabilim Dalı 2019

İş Tecrübesi

Ziraat Bankası AŞ Servis Görevlisi (2008-2010)
MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Mühendisi 2010 -