



Açık Ultra Deniz Gaz Sahaları: Geliştirme Seçenekleri ve Ortak Problemler

Ultra Deep Offshore Gas Fields: Development Options and Common Problems

MURAT ÇINAR ¹, SARP KILIÇKAP ¹, İSMAİL HAKKI SARIÇAM ¹, MUHARREM HİLMİ ÇEVİK ¹

¹ İstanbul Teknik Üniversitesi, Petrol ve Doğal Gaz Mühendisliği Bölümü, İstanbul, Türkiye

Geliş (received): 9 Mart (March) 2021 Kabul (accepted): 19 Ekim (October) 2022

ÖZ

Dünya doğal gaz tüketimi hızla artmaktadır. Bu ihtiyaca cevap vermek için gerçekleştirilen arama çalışmaları, yıllar içinde daha derin sulara kaymaktadır. Son yirmi yılda gerçekleştirilen büyük petrol ve doğal gaz keşiflerinin yarısından fazlası derin sularda gerçekleştirilmiştir. Ülkemizde de 2020 yılında Türkiye Petrollerinin Karadeniz'de gerçekleştirdiği keşif, ülke tarihinin en büyük gaz keşfidir. Sakarya gaz sahası ultra derin sularda bulunmakla birlikte, bu tip sahaların sayısı dünyada oldukça sınırlıdır. Bu çalışmada dünyadaki ultra derin gaz sahalarının bir özeti ve üretim teknolojileri verilmiştir. Ayrıca bu sahalarda karşılaşılan ortak problemler ve çözümler sunulmuştur. Mevcut örnekler ve sınırlı veriler kapsamında, Sakarya sahası için olası geliştirme yöntemleri ve olası problemler irdelenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Ultra-Derin, Açık deniz gaz sahaları, Üretim teknikleri, Sakarya Sahası, Akış güvencesi, Hidrat, Kum kontrolü

ABSTRACT

Global natural gas consumption is increasing with pace. Exploration activities are directed towards deeper waters to meet the demand. More than half of the major oil and gas discoveries were made in deep waters. In 2020, Turkish Petroleum Corporation has made a gas discovery in the Black Sea that is the largest find in country's history. Sakarya gas field is located in ultra-deep waters and there is a limited amount of field found in ultra-deep waters in the world. In this study, a summary and development technologies of ultra-deep gas fields in the world are given. In addition, common problems encountered in these fields and solution techniques employed are presented. Considering these examples with limited data available on the Sakarya field, development options and possible problems are discussed.

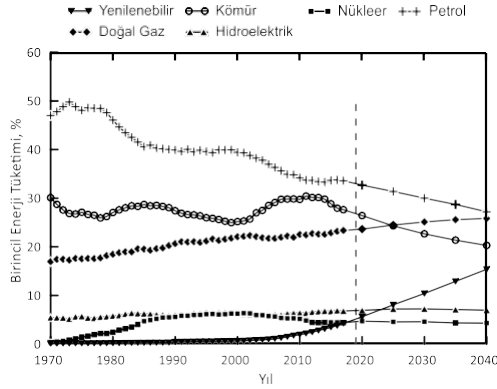
Keywords: Ultra-Deep, Offshore gas fields, development options, Sakarya Field, Flow assurance, Hydrate, Sand control

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.893997>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: cinamura@itu.edu.tr

GİRİŞ

Dünya birincil enerji tüketiminde doğal gazın payı son elli yıldır artmaktadır. Yapılan projeksiyonlar bu payın önümüzdeki 20 yıl boyunca artmaya devam edeceğini öngörmektedir (BP, 2020). Geçtiğimiz elli yıllık döneme bakıldığında petrolün birincil enerji tüketimindeki payı %50'lerden %30'lara gerilemiştir. Kömürün payı ise petrole göre daha inişli-çıkışlı bir seyirle %30'lardan %27'lere gerilemiştir. Buna karşın doğal gazın birincil enerji tüketimindeki payı %17'lerden %24'lere yükselmiştir (Şekil 1).



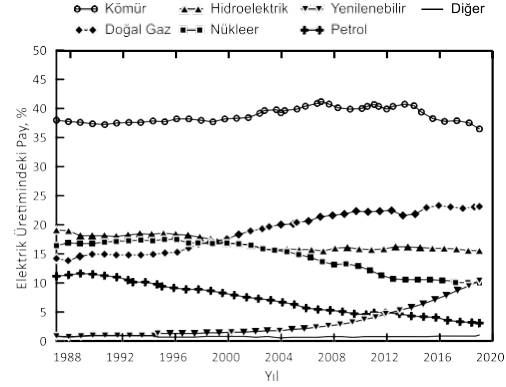
Şekil 1. Farklı kaynakların Dünya birincil enerji tüketimine katkıları (BP, 2020).

Figure 1. World primary energy consumption (BP, 2020).

Doğal gaz tüketiminin birincil enerji tüketimi içerisindeki payının, 2040 senesine kadar kömürü geride bırakacağı ve petrole aynı seviyelere geleceği öngörülmektedir. Ayrıca doğal gazın elektrik üretimine katkısı son 20 yıldır artmaktadır (Şekil 2). Doğal gazın elektrik üretimindeki payının daha da artacağı beklenmektedir.

Dünya doğal gaz rezervleri, geçtiğimiz yirmi yılda 66 trilyon m³ artarak; 132.8 trilyon m³'ten 198.8 trilyon m³'e yükselmiştir (BP, 2020).

Artan doğal gaz ihtiyacını karşılamak için gerçekleştirilen arama çalışmaları daha derin sulara yönelmektedir.



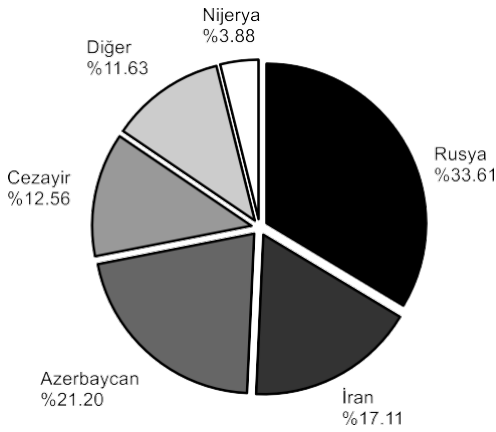
Şekil 2. Farklı kaynakların elektrik üretimine katkıları (BP, 2020).

Figure 2. Electricity production by source (BP, 2020).

Son yirmi yılda gerçekleştirilen büyük petrol ve doğal gaz keşiflerinin yarısından fazlası derin sularda gerçekleştirilmiştir (Zhang vd., 2019). Dünya'daki toplam doğal gaz rezervlerinin %45'i açık denizlerde bulunmaktadır (IEA, 2018).

Açık denizlerde yer alan hidrokarbon sahaları derinliklerine göre: 0-300 metre su derinliğinde bulunan sahalar sıg; 300-1500 metre su derinliğinde bulunan sahalar derin ve 1500 metre üzerinde su derinliğinde bulunan sahalar ultra derin su sahaları olarak sınıflandırılmaktadır (Zhang vd., 2019). Açık deniz arama ve üretim teknolojileri geliştikçe, sahaların su derinlikleri de artmıştır. Günümüzde, üretimde olan çok az sayıda ultra derin gaz sahası mevcuttur ancak planlama ve geliştirme aşamalarında olan projeler mevcuttur. Derin ve ultra derin sularda gerçekleştirilen hidrokarbon arama faaliyetleri son yıllarda önemli bir ivme kazanmıştır. IEA'ya (International Energy Agency) göre (IEA, 2018) 2008-2018 yılları arasında gerçekleşen tüm petrol ve doğal gaz sahası keşiflerinin yaklaşık

olarak %50'si derin ve ultra derin sularda gerçekleşmiştir. Türkiye Petrollerinin Karadeniz'de gerçekleştirdiği keşif, ilginizi ultra derin gaz sahalarına yönlendirmiştir. Bu kapsamda mevcut ultra deniz gaz sahalarında kullanılan üretim teknolojileri incelenmiş ve bir özet sunulmuştur.



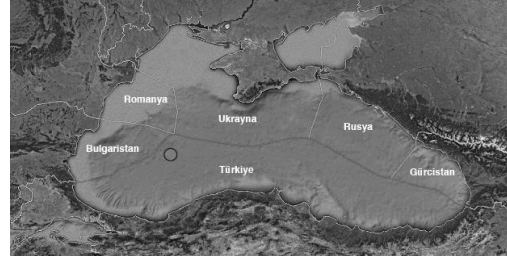
Şekil 3. Türkiye 2019 yılı toplam doğal gaz ithalatının gerçekleştirildiği ülkeler.

Figure 3. Turkey's total natural gas imports by country of origin as of 2019.

Türkiye, 360 - 490 milyon m³ yıllık üretimine karşılık 45 milyar m³ ile 55 milyar m³ arasında değişen doğal gaz tüketimine sahiptir (T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, 2020). Ülkemizdeki doğal gaz tüketiminin %99'u ithalat yoluyla karşılanmaktadır. 2019 yılında 45.2 milyar m³ doğal gaz ithal edilmiş ve bu ithalatın %89'u beş ülkeden yapılmıştır (Şekil-3). Tükettiğimiz doğal gazın %72'si boru hatları vasıtasıyla gaz olarak, %28'i sıvılaştırılmış doğal gaz (Liquified Natural Gas, LNG) olarak

elde edilmiştir. 2019 yılında, LNG'nin %16.3'lük (Nijerya ve Cezayir) kısmı uzun dönemli ticari kontratlar ile, kalan %11.6'luk kısmı da spot piyasadan temin edilmiştir (EPDK, 2020).

Doğal gaz ithalatı ülke bütçesine her yıl 12 milyar dolar civarında bir maliyet yaratmaktadır (Hamit vd., 2020). Türkiye bu maliyeti düşürmek ve enerjide dışa bağımlılığını azaltmak amaçlarıyla, 2017 yılında Akdeniz ve Karadeniz'de derin su hidrokarbon araştırma faaliyetlerine hız vermiştir. Bu kapsamda, sondaj ve sismik gemileri satın alınmıştır. Türkiye, 2020 yılı itibarıyla, üç tane altıncı nesil derin su sondajı ve iki tane açık deniz sismik araştırması yapabilen gemiye sahiptir. Bu gemilerin genel özellikleri Tablo 1'de verilmiştir.



Şekil 4. Tuna-1 kuyusu konumu ve Karadeniz Münhasır Ekonomik Bölgeler haritası.

Figure 4. Tuna-1 well location and Black Sea Exclusive Economic Zones map.

Bu gemilerden Fatih sondaj gemisi, Akdeniz'de yürüttüğü çalışmaların ardından, Karadeniz'de sismik verilerle tespit edilmiş olası hidrokarbon bölgesine gönderilmiştir. Bu konum, Türkiye Cumhuriyeti Münhasır Ekonomik Bölge (MEB) sınırlarında yer almaktadır ve delinen kuyu Tuna-1 adıyla adlandırılmıştır (Şekil-4).

Tablo 1. Türkiye'nin 2020 yılı itibariyle envanterinde bulunan açık deniz sismik araştırma ve derin su sondaj gemileri.

Table 1. Turkey's inventory of offshore seismic exploration and drilling ships as of 2020.

Gemi	Envanter	İnşa Yılı	Kullanım Amacı	Çalışma Derinliği
B. Hayreddin Paşa	TPAO	2011	Sismik araştırma	8000 m deniz tabanı
MTA Oruç Reis	MTA	2015	Sismik araştırma	15000 m deniz tabanı
Fatih	TPAO	2011	Derin su sondajı	3650m su-12200m sondaj
Yavuz	TPAO	2011	Derin su sondajı	3000m su-11400m sondaj
Kanuni	TPAO	2012	Derin su sondajı	3000m su-11400m sondaj

Münhasır Ekonomik Bölge (MEB), bir ülkenin kıyı şeridinden itibaren 200 deniz mili içerisinde yer alan açık denizlerde egemenlik haklarının bulunduğu bölgeye denir (Churchill, 2013). Birleşmiş Milletler (BM) Genel Kurulu'nda 1982 yılında kabul edilen, BM Deniz Hukuku Sözleşmesi (United Nations Convention on the Law of the Sea)'ne göre, kıyı devletlerinin bazı hakları bulunmaktadır. Kıyı devletlerinin, MEB sınırları içerisinde; balıkçılık faaliyetleri yapması, doğal kaynaklar araştırması, üretmesi ve kullanması, dalga ve rüzgar yoluyla enerji üretimi, yapay ada ve adacıkların inşası gibi egemenlik hakları bulunmaktadır (UN General Assembly, 1982). Türkiye bu sözleşmeye uygun olarak, Karadeniz'de hidrokarbon arama çalışmaları yapmaktadır.

Fatih ultra derin su sondaj gemisi, 20 Temmuz 2020 tarihinde, Tuna-1 konumunda sondaja başlamıştır (Beğçecanlı, 2020). Tuna-1 konumu, 2115 m deniz derinliğinde delinmeye başlanmıştır ve son derinlik olarak 4525 m'ye ulaşması planlanmıştır (TPAO, 2020).

Tuna-1 arama kuyusunun delinmeye başladığı tarihten yaklaşık bir ay sonra, 21 Ağustos 2020 tarihinde, TPAO tarafından doğal gaz keşfi yapıldığı açıklanmıştır. Tuna-1 kuyusunda, Batı Karadeniz baseninde, pliyosen ve miyosen dönem kum taşlarında, bir rezervuar sisteminin varlığı, kuyu ve jeofizik verilerle tespit edilmiştir (TPAO, 2020).

TPAO'nun yaptığı açıklamalara göre, 405 milyar m³ yerinde doğal gaz içeren bir hidrokarbon rezervuarı keşfi gerçekleştirilmiştir (Kaytazoğlu vd., 2020). Jeofizik veriler göz önünde bulundurulduğunda, TPAO'nun gaz keşfi yaptığı blok alanın çevresinde benzer muhtemel keşifler için arama faaliyetlerine devam edileceği belirtilmiştir (TPAO, 2020).

Türkiye'nin açıklamış olduğu 405 milyar m³ yerinde gaz keşfi, önemli büyüklükteki açık deniz gaz keşifleri arasına girmektedir. Keşif, yaklaşık olarak 2.5 milyar varil petrol eş değerine sahiptir.

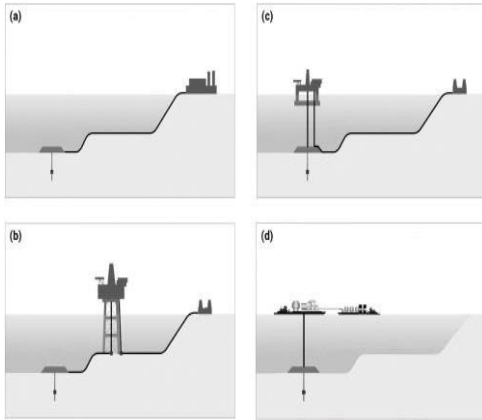
ULTRA DERİN GAZ SAHALARI

Sakarya gaz sahasının değerlendirilmesindeki ilk aşama, dünyadaki ultra derin gaz sahalarının incelenmesi olacaktır. Çalışma kapsamında, ultra derin gaz sahaları ve bu sahaların mevcut veya planlanan üretim şekilleri verilmiştir. Değerlendirilen sahalar Tablo 2 ile verilmektedir. Tablo, sahaları işleten firmaları, sahaların ortalama su derinliklerini ve uzaklıklarını, işletmeye alınma tarihlerini ve konumlarını içermektedir. Ayrıca ne tip bir yöntemle gazın aktarıldığı da sunulmuştur. Değerlendirilen sahalarda gazın iletilmesi farklı yöntemlerle gerçekleştirilmekte veya gerçekleştirilmesi planlanmaktadır. Bu yöntemler şunlardır: Uzun denizaltı bağlantısı (UDB, long subsea tieback), Yüzer

Sıvılaştırılmış Doğal Gaz (FLNG, floating liquified natural gas), deniz tabanından kıyıya (DTK, subsea to beach), yüzer veya sabit istasyon (Y/Sİ, floating/ fixed host). Şekil 5'te şematik olarak seçenekler gösterilmiştir. Tablo 2' deki uzaklıklar, uzun denizaltı bağlantılarında, bağlantı noktasına uzaklığı, diğerlerinde kıyıya veya kıyıdaki tesise olan mesafeleri göstermektedir.

Açık deniz doğal gaz üretimi, kuyular aracılığı ile gazın toplanması, işlenmesi ve karaya aktarılması süreçlerini kapsamaktadır. Doğal gaz önce karaya aktarılıp karada bir tesiste işlenebileceği gibi, açık denizde işlenip karaya iletilir. Birçok örnekte gaz, deniz tabanından uzun boru hatları ile bir platforma bağlanmaktadır.

Doğal gazın işlenmesi sırasında sıvılar (su ve yoğunlaşık) ayrıştırılır, gaz kurutulur, varsa H₂S



Şekil 5. Açık deniz üretim teknikleri: (a) DTK, (b) UDB, (c) Y/Sİ, (d) FLNG.

Figure 5. Offshore production techniques: (a) STB, (b) LSB, (c) F/FH, (d) FLNG.

ve CO₂ uzaklaştırılarak gaz saflaştırılır. Bu işlemlerin temel sebepleri korozyonun ve hidrat oluşumunun engellenmesi ve darbeli akış (slug flow) koşullarının ortadan kaldırılması olarak özetlenebilir. Su varlığında doğal gaz, özellikle H₂S ve/veya CO₂ olması durumunda, korozyona neden olmaktadır. Olası

problemlerin engellenmesi için boru hattında akan gazın H₂S içeriğinin 4 ppmv seviyesinde, CO₂ mol kesrinin ise en çok %2.5 olması istenir (Sukumar Laik, 2018). Bununla birlikte iki fazlı akış sırasında sıvı oranının yüksek olması darbeli akış koşulları doğurabilmekte, bu da akış güvencesi (flow assurance) ile ilgili sıkıntılara yol açabilmektedir. Dolayısıyla bahsedilen sorunların en aza indirilerek, kaynakların üretilip taşınması için bir dizi donanım ihtiyacı vardır. Bu donanımlar sahanın özelliklerine göre farklı şekillerde birleştirilebilir. Mevcut

uygulamalar

değerlendirildiğinde açık denizde üretilen gazın karaya aktarılması için şu seçeneklerin olabileceği anlaşılmaktadır.

1. Gazın kıyıya deniz tabanından boru hatları ile taşınması.
 - a. Gazın, deniz tabanından kıyıdaki işleme tesisine boru hatları ile iletilmesi (Deniz tabanından kıyıya).
 - b. Platformda işlenen gazın kıyıya boru hatları ile iletilmesi.
2. Gazın tankerler aracılığıyla taşınması.
 - a. FLNG (Yüzer Sıvılaştırılmış Doğal Gaz) ile işlenen ve sıvılaştırılan gazın, LNG tankerleri ile taşınması.
 - b. Platformda işlenen ve sıvılaştırılan gazın, LNG tankerleri ile taşınması.

Çalışma kapsamında değerlendirilen sahaların kısa özetleri sunulmuştur. Sahaların ortak özellikleri ultra derin sularda bulunan gaz sahaları olmalarıdır. Sahaların bir kısmı üretimde olup, bir kısmının ise gelecekte üretime alınması planlanmaktadır.

Leviathan

Doğu Akdeniz'de İsrail Münhasır Ekonomik Bölgesi'nde bulunan Leviathan sahası, 2010 yılında keşfedilmiştir. Yaklaşık rezervi 649 milyar m³ doğal gaz olan sahanın operatörlüğünü Noble Energy yapmaktadır. Leviathan sahasının kıyıya olan uzaklığı 130 km, su derinliği 1634 m ve rezervuar derinliği 5226 m'dir (*Offshore Technology*, y.y.-c).

Tablo 2. Ultra derin açık deniz gaz sahaları.**Table 2.** Ultra deep offshore gas fields.

Keşif	Üretim Başlangıç	İşletmeci	Saha	Konum	Su derinliği (m)	Uzaklık (km)	Üretim Şekli
12/2010	2018	Noble Energy	Leviathan	Akdeniz	1600	130	UDB
12/2013	2015	Noble Energy	Tamar South West	Akdeniz	1700	150	UDB
01/2009	2013	Noble Energy	Tamar	Akdeniz	1700	150*	UDB
Güz 1999	2002	Total	Canyon Express	Meksika Körfezi	2195	90*	UDB
08/2006	2014	Husky Oil	Liwan	Güney Çin Denizi	1500	78*	UDB
1987	1997	Shell	Mensa	Meksika Körfezi	1615	60*	UDB
2012	DSB	Equinor	Block 2	Tanzanya	2500	100	DTK
Güz 2010	DSB	Shell	Block 1 - 4	Tanzanya	2500	100	DTK
2012	2024	ENI	Mamba	Mozambik	1600	100	DTK
2012	2025	Total	Golfinho-Atum	Mozambik	1600	100	DTK
08/2015	2017	ENI	Zohr	Akdeniz	1600	215	DTK
2009	DSB	Lukoil	Block EG-27	Ekvator Ginesi	1900	140	FLNG
2012	2022	MRV	Coral South	Mozambik	2260	65	FLNG
2009	DSB	Noble Energy	Dalit	Akdeniz	1700	51	FLNG
2015	DSB	Kosmos Energy	Greater Tortue	Mortitanya-	2725	287	FLNG
2011	DSB	Noble Energy	Aphrodite	Akdeniz	1700	160	Y/Sİ
2000	2020	Chevron	Gendalo Gehem	Endonezya	1830	80	Y/Sİ
2001	2007	Anadarko	Independence Hub	Meksika Körfezi	2440	217	Y/Sİ
12/2009	2015	Anadarko	Lucius	Meksika Körfezi	2164	350	Y/Sİ
1987	2014	BP	Nakika	Meksika Körfezi	1933	96	Y/Sİ
1999	2004	W&T Offshore	Magnolia	Meksika Körfezi	1432	237	Y/Sİ
1990	2000	ExxonMobil	Diana	Meksika Körfezi	1463	220	Y/Sİ
2002	2009	Reliance Indust.	Dhirubhai (KG-D6)	Bengal Körfezi	2000	60	Y/Sİ

Sahada üretilen günlük yaklaşık 33.9 milyon m³ doğal gaz, 120 km'lik boru hatlarıyla kıyıya 10 km mesafede bulunan üretim platformuna taşınmaktadır (Delek Drilling, y.y.-b).

Tamar

İsrail'in Levant Havzası'nda bulunan diğer bir saha olan Tamar, 2009 yılında keşfedilmiştir ve operatörlüğünü Noble Energy yapmaktadır. Haifa şehrinin 90 km açıklarında bulunan Tamar sahası, yaklaşık 1700 m su derinliğine ve deniz seviyesinin yaklaşık 5000 m altında rezervuar derinliğine sahiptir. Sahada üretilen biyojenik gaz, yaklaşık %98 metan içermektedir. Yaklaşık 206 milyar m³ doğal gaz ve 9.4 milyon varil yoğunluk rezerv sahibi sahada, her biri 7.1 – 8.5 milyon m³/gün gaz üreten 5 kuyu ile üretim sağlanmaktadır. Bu beş kuyudan üretilen gazlar toplam 140 km uzunluğunda iki boru hattı ile Ashdod şehrinin 25 km açıklarında, su derinliğinin 236 m olduğu Tamar Platformu'na aktarılmaktadır. Üretilen gazdan suyun ve yoğunluğun ayrıştırılması işlemleri bu platformda yapılmaktadır. Daha sonra üretilen yoğunluk, Ashdod şehrindeki rafineriye, gaz ise İsrail Doğal Gaz Boru Hattı'na (INGL) aktarılmaktadır (Delek Drilling, y.y.-c).

Tamar Southwest

Tamar Sahası'nın 8 km güneydoğusunda 2013 yılında keşfedilmiştir. 17.1 milyar m³ doğal gaz ve 0.8 milyon varil yoğunluk rezervi bulunan sahada, su derinliği 1647 m ve rezervuar derinliği 5309 m'dir. Sahanın operatörlüğünü yapan Noble Energy sahadaki her kuyunun günlük yaklaşık 7 milyon m³ gaz üretme potansiyelinin olduğunu belirtmiştir (Offshore Magazine, 2013).

Dalit

İsrail'in Münhasır Ekonomik Bölgesi'nin Michal bloğunda, kıyıya 51 km uzaklıkta bulunan Dalit sahası 2009 yılında keşfedilmiştir. Sahada su

derinliği 1581 m ve rezervuar derinliği ise 3660 m'dir. Noble Energy'nin operatörlüğünü yaptığı saha, 14.2 milyar m³ gaz rezervine sahiptir. Keşif kuyusunda yapılan testler sonucunda günlük 5.6 milyon m³ gaz üretme kapasitesi olduğu bildirilmiştir (HebrewEnergy, 2009).

Gendalo – Gehem

Endonezya'nın Kutei Havzası'nın Ganal gölgesinde bulunan ve Santan Terminali'nin yaklaşık 80 km güneydoğusunda bulunan Gendalo sahası, 2000 yılında keşfedilmiştir. Su derinliğinin 1425 m ve rezervuar derinliğinin 4572 m olduğu saha, 25 milyar m³ rezerve sahiptir. Gendalo-3 geliştirme kuyusunda yapılan DST (drill-stem testing) sonucunda kuyu, günlük 0.85 milyon m³ gaz ve 2200 varil yoğunluk üretmiştir (Offshore Technology, y.y.-a).

Gehem sahası Endonezya'nın Kutei Havzası'nın Repek bölgesinde, Santan Terminali'nin 150 km güneydoğusunda 2003 yılında keşfedilmiştir. 1823 m su ve 4645 m rezervuar derinliğinin bulunduğu sahada yaklaşık 19.76 milyar m³ gaz rezervi bulunmaktadır. Gehem-2 geliştirme kuyusunda yapılan DST sonucunda günlük 0.89 milyon m³ gaz ve 1917 varil yoğunluk üretilmiştir (Offshore Technology, y.y.-a).

Gendalo-Gehem projesinin kavramsal geliştirme planı, her biri FPU (Yüzen üretim ünitesi), deniz altı sondaj merkezleri, gaz ve sıvı boru hatları ile donatılmış iki ayrı merkez ve her iki alan için ayrı tesislere sahip kıyı tesisi önermektedir (Offshore Technology, y.y.-a).

Afrodit

Güney Kıbrıs Rum Yönetimi'nin (GKRY) ilan ettiği Münhasır Ekonomik Bölge'de 2011 yılında keşfedilen Afrodit Sahası, yaklaşık 120 km² alanı kapsamaktadır. Sahanın konumu Limasol şehrinin 160 km güneyinde ve Leviathan Sahası'nın 30 km batısında bulunmaktadır (Delek Drilling, y.y.-a). Yaklaşık

1700 m su ve 5860 m rezervuar derinliği olan saha, 129 milyar m³ rezerve sahiptir. İlk fazı için 5 adet üretim kuyusu delinmesi planlanan sahada, yine ilk fazda günlük 22.6 milyon m³ gaz üretilmesi planlanmaktadır. Üretilen gazın kuyu başlarından FPSO'ya (floating Production Storage and Offloading) aktarılması düşünülmektedir. Deniz altı boru hatları hariç başlangıç maliyetinin 3.5 milyar \$ olması beklenmektedir. Üretilen gazın, FPSO da işlendikten sonra boru hattı ile Mısır'da bulunan Idku LNG tesisine gönderilmesi planlanmaktadır (NS Energy, y.y.-a).

Zohr

Mısır Münhasır Ekonomik Bölgesi'nin Shoruk bloğunda bulunan ve Port Said şehrine yaklaşık 190 km uzaklıkta konumlanan Zohr Sahası, 2015 yılında keşfedilmiştir. Sahada su derinliği 1400 – 1600 m aralığında değişmekte ve rezervuar derinliği ise yaklaşık 4131 m'dir. Saha biyojenik kökenli yaklaşık %98 metan içeriğine sahip doğal gaz içermektedir. Toplam 20 adet kuyunun delinmesi planlanmaktadır. Saha 160 km kordon hattı ile sığ sudaki Merkezi Kontrol Platformuna bağlı olmakta birlikte, kuyular 215 km'lik boru hatları ile kıyadaki işleme tesisine bağlanmıştır (Elsayed vd., 2020). Sahanın rezervi 849.5 milyar m³tür (Offshore Technology, y.y.-d). Sahada üretim 2019 yılında günlük 76.49 milyon m³e ulaşmıştır (ENI, y.y.-b).

Liwan

Güney Çin Denizi'nin Pearl River Mouth Havzası'nda 2006 yılında keşfedilen Liwan Sahası, su derinliğinin 1350 – 1500 m aralığında değiştiği, Hong Kong'un 350 km güneydoğusunda konumlanmaktadır. Proje iki sahaya içermektedir ve bunlar Liwan 3-1 ve Liuhua 34-2 sahalarıdır. İlk gaz üretiminin 2014 yılında başladığı sahada, üretim 9 kuyu vasıtasıyla sağlanmaktadır. Üretilen gaz boru hattı ile yaklaşık 78 km uzaklıktaki merkez üretim platformuna aktarılmaktadır. Bu

platform kıyıda yaklaşık 275 km açıktadır, su derinliğinin 200 m olduğu konumda bulunmaktadır. Platformda ayrıştırılan gaz, kompresörler vasıtasıyla basınçlandırıldıktan sonra 30 inç boru hattı ile karaya taşınmaktadır (Fu vd., 2016). Sahanın rezervi 169.9 milyar m³ ve ortalama günlük üretimi 8.47 milyon m³den fazladır (NS Energy, y.y.-b).

Tanzanya Blok 2

Tanzanya Havzası'ndaki 566 milyar m³ yerinde gaz barındıran Blok 2'nin lisansına Norveçli operatör şirketi Equinor ve ortağı ExxonMobil sahiptir (Lewis, 2020). 2007 yılında Tanzania Petroleum Development Corporation (TPDC) ile üretim paylaşma anlaşması bulunan Equinor tarafından 2011 yılında başlatılan sondaj faaliyetleri ile 15 arama kuyusu açılmıştır ve bu faaliyetler neticesinde 9 keşif yapılmıştır (Equinor, y.y.). Başarılı keşiflerin ardından, Lindi Sahiline 100 km uzaklıkta ve 2500 metre su derinliğine sahip kaynaklar, yapılan plana göre, herhangi bir yüzer tesis kurulmadan deniz altı boru hatları ile karaya ulaştırılıp sıvılaştırılacaktır. Yıllık 7.5 milyon ton LNG üretim kapasitesine sahip olması beklenen tesiste elde edilen LNG, daha sonra özel LNG tankerleri ile uluslararası pazarlara ihraç edilecektir (Equinor, 2018).

Tanzanya Blok 1 ve 4

Tanzanya Havzası'ndaki 453 milyar m³ rezervi bulunan Blok 1 ve Blok 4'ün işletim hakkı Shell, Ophir ve Singapur merkezli Pavilion Enerji'ye aittir (Lewis, 2020). Shell ve ortakları, 2016 yılında Tanzanya'nın güneyinde bulunan 2 açık deniz bloğunda faaliyetlerini genişletmiştir. Keşif faaliyetleri kapsamında şimdiye kadar 22 kuyu açılmıştır. Blok 2'ye benzer şekilde keşif alanlarının kıyıya olan uzaklığı yaklaşık 100 km, su derinliği ise 2500 metreye kadar ulaşmaktadır (Shell, 2019). Blok 2'deki gibi denizaltı manifold ile toplanan kuyular boru hattı ile kıyıda bulunan LNG tesisine gönderilerek LNG üretimi sağlanacaktır.

Coral South

Rovuma Havzası'nın ilk açık deniz projesidir. Coral-1 keşfi ile ortaya çıkan bu saha, Cape Delgado kıyısına 65 km uzaklıkta bulunmaktadır ve 2261 metresi su derinliği olmakla birlikte toplamda 4869 metre derinliğe sahiptir (Galp Energia, 2012). Bu proje kapsamında, Mart 2018 yılında yapımına başlanan 3.4 MTPA LNG üretim kapasiteli FLNG tankeri, Şubat 2020 yılı itibarıyla %60 oranında tamamlanmıştır. 8 milyar \$ yatırımın yapılması öngörülen bu projede, üretimin 2022 yılının ortalarında başlaması beklenmektedir (Camba, 2020).

Golfinho-Atum

Mozambik Sahili'nin 40 km açıklarında ve yaklaşık 1600 m su derinliğinde bulunmaktadır ve yaklaşık 991 milyar m³ yerinde gaz barındırmaktadır (INP, y.y.; *Mozambique Offshore Area 1 Project, Mozambique, y.y.*). Üretilen gaz, deniz altı üretim sisteminden geçerek manifolda bağlanacak ve deniz altı boru hatları ile LNG tesisine taşınacaktır. Ayrıca, üretimi olumsuz etkileyebilecek hidrat oluşumundan kaynaklanan problemleri ortadan kaldırmak için mono-etilen glikol (MEG) enjeksiyonu yapılacak ve geri kazanım sistemi kurulacaktır (Anadarko, 2019). Şubat 2018 yılında onaylanan projede, Golfinho-Atum sahasında üretilen doğal gazın, toplamda 12.9 MTPA kapasiteli, başlangıç olarak 2 adet LNG terminali ile LNG'ye dönüştürülmesi planlanmaktadır (Standard Bank, 2019). Nihai yatırım kararı Haziran 2019 yılında alınmıştır ve ilk üretimin 2025 yılında başlaması öngörülmektedir. Toplam maliyetin 23 milyar \$ olması beklenmektedir (Standard Bank, 2019).

Mamba-Prosperidade

Rovuma LNG projesi için kullanılacak doğal gaz kaynakları, kıyıdan 100 km uzaklıkta bulunmakta ve 1600 m su derinliğine sahiptir (Standard Bank, 2019). Mayıs 2019'da,

Mamba kompleksinde bulunan 3 rezervardan elde edilen doğal gazın üretilmesi, sıvılaştırılması ve pazarlanmasına yönelik projeyi onaylanmıştır (ENI, y.y.-a). Rovuma LNG Projesi'nin ilk aşamasında Mamba rezervuarları geliştirilecektir. Bu proje kapsamında Mozambik LNG projesine benzer şekilde, karada 2 adet, 24 kuyu ile beslenen 15.2 MTPA kapasiteli LNG terminalinin kurulması planlanmaktadır ve 23.6 milyar \$ yatırım maliyeti olacağı öngörülmektedir (Camba, 2020). Üretim, deniz altı boru hatlarında toplanacak ve ayrıştırma işlemi için doğrudan kıyıya bağlanacaktır. Üretimin 2024-25 yıllarında, yıllık 15-16 milyon ton LNG üreterek başlaması planlanmaktadır (Goodrich, 2020).

Ekvator Ginesi – Blok EG-27

Altı keşif alanı içeren Blok EG-27 (eski adı Blok R) yaklaşık 96 milyar m³ rezerve sahiptir. Niger Deltası'nın sonunda yer alan Blok, Bioka Adasına 140 km uzaklıkta, 600 ila 1950 m arasında değişen su derinliğinde bulunur (Mikaila Adams, 2019). Ophir Şirketi'nin lisansını uzatmaması ile Rus Lukoil, Blok'un işletim hakkını almıştır. Blok geliştirme sürecinin nasıl olacağı üzerine çalışmalar hala devam etmekte olup öne çıkan seçenek, gazın Marathon tarafından işletilen EG LNG ihracat tesisine boru hattı ile iletilmesidir (Elliott, 2019). Ayrıca, Ophir tarafından geliştirilen FLNG projesi de hala seçenekler arasındadır. Ophir tarafında geliştirilen projenin maliyeti 2.1 milyar \$ ve kapasitenin 2.2 MTPA olacağı tahmin edilmektedir (Oil&Gas IQ, 2018).

Independence Hub

Proje, Meksika Körfezi'nde kıyıdan yaklaşık 240 km uzaklıkta ve 2440 metre su derinliğinde yürütülmüştür. Independence Hub Projesi ile Meksika Körfezi'nde Louisiana açıklarında yer alan 10 adet ultra derin açık deniz gaz sahasının geliştirilmesi yapılmıştır (Holley & Abendschein, 2007).

Independence Hub kısmen batırılmış (semi-submersible) üretim platformu, günlük üretim kapasitesi 28.3 milyon m³ olarak tasarlanmıştır. Bu kapasiteye uygun olarak platformun bulunduğu alandan Louisiana açıklarında, sığ suda bulunan bağlantı noktasına kadar 217 km uzunluğunda, 24 inç çapında doğal gaz – yoğuşuk karışımını taşıyan bir boru hattı inşa edilmiştir (Al-sharif, 2007). Bu boru hattı Louisiana açıklarında sığ suda yer alan bağlantı bölgesine kadar ulaşmaktadır. Bu bölgeden karadaki toplam uzunlukları yaklaşık 281 km olan ve çapları 8-10 inç arasında değişen hatlarla sahalar platforma bağlanmıştır (Minerals Management Service, 2005).

Sekiz buçuk yıllık toplam üretim sürecinde, yaklaşık 3.96 milyar m³ doğal gaz üretimi gerçekleşmiştir ve proje başında hedeflenen üretim miktarı %30 oranında geliştirilmiştir (Boman, 2016; Davis, 2016). Projenin toplam maliyeti; boru hatları, deniz tabanı üretim ekipmanları ve platformun inşa bedeli ile beraber 2 milyar \$ olmuştur ve bu maliyet üretime başladıktan bir buçuk yıl sonra karşılanmıştır (Davis, 2016).

Lucius

Port Fourchon Lojistik Limanı'na (Louisiana) yaklaşık 386 km uzaklıkta ve 2134 m su derinliğinde bulunmaktadır (Lamey vd., 2015). Sahanın üretimine 2015 yılında, SPAR tasarıma sahip bir platform kullanılarak başlanmıştır. Lucius SPAR platformu günlük 120000 varil sıvı (su, yoğuşuk), 80000 varil petrol ve 12.7 milyon m³ doğal gaz üretim kapasitesine sahiptir (Tule, 2015).

Lucius platformuyla ilk olarak Anadarko'nun sahip olduğu Lucius sahasında kapasite olarak günlük 4.2 milyon m³ doğal gaz üretilmesi planlanmıştır. ExxonMobil'in sahip olduğu Hadrian South doğal gaz sahası bu platforma yaklaşık 15 km uzaklıkta ve 2286 m su derinliğinde bulunmaktadır. Anadarko ve ExxonMobil'in yaptığı anlaşma ile, Mart 2015'te

Hadrian South sahası da Lucius platformuna denizaltı bağlantısı ile eklenmiştir. Bu birleştirme ile günlük gaz üretim kapasitesi 8.5 milyon m³ artarak 12.7 milyon m³'e ulaşmıştır (Lamey vd., 2015).

Yukarıda detaylandırılan ölçeklerde bir projenin beş yıl kadar kısa bir sürede tamamlanması, projenin açık deniz hidrokarbon arama ve üretim sektörü içinde önemli bir yer edinmesine yol açmıştır. Proje, toplam 10.5 milyon iş-saatine (man-hours) ve 2 milyar \$ maliyete ulaşmıştır. (Lamey vd., 2015).

Magnolia

Meksika Körfezi'nde, kıyıdan yaklaşık 237 km açıkta ve 1432 metre su derinliğinde, 1999 tarihinde keşfedilmiştir. Magnolia sahasının üretimine ve geliştirilmesine, gergi ayaklı platform (tension leg platform, TLP) kullanılarak 2004 yılında başlanmıştır. Magnolia gergi ayaklı platformunun günlük 50000 varil petrol ve 4.2 milyon m³ doğal gaz üretim kapasitesi bulunmaktadır. Platformun maliyeti 600 milyon \$ civarındadır (King, y.y.; Offshore Technology, y.y.-b). Toplam sekiz adet kuyu delinmiştir. Bu sekiz adet kuyunun altı tanesi petrol üretimi, iki tanesiyse doğal gaz ve yoğuşuk üretimi için kullanılmaktadır (Eaton vd., 2007).

Diana-Hoover

Meksika Körfezi'nde kıyıdan yaklaşık 220 km uzaklıktadır. Su derinliği 1370 – 1463 metre aralığında değişmektedir (Gist, 2001). Diana rezervuarı, deniz tabanından 3200 metre derinlikte, yüksek gözenekliliğe ve geçirgenliğe sahip pekişmemiş türbidit kum taşında bulunmaktadır (Gist, 2001; Moyer vd., 2002). Hoover rezervuarı, deniz tabanından 3870 metre derinliğe sahip bir petrol rezervuarıdır. İki rezervuarda da güçlü akifer desteği vardır. Hoover rezervuarı da Diana gibi pekişmemiş derin su türbidit kum taşındadır. İki rezervuar arasında yaklaşık 24 km mesafe bulunmaktadır

ve bu saha Diana-Hoover Sahası olarak isimlendirilmiştir.

Günlük 100000 varil petrol, 9.2 milyon m³ gaz ve 60000 varil su üretim kapasitesine sahip olan Hoover platformu, ilk SPAR tipi platform örneklerinden biridir (Milburn & Williams, 2001). Projenin toplam maliyeti 1.1 milyar \$ olmuştur (OGJ, 2000).

Canyon Express

Meksika Körfezi'nde yer alan Mississippi ve Desoto Kanyon bölgesinde bulunan üç adet birbirinden bağımsız doğal gaz sahasının üretilmesi için hayata geçirilmiştir. Bu sahalar 1980 metre derinlikten 2195 m derinliğe kadar uzanan Camden Hills, Acconagua ve King's Peak sahalarıdır. Sahalardan üretilen gaz; düşük yoğunluk içeriğine (0.75 – 1 varil / MMSCF) sahip kuru gazdır (Hare & Case, 2003).

Üretim platformu, sahalara yaklaşık 90 km uzaklığında, 90 m su derinliğinde ve kıyıdaki doğal gaz tesislerine ve boru hatlarına yakın bir konumda inşa edilmiştir (BP, 2014). Kuyular ile birlikte toplam saha geliştirme maliyeti 600 – 700 milyon \$ arasında gerçekleşmiştir. Canyon Station platformu, günlük 14 milyon m³ doğal gaz, 1000 varil su ve 1000 varil sıvı hidrokarbon üretimine göre tasarlanmıştır. Hidrat oluşumunu önlemek için üretim hattına paralel olarak inşa edilen 2^{7/8} inç çapında metanol (MeOH) hattı ve güç aktarımı için kullanılan kordon hattı da mevcuttur (Rijkens vd., 2003).

Mensa

Meksika Körfezi'nde New Orleans'ın 225 km açıklarında 1615 metre su derinliğinde bulunmaktadır. Mensa sahası, 1988 yılında keşfedilmiştir ve 1997 yılında üretime alınabilmiştir (Burman vd., 1998). Mensa rezervuarı; çok yüksek metan ve düşük yoğunluk içeriğinde (1.6 varil/MMSCF) kuru gaz rezervuarıdır (Lang vd., 1998; Razi & Bilinski,

2012). Rezervuar, yüksek gözenekliliğe ve geçirgenliğe sahip türbidit kumdan oluşmaktadır.

Mensa sahasının geliştirilmesinde; manifoldlar ile ortaklanmış kuyuların, sabit ayaklı platforma uzun denizaltı bağlantısı ile eklenerek üretilmesi uygun görülmüştür (McLaughlin, 1998). Proje geliştirilmesinin ilk aşamasında üç adet doğal gaz kuyusu, Mensa sahasına 110 km uzaklıkta ve 110 metre su derinliğindeki sabit ayaklı West Delta 143A platformuna bağlanarak üretime alınmıştır (Gilchrist vd., 1998).

Platformun ve akış hattının tasarımı, günlük 8.5 milyon m³ doğal gaz üretimine uygun olarak tasarlanmıştır. Hidrat oluşumunu önlemek için kullanılan Trietilen Glikolü (TEG) taşımak için platformdan 3^{1/2} inç çaplı ayrı bir hat manifolda bağlanmıştır. Toplam yerinde gaz miktarı 42 milyar m³'tür (Lang vd., 1998).

Na Kika

Meksika Körfezi'nde New Orleans'ın 225 km güney doğusunda ve 1936 metre su derinliğinde bulunmaktadır. Na Kika Sahası'nda kısmen batırılmış üretim platformu kullanılarak; 1770 ve 2316 metre arasındaki su derinliklerinde, birbirinden bağımsız altı tane petrol ve doğal gaz sahasından üretim yapılmaktadır (Hudson vd., 2002; Luyties & Freckelton, 2004; Rajasingam & Freckelton, 2004). Bu sahalar Kepler, Ariel ve Herschel petrol, East Anstey ve Coulomb gaz; Fourier ise hem petrol hem de gaz sahasıdır (Stair vd., 2004).

Proje maliyetinin düşürülmek istenmesi sebebiyle kuyular manifold kullanılmadan, kızak (sled) adı verilen birleştiriciler ile döngüler oluşturularak birbirlerine bağlanmıştır (Kopp vd., 2004). Bu döngüsel hatlar düşey iletim hattı (riser) vasıtasıyla platforma bağlanmıştır. Hidrat oluşumunu önlemek için kuyubaşlarına enjekte edilen MEG ve deniz altı sistemine

enerji taşıyan toplam 80 km uzunluğundaki kordon hatları da döngüsel hatlarla beraber inşa edilmiştir (Rajasingam & Freckelton, 2004).

Na Kika platformu günlük 110000 varil petrol ve 12 milyon m³ gaz işleme kapasitesine uygun olarak inşa edilmiştir (Rajasingam & Freckelton, 2004; Stair vd., 2004). Platformda işlenen petrol, 120 km uzunluğundaki boru hattı ile Main Pass Block 69 sığ su platformuna ve gaz ise 128 km uzunluğundaki boru hattı ile Main Pass 260 sığ su platformuna taşınmaktadır. Ana boru hatlarının ve deniz altı üretim ekipmanlarının toplam maliyeti 350 milyon \$ olarak gerçekleşmiştir. Projenin toplam maliyeti 2003 yılı itibarıyla 14 milyar \$ olmuştur (Kopp vd., 2004; Luyties & Freckelton, 2004).

ORTAK PROBLEMLER

Ultra derin gaz sahalarında ortak problemler akış güvencesi çerçevesi içindedir. Hidrat oluşumu, kum üretimi ve darbeli akış tasarım sırasında dikkatle değerlendirilmesi gereken sorunlardır.

Doğal gaz hidratları, düşük sıcaklık ve yüksek basınç koşullarında su moleküllerinin oluşturduğu kafeslere metan benzeri küçük moleküllerin hapsolmesi ile oluşur. Doğal gaz moleküllerinin varlığı, kristal yapının suyun donma noktasının üzerinde var olmasına neden olur. Metan haricinde, doğal gazın içinde bulunabilecek etan, propan, bütan, karbondioksit, hidrojen sülfür de hidrat oluşturabilir. Fiziksel görünümü buzu andırır. Hidratlar birikerek akış hatlarını tıkayabilirler.

915 metreden (3000 fitten) derin sularda, deniz tabanı sıcaklığı yaklaşık 4-5 °C arasında sabittir. Bu düşük sıcaklıklar ve yeraltından akışkanın eriştiği basınçlar, doğal gazın hidrat oluşturması için elverişli koşulları doğurmaktadır. Her ne kadar yer altında gelen gaz sıcak olsa da deniz tabanındaki düşük

sıcaklıklar, gazın boru hattı içerisinde hızlıca soğumasına neden olmaktadır zira genelde bu hatlar yalıtılmaz. Dolayısıyla hatlarda tıkanmaların önüne geçmek için hidrat oluşumunun engellenmesi, derin sularda son derece önemlidir.

İncelenen sahaların tamamında hidrat oluşumu kontrolü termodinamik inhibitörler aracılığı ile sağlanmıştır. Metanol veya mono etilen glikol tercih edilen kimyasallardır. Termodinamik inhibitörler gazın hidrat oluşturma sıcaklığını düşürür. Öncelikli olarak, gazın kompozisyonuna bağlı olarak hidrat oluşturma koşulları belirlenir. Daha sonra hidrat oluşma sıcaklığının ne kadar azaltılması gerektiği hesaplanır. Buna bağlı olarak sıvı fazdaki gerekli inhibitör konsantrasyonu aşağıdaki verilen Hammerschmidt denklemi (1) ile hesaplanabilir.

$$\Delta T = \frac{K \times W}{M \times (100 - W)} \quad (1)$$

ΔT : Hidrat oluşma sıcaklığındaki istenen sapma, °C

K : İnhibitöre bağlı sabit, metanol için 2335

W : Su fazındaki inhibitörün ağırlıkça oranı

M : İnhibitörün molekül ağırlığı

Verilen formülün hata payı %5'dir ve çalışma aralığı inhibitörün sıvı fazdaki konsantrasyonu için %5-25'dir. Daha güvenilir tahminler, hızlı hesaplamalar için kullanılan bu deneysel formül yerine, termodinamik hesaplamalar gerçekleştirilerek elde edilir.

Metanolün, aynı konsantrasyonda MEG'e oranla daha fazla sıcaklık düşümüne neden olacağı anlaşılmaktadır. Ancak metanolün uçuculuğu MEG'e dönüşümü daha az

Tablo 3. Gaz ve sıvı faza olan kayıplar – MeOH vs. MEG (Sloan, Jr, 2000).**Table 3.** Amount of inhibitor lost to the gas and the liquid phases – MeOH v. MEG.

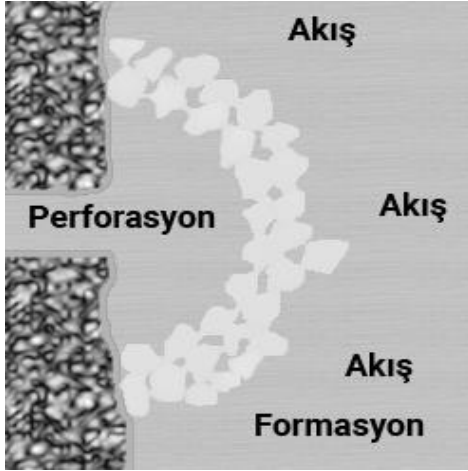
Inhibitör	Gaz faza olan kayıplar	Sıvı hidrokarbon faza olan kayıplar
MeOH	4 °C ve 70 bar'dan yüksek basınçlarda su fazındaki her bir ağırlık yüzdesi için 16 kg/106 Sm ³ gaz	% 0.5 ağırlıkça
MEG	4 °C ve 70 bar'dan yüksek basınçlarda en çok 0.3 kg/106 Sm ³ gaz	4 °C'de, su fazındaki MEG'in mol oranının %0.03'ü

olacaktır. Gaz faza ve sıvı hidrokarbon faza olan kayıplar metanol için daha fazladır. Tablo 3'te kayıplarla ilgili genel kurallar çerçevesinde yapılan bir karşılaştırma verilmektedir. Görüldüğü gibi metanol kayıpları MEG'e oranla fazladır. Bu nedenle MEG bazı durumlarda metanole tercih edilmektedir.

Kum üretiminin, bu tip sahalarda yine sıklıkla karşılaşılan bir problem olduğu anlaşılmaktadır. Kum üretimi sektörün en eski problemlerinden biridir. Pekişmemiş kum taneleri, üretim ile birlikte akışkan tarafından kuyuya sürüklenir. Bu üretim nedeniyle kuyuda tıkanmalar yaşanabileceği gibi ekipmanlar erozyona da uğrayabilir, yüzey ekipmanlarında birikmelere neden olabilir. Bu tip sorunların önüne geçebilmek için kum üretiminin kontrol altına alınması gerekir. Kum üretimini sınırlamak için üretimi kısmak bir çözüm olabilir. Böylece hızlar azalır ve kum üretimi sınırlanır ancak üretim ekonomik sınırların altına düşebilir. Formasyonun sıkışma dayanımı (compressive strength) kum üretimi açısından en önemli parametrelerden biridir. Uygun üretim ve tamamlama teknikleri kullanıldığında formasyonun sıkışma dayanımı 1000 psi'nin üstünde ise genellikle kum üretimi gözükmez.

İncelenen sahalarda, kum kontrolü, kum dolgusu (gravel packing) yöntemi ile gerçekleştirilmektedir. Mekanik olarak bir kısım büyük kum tanelerini tutmaya yönelik bu yöntemde, üretim borusunun (tubing) ucuna elek (screen) yerleştirilir ve elek ve delik arasında kalan bölge kum ile doldurulur. Hem koruma borusunun (casing) olduğu, hem de olmadığı durumlarda bu yöntem uygulanabilir. Elek açıklığının dikdörtgen olması durumunda, çapı elek açıklığının yarısından büyük küresel kum taneleri sürekli bir şekilde elekten geçemezler. Benzer şekilde, elek açıklıkları küresel ise çapı elek çapının üçte birinden büyük küresel kum taneleri sürekli olarak elekten geçemezler ve kum taneleri şekilde gösterildiği gibi perforasyon açıklıklarında kemerler (bridging) oluştururlar (Şekil 6). Bu kemerlerin arkasında daha küçük kum taneleri birikir (Penberthy & Shaughnessy, 1992) ve kum kontrolünü sağlamaya yardım eder.

Mekanik kum tutumu yöntemleri kemerleşme etkisine dayanmaktadır. Kum taneleri, kum dolgusunun karşısında kemerleşerek kuyuya doğru akan daha küçük kum tanelerini tutarken, akışkan akışına izin vermektedir. Ancak, deneyler bu kemerlerin kararlı



Şekil 6. Kum tanelerinin kemerleşmesi şematik gösterimi.

Figure 6. Schematic view of bridging of sand particles.

olmadığını, akış düzeni değiştiğinde bozulduğunu göstermektedir: Saucier (Saucier, 1996), 1974 yılında yaptığı deneysel çalışmada, sabit debide zamanla kum üretiminin azaldığını ancak iki fazlı akışa geçilmesi, debinin artması veya azalmasında kum üretiminin arttığını göstermiştir. Çalışmasında, kum dolgusu tanecik boyutu dağılımı medyanının, formasyonun kum tanesi dağılımının medyan değerinin en fazla 6 katı olduğu durumda kum üretiminin en iyi şekilde kontrol edilebileceğini ortaya koymuştur (Saucier, 1996).

Kum dolgusu hem açık delik (openhole) hem de koruma borulu durumlarda uygulanabilmektedir. Özellikle debilerin yüksek olduğu yatay, derin su kuyularında, açık delik kum dolgusu seçeneği yaygındır. Kum dolgusu ile ilgili en önemli problem zar etkisini yaratmasıdır. Bu tip kuyularda, 20 zar faktörü sıklıkla karşılaşılan bir değerdir (Sanchez & Tibbles, 2007). Zar faktörünün yüksek olması, kuyunun verimliliğini düşürür. Yüksek zar faktörünü düşürmenin bir yolu çatlatmadır. Çatlatma ve kum doldurma işlemlerinin beraber

gerçekleştirildiği yöntem, frac-pack olarak adlandırılmaktadır. Frac-pack, koruma borulu kuyularda sıklıkla kullanılan bir tamamlama yöntemidir. Burada oluşturulan çatlaklar diğer çatlatma operasyonlarında oluşturulan çatlaklardan daha kısa (~6 m) ama daha geniş çatlaklardır. Çatlağın etkisi ile zar faktörünün sıfıra düşürülmesi mümkünse de frac-pack uygulandığında 5 ve daha düşük değerler ile karşılaşılabılır (Sanchez & Tibbles, 2007). Frac-pack elbette ki her durumda uygulanabilir değildir. Gaz başlığı olması veya yakınlarda su katmanlarının olması durumlarında uygun değildir. Ancak, arada 1 m gibi görece olarak ince şeyli tabakaları olması yöntemin uygulanabilmesi için yeterlidir (Sanchez & Tibbles, 2007). Su katmanlarının olması durumunda yüksek su debili doldurma (high rate water pack – HRWP) yöntemi kullanılabilir. Bu yöntemle yaratılan çatlaklar daha kısa (0.9 m) ve daha ince olurlar. Böylelikle çatlatma sırasında su katmanları ve üretim katmanları arasında iletişim yaratma olasılığı azalır.

Kum kontrolü uygulanan kuyuların çoğunda operatörler ekipman arızalarının önüne geçmek için üretim debilerini sınırlamaktadırlar. Genellikle bu sınır, basınç düşümü en çok 500-1000 psia arasında tutularak uygulanır (Tiffin vd., 2003). Tiffin ve diğerlerinin 2003, yılında yaptıkları çalışma ile 200 sahanın verilerini değerlendirmiş ve basınç düşümünün tek başına kum kontrol tekniğinin başarısızlığını tahmin etmede yeterli olmayacağı ortaya koymuşlardır. Elbette basınç düşümü bu anlamda en önemli parametrelerden biridir, zira akışkanın yerindeki, hızı basınç düşümüne bağlıdır. Üretimle birlikte rezervardaki kuvvet dengesi değişir. Gözenek içindeki akışkanın basıncı (rezervuar basıncı) kum taneleri üzerine binen örtü tabakası (overburden formation) kaynaklı stresleri dengeleyerek, kum tanelerinin üzerine binen stresi azaltır. Üretimle birlikte basınç azalacağından, bu denge değişir ve kum

taneleri üzerinde daha fazla stres oluşmaya başlar. Bu stresler sonucunda, formasyonun dayanımı geçtiğinde kum üretimi başlar. Akışkanın yarattığı sürüklenme kuvveti (drag forces) ile kum kuyuya taşınır. Sürüklenme kuvveti akışkanın özelliklerine ve hızına bağlıdır. Nihayetinde basınç düşümünün sınırlanması, akışkanın gözenek içindeki hızını da sınırlayacağından bir kontrol sağlaması beklenir. Akışkan hızlarının değerlendirilmesi, kum kontrol tekniğinin başarısız olup olmayacağını belirlemede önemlidir. Rezervuardan kuyuya olan akış, radyal ilerler. Dolayısıyla kuyunun yakın civarında hızlar yüksek, uzaklaştıkça hızlar düşüktür. Yüksek akışkan hızları sadece kuyunun yakın civarında oluşur. Rezervuarın geniş ölçeğinde akışkan hızları oldukça düşüktür.

Koruma borulu kuyularda kum kontrolü tekniğinin başarısızlığı, hızlarla ilişkilidir ve gaz kuyuları için arızaların çoğunluğu hızın 6.1 m/s (20 ft/s) değerini aştığı, petrol kuyuları için ise hızın 3.05 m/s (10 ft/s) değerini aştığı durumlarda ortaya çıkar (Tiffin vd., 2003). Burada hız, perforasyon alanına göre hesaplanır. Dolayısıyla perforasyon sayısı önem arz eder. Kum tanelerinin yaratacağı erozyon, akışkanın kum taşıma kapasitesine bağlı olacağından C-faktörü değişkeni tanımlanmıştır (Denklem 2).

$$C = \sqrt{\rho_{akışkan}} \times v_{per.max} \quad (2)$$

Denklemde gösterilen hız, perforasyonlardaki en büyük hızdır. C değerinin 60'ı geçtiği durumlarda kum kontrolünün başarısız olduğu gözlemlenmiştir. Koruma borusu olmayan, açık delik kum dolgusunda genellikle sorunların kaynağı hızlardan çok, kum dolgusunun anülüsü tam dolduramamasıdır (Tiffin vd., 2003). Bu anlamda kum dolgusu operasyonu sırasında mutlaka dolgunun istenen düzeyde yerleşip yerleşmediği kontrol edilmelidir. Bu amaçla çeşitli log aletleri kullanılabilir.

Yukarıda özetlendiği gibi birçok durumda uzun deniz tabanı hatları kullanılmaktadır. Bu hatlar kuyudan uzak bir noktadaki platforma olabileceği gibi kuyudan kıyıya kadar da uzanabilir. Bu uzun hatların tasarımı sırasında gaz, sıvı hidrokarbon ve su fazlarını beraber modelleyebilecek kararsız (transient) akış simülatörleri kullanılmaktadır. Tasarım sonucu kaç hat gitmesi gerektiği ve kullanılacak boruların çapları belirlenir. Burada dikkat edilmesi gereken durum, akışın darbeli akış (slug flow) koşullarından mümkün olduğu kadar uzak tutulmasıdır. Darbeli akış sırasında sıvı ve gaz aralıklı şekilde akar. Sıvı yığını gaz takip eder ve fazlar ardalanır. Yüksek momentuma sahip sıvı, özellikle dirseklerde ve "T" bağlantılarında ciddi kuvvetler yaratabilir. Darbeli akış titreşimlere yol açar ve bu titreşimler ekipmanların yorulmasına yol açabileceği gibi tınlaşım (resonance) da neden olabilir bu da ciddi hasarlar doğurabilir. Dolayısıyla tasarım sırasında darbeli akışa özel önem verilmelidir. Gaz akışı ihtiyaca göre azaltılıp artırılabilir. Akışkan hızının boru içinde yavaşladığı dönemlerde sıvı kesri boru içinde artacaktır. Sıvı kesrinin artması darbeli akışı doğurabilir. Örneğin arıza olması durumunda sistem hızlı bir şekilde kapatılabilir ve sıvı kesri hızlı bir şekilde değişebilir. Tasarım sırasında farklı senaryolar, arıza senaryoları dahil, birçok durum değerlendirilmeli, riskler tespit edilmeli ve olası çözümler geliştirilmelidir. Diğer bir değerlendirilmesi gereken nokta ise borunun yatayla yaptığı açının hızlı arttığı durumlardır. Dip noktalarda sıvı, yer çekimi etkisiyle birikip tıkanmalara yol açabilir.

Yukarıda özetlenen sorunlar, bu tip sahalarda sıklıkla karşılaşılan sorunlardır. Büyük projelerde elbette burada özetlenenlerden çok farklı sorunların için mühendislik çözümleri üretmek gerekecektir. Açık deniz derin gaz sahalarının geliştirilmesi oldukça maliyetlidir. Unutulmamalıdır ki deniz tabanına yerleştirilen birkaç bin dolarlık bir ekipmanın değerininin

maliyeti milyonlarca doları bulabilir. Meksika körfezindeki Canyon Express projesi keşiften 3 yıl sonra tamamlanmıştır. Ultra derin 3 küçük saha işletmecilerinin ortak projesidir ve karşılaşılan zorluklar yazında detaylı anlatılmaktadır (Hare & Case, 2003; Piedras vd., 2003). Birçok proje için yol haritası olabilecek bu projenin tasarım felsefesi şu şekilde özetlenmiştir:

- Sistemi basit tut.
- Kendini ispatlamış ekipmanları kullan.
- Ekipmanları gerçek operasyon koşullarında titiz bir şekilde test et.
- Gerekli yedeklemeyi sistemde kur.
- Kritik bileşenler ROV ile değiştirilebilir olsun.

TARTIŞMA VE BİTİM

Çalışma kapsamında dünyada ultra derin açık deniz sahalarının bir özeti sunulmuş ve üretim yöntemleri değerlendirilmiştir. Bu sahalarda karşılaşılan sorunlar değerlendirildiğinde, akış güvencesi ile ilgili sorunların ön planda olduğu anlaşılmıştır. Hidrat oluşumunun engellenmesi ve kum kontrolü en çok irdelenen konulardır. Bu sorunlar kapsamında üretilen çözümler sunulmuştur.

Ülkemiz Münhasır Ekonomik Bölgesi'nde yer alan Sakarya Sahası'nda tarihimizin en önemli gaz keşfi gerçekleştirilmiştir. Delinen Tuna-1 kuyusunun kıyıya mesafesi 175 km, su derinliği 2115 m ve kuyunun derinliği 4525 m'dir (TPAO, 2020). Henüz rezervuarın özellikleri ile ilgili detaylı bilgiler paylaşılmamakla birlikte, toplam 100 m kalınlıkta doğal gaz ihtiva eden bir yapı olduğu ve denizaltı yelpaze sisteminin bir parçası olduğu açıklanmıştır. Bu tip sistemlerde kalın kum kayaları bulunabildiği gibi, ince ardalanmış ve dikeyde iletişimin olmadığı yapılar da olabilir. Rezervuarın verilerine göre uygun kum kontrol yöntemi uygulanmalıdır.

Ülkemizin ihtiyaçları ve olası pazarlara boru hatları ile bağlı oluşu dolayısıyla sıvılaştırılmış doğal gaz seçeneğine ihtiyaç olmadığı değerlendirilmiştir. Dolayısıyla gaz deniz tabanından boru hattı ile kıyıya taşınacaktır. Bu anlamda rezervuarın özelliklerini değerlendirerek açık denizde bir platforma ihtiyaç olup olmadığına karar verilebilir. Sıvı üretiminin düşük, CO₂ ve H₂S içeriklerinin istenen seviyelerin altında ve kuyubaşı basınçlarının gerekli seviyelerde olması durumunda kuyular doğrudan kıyıdaki bir tesise bağlanabilir. Bu senaryoda, ilk aşamada olmasa da ilerleyen aşamalarda rezervuar basıncı azaldıkça, bir kompresöre ihtiyaç olacaktır. Akış güvencesinin sağlanması en önemli nokta olacaktır. Açıklandığı üzere gazın, metan (lean gas) içeriğinin yüksek olması, çok fazla yoğunluk oluşturmayacağı anlamına gelebilir. Dolayısıyla deniz tabanından kıyıya seçeneğinin uygulanabilmesi anlamında bir artıdır.

Gazın istenen özelliklerde olmaması durumunda bir platforma ihtiyaç olacaktır. Açık denizde platformda işlenen gaz yine boru hatları ile deniz tabanından kıyıya aktarılacaktır. Saha büyüklüğü ve olası genişlemeler düşünüldüğünde, işletme açısından bir platformun avantajları olacaktır. Bu derinliklerde kısmen batırılmış veya SPAR tipi platformlar kullanılmaktadır. Literatürde özeti verilen sahalarda karşılaşılan kum üretimi ve hidratlaşmanın, Sakarya Sahası'nda da karşılaşılabilecek sorunlar arasında olacağı düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, makalenin değerlendirmesinde yapıcı katkı koyan adını belirtmeyen hakemlere teşekkür eder.

KAYNAKÇA

- Al-sharif, M. (2007). Independence Trail — Pipeline Design Considerations. *Offshore Technology Conference*. <https://doi.org/https://doi.org/10.4043/19056-MS>
- Anadarko. (2019). *Mozambique LNG: ESHIA Executive Summary and Update* (Sayı May). https://www.mzlng.total.com/sites/g/files/wompnd1596/f/atoms/files/mz-000-am1-hs-rpt0002_eshia_executive_summary_and_update-05-19-2020.pdf
- Begçecanlı, B. (2020, Temmuz 20). *Fatih sondaj gemisi Karadeniz'de ilk sondajına başladı*. Anadolu Ajansı. <https://www.aa.com.tr/tr/turkiye/fatih-sondaj-gemisi-karadenizde-ilk-sondajina-basladi/1916084>
- Boman, K. (2016, Şubat 3). *Anadarko Ceases Production at Independence Hub in Gulf of Mexico*. Rigzone. https://www.rigzone.com/news/oil_gas/a/142861/anadarko_ceases_production_at_independence_hub_in_gulf_of_mexico/
- BP. (2014, Şubat 24). *BP starts up Na Kika phase 3 in deepwater Gulf of Mexico | News and insights | Home*. <https://www.bp.com/en/global/corporate/news-and-insights/press-releases/new-start-up-in-gulf-of-mexico.html>
- BP. (2020). *Statistical Review of World Energy, 2020 | 69th Edition*. 66. <https://www.bp.com/content/dam/bp/business-sites/en/global/corporate/pdfs/energy-economics/statistical-review/bp-stats-review-2020-full-report.pdf>
- Burman, S. S., Deepwater, S., & Norton, S. J. (1998). Mensa Project : Well Drilling and Completion. *Offshore Technology Conference*. <https://doi.org/https://doi.org/10.4043/8578-MS>
- Camba, N. (2020). Developments on Natural Gas projects in Mozambique : Overview of the latest Progress and Business Opportunities. *SUBSEA EXPO 2020*.
- Churchill, R. R. (2013). Law of the Sea | international law [1982] | Britannica. İçinde *Encyclopædia Britannica, inc*. <https://www.britannica.com/topic/Law-of-the-Sea#ref913546>
- Davis, C. (2016, Şubat 5). *Anadarko Shuttters Final NatGas Well at Independence Hub in GOM*. Natural Gas Intelligence. <https://www.naturalgasintel.com/anadarko-shuttters-final-natgas-well-at-independence-hub-in-gom/>
- Delek Drilling. (y.y.-a). *Aphrodite Gas Field*. 15 Ekim 2020, <https://www.delekdrilling.com/project/aphrodite-gas-field>
- Delek Drilling. (y.y.-b). *Leviathan Gas Field*. 19 Ekim 2020, <https://www.delekdrilling.com/natural-gas/gas-fields/leviathan>
- Delek Drilling. (y.y.-c). *Tamar Gas Field*. 15 Ekim 2020, <https://www.delekdrilling.com/natural-gas/gas-fields/tamar>
- Eaton, L. F., Randall Reinhardt, W., Scott Bennett, J., Blake, K., & Morales, H. (2007). Magnolia deepwater experience - Frac-packing long perforated intervals in nonconsolidated Silt Reservoirs. *SPE/IADC Drilling Conference*, 1(March), 547–560. <https://doi.org/10.2523/105541-ms>
- Elliott, S. (2019). *First "hint" of plan for Equatorial Guinea's Fortuna block in Jan/Feb: Obiang | S&P Global Platts*. <https://www.spglobal.com/platts/en/market-insights/latest-news/natural-gas/112819-first-hint-of-plan-for-equatorial-guineas-fortuna-block-in-jan-feb-obiang>

- Elsayed, M. S., Zayed, S., Tolba, M. A., Omar, M. K., Hussein, A., Darwish, H. M., & Negm, M. N. (2020). The Flow assurance criticalities and challenges management of zohr deepwater giant gas field. *Proceedings of the Annual Offshore Technology Conference, 2020-May*. <https://doi.org/10.4043/30779-ms>
- ENI. (y.y.-a). *Rovuma LNG*. 26 Eylül 2020, <https://www.eni.com/en-IT/operations/mozambique-rovuma-lng.html>
- ENI. (y.y.-b). *Zohr*. 20 Ekim 2020, <https://www.eni.com/en-IT/operations/egypt-zohr.html>
- EPDK. (2020). *Doğal Gaz Piyasası 2019 Yılı Sektör Raporu*. <https://www.epdk.gov.tr/Detay/Icerik/3-0-94/dogal-gazyillik-sektor-raporu>
- Equinor. (y.y.). *Tanzania*. 12 Ekim 2020, <https://www.equinor.com/en/where-we-are/tanzania.html>
- Equinor. (2018). *Block 2 Tanzania Successful exploration campaigns in*. <https://www.equinor.com/en/where-we-are/tanzania.html>
- Fu, Y., Gong, W., Li, L., Su, R., & Wei, F. (2016). Liwan field development: The first deepwater gas field in China. *Offshore Technology Conference Asia 2016, OTCA 2016, March*, 2486–2492. <https://doi.org/10.4043/26447-ms>
- Galp Energia. (2012). *Success of Coral-1 well opens up a new play in Area 4 and further enhances the block potential*.
- Gilchrist, R. T., Deepwater, S., Systems, D., & Kluwen, F. A. (1998). Mensa Project : Flowlines. *Offshore Technology Conference*. <https://doi.org/https://doi.org/10.4043/8628-MS>
- Gist, G. N. (2001). Diana Subsea Production System: An Overview. *Offshore Technology Conference*. <https://doi.org/10.4043/13082-ms>
- Goodrich, G. (2020). *From Hydrocarbon Minor to Global Gas Giant | Africa Oil & Power*. <https://www.africaoilandpower.com/2020/07/24/from-hydrocarbon-minor-to-global-gas-giant/>
- Hamit, D., Bayar, G., & Aliyev, J. (2020, Ağustos 21). *Turkey discovers major Black Sea natural gas reserves*. Anadolu Ajansı. <https://www.aa.com.tr/en/economy/turkey-discovers-major-black-sea-natural-gas-reserves/1949231>
- Hare, S., & Case, R. (2003). Canyon Express commissioning and start-up experience. *Offshore Technology Conference*, 380–390. <https://doi.org/10.4043/15097-ms>
- HebrewEnergy. (2009, Ağustos). *Dalit Field; Dalit drilling*. <http://www.hebrewenergy.com/dalit-field-dalit-drilling/>
- Holley, S. M., & Abendschein, R. D. (2007). Independence Project Overview — A Producer 's Perspective. *Offshore Technology Conference*.
- Hudson, J. D., Dutsch, D. B., Lang, P. P., Lorimer, S. L., & Stevens, K. A. (2002). An Overview of the Na Kika Flow Assurance Design. *Offshore Technology Conference*, 1693–1700. <https://doi.org/10.4043/14186-ms>
- IEA. (2018). *Offshore Energy Outlook 2018*. <https://www.iea.org/reports/offshore-energy-outlook-2018>
- INP. (y.y.). *Rovuma offshore, Area 1 / Current Areas of Exploration and Production / Exploration & Production / Home - INP*. 19 Eylül 2020, <http://www.inp.gov.mz/en/Exploration-Production/Current-Areas-of->

- Exploration-and-Production/Rovuma-offshore-Area-1
- Kaytazoğlu, O., Tatlıcı, E., & Temel, E. (2020, Ağustos 22). *Doğal gaz bulundu: Karadeniz'deki gaz keşfi Türkiye'yi nasıl etkiler? - BBC News Türkçe*. BBC Türkçe.
<https://www.bbc.com/turkce/haberler-turkiye-53868045>
- King, H. M. (y.y.). *Magnolia TLP Oil Platform - The World's Tallest Structure?* 12 Ekim 2020,
<https://geology.com/stories/13/magnolia-oil-platform/>
- Kopp, F., Light, B. D., Preli, T. A., Rao, V. S., & Stingl, K. H. (2004). Design and installation of the Na Kika export pipelines, flowlines and risers. *Offshore Technology Conference*, 3, 1694–1707.
<https://doi.org/10.4043/16703-ms>
- Lamey, M., Gayneaux, J., Hart, D. D., & Arthur, T. (2015). Lucius and hadrian south projects: Development overview. *Offshore Technology Conference*, 4, 2484–2499.
<https://doi.org/10.4043/25868-ms>
- Lang, P. P., Rainey, R. M., & Bankston, C. H. (1998). Mensa Project : System Design and Operation. *Offshore Technology Conference*.
<https://doi.org/https://doi.org/10.4043/8577-MS>
- Lewis, I. (2020). *Tanzania's LNG hopes on a knife-edge*. <https://www.petroleum-economist.com/articles/midstream-downstream/lng/2020/tanzania-s-lng-hopes-on-a-knife-edge>
- Luyties, W. H., & Freckelton, T. P. (2004). Na Kika - Novel development in record water depth. *Offshore Technology Conference*, 3, 1646–1654.
<https://doi.org/10.4043/16698-ms>
- Mclaughlin, D. C. (1998). Mensa Project : An Overview. *Offshore Technology Conference*.
- Mikaila Adams. (2019). *Block R returned to Equatorial Guinea*. Oil & Gas Journal.
- Milburn, F. H., & Williams, R. H. (2001). Hoover / Diana : Topsides. *Offshore Technology Conference*.
<https://doi.org/10.4043/13083-MS>
- Minerals Management Service. (2005). *Environmental Assessment for Independence Hub - Surface Facilities and Subsea Development Project*. U.S. Department of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region.
- Moyer, M. C., Barry, M. D., & Tears, N. C. (2002). Hoover-Diana Deepwater Drilling and Completions. *Offshore Technology Conference*, 53(7), 33–35.
<https://doi.org/10.2118/0701-0033-jpt>
- Mozambique Offshore Area 1 Project, Mozambique*. (y.y.). 17 Şubat 2021,
<https://www.offshore-technology.com/projects/mozambique-offshore-area-1-project/>
- NS Energy. (y.y.-a). *Aphrodite Gas Field*. 15 Ekim 2020,
<https://www.nsenergybusiness.com/projects/aphrodite-gas-field/>
- NS Energy. (y.y.-b). *Liwan Gas Project, South China Sea*. 19 Ekim 2020,
<https://www.nsenergybusiness.com/projects/liwan-gas-project-south-china-sea/>
- Offshore Magazine. (2013, Aralık 4). *Tamar SW adds to Noble Energy's deepwater gas bankoffshore Israel*.
<https://www.offshore-mag.com/drilling-completion/article/16772323/tamar-sw-adds-to-noble-energys-deepwater-gas-bank-offshore-israel>

- Offshore Technology. (y.y.-a). *Indonesia Deepwater Development, Kutie Basin*. 19 Ekim 2020, <https://www.offshore-technology.com/projects/indonesia-deepwater-development-kutie-basin/>
- Offshore Technology. (y.y.-b). *Magnolia Deepwater Oil and Gas Field, Gulf of Mexico - Offshore Technology | Oil and Gas News and Market Analysis*. 12 Ekim 2020, <https://www.offshore-technology.com/projects/magnolia/>
- Offshore Technology. (y.y.-c). 15 Ekim 2020, <https://www.offshore-technology.com/projects/leviathan-gas-field-levantine-israel/>
- Offshore Technology. (y.y.-d). *Zohr Gas Field*. 15 Ekim 2020, <https://www.offshore-technology.com/projects/zohr-gas-field/>
- OGJ. (2000, Temmuz 3). *ExxonMobil: Hoover-Diana on stream | Oil & Gas Journal*. Oil & Gas Journal. <https://www.ogj.com/general-interest/companies/article/17254096/exxonmobil-hooverdiana-on-stream>
- Oil&Gas IQ. (2018). *Top 10 FLNG projects*.
- Penberthy, J. W. L., & Shaughnessy, C. M. (1992). *Sand Control* (1st Editio). SPE.
- Piedras, J., Totalfinaelf, E., Stimatz, G. P., Company, M. O., & Nielsen, V. B. J. (2003). *Canyon Express : Design and Experience on High-Rate Deepwater Gas Producers Using Frac-Pack and Intelligent Well Completion Systems*.
- Rajasingam, D. T., & Freckelton, T. P. (2004). Subsurface development challenges in the ultra deepwater Na Kika Development. *Offshore Technology Conference*, 3, 1655–1664. <https://doi.org/10.4043/16699-ms>
- Razi, M., & Bilinski, P. (2012). Mensa field, deepwater Gulf of Mexico (GOM) - Case study. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 4(Mc), 3202–3212. <https://doi.org/10.2118/159741-ms>
- Rijkens, F., Allen, M., & Hassold, T. (2003). Overview of the Canyon Express project, business challenges and “industry firsts”. *Offshore Technology Conference*, 2003 - May, 329–337. <https://doi.org/10.4043/15093-ms>
- Sanchez, M., & Tibbles, R. (2007). *Frac Packing : Fracturing for Sand Control*.
- Saucier, R. J. (1996). Considerations in gravel pack design. *Journal of Petroleum Science and Technology*, 43, 7–14.
- Shell (2019). *Our vision*. https://www.shell.co.tz/about-us/reports/_jcr_content/par/list_751c.stream/1562315752269/02dae9d0db9c8e7162ef597421d4267886622ebd/tanzania-Ing-brochure-english.pdf
- Sloan, Jr, E. D. (2000). *Hydrate Engineering*. SPE.
- Stair, C. D., Bruesewitz, E. R., Rajasingam, D. T., & Dawson, M. E. P. (2004). Na kika completions overview: Challenges and accomplishments. *Proceedings of the Annual Offshore Technology Conference*, 1(Figure 1), 341–350. <https://doi.org/10.4043/16228-ms>
- Standard Bank. (2019). *Rovuma LNG Project: Macroeconomic Study* (Sayı March). [https://corporateandinvestment.standardbank.com/static_file/CIB/PDF/2019/Sectors/Oil and Gas/Standard Bank Rovuma LNG Project English Report.pdf](https://corporateandinvestment.standardbank.com/static_file/CIB/PDF/2019/Sectors/Oil%20and%20Gas/Standard%20Bank%20Rovuma%20LNG%20Project%20English%20Report.pdf)
- Sukumar Laik. (2018). *Offshore Petroleum Drilling and Production* (1st Editio). CRC Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1201/9781315157177>
- T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı. (2020, Mart). *T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı - Doğalgaz*. <https://enerji.gov.tr/bilgi-merkezi-enerji-dogalgaz>

- Tiffin, D. L., Stein, M. H., & Wang, X. (2003). Drawdown Guidelines for Sand Control Completions. *Proceedings - SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 3901–3910.
<https://doi.org/10.2118/84495-ms>
- TPAO. (2020). *TPAO discovers a colossal gas field in Western Black Sea offshore , first ever gas discovery in Turkish ultra deep-water [Press release]*.
<http://www.tpao.gov.tr/en/announcemnts/tpaos-latest-discovery-tuna-1>
- Tule, J. (2015). Lucius spar: Design to delivery. *Offshore Technology Conference*, 6(May), 4219–4234.
<https://doi.org/10.4043/26024-ms>
- UN General Assembly. (1982). *United Nations Convention on the Law of the Sea*. United Nations.
- Zhang, G., Qu, H., Chen, G., Zhao, C., Zhang, F., Yang, H., Zhao, Z., & Ma, M. (2019). Giant discoveries of oil and gas fields in global deepwaters in the past 40 years and the prospect of exploration. *Journal of Natural Gas Geoscience*, 4(1), 1–28.
<https://doi.org/10.1016/j.jnggs.2019.03.002>



Güneydoğu Anadolu Orojenezinde Aksu-Samsat (Adıyaman) Profil Hattının Jeolojik Özellikleri

Geological Characteristics of the Aksu-Samsat (Adıyaman) Profile Line in the Southeast Anatolian Orogeny

ÖZLEM KORUCU ^{1*}, VEYSEL IŞIK ²

¹ Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Ankara, Türkiye

² Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, Türkiye

Geliş (*received*): 11 Haziran (June) 2022 Kabul (*accepted*): 3 Kasım (November) 2022

ÖZ

Güneydoğu Anadolu Orojenezini kuzeyden güneye doğru Nap bölgesi, Ekay zonu ve Arap Platformu olarak üç ana yapısal bölümden oluşur. Bu çalışmaya konu olan Aksu-Samsat profil hattı ve harita alanı bu yapısal bölümlerden Nap bölgesi ile Arap Platformunu içermektedir. Profil hattı yersel ve bölgesel ölçekli uyumsuzluklar ile farklı ölçeklerde kıvrım ve fay gelişimlerini barındırır. Fayların çoğu ters ve bindirme karakterli faylardır; havza çökellerini denetleyen ve/veya kesen sınırlı gelişime sahip normal faylar ile önceki yapıları ve litolojileri etkilemiş genç doğrultu atımlı faylar/fay zonları da yer almaktadır. Farklı geometriler sunan kıvrımlar, yaygın olarak asimetrik, devrik ve yatık kıvrımlardan oluşmaktadır.

Bölgede ve profil hattı boyunca paleotektonik ve neotektonik rejim dönemleri işaret eden beş deformasyon evresi belirlenmiştir; bu evreler sırasıyla üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen, Üst Paleosen-Alt Eosen, Orta Eosen sonu, Erken Miyosen sonu ve Pliyosen-Kuvaterner evreleridir. Üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen evresi özellikle Koçali ofiyolit melanj ve Karadut karmaşığı kayalarının Koçali ve Karadut dekolmanları boyunca bölgeye yerleşimini temsil ederken, Üst Paleosen-Alt Eosen evresi kuzey alanların yükselip aşınması ve Gercüş formasyonunun uyumsuz olarak çökmesi ile ilişkilidir. Orta Eosen sonu evresi, bölgesel sıkışma rejimine bağlı Mıdyat grubu ve örttüğü önceki litolojilerin kıvrımlanması ve faylanması ile temsil olur. Erken Miyosen sonu evresi, bölgedeki metamorfite ve Maden karmaşığını oluşturan kayaların Aksu fay zonu boyunca platformun genç çökelleri üzerine (Silvan grubu) yerleşimi ve Erken Miyosen ve öncesi kayaların yaygın deformasyonu ile temsil olur. Alanı etkileyen Pliyosen-Kuvaterner deformasyon evresi özellikle doğrultu atımlı sol yanıl fayların gelişimi ile tipiktir. İnceleme alanı ve yakın civarındaki stratigrafik oluşum ve deformasyon gelişimi, orojenezin diğer kesimleri ile önemli ölçüde korele edilebilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Stratigrafik birim, Deformasyon evresi, Ters/Bindirme fay, Güneydoğu Türkiye, Arap Platformu, Orojenez

ABSTRACT

The Southeastern Anatolian Orogeny consists of three main structural parts from north to south; the Nap zone, the Imbrice zone and the Arabian Platform. The Aksu-Samsat profile line and its map area contain parts of the Nap region and the Arabian Platform of the orogeny. The profile line includes local and regional scale unconformities and different sizes of folds and faults. Most of the faults are thrust and reverse faults; additionally, some normal faults control the evaluation of basin deposits and/or cut them and young strike-slip faults that have affected earlier lithologies and structures. The folds showing different geometries are commonly composed of asymmetrical, overturned and recumbent folds.

Five deformation stages have been identified in the region, indicating paleotectonic and neotectonic regime periods; these are the upper Campanian-lower Maastrichtian, Upper Paleosen – Lower Eosen, late Middle Eocene, late Early Miocene and Pliocene-Quaternary stages, respectively. While the upper Campanian-lower Maastrichtian stage is mainly defined by the thrusting over rocks of Koçali ophiolite melange and Karadut complex rocks along with the Koçali and Karadut decollement faults. Upper Paleosen – Lower Eocene stage is related to the northern region uplift, erosion and the and unconformable depositon of Gercüş formation. The late Middle Eocene phase is characterized by folding and faulting of the Midyat group and earlier sequences based on the regional compressional regime. The late Early Miocene stage is characterized by thrusting the metamorphites and the Maden complex over the young rock units (Silvan group) of the platform along the Aksu fault zone and widespread deformation of lithologies in Early Miocene and pre-Miocene. The Pliocene-Quaternary deformation stage affecting the area is particularly typical with the development of left-lateral strike-slip faults. The stratigraphic evaluation and style of deformation in the study area and its vicinity might correlate with other regions of the orogeny.

Keywords: Stratigraphic sequence, Deformation stage, Reverse/Thrust fault, Southeast Türkiye, Arabian Platform, Orogeny

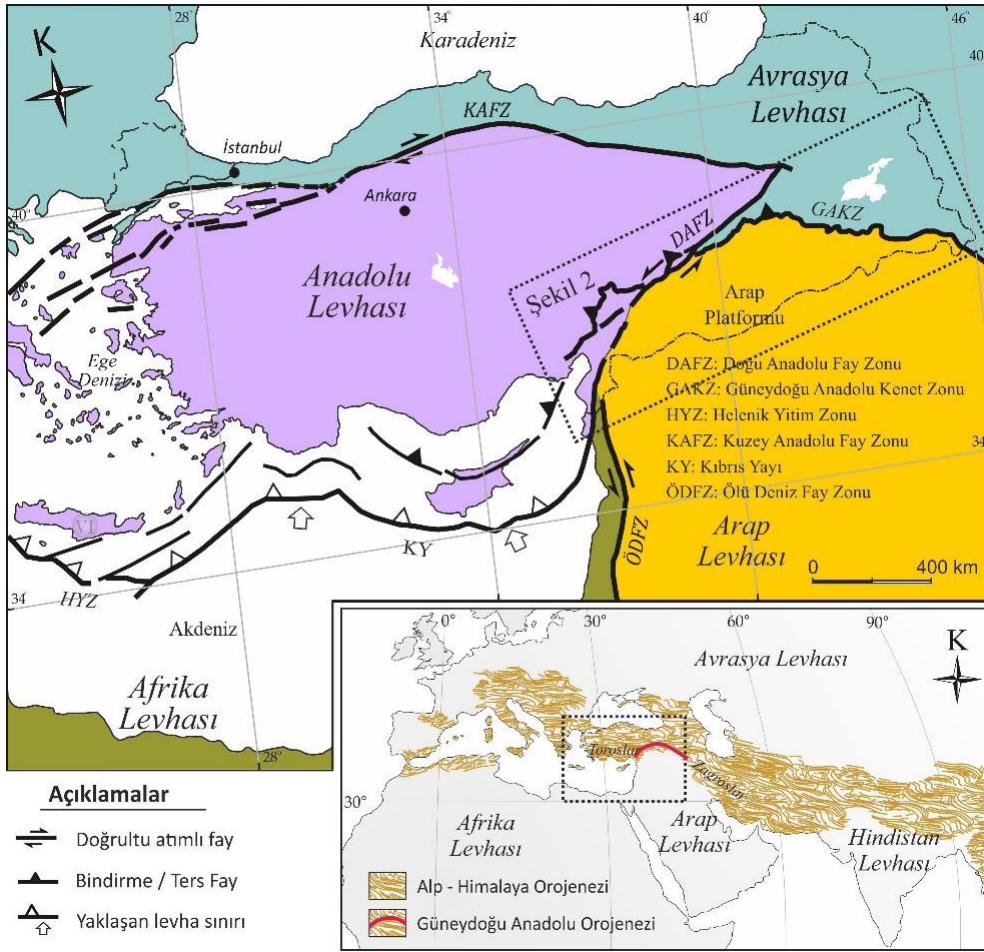
<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1129329>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: okorucu@tpao.gov.tr

GİRİŞ

Güneydoğu Anadolu, Alp-Himalaya Dağ Kuşağının (Orojenezinin) bir parçasıdır. Bölge Avrasya, Afrika ve Arap Levhalarının etkileşim bölgesinde yer alır (Şekil 1). Alp-Himalaya Orojenezinin bu kesimi Güneydoğu Anadolu Orojenezini (GAO) olarak tanımlanır (Örn., Yılmaz, 1993). Güneydoğu Anadolu Orojenezini, kıta-kıta çarpışmasının aktif dağ kuşağı gelişimine iyi örneklerden biridir. Orojenez Geç Kretase-Senozoyik süresince Avrasya ve Afrika/Arap Levhalarının göreceli olarak

birbirlerine yaklaşımı, Neotetis Okyanusunun güney kolunun yitimi, okyanusal kabuk kayalarının üzerlemesi ve kıta-kıta çarpışması sonucu oluşmuştur (Örn., Rigo de Righi ve Cortesini,1964; Perinçek, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Hempton, 1985; Robertson, 2000; Yılmaz, 2019). Bölgede, Geç-Orta Miyosende Neotetis Okyanusunun kapanması, kenet zonu boyunca Arap ve Avrasya Levhalarının yoğun deformasyonuna neden olmuştur; yaygın ters/bindirme fayları, kıvrımlar



Şekil 1. Türkiye ve yakın çevresinin levha geometrisini gösterir harita. İç harita Alpin-Himalaya Orojenezinin genel yayılımını göstermektedir (Işık vd., 2014; 2021'den yeniden çizilmiştir).

Figure 1. Map showing plate boundaries of Türkiye and its environs. Inner map shows the location of Alpine-Himalayan Orogenic belt (modified form Işık vd., 2014; 2021).

ve bu yapılar ile ilişkili havza gelişimleri karakteristiktir (Örn., Şengör ve Yılmaz, 1981; Ben-Avraham ve Nur, 1986; Kelling vd., 1987; Robertson ve Grasso, 1995; Bozkurt, 2001). Devam eden bölgesel sıkışma rejimi kabuk kalınlaşmasına, topoğrafik yükselim ve Türk-İran Platosunun gelişimi ile doğrultu atımlı fay zonları ve ilişkili neotektonik yapıların oluşumuna neden olur (Örn., Şengör ve Kidd, 1979; Bozkurt, 2001; Saber vd., 2021).

GD Anadolu'nun jeolojik geçmişinin anlaşılması bölgenin yapısal gelişiminin bilinmesini gerektirir. Adıyaman ve çevresi petrol aramacılığının etkin olarak sürdürüldüğü bölge olması yanında GD Anadolu'nun yapısal özelliklerinin değerlendirilmesine olanak tanıyan jeolojik özelliklere de sahiptir. Robertson vd. (2016) Adıyaman ve çevresinde Geç Kretase-Miyosen birimlerinde yaptığı çalışmada bölgenin 3 tektonik fazdan etkilendiğini belirtir. Buna göre, Geç Kretase'de

ofiyolitlerin ön ülke üzerine yerleşmesi ilk tektonik fazı temsil eder. Bölgede Geç Paleosen-Erken Eosen'de tekrar eden sıkışma, ikinci faz olup bu faz ile oluşan yükselme özellikle Adıyaman'ın kuzey ve güneybatı kısımlarının lokal olarak yüzeylenmesine olanak sağlamıştır. Bölgedeki son faz ise Erken-Orta Miyosen'de Neotetis'in güney kolunun kapanması olarak değerlendirilmiştir.

Adıyaman ve çevresinin petrol aramacılığı bakımından önemli olması nedeniyle bölgenin farklı alanlarında sismik veri toplama ve sondaj çalışmaları yapılmıştır (Örn., Pasin vd., 1983, Tardu vd., 1987, Sefünç, 2003). Bu kapsamda elde edilen bilgiler yardımıyla bölgesel yeraltı haritaları ile birkaç farklı seviyede bulunan efektif kaynak kaya, orta-iyi rezervuar özelliğine sahip hazne kayalar ve iyi örtü kayaların yayılımları belirlenmiştir. Ancak bölgedeki en büyük problemlerden biri jeolojik yapıların yeterince anlaşılabilmesidir. Mevcut yüzey yapılarının neredeyse tümüne kuyu açılmış, ancak büyük bir kısmında petrol üretim olanağı elde edilememiştir. Sismik verilerin yardımıyla belirlenen yapıların yine bir kısmından petrol üretimi gerçekleştirilememiştir. Bölgenin yapı geometrilerinin ve konumlarının belirlenmesi, yapı oluşum zamanının sınırlandırılması önemli bir husustur.

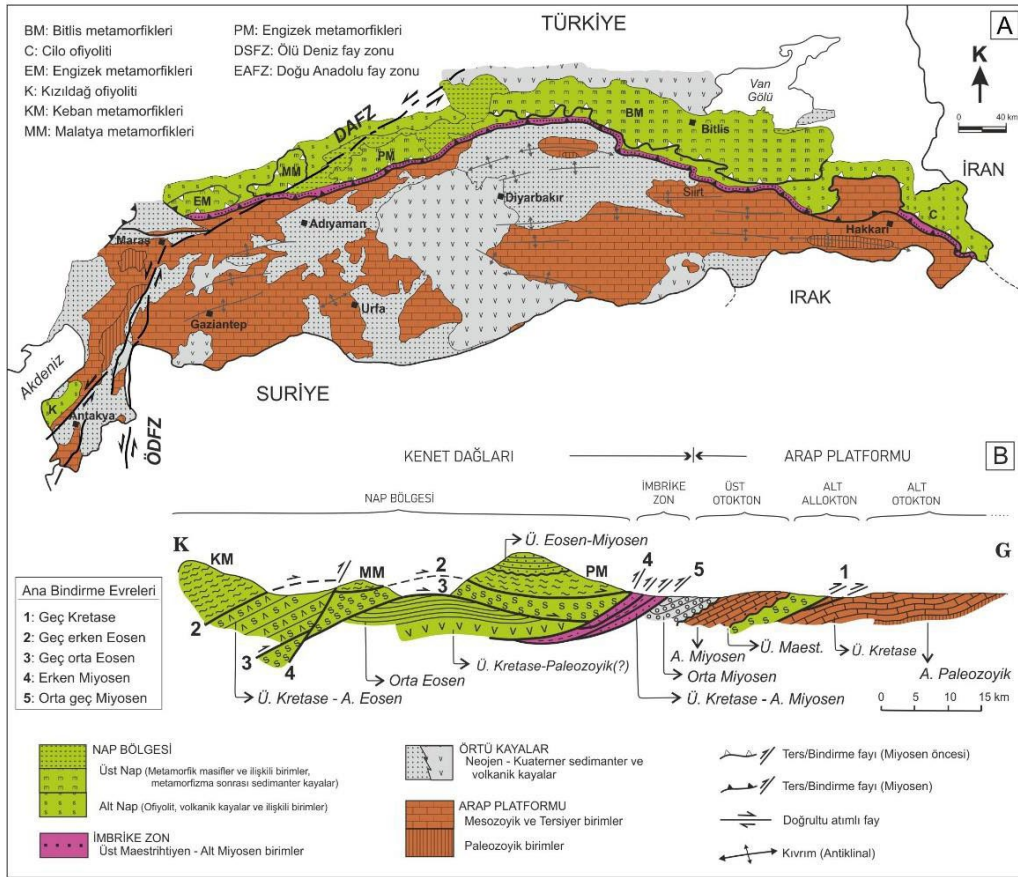
Bu çalışma, Adıyaman bölgesinde batıda Şambayat ile doğuda Kahta ilçeleri arasında kuzeyde Çelikhhan ile güneyde Samsat ilçeleri arasındaki harita alanı içerisinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 2). Bu çalışmaya konu olan Aksu-Samsat profil hattı (Şekil 3), Arap ve Avrasya Levhalarının çarpıştığı ve belirgin yapısal gelişimi temsil etmektedir. Profil hattı, Güneydoğu Anadolu Orojenezinin yapısal bölümlerinden Nap bölgesini sınırlı olarak ve Arap Platformunu ise daha uzunca kesmektedir. Profil hattının kuzey kesimi özellikle kıvrımlanma ve tektonik dilimlenmenin

oluşturduğu yüksek topografya ile temsil olurken, güney kesim birimlerin genç çökeller tarafından örtüldüğü daha yaygın topoğrafyaya sahiptir.

Bu çalışmanın amacı yüzey ve yeraltı verilerinin birlikte değerlendirilerek Aksu-Samsat profil hattının jeolojik enine kesitinin oluşturulması, kesit hattı boyunca jeolojik yapıların ortaya konulması, bölgenin yapısal gelişiminin veriler ışığında tanımlanması ve bölgesel jeoloji kapsamında yorumlar yapılmasıdır. Profil hattı ve yakın çevresinde çok sayıda açılmış derin sondaj kuyuları bulunmaktadır. Kuyulardan elde edilen litoloji verileri bölgede yüzeylenmiş kayaların derinlerde ne düzeyde olduklarının bilinmesine ve alanın tektono-stratigrafisinin anlaşılmasına olanak sağlamaktadır. Yine alanda farklı yönlerde toplanmış sismik kesitlerden iyi görüntü verenler kuyu verileri ile değerlendirilerek alanın yeraltı jeolojisinin yorumlanmasına katkı vermektedir.

BÖLGESEL JEOLOJİ ve TEKTONİK

Güneydoğu Anadolu Orojenezini, yerkabuğunun farklı kesimlerinde tanımlanan orojenez kuşaklarında olduğu gibi temelde sıkışma rejiminin egemen olduğu yoğun deformasyon, magmatizma ve metamorfizma gelişimine ev sahipliği yaptığı kompleks jeolojik evrime sahiptir. Yaklaşık 750 km ve doğu batı uzanımlı yay geometrisi gösteren GAO kuşağının güneydoğu uzanımında Zagroslar, güneybatı uzanımından ise Toroslar yer almaktadır (Şekil 1). Kuşak, özellikle Üst Kretase-Üst Miyosen zaman aralığında ofiyolitik kayalardan oluşan okyanusal kabuk kayalarının kıta kabuğu üzerine yerleşimi ve Avrasya ve Arap Levhalarını oluşturan kıta kabuğu kayalarının (magmatik ve metamorfik kayalar, havza birimleri) bölgesel ölçekte farklı deforme kuşaklar oluşturacak şekilde gelişimi ile temsil olmaktadır (Örn., Perinçek, 1980; Şengör ve

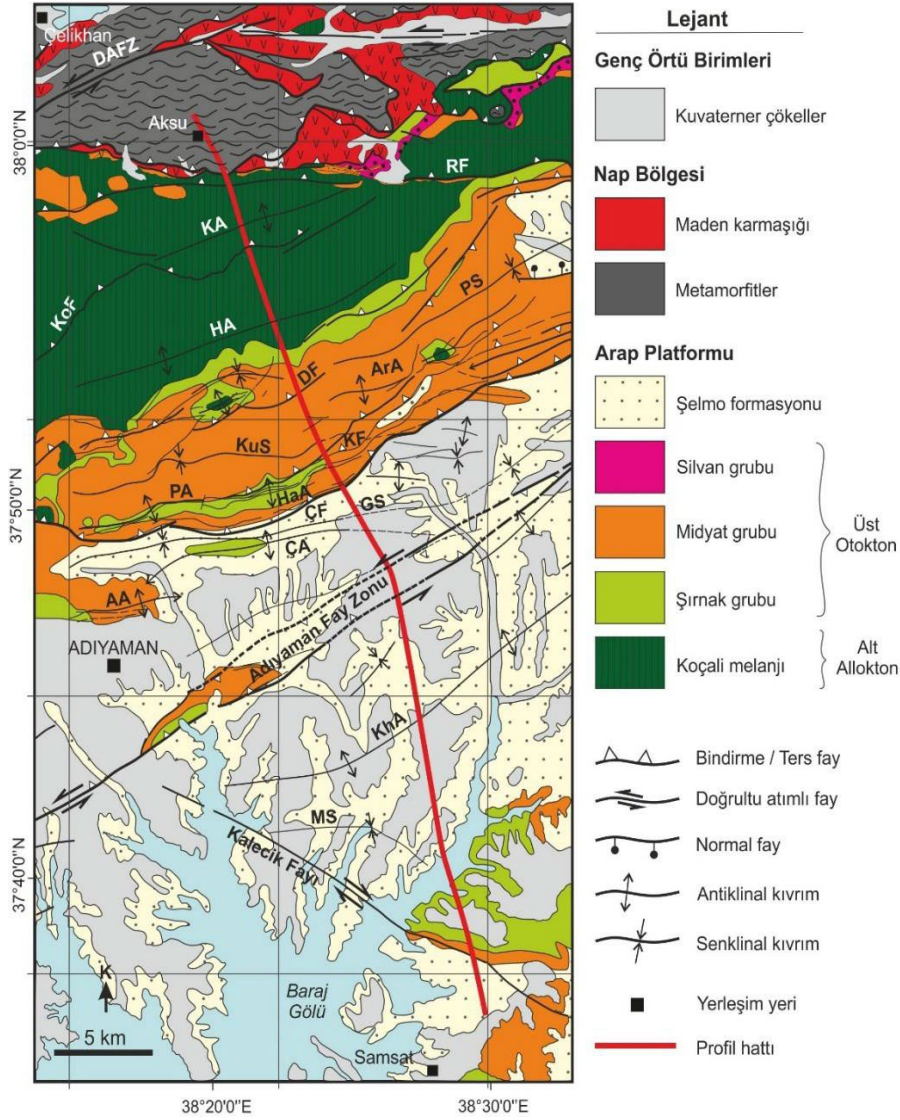


Şekil 2. (a) Güneydoğu Anadolu Orojenezinin sadeleştirilmiş bölgesel jeoloji haritası. (b) Orojenezin yapısal kuşaklarını gösterir jeolojik enine kesit. (Harita ve kesit Yılmaz, 1993'den düzenlenerek yeniden çizilmiştir).

Figure 2. (a) Simplified regional geological map of Southeast Anatolian Orogenic Belt. (b) Geological cross section showing the structural features of orogenic belt (Map and section modified from Yılmaz, 1993)

Yılmaz, 1981; Dewey vd., 1986; Yılmaz, 1990; 1993; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Gilmour ve Makel, 1996). Bu kapsamda Yılmaz ve Yiğitbaş (1991), GAO kuşağının yapısal karakterini göz önünde bulundurarak kuzeyden güneye doğru nap alanı, ekay zonu ve Arap Platformu olarak bölümlendirmiştir. Yine Yılmaz (1993) benzer sınıflamada bulunarak kuşağı önce (1) Kenet dağları ve (2) Arap Platformu olarak iki bölüme ve ardından da bu kesimleri alt bölümlere ayırmıştır (Şekil 2). Buna göre; nap bölgesi ve imbrike (ekay) zon kesimleri kenet dağları içerisinde belirtilirken üst otokton, alt allokton ve alt otokton kesimleri ise Arap platformu içerisinde tanımlanmıştır (Şekil 2) (Yılmaz,

1993). Yılmaz (1993) tarafından tanımlanan nap bölgesi GAO kuşağının kuzey kesimini oluşturmaktadır. Bu kesim kuşağın topoğrafik olarak en yüksek bölgesini temsil eder. Nap bölgesinin kuzey kesimi Toros kuşağının tektonik birlikleri ve havza çökeltileri ile güney kesimi ise ekay zonu ile sınırlanmaktadır. Nap bölgesi temelde farklı tektonik dilimlerin egemen olduğu yapısal kuşaktır. Buradaki tektonik dilimler büyük ölçüde bölgedeki ofiyolitik ve metamorfik kayalar ile temsil olmaktadır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991). Yılmaz (1993), Nap bölgesini; Alt nap ve Üst nap olarak iki ana nap paketine ayırır.



Şekil 3. Aksu-Samsat (Adiyaman) profil hattının bulunduğu alan ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Kısaltmalar: DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, RF: Recep Fayı, KoF: Koçali Fayı, KA: Küher Antiklinali, HA: Hoşikan Antiklinali, DF: Derinsu Fayı, PS: Polikan Senklinali, KuS: Kuyucak Senklinali, ArA: Artan Antiklinali, PA: Palanlı Antiklinali, KF: Kömür Fayı, HaA: Harun Antiklinali, ÇF: Çemberlitaş Fayı, GS: Gebeli Senklinali, ÇA: Çemberlitaş Antiklinali, AA: Adiyaman Antiklinali, Kha: Küher Antiklinali, MS: Mansur Senklinali)

Figure 3. Simplified geological map of Aksu-Samsat (Adiyaman) Profile Line and its environs (Abbreviations: DAFZ: East Anatolian Fault Zone, RF: Recep Fault, KoF: Koçali Fault, KA: Küher Anticline, HA: Hoşikan Anticline, DF: Derinsu Fault, PS: Polikan Syncline, KuS: Kuyucak Syncline, ArA: Artan Anticline, PA: Palanlı Anticline, KF: Kömür Fault, HaA: Harun Anticline, ÇF: Çemberlitaş Fault, GS: Gebeli Syncline, ÇA: Çemberlitaş Anticline, AA: Adiyaman Anticline, Kha: Küher Anticline, MS: Mansur Syncline)

Alt nap paketini yersel metamorfize olmuş ofiyolit topluluğu ile Maden grubu kayaları oluşturur. Ofiyolit topluluğu kayaları doğuda Cilo Dağları (Hakkâri) ile batıda Kızıldağ (Hatay) arasında farklı boyutlarda yüzeylemeler olarak orojenez kuşağı boyunca görülmektedir. Kızılkaya ve Berit metaofiyolitleri değişen oranlarda metamorfizma etkisinin görüldüğü ofiyolitik kayalardır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Robertson vd., 2006). Yılmaz ve Yiğitbaş (1991)'e göre, Kızılkaya metamorfiti olarak da tanımlanan birim yastık yapısı belirgin metalavlar ile metapelit ve metaçörtlerden oluşmaktadır. Berit metaofiyoliti ise belirgin metamorfizma etkisinde kalmış peridotit, gabro ve diyabazlar ile temsil olunur. Kuşak boyunca bu ofiyolitik kayaların doğu-güneydoğu uzantısı Neyriz (Iran) ve Umman ofiyolitleri, batı-güneybatı uzantısını ise Trodos ofiyolitleri (Kıbrıs) ile ilişkilendirilir (Robertson vd., 2006). Alt nap paketinin diğer kaya topluluğunu oluşturan Maden grubu, bölgede tektonik dilimler olarak sınırlı yüzeylemelere sahiptir (Yılmaz, 1993). Havza ömrü Orta Eosen ile sınırlı Maden grubu, sığ ve derin deniz sedimanter kayalar ve bunlarla ara seviyeli bazaltik lavlar ile temsil olmaktadır (Perinçek, 1979; Yazgan ve Chessex, 1991).

Nap bölgesinin Üst nap paketi bölgede geniş yüzeylemeleri bulunan metamorfik masiflerdir. Masif kayaları bölgede Bitlis, Pötürge, Malatya, Keban, Engizek ve Binboğa metamorfikleri olarak haritalanmıştır (Helvacı, 1983; Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Yılmaz vd., 1992; Yılmaz, 1993; Şahin ve Işık, 2010; Kaya, 2016). Protolitlerini Paleozoyik-Geç Kretase yaşlı ve büyük ölçüde sedimanter kayaların temsil ettiği bu metamorfikler ortak ilksel stratigrafik özelliğe sahiptirler (Yılmaz, 1993).

İmbrike zon ya da Ekay zonu, Nap bölgesi ile Arap Platformu arasında tanımlanan dar yapısal zondur. Zon, güneye yönelimli çok sayıda bindirme dilimleri ile temsil olmaktadır

(Karig ve Kozlu, 1990; Yılmaz, 1993). Bindirme dilimlerinin litolojilerini kalınlıkları ve yanal geometrileri farklı olan metamorfik ve metaofiyolit ile Geç Kretase-Erken Miyosen yaşlı havza birimleri oluşturmaktadır. Zonu oluşturan tektonik dilimler, yaşlı birimlerin genç birimleri üzerlemesi ile temsil edilir. Ekay zonunun en alt tektonik dilimi Erken Miyosen yaşlı filiş fasiyesi birimleri (Hompur formasyonu) ile temsil olmaktadır. Bu dilimin üzerinde sırasıyla Oligosen yaşlı vahşi filiş (Alaçık formasyonu) ile Geç Eosen yaşlı molas çökellerinin (Savran formasyonu) oluşturduğu tektonik dilimler yer alır. Orta Eosen yaşlı lav ve piroklastiklerin oluşturduğu (Helete volkanitleri) tektonik dilim ise bu dilimleri üzerler. Ekay zonunun daha üst kesimlerinde Berit ofiyoliti, Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı havza kayaları ve metamorfiklerin oluşturduğu tektonik dilimler yer alır (Yılmaz, 1993).

GAO'nin güney kesimini Arap Platformunun litolojileri oluşturmaktadır. Bu kesimdeki kaya grupları üç yapısal litoloji paketi ile tanımlanmıştır. Bunlar; güneyden kuzeye doğru (1) Alt otokton istifi, (2) Alt allokon istifi ve (3) Üst otokton istifidir (Yılmaz, 1993).

Alt otokton istifi Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonat kayalar ile temsil olur. Paleozoyik birimleri bölgedeki sınırlı yüzeylemeler ve derin sondaj verileri ile farklı grup ve bunlar ile ilişkili formasyonlar altında tanımlanmıştır (Örn., Perinçek vd., 1991; Bozdoğan ve Ertuğ, 1997; Şenalp vd., 2018; Kara ve Işık, 2021). Formasyon litolojileri egemen olarak kırıntılı (kumtaşı, şeyl), daha az oranda ise karbonat kayalar (kireçtaşı, dolomit, marn) ile temsil olmaktadır. Kambriyen yaşlı Derik grubu, Derik bölgesinde (Mardin) Prekambriyen yaşlı volkano-sedimanter birim (Telbesmi formasyonu) üzerine uyumsuz olarak gelir (Ketin, 1964; Sungurlu, 1974; Bozdoğan ve Erten 1990; Karabulut vd., 1993; Perinçek vd., 1991). Grup, Ordovisiyen yaşlı Habur grubu tarafından örtülür. Üstte Silüriyen-Devoniyen yaşlı Diyarbakır grubu yer alır.

Diyarbakır grubunu üstte Geç Devonyen-Erken Karbonifer yaşlı Zap grubu üzerler. Paleozoyik istifinin en üst kesimini Permiyen yaşlı Tanin grubu oluşturur ve uyumsuz dokanakla örter. Alt otokton istifinin bu seviyeleri egemen karbonat litolojisine (kireçtaşı, dolomit) sahiptir. Tanin grubu üstte Erken Triyas yaşlı, yanall geçişli klastik ve karbonat kayalarının oluşturduğu Çığlı grubuna geçer. Çığlı grubu üstte Orta Triyas-Erken Kretase yaşlı Cudi grubu tarafından üzerlenir. Kalın karbonat kayalarının oluşturduğu Cudi grubu üstte Mardin grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Sungurlu, 1974; Özdemir ve Ünlügenç, 2013). Mardin grubunun tabanı bölgede kılavuz seviyesi olarak da tanımlanan kırmızı renkli kumlu kireçtaşı, kireçtaşı litolojilidir (Areban formasyonu) (Sinanoğlu ve Erkmen, 1980; Yılmaz vd., 1984; Erenler, 1989). Mardin grubu üste doğru büyük oranda karbonat kayalarının (kireçtaşı, dolomit, marn) oluşturduğu ve birbirleriyle farklı stratigrafik dokanak ilişkili formasyonlar (Sabunsuyu, Derdere, Karababa) olarak devam eder (Özkan ve Altınar, 2019, Özkan, 2021). Adıyaman grubu (Karaboğaz ve Sayındere formasyonları), Mardin grubu litolojilerini uyumsuz olarak örter. Karaboğaz ve Sayındere formasyonları yanall ve düşey geçişli olup formasyonların sedimantolojik özellikleri orojenezin kuzey kesimde gelişmeye başlayan naplaşma ile ilişkilendirilir (Örn., Perinçek, 1979). Adıyaman grubu üzerinde uyumlu dokanak ile Şırnak grubu (Kastel, Bozova formasyonları) yer alır.

Arap Platformunun Alt allokton istifi, ofiyolitik ve melanj kayalar olmak üzere iki ana gruba ayırmak olasıdır. Bölgede yaklaşık 6.000 m tektono-stratigrafik kalınlık gösteren bu birimler alttan üste doğru dört tektonik dilimle temsil olmaktadır. Bunlar Hezan grubu, Karadut karmaşığı, Koçali melanji ve ofiyolit napı olarak tanımlanır (Yılmaz, 1993). Hezan grubu, kendi içerisinde tektonik dilimlenme gösteren, Triyas-Erken Kretase yaşlı ve büyük oranda karbonat

kayalarından (kireçtaşı, dolomit, marn) oluşur (Fontaine, 1981). Hezan grubu üstte yoğun makaslanmış ve kaotik iç yapılı Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı sedimanter kayaların temsil ettiği Karadut karmaşığı tarafından tektonik olarak üzerlenir (Yılmaz, 1993). Karadut karmaşığının alt kesimi kireçtaşı, marn ve türbiditik kumtaşı litolojilidir (Şepker formasyonu). Üst kesimi ise moloz akma çökellerinin egemen olduğu filiş fasiyesi birimlerinden oluşur (Çiftehisar formasyonu). Koçali melanji, ofiyolitik melanj karakterinde olup bölgede yüzlerce metre kalınlıklarda ve geniş alanlarda yüzeylemeleri bulunmaktadır. Melanjın blokları ofiyolit kayalarıdır; bir kısım bloklar ise platform karbonatlarından türemedir (Yılmaz, 1993). Melanjın matriksi ise kireçtaşı, çörtlü çamurtaşı, radyolarit ve volkanit litolojilidir. Bu birimlere kumtaşı konglomera gibi diğer sedimanter kayalar da eşlik eder. Bu tektonik dilimler dışında Alt allokton istifinin diğer tektonik dilimini ofiyolit kütleleri oluşturmaktadır. Kızıldağ ve Cilo ofiyolitleri bu kütlelere iki tipik örnektir (Yılmaz, 1993).

Arap Platformunun Üst otokton istifi, geç Maestrihtiyen (Geç Kretase)-Senozoyik yaşlı birimler (Örn., Şırnak, Midyat, Silvan grubu) ile temsil olur. Bölgesel jeolojik özel öneme sahip Kastel formasyonu Şırnak grubunun alt kesimini temsil eder. Şırnak grubu daha güney kesimlerde Kastel formasyonundan litolojik ve iç özellikleri ile farklılık gösteren Bozova formasyonu olarak çökler (Güven vd., 1991). Şırnak grubunun bu formasyonları, uyumsuz veya yanall ve düşey ilişkili olarak Maestrihtiyen yaşlı diğer formasyonları (Terbüzek, Besni, Garzan, Germav ve Sinan formasyonları) tarafından örtülür. Grubun üst kesimleri Paleosen yaşlı çökeller (Germav formasyonu) ile temsil olmaktadır. Şırnak grubunun üzerinde Eosen-Oligosen yaşlı Midyat grubunu oluşturan formasyonlar (Örn., Gercüş, Hoya, Gaziantep formasyonu) yer alır (Duran vd., 1988). Güneydoğu Anadolu'da geniş alanlarda yayımlı Midyat grubu büyük oranda karbonat

kayalarından (kireçtaşı, dolomit, killi kireçtaşı, marn), daha az oranlarda klastik kayalar ile evaporitlerden oluşmaktadır. Grubun altındaki birimler ile olan çoğu dokanağı uyumsuzdur. Arap Platformunun Miyosen yaşlı birimlerini denizel ve karasal Silvan grubu ile Şelmo formasyonu temsil eder. Üst otokton istifinin en genç birimlerini Geç Pliyosen yaşlı Lahti formasyonu ile Kuvaterner yaşlı gevşek çökeller ve volkanizma ürünleri oluşturmaktadır.

AKSU-SAMSAT (ADİYAMAN) PROFİL HATTI

Tektono-litostratigrafi

Çalışmaya konu olan alanın litolojisi, GAO orojenezinin Nap bölgesi ve Arap Platformu içerisinde yer almaktadır (Şekil 2). Ekay zonu kesit hattı üzerinde yer almamaktadır. Metamorfitlet (Pütürge, Malatya metamorfitletleri) ve Maden karmaşığı Nap bölgesinin litolojilerini oluşturmakta ve inceleme alanının kuzeyinde yüzelemektedir (Şekil 3). İnceleme alanı içerisinde Arap platformunun bir kısım litolojileri yüzelemektedir. Platformun bazı birimleri ise bölgede petrol amaçlı açılmış (Örn., TPAO) derin sondaj kuyularında kesilmektedir.

Arap Platformu otokton istifleri

Mardin grubu

Adıyaman ve çevresinde erken Apsiyen-geç Santoniyen (Kretase) yaşlı kayalar, Mardin grubu olarak tanımlanır; grup alttan üste doğru Areban, Sabunsuyu, Derdere ve Karababa formasyonlarını kapsar (Çelikdemir vd., 1991; Yılmaz ve Duran, 1997; Özkan ve Altın, 2019) (Şekil 4). Grup litolojileri bölgede yüzelemekle birlikte inceleme alanı içerisinde daha genç birimlerce örtülüdür; açılan kuyu verilerine göre Mardin grubu Paleozoyik yaşlı birimler üzerinde yer almaktadır.

Grubun en alt formasyonunu oluşturan Areban formasyonu kırmızımsı, sarımsı, kahverengimsi renkli kumtaşı, mikritik kireçtaşı, şeyl litolojilidir. Üst seviyeleri kireçtaşı

litolojisine sahip olup tedrici olarak Sabunsuyu formasyonunun karbonat kayalarına geçer. Sabunsuyu formasyonu egemen olarak gri, sarımsı, bej renkli dolomit, dolomitik kireçtaşı litolojilidir. Bu kayalara ara seviyeli olarak kireçtaşları da eşlik eder. Bu formasyonların stratigrafik konumu ve fosil bulgularından formasyonların yaşları Apsiyen-Albiyen olarak belirlenmiştir (Erenler, 1989; Yılmaz ve Duran, 1997; Özkan ve Altın, 2019). Sabunsuyu formasyonunu üstte Derdere formasyonu sınırlar. Derdere formasyonu gri, bej, sarımsı renkli, ince- kalın tabakalı, fosilli kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı litolojilidir. Formasyonun yaşı yakın zaman çalışmada geç Albiyen-geç Turoniyen olarak yeniden tanımlanmıştır (Özkan ve Altın, 2019). Mardin grubunun en üst kesimini gri, bej renkli kireçtaşı, dolomitli, çörtlü kireçtaşı litolojili Karababa formasyonu oluşturur; formasyon litoloji ve iç özellikleri gözönüne alınarak üç üyeye ayırt edilmiştir (Görür vd., 1987). Stratigrafik konumu ve fosil içeriğine göre Karababa formasyonunun yaşı geç Turoniyen-geç Santoniyendir (Özkan ve Altın, 2019).

Adıyaman grubu

İnceleme alanının dışında yüzeylemeleri bulunan Adıyaman grubunu, Karaboğaz ve Sayındere formasyonları oluşturmaktadır (Perinçek vd., 1991; Yılmaz ve Duran, 1997). Grubun alt formasyonu olan Karaboğaz formasyonu genellikle koyu renkli, çörtlü, fosfatlı, yer yer glokonili ve organik maddece zengin karbonatlı kayalardan oluşur (Güven vd., 1991). Altında bulunan Karababa-C üyesini uyumsuz dokanakla örten Karaboğaz formasyonunun yaşı geç Santoniyen-erken Kampaniyendir (Özkan, 2021). Karaboğaz formasyonu, üstte Sayındere formasyonu tarafından uyumlu dokanakla üzerlenir. Gri, bej renkli çok ince-ince, üste doğu orta-kalın tabakalı fosilli killi kireçtaşlarının oluşturduğu Sayındere formasyonunun yaşı geç Kampaniyen olarak belirlenmiştir (Güven vd., 1991).

Kronostratigrafi			Litostratigrafi Birimleri		Litoloji				
Zaman	Sistem/Seri	Kat	Grup	Formasyon	Sembol	Açıklama			
SENOZOYİK	Kuvaterner					Çakıtaşı, kumtaşı			
						Bazalt			
	Pliyosen	Üst		(Lahti) Şelmo			Çakıtaşı, kumtaşı		
		Alt		Lice			Bazalt		
	Eosen - Oligosen	Miyosen	Alt	Silvan	Fırat		Şeyl, marn		
					Gaziantep		Kireçtaşı		
					Hoya		Kireçtaşı, dolomit		
					Gercüş		Çakıtaşı, kumtaşı		
	MESOZOYİK	Kretase	Paleosen	Şırnak	Germav	Üst	Kumtaşı, şeyl, marn, kireçtaşı		
						Alt			
Besni					Alt Germav	Kireçtaşı			
Terbüzek						Çakıtaşı, kumtaşı			
Karadut-Koçali					Kastel-Bozova	Allokton Birimler			
Kampaniyen					Adıyaman	Sayındere		Killi kireçtaşı	
						Karaboğaz		Çörtlü kireçtaşı	
Santoniyen					Mardin	Karababa	Karababa-C		Kireçtaşı
							Karababa-B		Çörtlü kireçtaşı
Koniasiyen						Karababa-A			
Turoniyen		Derdere	Üst Kısım		Kireçtaşı, dolomit				
Senomaniyen			Alt Kısım		Sferli kireçtaşı				
Albiyen		Sabunsuyu			Dolomit, kireçtaşı				
Apsiyen			Areban		Kumtaşı, şeyl, marn				
PALEOZOYİK	Kambriyen		Derik	Sosink		Kumtaşı, şeyl, siltaşı			

Şekil 4. Arap Platformunun Adıyaman ve yakın çevresindeki birimleri gösterir jeolojik kolon kesit. (Güven vd.1991'den değiştirilerek yeniden çizilmiştir)

Figure 4. Geological Columnar Section of Arabian Platform around Adıyaman and its vicinity (modified from Güven vd.1991)

Şırnak grubu

GD Anadolu'da geniş yayılımları olan Şırnak grubu, Kampaniyen-Paleosen yaşlı ve farklı çökel ortamı (karasal, geçiş, denizel) litolojiler ile temsil olur (Perinçek vd., 1991). Grup birbirleriyle yanal düşey ilişkili çok sayıda formasyon içermektedir; Kastel, Bozova, Terbüzek, Besni, Germav formasyonları Adıyaman ve çevresinde yayılımları olan ve grubu oluşturan formasyonlardır (Perinçek, 1978; Perinçek vd., 1991; Yılmaz ve Duran, 1997).

Kastel formasyonu ve yanal ilişkili Bozova formasyonu Şırnak grubunun alt kesimini oluşturur. Yeşilimsi, gri renkli marn, şeyl ve

kumtaşı litolojili Kastel formasyonu bazı kesimleri fliş fasiyesi özelliği gösterir (Robertson vd., 2016). Formasyonun inceleme alanındaki kuyularda kesilen kalınlıkları değişkenlik sunmaktadır. Kastel formasyonunu oluşturan sedimanların bir kısmı bölgede allokton konumlu Karadut karmaşığı ve Koçali ofiyolit melanjından türemedir (Günay, 1998). Formasyon, altında yer alan Sayındere formasyonu ile olan dokanağı uyumludur. Üst kesimi tektonik ya da stratigrafik dokanak olabilmektedir. Karadut karmaşığı ve Koçali ofiyolit melanji tektonik olarak Kastel formasyonunu üzerler; Terbüzek formasyonu

tarafından ise uyumsuz olarak örtülür (Günay, 1998). Bozova formasyonu, yeşilimsi gri renkli planktonik fosilli marn litolojilidir. Formasyon, altta Sayındere formasyonu ile üstte ise Germav formasyonu ile uyumlu dokanak ilişkilidir. Kastel ve Bozova formasyonlarının yaşları sırasıyla geç Kampaniyen-orta Maestrihtiyen ve geç Kampaniyen-erken Maestrihtiyen olarak öngörülür (Güven vd., 1991).

Terbüzek formasyonu ayırt edilebilir rengi ile karakteristiktir; kırmızı, bordo renkli silttaşı, çamurtaşı ile ardalanan kumtaşı ve çakıltaşı litolojili formasyonun çoğu kırıntıları altındaki Koçali ofiyolit melanjından türemedir (Şekil 5a). Bölgede Koçali ofiyolit melanjını ve Kastel formasyonunu uyumsuz olarak örter. Formasyon, güneye doğru incelenerek yok olur. Üzerine gelen Besni formasyonu ile uyumsuz dokanak ilişkili olarak kabul edilir (Şekil 5b). Formasyon içerisinde kayda değer bir fosil bulgusu bulunmamasına karşın stratigrafik ilişkisine göre alt-orta Maestrihtiyen yaşı olarak kabul edilir (Güven vd., 1991).

Besni formasyonu, inceleme alanının kuzey kesiminde KD-GB uzanımlı ve dar bir yüzeyleme olarak görülür. Kireçtaşının temsil ettiği formasyon, tabanda birkaç metre kalınlıkta ofiyolit çakıllı ve kumlu, sarı açık bej renkli kumlu kireçtaşları ile başlar; üstte doğru rudist, mollusk, alg ve mercan kavkaları ile iri bentik foraminiferlerden oluşan biyoklastik kireçtaşlarına geçer (Şekil 5b, c). Çalışma alanında üzerine gelen Germav formasyonu ile uyumlu dokanak ilişkilidir (Şekil 5d). Formasyonun yaşı orta-geç Maestrihtiyen olarak belirtilir (Güven vd., 1991).

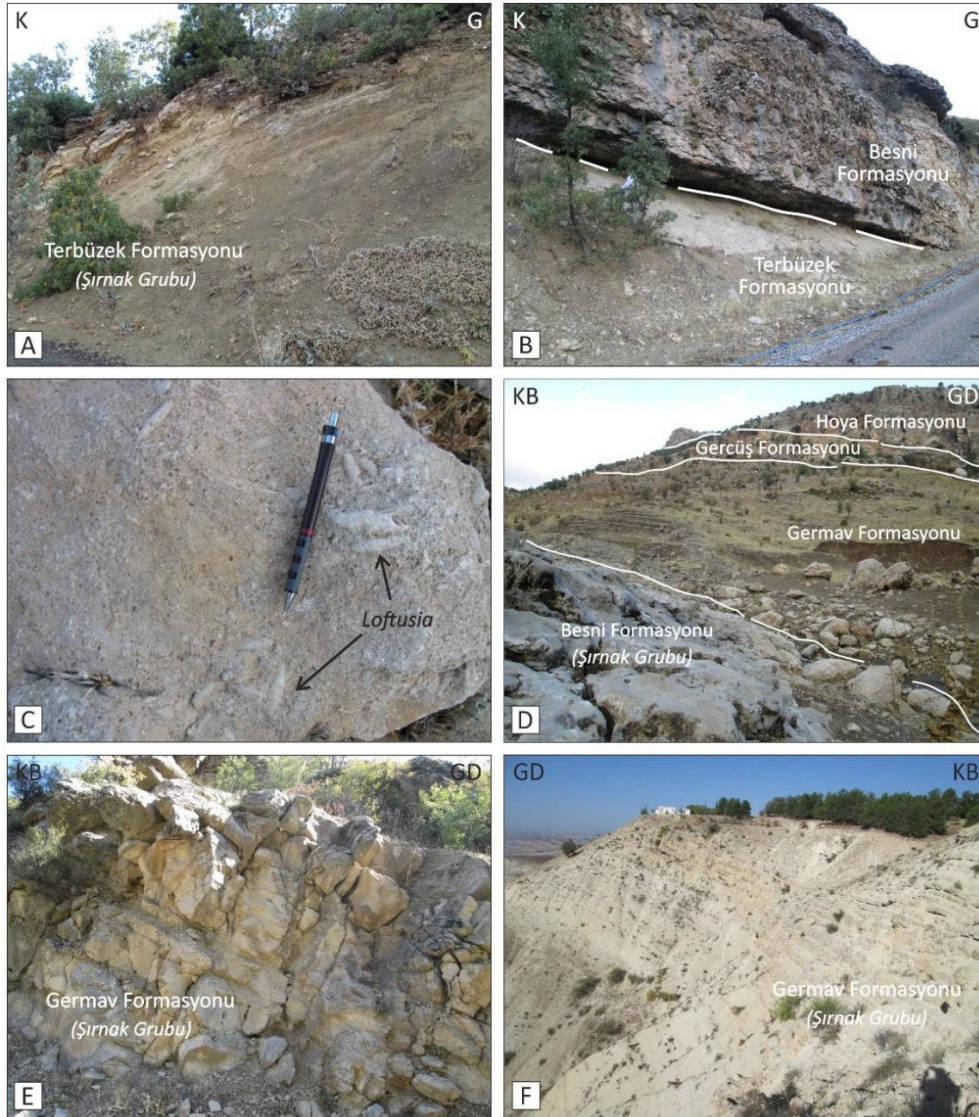
Germav formasyonu, GD Anadolu'da ve Türkiye dışında geniş yayılımlara sahiptir; inceleme alanında mercek geometri ve sınırlı yüzeylemeler olarak görülür. Formasyonun egemen litolojisini yeşilimsi gri renkli şeyl ile marnlarla ardalanan silt ve kumtaşları oluşturur (Şekil 5e, f); yer yer çakıltaşı ve kireçtaşı da

eşlik eder (Perinçek, 1979, Güven vd., 1991). Germav formasyonunun bölgede çok geniş yayılımlarda olması dokanak ilişkilerinde de farklılıklar gösterebilmektedir. Altta Besni formasyonu ile dokanağı inceleme alanında uyumludur. Çalışma alanı dışında batı-kuzeybatı bölgelerde ise uyumsuz dokanak ilişkilidir. Germav formasyonu, üstte Gercüş formasyonu tarafından uyumsuz dokanakla sınırlanır (Şekil 5d). Formasyonun yaşı orta Maestrihtiyen-Geç Paleosen olarak belirtilir (Güven vd., 1991).

Midyat grubu

Midyat grubu, GD Anadolu'da geniş yayımlı litoloji grubudur. İnceleme alanı içerisinde çoğu yüzeylemeleri KD-GB uzanımlı kuşak olarak bulunmaktadır (Şekil 3). Grup, Adıyaman ve çevresinde Eosen-Oligosen yaşlı Gercüş, Hoya ve Gaziantep formasyonlarını kapsar. Gercüş formasyonu çalışma alanı içerisinde ince seviye halinde Hoya formasyonunun tabanında yer alır (Şekil 5d). Formasyonun litolojisini tipik kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı oluşturur (Şekil 6a). İnceleme alanında, altında ve üzerinde yer alan birimler ile uyumsuz dokanak ilişkilidir (Şekil 5d); formasyonun yaşı Erken Eosen olarak öngörülür (Duran vd., 1988).

Hoya formasyonu belirgin topoğrafik özellikleri ile bölgede dikkat çekicidir. İnceleme alanında KB-GD uzanımlı ve genişçe yüzeylemeleri ile karakteristiktir. Formasyonun litolojisini kireçtaşı ve dolomitler oluşturur (Şekil 6b). Kireçtaşları ve dolomitler krem bej, kirli beyaz renkli, ince-orta-kalın, yer yer çok kalın tabakalı, fosilli (Şekil 6c) ve yer yer çörtlüdür. Hoya formasyonu altında yer alan Gercüş ve Germav formasyonları ile dokanağı belirgin ve uyumsuzdur (Şekil 6d, e); yine Koçali ofiyolit melanjını da uyumsuz olarak örter. Formasyonun yaşını Eosen-Erken Oligosen olarak belirlenmiştir (Duran vd., 1988; 1989). Gaziantep formasyonu bölgede geniş yayımlı, yumuşak topoğrafya oluşturması ve tebeşirli

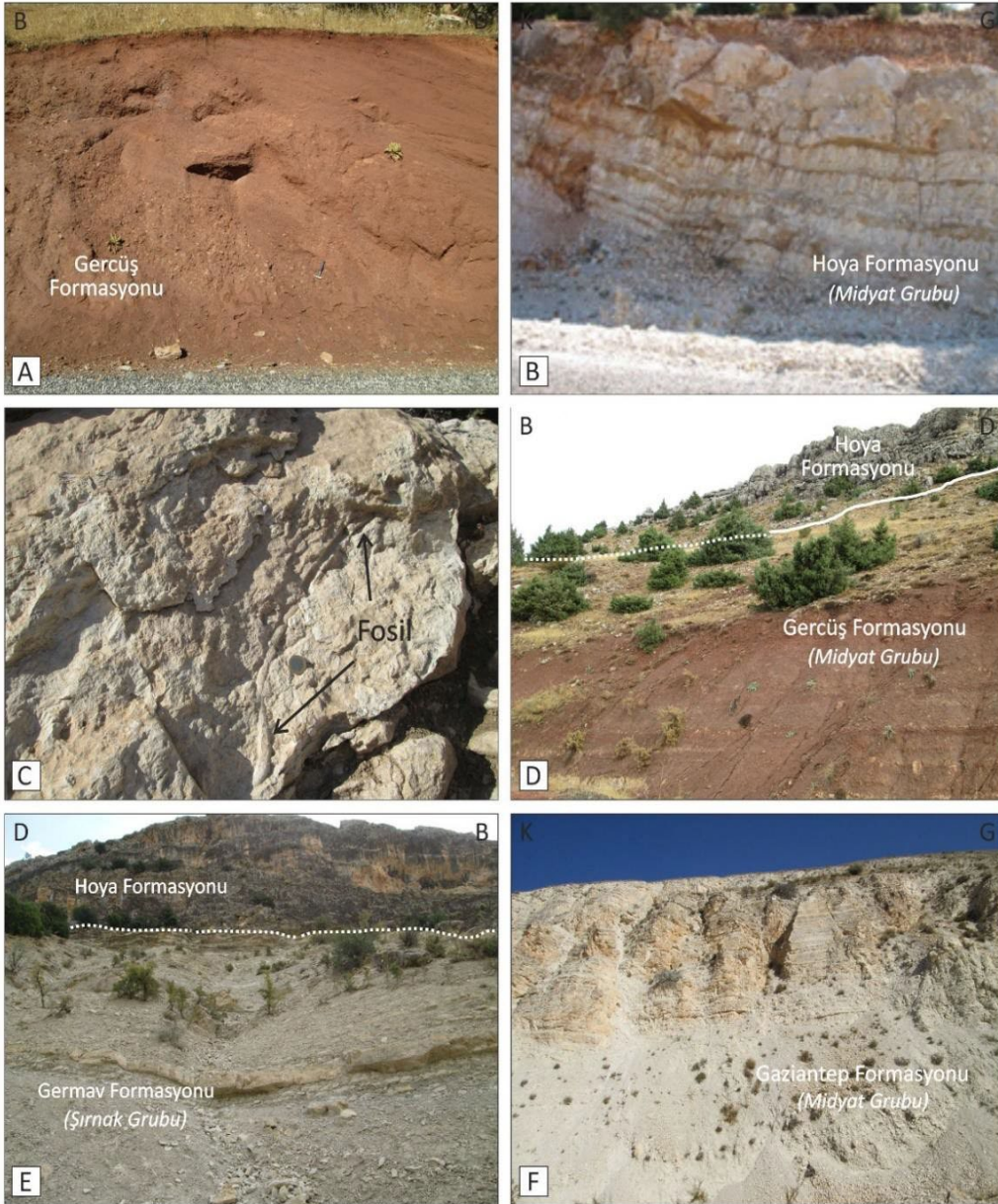


Şekil 5. Şırnak grubu litolojilerinin arazi görünümü. (a) Terbüzek formasyonu, (b) Besni ve Terbüzek formasyonlarının ilişkisi, (c) Besni formasyonu içerisinde fosilli kireçtaşı (loftusiyalı), (d) Şırnak ve Midyat gruplarının ilişkisi, (e) Germav formasyonu yakın, (f) Germav formasyonu.

Figure 5. Field photos of Şırnak Group lithologies (a) Terbüzek formation, (b) Besni and Terbüzek formations contact, (c) Fossiliferous (loftusia) limestone within Besni formation (d) Şırnak and Midyat Groups contact, (e) Close view of Germav formation, (f) Germav formation.

görünümü ile karakteristiktir. Formasyonun litolojisini beyaz, krem renkli, ince-orta tabakalı tebeşirli kireçtaşı ve marn ile mercek geometrili kireçtaşı, çört yumrulu kireçtaşı ve marnlar oluşturur (Şekil 6f).

Bazı seviyeleri bol fosillidir. Formasyonu altta Germav formasyonu ile geçişli, üstte Hoya formasyonu ile de uyumlu bir dokanak ilişkilidir. Gaziantep formasyonunun yaşı Erken Eosen-Geç Oligosen olarak belirtilmiştir (Duran vd., 1989).



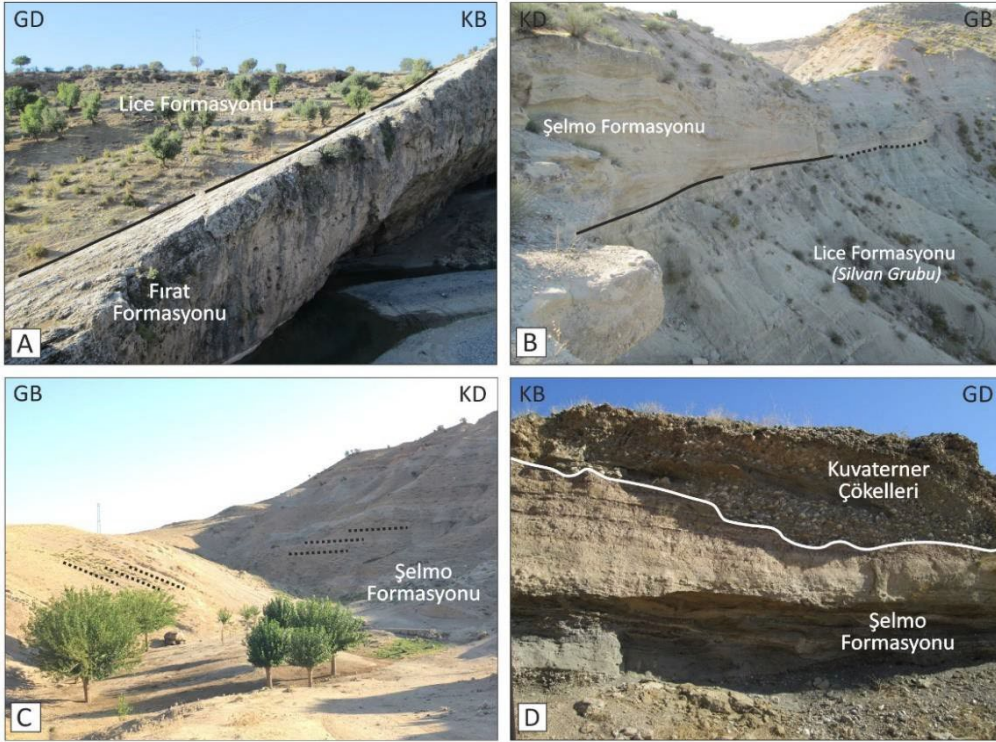
Şekil 6. Midyat grubu litolojilerinin arazi görünümü. (a) Gercüş formasyonu, (b) Hoya formasyonu, (c) Hoya formasyonu siğ denizel kireçtaşları, (d) Hoya-Gercüş formasyonları dokanak ilişkisi, (e) Hoya-Germav formasyonları dokanak ilişkisi, (f) Gaziantep formasyonu

Figure 6. Field photos of Midyat Group lithologies (a) Gercüş formation, (b) Hoya formation, (c) Shallow marine limestone of Hoya formation, (d) Hoya-Gercüş formations contact, (e) Hoya-Germav formations contact, (f) Gaziantep formation.

Silvan grubu

Bölgede Fırat ve Lice formasyonları Silvan grubu olarak tanımlanır (Duran vd., 1988). İnceleme alanı içerisinde sınırlı yüzeylemelere sahip karbonat ve kırıntılı sedimanter kaya litolojilidir. Fırat formasyonu krem, bej, sarımsı

gri renkli, orta yer yer kalın tabakalı kireçtaşı litolojilidir (Şekil 7a). Kireçtaşları bol fosil ve fosil kavkaları (kırmızı alg, bryozoa, mercan, bentik foraminifer, ekinid, mollusk) içerir. İnceleme alanında Hoya formasyonunu uyumsuz olarak örter. Fırat formasyonunun Hoya formasyonu üzerine geldiği bölgelerde



Şekil 7. (a) Silvan grubu litolojilerinin arazi görünümüleri. (b) Lice – Şelmo formasyonları dokanak ilişkisi (c) Şelmo formasyonu, (d) Şelmo formasyonu ve Kuvaterner çökelleri ilişkisi

Figure 7. (a) Field photos of Silvan Group lithologies (b) Lice-Şelmo formations contact, (c) Şelmo formation, (d) Şelmo formation and Quaternary deposits contact.

Lice formasyonu genel olarak koyu gri renkli, ince tabakalı kumtaşı ara bantlı marn litolojili olmasına karşın bu birimlere beyaz, yeşilimsi beyaz renkli marn, şeyl ardalı birimler de eşlik eder, bazı seviyeleri fosil içeriklidir. Lice formasyonu Erken Miyosen yaşlıdır (Duran vd., 1989; Robertson vd., 2016). Silvan grubu bölgede Şelmo formasyonunun gevşek çökelleri ile uyumsuz olarak örtülür (Şekil 7b).

Ayrıca özellikle Lice formasyonunu bölgede metamorfik, ofiyolitik ya da metamorfik olmayan birimler, faylı dokanakla üzerler.

Şelmo formasyonu ve Kuvaterner çökeller

Şelmo formasyonu inceleme alanında ve bölgede geniş alanlarda yayılımlara sahiptir. Kahverengi, yeşilimsi, kırmızımsı, kirli beyaz ve gri renklerde konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ardalı birimler formasyonun egemen

litolojileridir (Şekil 7c). Bu litolojilere yer yer marnlar da eşlik eder. Şelmo formasyonunun kırıntıları o bölgede altında bulunan litolojilerden türeme olup yersel renk ve tane litolojileri değişkenlik gösterir. Altındaki birimleri uyumsuz olarak örten formasyon tipik karasal çökellerdir. Formasyonun üst kesimleri Lahti formasyonu olarak tanımlanmaktadır (Özel, 2001). Stratigrafik olarak üzeri Kuvaterner yaşlı alüvyon, alüvyal yelpaze ve yamaç molozu çökelleri ile örtülürken (Şekil 7d), bölgede yaşlı birimlerce tektonik olarak üzerlendiği mostralarda mevcuttur. Şelmo formasyonunun yaşlı stratigrafik konumu ve bazı memeli fosillerinden Geç Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilir (Çoruh vd., 1997).

Arap Platformu allohton birimleri

Koçali ofiyolit melanji

İnceleme alanının kuzey kesiminde, KD-GB uzanımlı Koçali ofiyolit melanji geniş yüzeylemelere sahiptir. Koçali ofiyolit melanji, Triyas zamanında Toros ile Arap Platformları arasında oluşmaya başlayan Neotetis Okyanusunun güney kolunun ofiyolitik kaya toplulukları ile okyanusal havzada ofiyolitler üzerine çökelen derin deniz sedimanları ve tümseklerde gelişen sığ karbonat oluşuklarının tektonik sürüklenme sırasında karmaşık oluşturması ile bugünkü melanj karakterini kazanması sonucu oluşmuştur (Günay, 1998). Melanj, bu kayaların blok ve matriksinden oluşmaktadır (Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979). Arazide kendine has alacalı rengi ile karakteristik olan melanjin bloklarını serpantinize ultramafit ve mafitler (peridotit, gabro, diyabaz) oluşturmaktadır (Şekil 8a); yer yer Permiyen-Triyas yaşlı mafik volkanik kayaların eşlik ettiği kireçtaşı blokları da yer almaktadır (Yılmaz, 1993). Yılmaz (1993)'e göre bu bloklar ofiyolit yerleşimi sırasında Arap platformundan eklenmiştir. Melanjın matriksini ise sedimanter kayalar (radyolaritli çamurtaşı, çört, mikritik kireçtaşı) ve volkanitler (bazalt, aglomera) oluşturur (Perinçek, 1979; Yılmaz,

1993). Koçali ofiyolit melanji ters/bindirme fayların kestiği ve yersel yoğun makaslamanın görüldüğü bir iç yapıya sahiptir. Ofiyolit dizisinin aksine mafik-ultramafik kayalar yapısal olarak üst tektonik dilim olarak yüzeyleyken, volkanik ve sedimanter kayaların egemen olduğu kesimler ise tektonik dilimlenmenin daha alt seviyelerini oluşturur. Koçali ofiyolit melanjinin alt dokanağı tektoniktir. Üst dokanağı tektonik ilişki dışında yer yer çökel birimler tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Karadut karmaşığı

Fliş fasiyesi özellikleri sunan Karadut karmaşığı, inceleme alanında yüzeylememekle beraber profil hattı boyunca derinlerde kalın istif özelliği ile dikkat çeker. Kuyu bilgileri ve sismik veriler kalınlığının oldukça değişken olduğunu ve tekrarlanmalı bir iç yapıya sahip olduğunu ortaya koyar; karmaşığın, alanda kalınlığı 2500 m'lere ulaşmaktadır. Karadut karmaşığı silisifiye, killi, konglomeratik kireçtaşları ile türbiditik çakıltaşı, çört, marn ve şeyl litolojisinden oluşur (Örn., Perinçek, 1979; Ketin ve Sungurlu, 1992). Bu birimler önceki çalışmalarda farklı formasyonlar altında tanımlanmaktadır (Örn., Sungurlu, 1973; Günay, 1998). Arap platformunu allohton olarak üzerleyen Karadut karmaşığı altında yer alan Kastel formasyonu ile tektonik dokanaklıdır (Günay, 1984; Perinçek, 1979); yine üzerinde bulunan Koçali ofiyolit melanji ile de tektonik ilişkilidir. Bölgede yer yer Terbüzek ve Hoya formasyonları tarafından uyumsuz olarak örtülür. Karadut karmaşığı fosil bulguları ile Senomaniyen-erken Turoniyen (Geç Kretase) yaşlı olarak belirtilir (Sungurlu, 1973; Perinçek, 1979).

Nap bölgesi

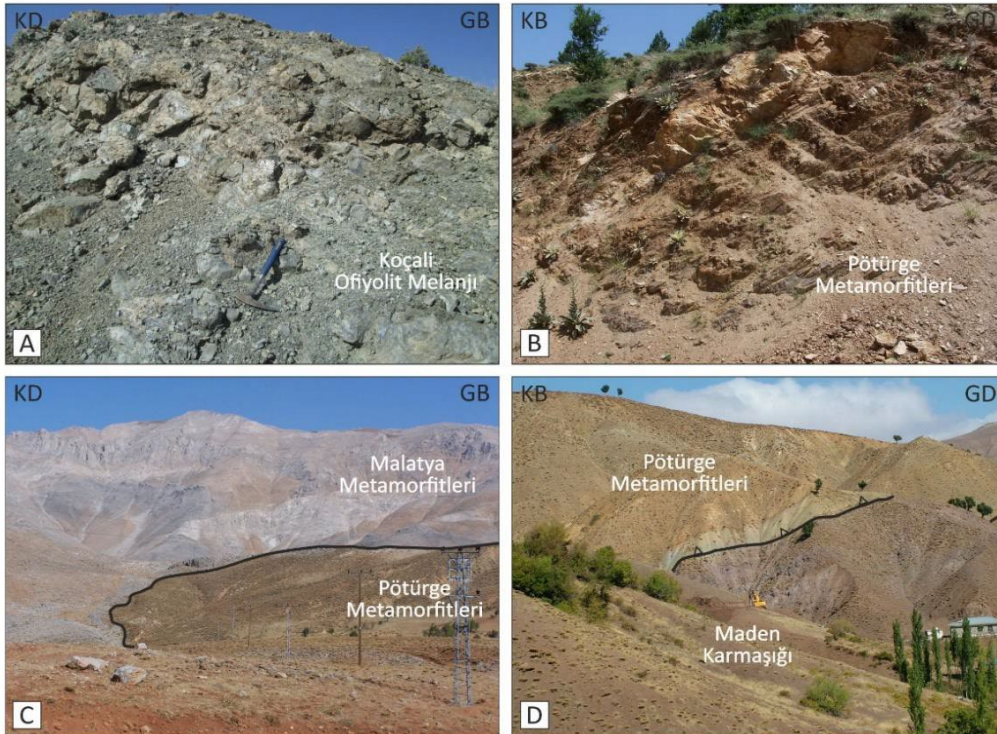
Pötürge ve Malatya-Keban metamorfileri

Metamorfik kayalar bölgede değişen geometrilerde geniş yüzeylemelere sahiptir. Yılmaz vd. (1992) bölgedeki Bitlis, Pötürge, Keban, Malatya, Engizek, Binboğa

metamorfizmasını birbirlerinin eşdeğeri olarak yorumlar. İnceleme alanı içerisinde Pötürge ve Malatya-Keban metamorfizmasını temsil eden kayalar yüzeylenmektedir. Bitlis metamorfizmasının batı uzantısı olarak değerlendirilen Pötürge metamorfizması özellikle kaya türü ve metamorfizma karakteri bakımından korele edilmektedir. Pötürge metamorfizmasının yaygın kaya türünü gnays ve sistler oluşturur (Şekil 8b). Bu kayalara amfibolit, kuvarsit ve az oranda mermerler eşlik eder (Şahin ve Işık, 2010). Erdem (1994)'e göre, Pötürge metamorfizması, ilerleyen amfibolit fasiyesi metamorfizması ile gerileyen yeşilşist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmiştir. Araştırmacı bu kayaların amfibolit fasiyesi metamorfizmadan etkilenmesini Maestrihtiyen döneminde İspendere ve Guleman ofiyolitlerinin üzerlemesine, yeşilşist

fasiyesi metamorfizmasının ise Orta Eosen'deki Maden kompleksinin volkanizması ile ilişkilendirmiştir. Şahin ve Işık (2010) Pötürge metamorfizmasındaki bölgesel ilerleyen metamorfizmanın üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarında ~700 °C sıcaklık ve 9 kbar basınç altında geliştiğini belirlediği indeks minerallerle belirtmiştir. Aynı çalışmada Pötürge metamorfizmasında böylesi metamorfizmanın ~25 km kabuk derinliğinde geliştiğine işaret edilir.

Keban-Malatya metamorfizmasında yapılan çalışmalar, bu kayaların Pötürge metamorfizmasının aksine düşük dereceli metamorfizma ile temsil olduğunu ortaya koyar (Kipman, 1981; Bingöl, 1984; Kaya, 2016). Bu metamorfizmanın egemen litolojisini mermer, kalkışist ile bunlar ile ara seviyeli amfibolitler oluşturur.



Şekil 8. (a) Koçali ofiyolit melanjı. (b) Pötürge metamorfizması, (c) Malatya metamorfizması Pötürge metamorfizması ilişkisi, (d), Maden karmaşığı Pötürge metamorfizması ilişkisi.

Figure 8. (a) Koçali Ophiolitic Melange. (b) Pötürge metamorphite, (c) Malatya - Pötürge metamorphite contact, (d), Maden complex - Pötürge metamorphite contact.

Kaya (2016)'ya göre Keban metamorfiteeri yeşil şist fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğramış Orta Devoniyen-Jura yaşlı platform tipi karbonat ve kırıntılı kayalardan oluşur. Malatya metamorfiteerinde tanımlanan mineral birliktelikleri metamorfiteerin ~500 °C sıcaklık ve 6 kbar basınç koşullarında metamorfizma olduklarını ve bu koşullara ~15 km derinliklerde ulaşıldığı belirtilmiştir (Şahin ve Işık, 2010). Bingöl (1984)'e göre, Malatya- Keban metamorfiteerlerinin metamorfizma yaşı Geç Maestrihtiyen öncesidir. Yazgan (1984), bölgede bilinen orojenik olaylar zinciri içinde ilk sıkışma hareketinin Turoniyende başladığı görüşünden hareketle bu metamorfiteerlerin olasılıkla Turoniyen-alt Maestrihtiyen (Senoniyen) zaman aralığında metamorfizmaya uğradığını belirtir. Yılmaz vd. (1987) ise metamorfizmanın ofiyolit naplarının yerleşimi ile olan ilişkisinden dolayı Üst Kretasede meydana geldiği yorumunu getirmiştir. Pek çok alanda Malatya metamorfiteeri Pötürge metamorfiteeri üzerinde tektonik dokanakla yer alır (Şekil 8c).

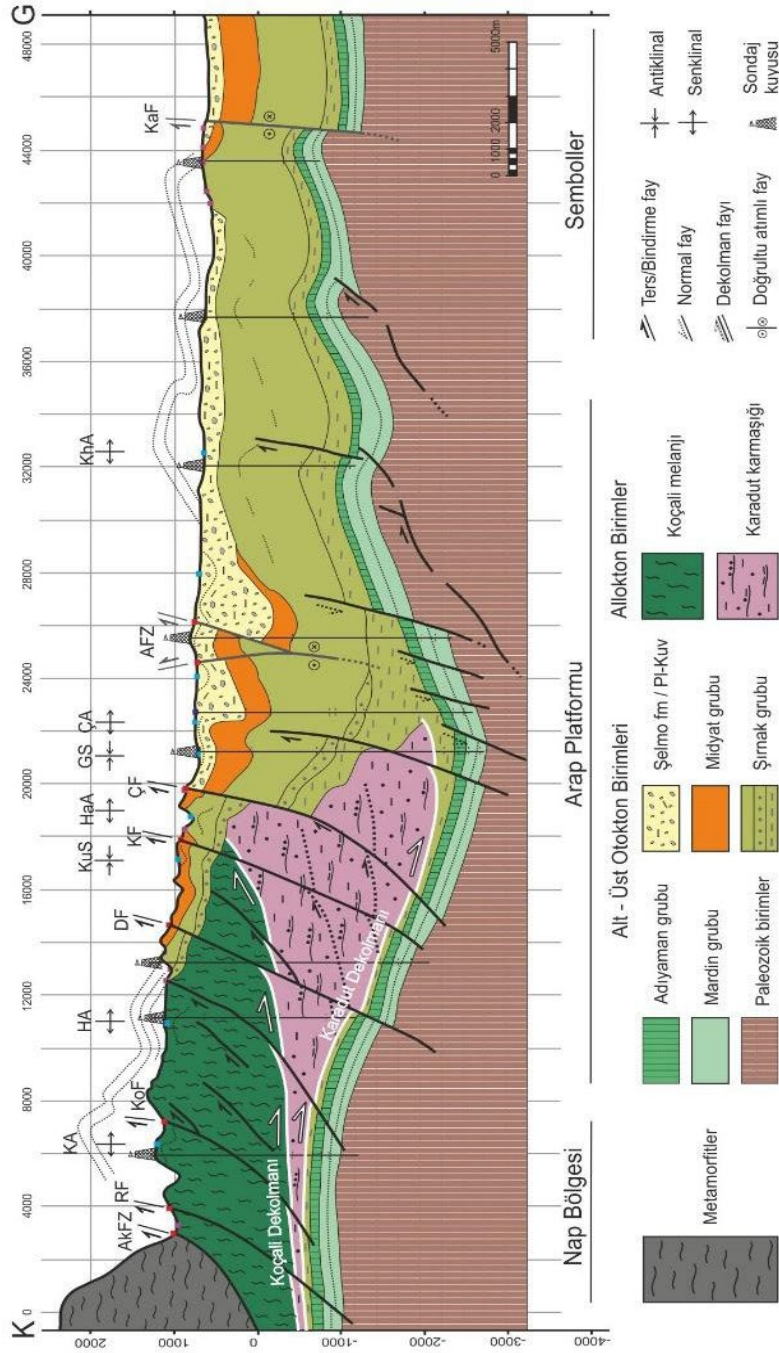
Maden karmaşığı

İnceleme alanının kuzey kesiminde değişen geometrilere yüzeyleyen birim, alacalı rengi ve değişken topoğrafik görünümü ile tipiktir (Şekil 8d). Bazı çalışmalarda farklı formasyonlara ayır edilerek tanımlanır (Örn., Aktaş ve Robertson, 1991; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Kaya, 2004). Maden karmaşığı bölgede değişen kalınlıklara sahiptir; 750 m yapısal kalınlığa ulaşan yüzeylemeleri bulunur. Birim yan ve düşey yönde sınırlı devamlılık gösteren Orta Eosen yaşlı volkanik ve sedimanter kaya birlikteliğinden oluşmaktadır (Şahin ve Işık, 2010). Maden karmaşığının egemen litolojisi çamurtaşı ve volkanit oluşturmaktadır. Bu kayalara ayrıca konglomera, kumtaşı, kireçtaşı birimleri de eşlik etmektedir. Volkanik kayalar (Örn., bazalt, dolerit, dasit) genelde bazik bileşimdedir. Deformasyon ve ilişkili metamorfizma nedeniyle bütün birimlerde çok düşük/düşük

dereceli metamorfizma görülmektedir (Şahin ve Işık, 2010). Alterasyon çoğu mostralalarında yaygınca gözlenir. Maden karmaşığının dokanak ilişkileri genelde tektoniktir (Perinçek, 1979; Kaya, 2004; Şahin ve Işık, 2010). Üstte Malatya ya da Pötürge metamorfiteerlerinin kayaları tektonik olarak üzerler (Şekil 8d). Bazı kesimlerde Pötürge metamorfiteerini uyumsuz olarak örter. Karmaşık, inceleme alanı dışında Guleman ofiyolitini uyumsuz olarak örterken bazı bölgelerde Erken Eosen yaşlı ve Hazar grubu olarak tanımlanan birimler ile Guleman ofiyolit dilimlerinde tektonik olarak üzerler (Kaya, 2004).

Yapısal Özellikler

GAO'nin Nap bölgesi ve Arap Platformu yapısal bölgelerini kesen Aksu-Samsat (Adıyaman) Profil Hattı bazı tipik jeolojik yapıları kapsamaktadır. Bu yapılar uyumsuzluk düzlemleri, kıvrımlar ve faylar ile temsil olmaktadır. Farklı ölçeklerdeki (mezoskopik, makroskopik, megaskopik) bu yapıların bazıları bölgede özellikle petrol arama amaçlı hazırlanan raporlarda isimlendirilmiştir (Şekil 3, 9). Fayların çoğu ters ve bindirme karakterli faylardır. Tüm önceki yapıları ve litolojileri etkilemiş genç fay/fay zonları ise doğrudan atımlı fay karakterindedir. Bir kısım havza çökellerini denetleyen ve/veya kesen sınırlı gelişime sahip normal faylar da olağandır (Şekil 9). Alandaki kıvrımlar dış bükey (semer) ve iç bükey (tekne) duruşları göz önünde bulundurularak antiklinal/antiform ve senklinal/sinform kıvrımlar olarak tanımlanmıştır. Açık kıvrımdan kapalı kıvrıma kadar değişen kıvrımların dalga boyları da birkaç yüz metreden birkaç km arasında (~300 m- ~4000 m) değişkenlik gösterebilmektedir. Kesit hattı büyük ölçüde antiklinal/antiform kıvrımların ile temsil olmaktadır. Bu kıvrımlar asimetrik karakterde olup bir kısmı bölgedeki faylanmalar ile ilişkilidir. Antiklinal/Antiform kıvrımlar harita görünümünde ayrı ayrı uzamış domumsu (kapalı antiklinal) biçimdedir; kıvrım eksen izleri



Şekil 9. Aksu-Samsat (Adıyaman) Profil Hattının enine kesiti (AFZ: Adıyaman Fay Zonu, KaF: Kalecik Fayı, AKFZ: Aksu Fay Zonu).

Figure 9. Geological cross section of Aksu-Samsat (Adıyaman) Profile Line (AFZ: Adıyaman Fault Zone, KaF: Kalecik Fault, AKFZ: Aksu Fault Zone).

ise kavilidir (Şekil 3). Bu eksenlerin bir kısmı faylar tarafından kesilmektedir. Çalışmanın bu bölümünde bu yapılar faylar ve kıvrımlar başlığı altında verilecektir. Buna ilaveten kesit hattı içerisindeki ana uyumsuzluklarda belirtilecektir.

Uyumsuzluklar

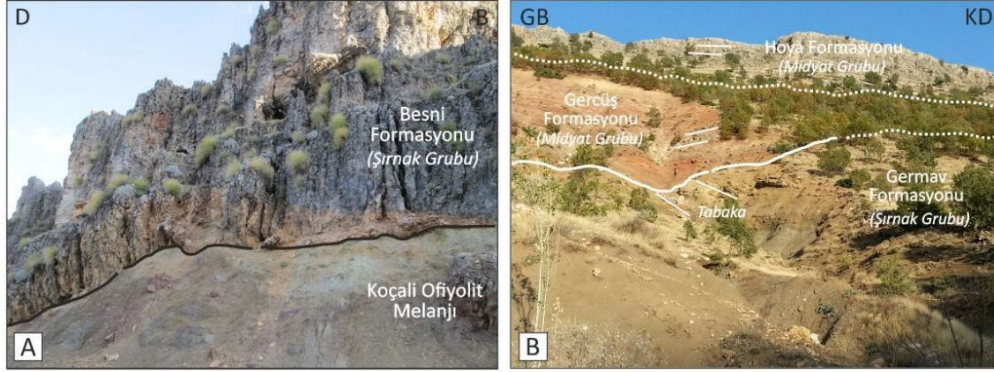
Harita alanı ve profil hattı boyunca bazı birimler uyumsuz depolanmalı dokanak ilişkilidir. Uyumsuzlukları, Paleozoyik birimler ile Mardin grubu, Arap Platformu allokton birimleri ile Şırnak grubu, Şırnak grubu ile Midyat grubu ve genç birimlerin diğer litolojiler arasındaki uyumsuzluk dokanaklar olarak ayırt etmek mümkündür.

Paleozoyik birimler-Mardin grubu: Harita alanı ve yakın çevresinde görülen ana uyumsuzluk, Mardin grubu kayalarının Paleozoyik yaşlı birimler üzerine gelmesidir. Harita alanında Paleozoyik yaşlı birimler yüzeylenmemektedir; ancak bölgede açılan kuyularda Paleozoyik birimleri belirli kalınlıklarda kesilmiştir. Buna göre Mardin grubu kayalarının hemen altında kuvarsitik kumtaşı, kumtaşı, şeyl ardalanması ile temsil olan Kambriyen yaşlı (Sosink formasyonu) birimler tespit edilmiştir. Profil hattı boyunca Paleozoyik birimler, Kretase yaşlı Mardin grubu kayaları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4). Bölgedeki bazı yüzeylemeler de göz önünde bulundurularak birimler arası izlenen bu ana uyumsuzluk açısız uyumsuzluk olarak değerlendirilmiştir. Fontaine (1982)'e göre Adıyaman bölgesini de içine alan kesim, Mardin yükseliminin bir parçası olup bölgede Paleozoyik sonrası Kretaseye kadar geniş zaman aralığında çökelmezlik gelişmiştir.

Arap Platformu allokton birimleri-Şırnak grubu; Harita alanı içerisinde ve yakın çevresinde Koçali ofiyolit melanji üzerine Besni

formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 10a). Besni formasyonunun yaşı orta-geç Maestrihtiyendir. Bu veri ofiyolitik kayaların bölgeye bu zamandan önce yerleşmiş olduğunu ortaya koyar. Bölgede Besni formasyonu altında Şırnak grubunun diğer formasyonu Terbüzek formasyonu da bulunmaktadır. Alandaki kuyu verilerinden de belirlendiği üzere, çoğunluğu ofiyolitik kayalardan türeme kırıntılıların oluşturduğu Terbüzek formasyonu yine uyumsuz dokanakla Koçali ofiyolit melanji üzerinde yer almaktadır. Bu uyumsuzluk ilişkisi profil hattının belli kesimlerinde bulunmaktadır. Ofiyolit melanji ile Şırnak grubu arasındaki uyumsuz dokanak türü nankonformitidir. Profil hattı içerisinde yine Karadut karmaşığı, Şırnak grubu birimlerince uyumsuz olarak üzerlenir.

Şırnak-Midyat grubu; Germav formasyonu (Şırnak grubu) bölgesel olarak orta Maestrihtiyen-Geç Paleosen yaşlıdır. Bölgenin kuzey kesimlerinde Maestrihtiyen'de sığlaşma görülse de Paleosen yaşlı seviyelerin bulunmaması Gercüş formasyonu (Midyat grubu) öncesi çökelmezliğe işaret etmektedir. Sungurlu (1974) bölgedeki çalışmasında Gercüş formasyonunun konglomera ile başladığını ve Geç Eosen yaşlı transgresyon gelişimini ve Germav ile Gercüş formasyonları arasında açısız uyumsuzluğun varlığını belirtmiştir (Şekil 10b). Yine bölgede yapılan ÖSK tabanlı çalışmalar özellikle kuzey alanlarda Paleosen yaşlı birimlerin bulunmadığı yönündedir (Güven vd., 1988).



Şekil 10. (a) Koçali ofiyolitleri üzerine uyumsuzlukla gelen resifal Besni formasyonu kireçtaşları, (b) Şırnak grubu Germav formasyonu derin deniz çökelleri ile karasal kırmızı renkli Midyat grubu Gercüş formasyonu uyumsuzluk yüzeyi

Figure 10. (a) Besni formation limestones unconformably overlies Koçali ophiolitic melange, (b) Unconformity between the deep marine deposits of Şırnak group- Germav formation and red continental clastics of Midyat group – Gercüş formation.

Şırnak/Midyat grubu-Silvan grubu/genç çökeller; Fırat ve Lice formasyonları ile temsil olan Silvan grubu inceleme alanında sınırlı yayılımlardadır. Fırat Formasyonu, Midyat grubunu (Hoya formasyonu) uyumsuz olarak örter. Karasal Şelmo formasyonu ve Kuvaterner birimler kesit hattı boyunca yüzeyleşmiş Midyat ve Şırnak grupları kayalarını uyumsuz (açısal uyumsuzluk, diskonformiti) olarak örter (Şekil 7d). Şelmo formasyonunun tabanı ile başlayan uyumsuzluk Güneydoğu Anadolu'da geniş alanlarda tanımlanan ana uyumsuzluktur.

Faylar

Faylar, orojenez kuşağının yaygın ana jeolojik yapılarıdır. Harita alanı ve profil hattı mezoskobik ve makroskobik ölçekte farklı fay gelişimine ev sahipliği yapmaktadır. Alan özellikle yay biçimli ya da kavisli bölgesel yaygınlığa sahip aralıklı ters/bindirme fayları ile temsil olmaktadır. Bu fayların önemli bölümü bölgesel ölçekte oluşmuş antiklinal ve senklinal kıvrım yapılarını kesmektedir (Şekil 3).

Makroskobik ölçekteki faylardan bazıları bölgede önceki haritalama çalışmalarında

adlandırma yapılarak belirtilmiş olmasına karşın (Örn. Perinçek vd., 1987) tanımsal özellikleri ile ilgili veriler oldukça sınırlıdır. Profil hattı boyunca görülen bazı faylar şunlardır: Koçali Dekolmanı (KD): İlk kez bu çalışmada kesit hattı boyunca bölgede derinlerde Koçali ofiyolit melanj kayaları ile Karadut karmaşığı ve Arap Platformunun diğer birimleri arasındaki düşük açılı yapısal dokanak için tanımlanmıştır. Koçali dekolmanı, profil hattının kuzey kesiminden itibaren güneye doğru yaklaşık 17 km uzanımlı düşük açılı bindirme fayıdır. Fay sınırı bölgedeki kuyu verilerinden yaklaşık olarak çizilmiştir. Koçali dekolmanı bölgesel sıkışma rejiminin ürünü olup bindirme sistemlerine özgü taban fayı konumundadır; profil hattı boyunca Koçali dekolmanı Karadut dekolmanı ile kökensel ilişkilidir Recep, Kömür ve Çemberlitaş fayları tarafından kesilir (Şekil 9).

Karadut Dekolmanı (KaD): Profil hattı boyunca derinlerde Karadut karmaşığı ile Arap Platformunun diğer birimleri (büyük ölçüde Şırnak, yersel Adıyaman grupları) arasındaki düşük açılı yapısal dokanak Karadut dekolmanı olarak adlandırılmıştır (Şekil 9). Profil hattının kuzey kesiminden itibaren güneye doğru

yaklaşık 23 km yanal uzanıma sahip dekolman boyunca Karadut karmaşığı kayaları Kastel formasyonu (Şırnak grubu) üzerinde yer alır.

Derin sondajlardan elde edilen bulgular ile çizilen dekolman dokanağı antiformal/sinformal geometrilidir (Şekil 9). Koçali dekolmanı gibi Karadut dekolmanı da bölgedeki bazı ters/bindirme fayları ile bağlantılıdır.

Aksu Fay Zonu Fayı (AkFZ): Harita alanının kuzey kesimi, Nap bölgesi ile Arap Platformunun otokton-allokon konumlu litolojilerinde yapısal gelişimin iyi görüldüğü alandır. Bu kesim egemen olarak farklı yanal uzanımlı ters ve bindirme faylar ile temsil olmaktadır. Bu fayların bir kısmı önceki çalışmalarda adlanarak haritalanmasına karşın (Örn., Miyosen bindirmesi, kenet kuşağı) ayırt edilmesinde ve tanımlanmasında önemli belirsizlikler bulunmaktadır. Aksu Fay Zonu tanımlaması ilk kez bu çalışmada harita alanındaki GAO içerisinde Nap bölgesi olarak tanımlanan yapısal zon ile Arap Platformu litolojileri arasındaki dokanağı temsil etmektedir. Bu bakımdan, ters/bindirme fay karakterindeki Aksu Fay Zonu, alandaki Miyosen döneminde gelişmiş faylanmaları temsil eder (Şekil 11a). Bu kesimdeki fayların yanal uzanımları birkaç yüz metre ile birkaç km arasında değişmektedir; zonun genişliği 500 m'ye ulaşmaktadır.

Recep Fayı (RF): Recep fayı harita alanı içerisinde yaklaşık D-B ve DKD-BGB uzanımlı ters/bindirme fay karakterli faydır. Bölgede petrol amaçlı hazırlanan raporlarda fay sınırlı tanımlama ile Recep bindirmesi olarak adlanmıştır (Örn., Aksu ve Mülâyim, 2015). 30 km'den fazla uzunlukta olan fay, batı uzanımında yüksek açılı ters fay karakterinde iken, doğu kesimi daha düşük açıda olup bindirme fay özelliği sunmaktadır. Recep fayı boyunca Koçali ofiyolitli melanaj kayaları Miyosen-Kretase yaşlı Silvan, Midyat ve Şırnak grubu litolojileri üzerinde yer alır (Şekil 3, 11b). Fay, kuzey ve kuzeybatıya eğimli olup kesit

hattı boyunca derinlerde daha düşük açılarda taban fayı olan Koçali dekolmanını keser; fayın derinlerde uzanımı paleozoyik birimlerine kadar ulaşır ve bölgenin kuzey kesimini yükseltir (Şekil 9). Harita alanı içerisinde Recep fayı boyunca erken Miyosen yaşlı Lice formasyonu (Silvan grubu) üzerine ofiyolitik kayaların gelmesi Recep fayının göreceli olarak orta Miyosen yaşlı olduğunu ortaya koyar. Buna göre ters/bindirme fay karakterindeki Recep fayının, Neotetis Okyanusunun güney kolunun Miyosendeki tamamen kapanmasıyla ilişkili olarak gelişmiş bir yapı olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

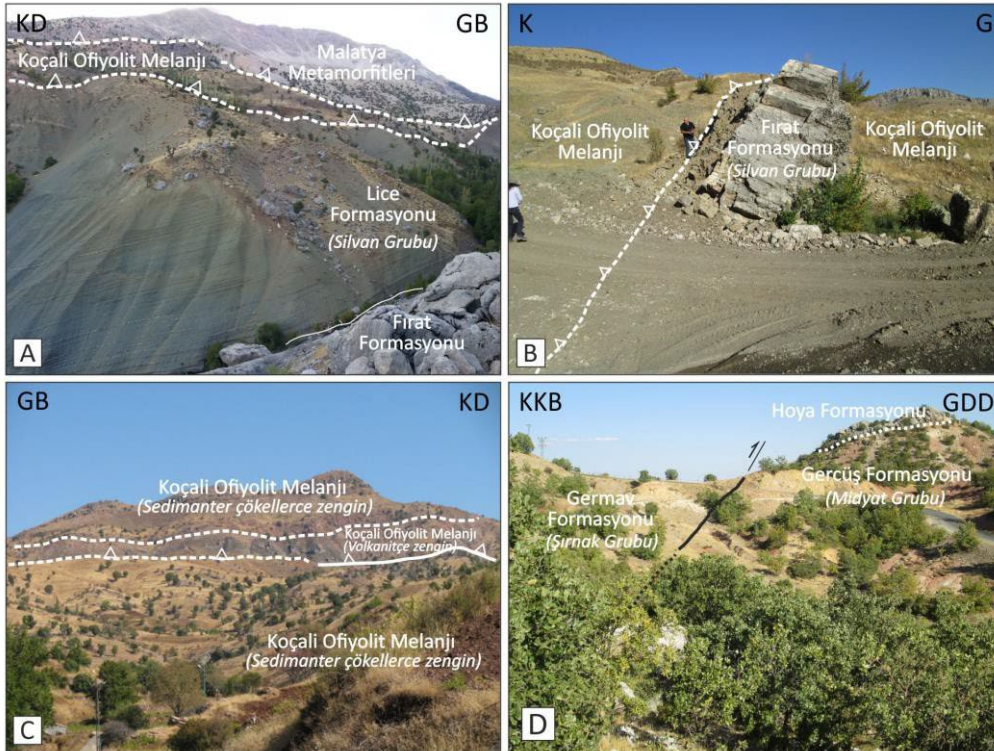
Koçali Fayı (KoF): Ofiyolitli melanaj kayalarını kesen Koçali fayı, kuzeydoğu-güneybatı genel uzanımına ve kavisli fay geometrisine sahiptir. Genelde kuzeye eğimli fay, ters fay karakterinde olup, bölgede yaklaşık 30 km yanal uzanımlıdır. Öncel çalışmalarda Koçali bindirmesi olarak adlandırılmıştır. Koçali ofiyolit melanaj kayalarının Koçali sedimanter melanaj kayalarının üzerine yerleşmesi ile temsil olmuştur (Şekil 11c).

Derinsu Fayı (DF): Derinsu fayı, Arap Platformunun üst otokton kayalarının içerisinde gelişen yüksek açılı faydır. KD-GB doğrultulu ve yaklaşık 5 km uzunluğundaki fay, güneybatı uzanımında kavislenerek alandaki diğer yüksek açılı başka bir faya bağlanır. Fay yüzeyinin ve yersel kayma düzlemlerinin görüldüğü kesimlerde elde edilen ölçümlerde fayın doğrultusu $K45^{\circ}$ - 65° D, olup kuzeybatıya eğimlidir (Şekil 11d). Düzlemin eğimi 70° ile 80° arasında değişmektedir. Profil hattında Hoya formasyonunu kesmekle birlikte güneybatı uzanımında Gercüş ve Hoya formasyonlarını karşı karşıya getirir. Kayma düzlemi verileri Derinsu fayının en son hareketinin ters fay bileşene sahip doğrultu atımlı fay karakterinde olduğuna işaret eder. Bölgesel yer altı verileri fayın derinlerde Paleozoyik birimlerini de kestiğini ve kuzey bloğun göreceli olarak daha yüksek olduğunu göstermektedir.

Kömür Fayı (KF): Kömür fayı ve hemen güney doğusunda Çemberlitaş fayı üst otokton kayalarını ve genç çökelleri kesen faylardır. Geometrileri itibarıyla her iki fay birbirlerine paralel, yarı paralel fayların oluşturduğu fay zonudur. Kömür fayı KD-GB uzanımlı ve kavisli geometriye sahiptir. Fay izi çoğu yüzeylemelerde Hoya formasyonunu kesmektedir. Kireçtaşlarında kayma düzlemlerinin korunduğu alanlarda dike yakın ve kuzeye eğimli faylanmanın sol yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu belirlenmiştir. Fay boyunca Hoya formasyonu Şelmo formasyonu üzerine geldiği gibi Şırnak grubu kayaları ile Hoya formasyonunun birimleri de karşı karşıya gelmiştir (Şekil 12a). Harita alanından fay zonu yaklaşık 20 km takip edilebilmektedir. Hem kuzey kesiminde hem de güney kesiminde fay ve fay izlerine yaklaşık

paralel ve verev uzanımlı antikalinal ve senkinal gelişimleri bulunmaktadır. Kömür fay zonu saç örgüsü benzeri ya da ana fay-tali fay geometrisini temsil eden fay deseni göstermektedir.

Çemberlitaş Fayı (ÇF): Çemberlitaş fayı kavisli bir geometrisi nedeniyle yersel doğrultusu değişse de egemen uzanımlı KD-GD doğrultulu ve kuzeye eğimlidir (Şekil 12b); Kömür fay zonuna benzer özellikte olup harita alanı içerisinde ve yakın çevresinde zonu oluşturan fay izleri yaklaşık 40 km takip edilmektedir. Çemberlitaş fayı kuzeydoğu uzanımında Kozağaç fayı ile birleşir. Birbirine paralel ya da birbirlerine bağlanan ters fay karakterli fay zonu çoğu yüzeylemelerinde Hoya formasyonu kayalarını Şelmo formasyonu veya Kuvaterner çökelleri üzerine getirir (Şekil 3, 9).



Şekil 11. İnceleme alanı içerisindeki fay zonları ve fayların arazi görünüşleri (a) Aksu fay zonu, (b) Recep fayı, (c) Koçali fayı, (d) Derinsu fayı

Figure 11. Field photos of faults and fault zones within the studied area. (a) Aksu fault zone, (b) Recep fault, (c) Koçali fault, (d) Derinsu fault.

Harita üzerinde Kömür, Çemberlitaş ve Kozağaç ana ve ikincil fay izleri birlikte yanal devamlılığı uzun, saç örgüsü geometrisinde fay zonu özelliği sunmaktadır. Adıyaman fay zonunun kuzeyinde ikinci ana bir fay zonu özelliğindedir. Bu zon sönmelenmekte gibi görünmekle birlikte Kahta Çayı sedimanlarının altından devam ederek doğrultusunu değiştirmeden karşıya geçmekte, Cendere antiklinalinin kuzeyinde devam etmektedir. Yapılan kesitte görüldüğü üzere Çemberlitaş fayı kuzeyinde Germav formasyonu oldukça inceler (Şekil 9). Bu da fayın Paleosen sonunda aktive olduğunu ve kuzey kesimleri yükselttiğini göstermektedir.

Adıyaman Fay Zonu (AFZ): Adıyaman Fay Zonu aktif olup bölgede Doğu Anadolu Fay Zonuna (DAFZ) yaklaşık paralel gidişli doğrultu atımlı bir fay zonudur. Palu (Elazığ)-Besni (Adıyaman) arasından yaklaşık 210 km uzunluğa sahip zon, kuzeydoğu uzanımında DAFZ'na bağlandığı için bu zonun kolu olarak tanımlanmıştır (Perinçek vd., 1987). Önemli ölçüde morfolojik özellikler ile karakterize olan Adıyaman fay zonu KD-GB uzanımına sahiptir. Kayma düzlemlerinin görüldüğü kesimlerde zonun sol yanal doğrultu atım karakteri tipiktir. Zonun en belirgin özelliklerinden biri de harita alanı içerisinde Adıyaman'ın güneydoğusunda Alıdağ'da oluşturduğu yapısal ve morfolojik fay karakteristiğidir (Şekil 12c). Alıdağ çiçek yapısı olarak adlanan bu fay yapısı güneydoğuya ve kuzeybatıya eğimli ters fay bileşeni olan doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Fay izleri boyunca Şırnak ve Midyat grubu kayaları belirgin topografya ile Şelmo formasyonu ve Kuvaterner çökellerini karşı karşıya getirir. Fay kolları arasında kalan Şırnak ve Midyat grubu kayaları yoğun kıvrımlanma sunar; kıvrımlanma az çok genç çökellerde de gelişmiştir. Altta Mardin grubu beklenenin aksine tüm sistemle yükselmemiş batı bloğa göre çok daha düşük seviyede kalmıştır.

Kalecik Fayı (KaF): Harita alanı içerisinde Adıyaman Fay Zonu ile eşlenik geometride olan Kalecik fayı KB-GD uzanımlıdır (Şekil 3). Literatürde Samsat fayı olarak da tanımlanan Kalecik fayı sağ yanal doğrultu atımlı fay alandaki tüm birimleri kesmekte olup DAFZ'nin X (makaslama) kırığı olarak yorumlanır. Fay boyunca yer değiştirme miktarının 500 m ve üzeridir.

Kıvrımlar

Küher Antiklinali (KA): Koçalı ve Recep fayları arasında yer alan antiklinal, KD-GB uzanımına sahiptir; antiklinalin yanal uzanımı yaklaşık 12 km civarındadır. Antiklinal üzerinde açılan kuyu bilgileri Mardin grubunu oluşturan karbonat kayalarının da kuzeyde yüksek seviyelerde olduğunu göstermiştir.

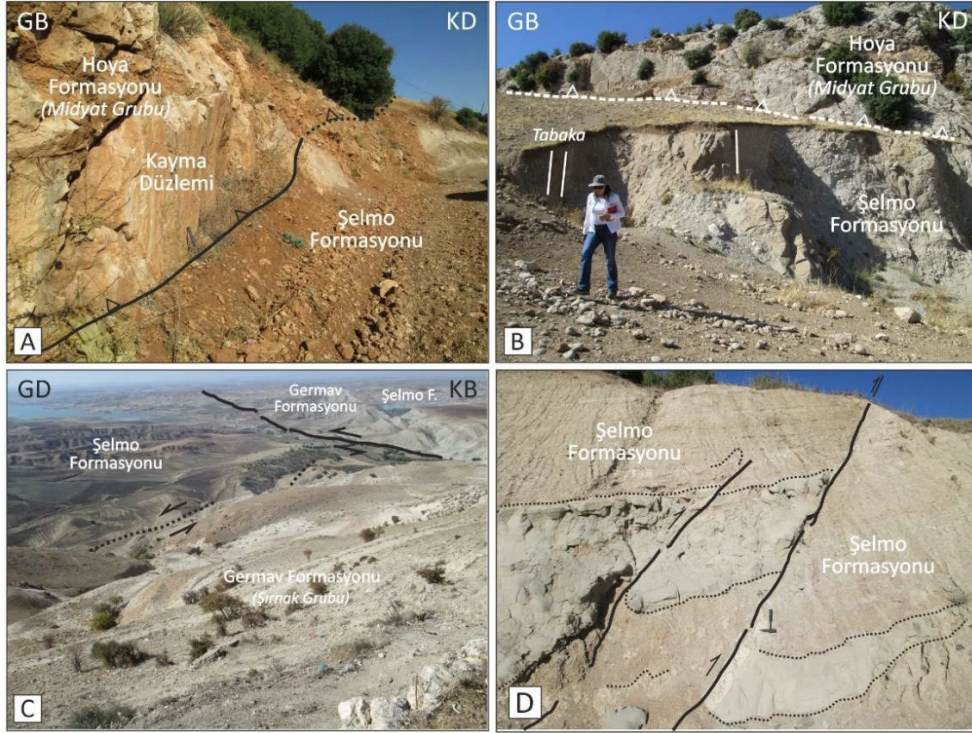
Hoşikan Antiklinali (HA): Harita alanında Küher ve Palanlı antiklinalleri arasında Koçalı ofiyolitli melanj içerisinde gelişen kıvrım yapısıdır; Küher antiklinali yaklaşık 18 km uzanımına ve 4 km genişliğe sahiptir.

Kuyucak Senklinali (KuS); Hoşikan ve Palanlı-Harun antiklinalleri arasında gelişen Kuyucak senklinali yaklaşık doğu-batı uzanımlıdır; kavisli kıvrım eksen izi sunan senklinal yaklaşık 15 km takip edilebilmektedir (Şekil 3).

Palanlı-Harun Antiklinali (PA- HaA): Kömür fayı ile Çemberlitaş fayı arasında gelişen batısı Palanlı antiklinali (yaklaşık 2 km) doğuya doğru devam eden kısmı ise Harun antiklinali (yaklaşık 8 km) olarak adlandırılan yapı harita üzerinde Germav formasyonu içerisinde yer alsa da antiklinal çekirdeğinde Terbüzek, Besni formasyonları da arazide izlenebilmektedir. K 85 D eksenine sahip yapının özellikle güney kanadında bulunan Besni formasyonunu oluşturan kireçtaşları antiklinal kanadında 80-85 derece eğime sahiptir.

Gebeli Senklinali (GS): Şelmo formasyonu içerisinde gelişen kıvrım yapısıdır. Çemberlitaş fayı ile Çemberlitaş antiklinali arasında yer alan Gebeli senklinalinin eksen Şelmo formasyonu içerisinden geçmektedir. Senklinal içerisinden alınan ölçümlerde kuzey kanadının 70-80 derece eğimli güney kanadının ise 60-70 derece eğimli olduğu belirlenmiştir. Senklinal içerisinde açılan kuyular Mardin grubunu oluşturan karbonat kayaların, güney kesiminde yer alan antiklinal üzerinde açılanlara göre daha düşük seviyelerde olduğunu ortaya koymaktadır.

Çemberlitaş Antiklinali (ÇA): Yaklaşık D-B uzanımlı, batıya dalımlı Çemberlitaş antiklinalinin çekirdeğinde Hoya formasyonu (Midyat grubu) yüzeylenmiştir. Yüzeyde izlenen antiklinal yapı derinde de Mardin Grubunun antiklinal yapısının oluşumuna



Şekil 12. İnceleme alanı içerisindeki fay zonları ve fayların arazi görünüşleri (a) Kömür fayı, (b) Çemberlitaş fayı, (c) Adıyaman fay zonu, (d) Kuvaterner fayı

Figure 12. Field photos of faults and fault zones within the studied area (a) Kömür fault, (b) Çemberlitaş fault, (c) Adıyaman fault zone, (d) Kuvaterner fault.

neden olmuştur. Bölgede alınan sismik kesitler yapıyı belirgin olarak ortaya koymaktadır.

Karahüyük Antiklinali (KhA): Şelmo formasyonu ile kaplı olan güney alanda bulunmaktadır. Sismik kesitlerde Şelmo formasyonunun altında yüksek rölyefe sahip kıvrım oldukça belirgin şekilde izlenirken arazide daha düşük topografya ile görülmektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çökel Evrim Ve Paleocoğrafya

Alp-Himalaya Orojenezinin bir parçasını oluşturan Güneydoğu Anadolu Orojenezini Neotetis Okyanusunun güney

kolunun kapanması ve Anatolid-Torid Bloğu/Platformu ile Arap Platformunun çarpışmasını temsil eder (Örn., Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz 1993). Arap Platformunun litolojisini alta kristalen temel kayalar (Arabo Nubjan Kalkanı) ile bu kayaları uyumsuz olarak üzerleyen Paleozoyik- Senozoyik yaşlı sedimanter birimler oluşturur. Kretase döneminde Arap Platformunun güneybatı kesimleri kara alanı (Arabo Nubjan Kalkanı) olarak yüzeyde bulunurken platformun kuzey, kuzeydoğu ve doğuya doğru olan kesimleri şelf, kıta yamacı, kıta yükselimi ve derin deniz havza ortamları ile temsil olur (Örn., Harris vd., 1984). Güneydoğu Anadolu, Arap Platformunun kuzey kesimini oluşturur.

İnceleme alanı ve yakın kesiminde yüzeyleyen kayalar, büyük ölçüde Arap Platformunun Mesozoyik (Kretase) (Karadut karmaşığı, Mardin, Adıyaman, Şırnak grubu) ve Senozoyik (Midyat, Silvan grubu, Şelmo formasyonu) yaşlı birimleridir. Bölgedeki allohton konumlu kayalar Anatolid-Torid Platformu (Pötürge-Malatya ve Keban metamorfileri, Maden karmaşığı) ile Neotetis Okyanusunun okyanusal kabuk kayalarıdır (Koçalı karmaşığı).

Kretase döneminde Güneydoğu Anadolu bölgesi tümüyle kuzeye bakan, genel anlamda pasif kıta kenarı ve şelf ortamı karakterindedir (Çelikdemir vd., 1991) (Şekil 13). Kretase dönemi istiflerinin bir bölümü Mardin grubu kapsamında tanımlanır. Mardin grubu, petrol sistemi içerisinde potansiyel özelliği nedeniyle çeşitli araştırmalara konu olmuştur (Örn., Perinçek, 1980; Çelikdemir vd., 1991; Demirel ve Güneri, 2001; Robertson vd., 2016; Mülayim vd., 2016; Özkan ve Altınar, 2019). İnceleme alanı ve çevresinde Paleozoyik yaşlı birimleri (Derik grubu) Mardin grubu ile uyumsuz olarak örtülür (Şekil 9, 13). Karbonat platformunda çökelmiş, karbonat ve alt seviyelerinde sınırlı ara seviyeli klastik kayalar ile temsil olan Mardin grubu farklı formasyonların (Areban, Sabunsuyu, Derdere, Karababa formasyonu) oluşturduğu üç ana devreselliğe sahiptir (Çelikdemir vd., 1991). Buna göre grubun ilk devreselliği, transgresyon ile erken Apsiyen yaşlı Areban formasyonunun Paleozoyik yaşlı birimler üzerine çökmesidir. Litoloji (kumtaşı, mikritik kireçtaşı, şeyl) ve stratigrafik özelliği bu birimlerin plaj, kıyı/gel-git düzlüğü ortam koşullarında geliştiğine işaret eder. Bu kayalar üste doğru tekdüze

görünümlü karbonat kayalarının (dolomit, mikritik kireçtaşı) oluşturduğu Sabunsuyu formasyonuna geçer. Erken Albiyen-geç Albiyen yaşlı Sabunsuyu formasyonunun çökel özelliği, formasyonun gel-git altı/lagün-sığ deniz ortamda geliştiğini ortaya koyar.

Mardin grubunda ikinci transgresyon olayı Albiyen sonu gelişmiştir. Bu devresellikle geç Albiyen- geç Turoniyen yaşlı Derdere formasyonu transgresif bir istifle Sabunsuyu formasyonu üzerine gelmiştir. Derdere formasyonunu altta göreceli olarak daha derin ortam koşullarını gösteren kalsisferoidal formlu kireçtaşları ve üste doğru tedricen sığlaşan kireçtaşı, dolomit birimleri oluşturur. Formasyon, Güneydoğu Anadolu'da geniş yayımlı ve genel olarak sığ denizel ortam koşullarında çökel özelliğine sahipken inceleme alanı ve çevresinde, altta derin denizel ortamını işaret eden şelf içi çukurluğu çökelleri ile başlar, ardından giderek sığ deniz koşullarına dönüşen çökel ortamı özelliği kazanır (Duran vd., 1996).

Mardin grubu içerisindeki üçüncü devresellik geç Turoniyende Karababa formasyonunun çökeli ile başlar. Geç Turoniyen-geç Santoniyen yaşlı Karababa formasyonu A, B ve C üyelerine ayrılan mikritik kireçtaşlarından oluşur (Çelikdemir vd., 1991, Özkan ve Altınar, 2019). Üyeler birbirlerinden belirgin fasiyes özellikleri ile ayrılır. Buna göre Karababa A üyesi göreceli olarak derin deniz ortamını karakterize eden litoloji ve fosil topluluğuna ev sahipliği yapmaktadır. Karababa B üyesi, A üyesine nazaran sınırlı yayılıma sahiptir. Adıyaman ve çevresinde kalın istif özelliğinde

görülmür. Üyenin litoloji ve iç yapı özelliği sığ denizel ortamda gelişim gösterdiğine işaret eder. Karababa B üyesi üstte tedrici olarak C üyesine geçer. Karababa C üyesi karbonat şelfinin giderek depolanma seviyesinin arttığı ve sığlaştığı sığ deniz ve lagün ortamını yansıtmaktadır. Mardin grubu içerisinde belirtilen derin deniz ortamı, kıta yamacı ya da önündeki derin okyanusal bir ortamı olmayıp, kıta şelfinin yayvan kavis geometrisinde bükülmesi ve böylece şelf içerisinde birkaç yüz metrelere ulaşan derinliklerin oluşturduğu ortamlardır. Kretasede böylesi şelf içi havzalar, Arap Platformunu temsil eden şelf bölgesinde yaygınca gelişmiştir (Harris vd., 1984). Mardin grubu litolojileri Afrika/Arap Levhasının şelf kesiminde çökelişini sürdürürken Neotetis Okyanusunun bu kesiminin kıta kenarı ve kıta yamacı bölgelerinde Mardin grubunun eşleniği olan ve sonradan Karadut karmaşığı olarak tanımlanacak türbiditik ve olistostromal nitelikli çörtlü kireçtaşı, kumtaşı ve şeyl birimleri çökelmiştir (Sungurlu, 1974; Perinçek, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981).

GD Anadolu'da Afrika/Arap Levhası bu dönemde yukarıda belirtilen ortam koşulları ile temsil olurken Levhanın Irak ve İran'ı kapsayan bölümleri benzer ve farklı oluşumları ile dikkat çekmektedir (Örn., Harris vd., 1984; Alsharhan ve Nairn, 1997; Ziegler, 2001). İran'da, Mardin grubunun eşleniği Bangestan grubu olarak (Kazhdumi, Garau, Sarvak İlam formasyonları) olarak haritalanırken (James ve Wynd, 1965; Berberian ve King, 1981; Beydoun vd., 1992; Motiei, 1993), Kuzey Irak'da ise bu birimleri Qamchuqa, Balambo, Dokan ve Kometan formasyonları ile korele etmek mümkündür (Sadooni, 2004; Aqravi vd., 2010; Baniasad vd., 2016). Buna göre, Apsiyen dönemi uyumsuzluğu, Adıyaman ve civarında Areban formasyonunun Paleozoyik yaşlı birimler üzerine ana uyumsuzluk ile gelirken Irak ve İran'da bu uyumsuzluk dönemi geç Apsiyende, sığ denizel karbonat (yer yer evaporit) ile klastik litolojilerin oluşturduğu Jura-Erken

Kretase yaşlı birimler üzerine gelişir (Aqravi vd., 2010). Kuzey Irak bölgesinde Nahr Umr formasyonu (Zeigler, 2001) çökelirken İran'da Garau ve Kazhdumi formasyonları uyumsuzlukla gelir (Örn., Bordenave ve Burwood, 1990; Bordenave ve Huc, 1995; Alsharhan ve Nairn, 1997; Ziegler, 2001; Bordenave ve Hegre, 2010). Afrika/Arap Levhasının bu kesimlerinde bu dönem uyumsuzluk gelişimi global deniz seviyesindeki düşme (Haq vd., 1988) ya da levhada termal yükselme olarak yorumlanmıştır (English vd., 2015).

Atlantik Okyanusunda Üst Kretasede okyanus ortası sırtı boyunca açılma ve okyanus tabanı yayılması gelişiminin sürdürürken bu gelişim Neotetis Okyanusunda ve ilişkili olduğu levha hareketleri ile levha sınırlarında da ciddi değişimlere neden olmuştur (Dewey vd., 1973). Bu durum inceleme alanının da içerisinde yer aldığı Güneydoğu Anadolu'da günümüze kadar sürecek olan yaklaşan ve çarpışan levha hareketleri ile kendini göstermiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1993; Robertson, 2000). Üst Kretasede Neotetis Okyanusunun güney kolunda kuzeye doğru yitim ve buna bağlı gelişen aktif kıta kenarı özelliği Karadut birimleri olarak çökelen litolojilerin iç yapılarının bozulmasına ve ofiyolitik kayaların (Koçali ofiyoliti) kıta kabuğu üzerine yerleşmeye başlamasına neden olmuştur (Örn., Yılmaz, 1993; Robertson, 2000) (Şekil 13). Böylesi etkin tektonik hareketlilik bölgede çökelen birimlerin yersel düşey kalınlıklarını, yanal yayılımlarını ve çökellerde fasiyes gelişimlerini önemli ölçüde kontrol etmiştir (Örn., Sungurlu, 1974; Çelikdemir vd., 1991). İran'da Zagroslarda da Neotetis Okyanusunun daralması, Arap ile İran Levhalarının göreceli olarak birbirlerine yaklaşması, okyanusal kabuk kayalarının kıta kabuğu üzerine yerleşimi ve filiş fasiyesi kayalarının gelişimi söz konusu olup (Ricou, 1976; Kazmin vd., 1986; Sepehr ve Cosgrove, 2004) ofiyolitik kayaların üzerlemesini Senomaniyen sonu

olarak belirlenmiştir (Haynes ve Reynolds, 1980; Ziegler 2001; Sepehr ve Cosgrove, 2004).

Mardin grubu üzerine gelen Adıyaman grubu, inceleme alanı ve çevresinde karbonat kayalarının oluşturduğu iki formasyondan oluşur; bunlar Karaboğaz ve Sayındere formasyonlarıdır. Adıyaman grubu, bir kısım çalışmalarda orta-geç Kampaniyen yaşlı olarak tanımlanırken (Örn., Güven vd., 1991; Yılmaz ve Duran, 1997) daha yakın zamanda fosil bulguları ile grubun en alt kesimini oluşturan Karaboğaz formasyonunun geç Santoniyen-erken Kampaniyen yaşlı olduğu belirtilerek (Özkan, 2021) yaş aralığı daha erken zamana çekilmiştir; bu çalışmalarda Karaboğaz formasyonunun Mardin grubu üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilir (Şekil 13). Güven vd. (1991), Karaboğaz formasyonunun sığ deniz ile lagün ortamda çökelmiş Karababa C üyesi üzerine deniz seviyesindeki artışa bağlı transgresif bir istif olarak çökelindiğini belirtir. Özkan ve Altınar (2019) ve Özkan (2021) benzer şekilde Karaboğaz formasyonunun Mardin grubu Karababa C üyesi üzerine uyumsuz dokanakla geldiğini belirtmekle birlikte arada bir zaman boşluğunun olmadığına işaret eder. Karaboğaz formasyonu organik madde, silis ve fosfatça zengin pelajik karbonatlardan oluşmaktadır. Formasyonun litolojik ve organik maddece zengin özelliği anoksik ortam koşullarının egemen olduğu derin deniz ortamından, yer yer yamaç ortamına geçen ve üste doğru tekrar derinleşerek derin şelf alanında çökel ortam özelliği sunar (Duran vd., 1996). Formasyon içerisindeki fosfat seviyeleri ve fosfatın 500 m'den daha derin ortamlarda çökmediği (Ehlers ve Blatt, 1982) verisi göz önüne alındığında bu birimler, şelfin ya da derin kesimlerinde ya da şelf içi gelişmiş havza alanlarında çökelmiş olmalıdır (Güven vd., 1991). Karaboğaz formasyonu geç Kampaniyen yaşlı killi, pelajik kireçtaşlarının oluşturduğu Sayındere formasyonu tarafından

örtülür (Güven vd., 1991). Sayındere formasyonu genel olarak üste doğru derinleşen ve yavaş sedimantasyonun hakim olduğu derin ortam koşullarında çökelmiştir; formasyon gerçekte abisal düzlük bölgelerini temsil eden derin deniz ortamından ziyade şelf üzerinde östatik nedenlere bağlı deniz seviyesinin yükseldiği (Güven vd., 1991) ve göreceli olarak derin deniz ortamı koşulların hüküm sürdüğü bir ortam ile temsil olmaktadır. Deniz seviyesindeki göreceli artışın (ya da levha kenarında derinleşmenin) nedeni kuzey alanlarda gelişen levha hareketlerine (Koçali ofiyolitlerinin bindirmeye başlaması) bağlı platformda çökmelerin oluşmasıdır (Cater ve Gillcrist, 1994; Yılmaz vd., 2022).

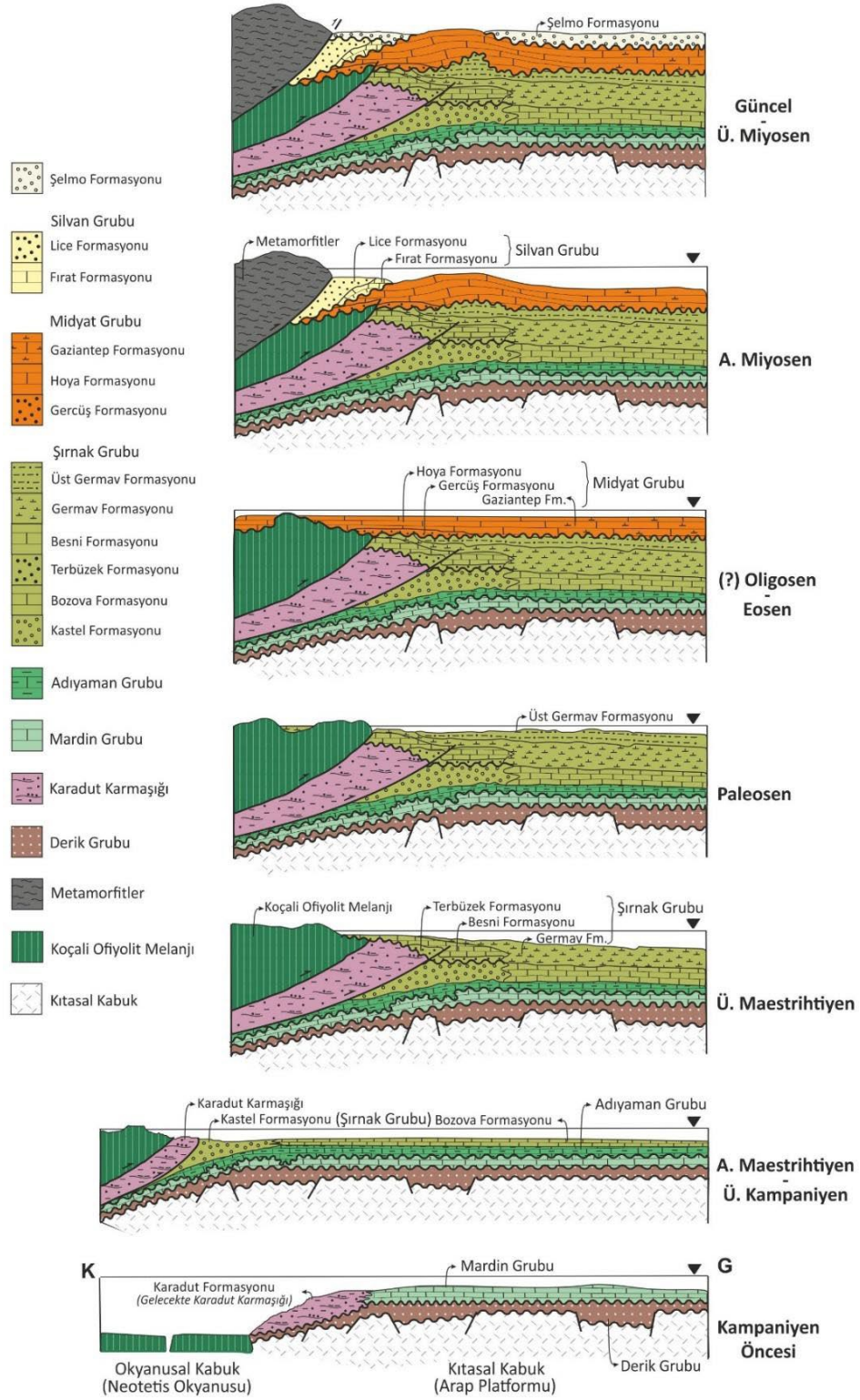
Bölgede Adıyaman grubu litolojileri, geç Kampaniyen-Paleosen yaşlı Şırnak grubunun birimlerince örtülür. Şırnak grubu altta Sayındere formasyonu ile dokanağı uyumlu, tektonik dilimlerin üzerine geldiği kesimlerde uyumsuz dokanak ilişkilidir. Şırnak grubunun en alt birimi marn, şeyl, kumtaşı ardalanmalı yersel konglomera litolojili Kastel formasyonudur (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979; Robertson vd., 2016). İstif özelliği, formasyonun paleo-yamaç eğiminin kuzeyden güneye doğru olduğu, denizaltı yamacı ve yamaç önü ortamda çökeldiğine işaret eder (Güven vd., 1991). Kastel formasyonu, geç Kampaniyen-orta Maestrihtiyen yaşlı olup güneylere doğru marn litolojisine sahip Bozova formasyonu ile yanallı geçişlidir (Şekil 13). Terbüzek formasyonu, Kastel formasyonunun çökeldiği havzanın kuzey kenarına paralel, karasal (genelde alüvyal yelpaze, akarsu) kırıntılı kayalar (konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı) ile temsil olur (Güven vd., 1991). Bahçe Köyü civarında taban klastikleri şeklinde gelişen Terbüzek formasyonu, güney kesimlere doğru göreceli olarak kalın çökel özelliği sunarken Adıyaman Fay Zonunun kuzey alanlarında incelmekte ve yayılım sunmamaktadır. Erken-orta Maestrihtiyen yaşlı

Terbüzek formasyonu karasal birimleri üzerine, Besni formasyonunun sığ denizel karbonatları uyumsuz dokanakla çökelmiştir. Kireçtaşı litolojili ve orta-geç Maestrihtiyen yaşlı Besni formasyonu alanda karasal koşulların ardından dar bir kuşak boyunca güneyden kuzeye doğru deniz seviyesinde yükselmenin meydana geldiğini belirtir. Besni formasyonunun kireçtaşları, Bahçe Köyü civarında oldukça kalın tabakalanmalı, resifal ve masif karakterde, Koçali ofiyolit melanjı üzerine ince taban klastikleri ile uyumsuz dokanağı karakteristiktir; formasyon, bölgenin güneyine doğru ise kuzey kesimin aksine ince tabakalı ve sığ denizel özelliklidir. Geç Maestrihtiyen devresi, deniz seviyesinin göreceli olarak yükseldiğini gösteren derin denizel Alt Germav formasyonunun marn ve şeyllerin çökeline ev sahipliği yapar. Bölgede Adıyaman Fay Zonunun kuzeyinde kalan alanlarda Alt Germav formasyonu, Besni formasyonunu örterken güney alanlarda formasyon Kastel/Bozova formasyonları üzerine tedrici olarak çökelişini sürdürmüştür.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Paleosen devresi, Şırnak grubunun en üst kesimini oluşturan Üst Germav formasyonu çökelişini ile temsil olur. Egemen klastik kayaların oluşturduğu Germav formasyonunun yaygın fosil içeriği ve istifin Alt ve Üst Germav olarak stratigrafik konumlarına göre yaşı, orta Maestrihtiyen-Geç Paleosendir (Güven vd., 1991). Formasyonun iç özellikleri genel anlamda denizaltı yamacı ortamında çökelmiş birimleri işaret etmektedir. İnceleme alanının daha kuzeyinde (Örn., Bahçe Köyü civarında) tektonik dilimlerin önünde Besni formasyonu üzerinde Maestrihtiyen yaşlı Alt Germav formasyonu bulunur. Buradaki litolojiler güney kesimde derin deniz ortamında çökelen Alt Germav formasyonundan farklı olarak üstte doğru sığlaşan, kalın kumlu deltapik istif ile kalsi-türbiditik karakterde çökelen kireçtaşı özelliğindedir. Bu durum kuzey alanlarda

Maestrihtiyen sonunda deniz seviyesinin oldukça sığ olduğunu ortaya koyar. Germav formasyonunun çökelme özelliğindeki böylesi farklılığa ilave formasyonun bölgesel ölçekte kalınlık farkı göstermesidir. Buna göre, Adıyaman Fay Zonunun kuzey kesimlerinde, Germav formasyonu 50-100 metre kalınlıklarda yayılım sunarken güney kesimlerinde kalınlıkları 300-400 metre arasında değişmektedir. Bu durum kuzey kesimin bölgenin güney kesimlere nazaran Maestrihtiyen sonu zamanında daha yüksek seviyelerde olduğuna işaret eder.

Çökelme özelliği, Alt Paleosen başlangıcında Güneydoğu Anadolu Bölgesinin özellikle kuzey alanlarında karasal ortamın hüküm sürdüğünü belirtir (Güven vd., 1991). Adıyaman'ın kuzey kesimlerinde, Alt Paleosen yaşlı litolojilerde tespit edilen eksiklik ve batı kesimlerde sığ denizel karbonat kayalarının varlığı sıkışma rejiminin yersel alanlarda belirgin etkisine işaret etmektedir (Perinçek, 1980). Bahçe Köyü civarında Maestrihtiyen yaşlı çökellerin üste doğru sığlaşma göstermesi ve üzerine Paleosen yaşlı birimlerin çökelmeksizin Erken Eosen yaşlı Gercüş formasyonunun çakıtaşı birimi ile örtülmesi bu yorumu doğrulamaktadır (Perinçek, 1978). Orta-Üst Paleosende deniz seviyesinin tekrar yükselmiş olduğu ve deniz seviyesinin kuzeylere kadar ilerlemiş olduğunu bölgede çökelen sığ-yamaç karbonat kayalarının yayılımından anlaşılmaktadır. Bölgenin güney kesiminde ise bu devrede Üst Germav formasyonu, kesiksiz derin denizel istif ortamında çökelişini sürdürmüştür. Üst Paleosende kuzey kesimlerde deniz seviyesinin düşmesi ve güneye doğru geriye çekilmesi ile kuzey kesimlerde yine karasal ortam hüküm sürmüştür. Bölgedeki kuyu verileri, Alt Germav formasyonunun aksine Paleosen yaşlı Üst Germav formasyonunun Adıyaman Fay Zonunun kuzey ve güney kesimlerinde kalın istif özelliğinde olduğunu ortaya koyar.



Şekil 13. İnceleme alanının paleocoğrafik evrimi

Figure 13. Paleogeographical evaluation of the study area

İnceleme alanı ve çevresinde Eosen-(?)Oligosen dönemi Midyat grubu birimlerinin gelişimi ile temsil olur (Şekil 13). Karbonat kayaları ile sınırlı olarak kırıntılı litolojilerin oluşturduğu bu birimler yerel ortam özellikleri nedeniyle uyumlu veya uyumsuz dokanak ilişkilidir (Duran vd., 1989). Midyat grubu Gercüş, Hoya ve Gaziantep formasyonlarından oluşur. Tipik rengi ve orta-iri taneli kırıntılı birimlerin (konglomera, kumtaşı, silttaşı) oluşturduğu Gercüş formasyonu alüvyon yelpaze ve akarsu ortamını temsil eder; Germav formasyonunu uyumsuz olarak örter (Duran vd., 1989). Bu durum alanın bu kesiminde Maestrihtiyen sonrasında deniz seviyesinin giderek düştüğünü, sığlaşma gösterdiğini ve bölgenin tedricen yükselerek erozyonel süreçlerin etkisinde kaldığını, alt Eosende ise karasal çökellerin depolanmasına ev sahipliği yaptığını ortaya koymaktadır. Gercüş formasyonu çalışma alanının kuzey kesimlerinde Adıyaman Fay Zonunun kuzeyinde dar bir kuşakta çökelmiştir. Gercüş formasyonunun karasal bu birimlerini bölgede geniş yayımlı karbonat kayaları (kireçtaşı, dolomit) örter. Aynı zamanda kalınlığı ile de dikkat çeken bu kayalar Hoya formasyonunu oluşturur. Fosil topluluğu ve stratigrafik ilişkisi Hoya formasyonun yaşını geniş aralıkta göstermektedir; inceleme alanı ve çevresinde Orta-Geç Eosen olarak yorumlanır (Duran vd., 1989). Diğer bölgeler ile birlikte değerlendirildiğinde ise Erken Eosen-Erken Oligosen olarak tanımlanan Hoya formasyonu sığ deniz ve şelf kenarı ortam ürünleridir. Buna göre Erken Eosende ilerleyen deniz nedeniyle Arap Platformunun bu kesiminin denizel olan bölümleri daha derin deniz, kıyı ve karasal ortamları ise sığ denizel ortama dönüşmüştür. Bu bakımdan Hoya formasyonu, platformun bağıl derinleşmenin geliştiği sığ denizel, şelf kenarı ve yamaç ortam koşullarında oluşmuştur (Duran vd., 1989). Gaziantep formasyonu bölgenin güneyinde Paleosen dönemden beri çökelişini kesintisiz

sürdürdüğünden altta Germav formasyonu ile uyumlu, üstte Hoya formasyonu ile yine uyumlu ve yanıl ve düşey geçiş ilişkilidir. Karbonat kayaları (tebeşirli kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, marn) ile temsil olan Gaziantep formasyonu inceleme alanı ve çevresinde Eosenin tüm katlarını gösteren fosil içeriklidir; GD Anadolu Bölgesinde yayılımı ve fosil içeriğine göre formasyonun yaşı Erken Eosen-Geç Oligosen olarak öngörülür (Duran vd., 1989). Gaziantep formasyonun litolojik özellikleri ve altında yer alan Şırnak formasyonu ile uyumlu dokanağı Eosen döneminde çökelişini sürdürdüğünü, fosil verilerinden Oligosen döneminde de çökelişinin devam ettiği anlaşılmaktadır. Hoya formasyonu ile birlikte çökelişini sürdüren formasyonun litolojik ve fosil türlerinden kıta yamacı ve kıta yükselimi ortamında çökeldiği, geç Eosenden sonra giderek sığlaşan ortam özelliği kazandığı anlaşılmaktadır (Duran vd., 1989).

İnceleme alanı ve çevresinde Miyosen dönemi, Silvan grubu içerisinde tanımlanan Fırat ve Lice formasyonları ile temsil olur. Bu grup birimleri GD Anadolu'nun kuzey kısımlarında genellikle şaryaj zonu önünde çökelmiştir (Şekil 13). Silvan grubu, Midyat grubu üzerine uyumsuz olarak gelir. Bu durum bölgede geniş yayımlı bir yüzeylenmenin varlığını işaret etmektedir. Fırat formasyonu kireçtaşı litolojili olup bölgede Hoya formasyonunu ve diğer daha yaşlı litolojileri uyumsuz olarak örter. Formasyonun fosilli kesimlerinden Erken Miyosen (Akitaniyen-Burdigaliyen) yaşlarının alındığı ve çökeldiği denizel ortamın, Hoya formasyonunun çökeldiği denizel ortamın aynı olmadığı yorumu yapılmaktadır; diğer bir ifade ile Silvan grubu birimleri kuzeyden güneye doğru gelişen transgresif denizel ortam ürünleri olarak yorumlanmıştır (Duran vd., 1989). Litolojik özellikler ve fosil içeriği Fırat formasyonunun platformun resif ve lagün, açık şelf ortamından kıta yamacı/kıta yükselimi ortamına kadar geniş ortam koşullarında çökeldiğine işaret etmektedir (Duran vd. 1989;

Robertson vd., 2016). Kırıntılı (kumtaşı, şeyl, konglomera) ve karbonat (kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, marn) kayaların oluşturduğu Lice formasyonu da fosil içeriğine göre Erken Miyosen (Akitaniyen-Burdigaliyen) yaşlıdır (Duran vd., 1989). Fırat formasyonu tedrici olarak Lice formasyonuna geçer ve düşey ve yanal ilişkilidir. Bu durum Fırat formasyonunun çökelişi sonrasında ortamın giderek derinleştiğini ve Lice formasyonunun çökeldiğini gösterir. Buna göre başlangıçta pelajik fasiyesin temsil olduğu birimler oluşurken çökel ortamında derinleşme ve havza karakterinin giderek farklılaşması ile türbiditik karakterli birimler çökelmiştir. Lice formasyonu üstte bölgesel ölçekli sıkışma rejimine bağlı tektonik dilimler (Örn., Metamorfitlet, Maden karmaşığı, Cüngüş formasyonu) ile sınırlanır.

Stratigrafik konumuna dayalı olarak Geç Miyosen-Pliyosen yaş aralığında çökeldiği kabul edilen Şelmo formasyonu karasal ortam koşullarını yansıtır. (Çoruh, 1997). Genellikle akarsu ve alüvyon yelpaze çökellerinden oluşur. Şelmo formasyonu alttan Midyat grubu ve Fırat formasyonu ile açısız uyumsuzdur (Tuna, 1973; Açıkbaş ve Baştuğ, 1975; Perinçek, 1979; Günay, 1990) (Şekil 13). Üst dokanağı Kuvaterner yaşlı çökeller ile uyumsuz olarak örtülürken alanın kuzey kesimlerinde tektonik dilimler ile sınırlanır.

Tektonik Evre

İnceleme alanının da içerisinde yer aldığı GD Anadolu, Geç Kretaseden günümüze değin tektonik hareketliliğin sürdüğü orojenez bölgelerden biri olup kompleks jeoloji tarihçesine sahiptir. Bölgesel sıkışma, levha yitimi, okyanus havzasının daralması /kapanması ve kıta-kıta çarpışması, yoğun deformasyon ve değişen tektonik rejimlerde çökel ortamlarının gelişimi bölgedeki orojenezin ana süreçleridir. İnceleme alanı ve yakın çevresi Afrika/Arap Levhasının (Gondvana) kuzey ucunu temsil etmekte olup

Avrasya Levhasının (Lavrasya) parçalarını tektonik dilim olarak bulundurur. Yine Türkiye paleo-tektonik haritasında inceleme alanı ve çevresi Kenar Kıvrımları ya da Arap Platformu bölgesinde yer almaktadır (Ketin 1966; Okay ve Tüysüz, 1999). Anatolid-Torid Bloğu ile kenet zonu kayaları (Neotetis Okyanusunun güney kolu) ise allokton kütleler olarak bulunur. Bölgenin petrol potansiyeli bulunması sebebiyle GD Anadolu'nun jeolojik tarihçesine ve yapısal evrimine yönelik çalışmalar yapılmıştır (Örn., Sungurlu, 1974; Perinçek, 1978; 1980; Kaymakçı vd., 2010). Bölgenin jeolojik süreçleri göz önüne alındığında inceleme alanı ve yakın çevresi şöyle ana deformasyon evrelerinin etkisini taşımaktadır: (1) Üst Kampaniyen - alt Maestrihtiyen evresi, (2) Üst Paleosen - Alt Eosen evresi (3) Orta Eosen sonu evresi, (4) Alt Miyosen sonu evresi ve (5) Pliyosen-Kuvaterner evresidir. Bu deformasyon evrelerinin ilk dördü paleotektonik dönemi, son evre ise neotektonik dönemi temsil etmektedir.

Üst Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen deformasyon evresi

Bu dönemde bölgesel sıkışma nedeniyle Afrika/Arap Levhası ile Avrasya Levhası arasında yer alan Neotetis Okyanusunun güney kolu kısmen kapanmış, Afrika/Arap Levhasının kıta kenarında önemli değişimler meydana gelmiştir. Buna göre, Koçali ofiyolit melanji ve Karadut karmaşığı kayalarının ters/bindirme fayları ile yerleşimi, levhada antiform ve sinform geometri kavislenme ve bu kavislenmelere eşlik eden normal faylanmalar gelişmiştir. Bölgesel sıkışma ve süren yitim nedeniyle Neotetis Okyanusunun güney koluna ait okyanus kabuk kayalarının (bazik-ultra bazik kayalar, volkano-sedimanter birimler) kuzeyden güneye doğru hareketi ve ofiyolitlerin (Koçali ofiyolit melanji) Arap Platformu üzerine ilk yerleşmeye başlama yaşı Turoniyen olarak belirtilirken (Perinçek 1980; Perinçek ve Özkaya, 1981) bu kayaların kıta kabuğu üzerine yerleşmeye başlama yaşı

İran'da daha erken zamana (Senomaniyen) çekilmektedir (Örn., Haynes ve Reynolds, 1980; Ziegler, 2001; Sepehr ve Cosgrove, 2004). Bu tektonik dilimlenme sürecinde Karadut karmaşığı de ofiyolit dilimleri önüne alloktan dilim olarak gelişim göstermiştir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964). Böylece melanaj kayalarının oluşturduğu tektonik dilimler, üzerine yerleştiği Karadut karmaşığı çökellerini ve kıta kabuğundan koparılan karbonat kayalarını (Hezan grubu) Kastel formasyonunun çökeldiği havzaya alloktan kütleler olarak yerleşimi gelişirken sıkışma rejimi aynı zamanda kıta şelfinin kavislenmesine ve normal faylanmaların eşlik ettiği yersel havza alanlarının oluşumuna sebebiyet vermiştir. Şelfte meydana gelen kavislenme ve normal faylanmalar, Kastel formasyonunun çökelimini denetleyerek fay kontrollü gelişimine neden olmuştur. Perinçek (1980)'e göre üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen döneminde Kastel formasyonunun çökeldiği çanak (havza), bölgesel bu deformasyondan ciddi şekilde etkilenmiş ve alloktan kütlelerin Kastel formasyonu üzerine yerleşmesi alt Maestrihtiyen sonuna kadar sürmüştür. Bu durum profil hattı boyunca Karadut ve Koçali dekolmanlarının gelişimlerini ve Koçali ofiyolit melanaj ve Karadut karmaşığının, Kastel formasyonu (Şırnak grubu) üzerine faylı dokanakla yerleşmelerini temsil etmektedir (Şekil 9). Dekolmanlar boyunca tektonik yerleşim, hem Karadut karmaşığı hem de Koçali ofiyolit melanajı içerisinde ters faylanmaların gelişimine ve birimlerde de yapısal kalınlıklara neden olmuştur. Orojenezin daha kuzey kesimlerinde Anatolid-Torid Bloğunda da yoğun deformasyon gelişmiş, kristalen kayalar ile yaşlı sedimanter litolojiler göreceli olarak daha genç birimlerin üzerine tektonik dilimler olarak yerleşmişlerdir. Bu tektonik evrenin üst sınırı, alana yerleşen Karadut karmaşığı ve Koçali ofiyolitli melanaj kayaları ile Kastel formasyonunu uyumsuz

dokanakla örtülen çökel birimlerin (Terbüzek formasyonu) yaşı (alt-orta Maestrihtiyen) ile sınırlanır.

Üst Paleosen – Alt Eosen deformasyon evresi

Tektonik dilimlerin (Karadut karmaşığı, Koçali ofiyolitli melanajı) bölgeye yerleşimi, çökel ortamının karakterinde ve deniz seviyesinde değişimlere sebebiyet vermiştir. Kamboğazi (Karadut Köyü) civarında, Karadut karmaşığının Germav formasyonu üzerine yerleştiği mostralar belirgindir (Aksu ve Engin, 2016). Alıdamı Köyü civarında da Karadut karmaşığı üzerinde yer alan Şırnak grubu birimleri uyumsuzlukla Midyat grubu birimlerinde örtülmektedir (Aksu ve Engin, 2016).

Robertson vd. (2016) çalışmasında Üst Paleosen-Alt Eosen devresinde meydana gelen sıkışmanın bölgenin kuzey ve güneybatı alanlarında yükselme ve kıvrımlanma oluşturduğunu, yapısal çukur alanların klastik sedimanlar tarafından doldurulduğu, bazı alanların tamamen yüzeylendiğini belirtir. Araştırmacılar bu tespitlerine kuzey alanda Neotetis Okyanusunun güney kolunun geç dönem yitimi bağlı oluşan sıkışmanın ya da Arap ile Anadolu kıtasında yeni başlayan çarpışmanın neden olabileceği yorumunu yapmışlardır.

İnceleme alanında oluşturulan jeolojik enine kesitte Germav formasyonunun (Şırnak grubu) çökel kalınlığının Çemberlitaş fayı kuzeyinde, güneyine göre belirgin olarak daha ince olması bu dönem sonunda meydana gelen kuzey alanlardaki tektonik yükselmeyi ve buna bağlı erozyonel süreçlerin etkin geliştiğini gösterir (Şekil 9). Koçali fayı ile Koçali ofiyolit melanajı ve Karadut karmaşığı içerisindeki ters/bindirme faylanmalar kuzey kesimin kalınlaşmasına dolayısıyla yükselip Şırnak grubunun aşınmasına neden olmuştur. Üzerine gelen Erken Eosen yaşlı Midyat grubu (Gercüş formasyonu) klastikleri de bu yüzeylemenin kanıtıdır. Ayrıca jeoloji haritasında da

görülebileceği üzere kuzey alanlarda izlenen Koçali ofiyolit melanjı üzerine doğrudan çökelen Midyat grubu da bu zaman öncesi yükselmeyi işaret etmektedir.

Orta Eosen sonu deformasyon evresi

Harita alanı ve profil hattı boyunca Orta Eosen sonu deformasyon döneminin önemli kanıtları bulunmaktadır; bu durum özellikle profil hattının kuzeyine gidildikçe yaygınca görülmektedir. Orta Eosen sonrası bölgesel sıkışma rejimi tekrar etkin olmaya başlamıştır (Perinçek, 1980). Alandaki bu deformasyon dönemi bölgesel sıkışma rejimine bağlı özellikle Midyat grubu litolojilerin kıvrımlanması ve faylanmadan etkilenmesi ile temsil olmaktadır. Profil hattı boyunca Küher antiklinali, Hoşikan antiklinali, Kuyucak senklinali ve Harun antiklinali olarak adlandırılan kıvrımlar Orta Eosen sonu deformasyon ile gelişmiştir. Yine hat boyunca görülen Recep, Koçali, Derinsu ve Kömür fayları bu deformasyon dönemindeki bölgesel sıkışma yapısal oluşuklarıdır. Kıvrımlanmalar ve faylanmalar Midyat grubu ve altındaki daha yaşlı birimlerin yükselmesini ve yersel yüzeylenmesine neden olmuştur. Yükselme bölgeleri, çökel ortamında regresyona bağlı olarak fasiyes değişimleri ve sığ denizel ortamı gelişimi ile temsil olmaktadır. İnceleme alanı kuzey kesiminde sınırlı alanlarda yüzeylemeleri bulunan Silvan grubu birimleri, Koçali ofiyolitli melanj ve Midyat grubu litolojilerini uyumsuz olarak üzerlemesi Miyosen öncesinde bölgede bu kayaların tektonik olarak yüzeylediğini ve erozyonel süreçlerden etkilendiğine işaret etmektedir.

Erken Miyosen sonu deformasyon evresi

Orta Eosen sonu deformasyonu ile Arap Platformunun Miyosen öncesi birimleri değişen ölçülerde deforme olmuştur; Erken Miyosen yaşlı Silvan grubu kayalarının çökelişi Orta Eosen sonu deformasyonunun olası en üst sınırını oluşturur. Bölgesel sıkışma rejiminin oluşturduğu Erken Miyosen sonu deformasyon

evresi harita alanı ve çevresinde Neotetis Okyanusunun güney kolunun kapanması, Avrasya ve Arap Levhalarının çarpışmasını ve Anatolid-Torid Bloğunun allokton dilimlerinin Arap Platformunun litolojileri üzerine yerleşmesini temsil eder. Güneydoğu Anadolu Orojenezi boyunca bu gelişim aynı zamanda değildir. Kapanma ve allokton birimlerin yerleşimi batıdan doğuya doğru giderek gençleşmektedir; orojenezin doğu kesiminde alloktonların yerleşimi Üst Miyosen sonrasına kadar sürmüştür (Perinçek, 1980). Bu deformasyon evresi metamorfik kayalar ile Maden karmaşığını oluşturan birimlerin erken Miyosen yaşlı Fırat ve Lice formasyonları üzerine tektonik yerleşimine ve bölgedeki otokton kayaların kıvrımlanmasına ve ters fayların gelişimine ev sahipliği yapmaktadır. Buna göre ıceleme alanının kuzeyinde Pötürge ve Malatya metamorfikleri ile Maden karmaşığının volkano-sedimanter birimleri, Aksu Fay Zonunun fay kolları boyunca Koçali ofiyolit melanj kayaları, Lice formasyonu, Midyat ve Şırnak grubunun birimleri üzerine tektonik olarak gelir. Buradaki faylar ters/bindirme fayı karakterindedir. Erken Miyosen sonu deformasyon evresi böylesi allokton kütlelerin genç birimler üzerine yerleşmesi dışında bölgede önceki deformasyon yapılarının yeniden işlenmesi geniş alanlarda deformasyon etkilerinin gelişimi ile temsil olur. İnceleme alanın kuzey kesiminde, Kuvaterner yaşlı çökeller Aksu Fay Zonunu yer yer örter; alanın güney

kesimlerinde ise geniş yayımlı Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Şelmo formasyonu ile Kuvaterner çökellerinde görülen kıvrımlanma ve faylanma bu deformasyon evresini belirtmektedir

Pliyosen-Kuvaterner deformasyon evresi

Güneydoğu Anadolu Orojenezi kuşağı bölgesinde kıta-kıta çarpışmasının gelişimi ve okyanusal çökel ortamı tümüyle ortadan kalkmıştır; Geç Miyosende bölgede geniş

alanlarda karasal ortam koşulları egemen olmuştur. Bölgenin yüksek kesimleri erozyonal süreçlerin etkisinde kalırken daha alçak topoğrafyalı alanları yersel farklı karakterde çökel depolanmalarına ev sahipliği yapmıştır. Harita alanı içerisinde ve profil hattı boyunca Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Şelmo formasyonu ile yersel Kuvaterner birimler deformasyondan etkilenmiştir. Bu birimleri etkileyen Pliyosen-Kuvaterner deformasyon evresi egemen doğrultu atımlı faylanma ve ilişkili ters ve normal faylar ile bölgesel sıkışma stresine bağlı ters fayların gelişimi ile temsil olmaktadır (Şekil 12). Profil hattı üzerinde yer alan Kömür ve Çemberlitaş fayları Orta Eosen sonu deformasyon evresinde gelişen yapılar olmakla birlikte devam eden bölgesel sıkışma rejimi ile Pliyosen-Kuvaterner deformasyon evresinde reaktif olarak faylanmanın bazı kesimlerinde özellikle Midyat grubu kayalarının Şelmo formasyonu ve/veya Kuvaterner birimler üzerine itilmesine neden olmuştur (Şekil 3, 12a, 12b). Sol yanal doğrultu atımlı Adıyaman fay zonu bu deformasyon evresinin tipik yapısıdır. Adıyaman'ın güneydoğusunda Şırnak ve Midyat grubu kayaları ile Şelmo formasyonu ve Kuvaterner çökellerinin fay kolları ile karşı karşıya gelmesi ve pozitif çiçek yapısı oluşturması belirgindir (Şekil 3, 9, 12c). Fay zonu boyunca Kuvaterner birimlerinde yer değiştirmeler ve morfolojik oluşumlar fay zonunun aktif karakterini de ortaya koymaktadır. Profil hattının güneydoğu uzanımında Kalecik fayı bu deformasyon evresinde gelişen bir diğer ana doğrultu atımlı faydır. Profil hattının Şelmo formasyonu ve Kuvaterner birimlerinin geniş yayılımlı kesiminde bu birimlerin kıvrımlanma özelliği yine bölgesel sıkışma stresine bağlı bu deformasyon evresi ile ilgili oluşumlardır. Bu kıvrımların bir kısmı bölgesel ölçekte olup haritalamalarda tanımlanmıştır (Örn., Gebeli senklinali, Çemberlitaş antiklinali, Karahüyük antiklinali) (Şekil 3, 9).

İnceleme alanı ve Aksu-Samsat (Adıyaman) profil hattı boyunca arazi gözlemleri ve bölgesel çalışmalardan elde edilen veri ve bulgular şöylesi sonuçları ortaya koymaktadır:

(1) Harita alanı Güneydoğu Anadolu Orojenezinin Nap bölgesi ve Arap Platformu içerisinde yer almaktadır. Nap bölgesinin kaya birimlerini metamorfiter ve Maden karmaşığı oluşturmaktadır. Arap Platformu Üst Otokton ve Alt Allokon olarak ayırt edilen ana yapısal unsurlardan oluşur. Üst Otokton kaya birimleri altında Şırnak, Midyat ve Silvan grupları ve Şelmo formasyonu tanımlanmıştır. Alt Allokon birimlerini ise Koçali ofiyolit melanj ve Karadut karmaşığı oluşturmaktadır. Tüm bu kaya birimleri Kuvaterner yaşlı çökeller ile örtülür.

(2) Kaya birimlerinin stratigrafik ve yapısal kayıtları, alanın jeolojik tarihçesinin Neo-Tetis Okyanusunun güney kolunun evriminin bir parçası olduğunu ortaya koymaktadır.

(3) Bölgede paleotektonik ve neotektonik rejim dönemleri 5 deformasyon evresi ile temsil olmaktadır. Bu evreler sırasıyla üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen, Üst Paleosen-Alt Eosen, Orta Eosen sonu, Erken Miyosen sonu ve Pliyosen-Kuvaterner evreleridir.

(4) Üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen evresi, Koçali ofiyolit melanj ve Karadut karmaşığı kayalarının Koçali ve Karadut dekolmanları boyunca bölgeye yerleşimi, dekolmanlar önünde levhada antiform ve sinform geometrili kavislenme ve bu kavislenmelere eşlik eden kalın sediman çökelimini denetleyen normal faylanmaların gelişimi ile temsil olmaktadır.

(5) Üst Paleosen-Alt Eosen deformasyon evresini, harita alanınının kuzey kesimlerinde yükselme, buna istinaden Germav formasyonunun çökel kalınlığındaki incelmeye, karasal Gercüş formasyonunun bu birimleri ve Koçali ofiyolit melanj kayalarını uyumsuz olarak örtmesi ile temsil olmaktadır.

(6) Orta Eosen sonu evresi, bölgesel sıkışma rejimine bağlı olarak özellikle Midyat grubu ve

örttüğü önceki litolojilerin kıvrımlanması (Örn., Küher, Hoşikan, Harun antiklinalleri, Kuyucak senklinali) ve faylanmadan (Recep, Koçali, Derinsu ve Kömür fayları) etkilenmesi ile temsil olmaktadır.

(7) Erken Miyosen sonu evresi, bölgedeki metamorfik kayaların ve Maden karmaşığını oluşturan kayaların Aksu fay zonunun fay kolları boyunca Erken Miyosen yaşlı Fırat ve Lice formasyonları ile diğer birimlerin üzerine tektonik yerleşimi ile temsil olur; yine bu deformasyon evresinde bölgedeki otokton kayaları farklı geometrilere kıvrılmış ve ters faylanmalardan etkilenmiştir.

(8) Pliyosen-Kuvaterner evresi, Şelmo formasyonu ile yersel Kuvaterner birimlerin deformasyonunu temsil eder. Sol yanal

doğrultu atımlı Adıyaman Fay Zonu bu deformasyon evresinin tipik yapısıdır.

KATKI BELİRTME

Çalışmaya konu olan alan dahil Adıyaman ve çevresi arazi çalışmaları Dr. Remsi Aksu ve Fatih Ayyıldız'ın katılımı ile gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, makale hakemleri olan Doç. Dr. Ali Kaya ile adını belirtmeyen hakeme yapıcı ve destekleyici katkılarından dolayı teşekkür eder. Makalenin hazırlanması sırasında Dr. Hasan Sarıkaya, Dr. Remzi Aksu ve Dr. Reza Saber ile olan bilimsel tartışmalar ve belirtilen öneriler, çalışmanın olgunlaşmasına katkı sağlamıştır; yazarlar, kendilerine ayrı ayrı teşekkür eder. Bir özel teşekkür de makale çizimlerindeki katkılarından dolayı Dilara Mercan'adır.

KAYNAKLAR

Açıkbaş, D. ve Başuğ, C., 1975. V. Bölge Cacas-Hani Yöresi Kuzey Sahalarının Jeoloji Raporu ve Petrol Olanakları. TPAO Arama Rapor 917, Ankara (yayımlanmamış).

Aqrawi, A. A. M., Goff, J.C., Horbury, A. D., and Sadooni, F.N., 2010. The Petroleum Geology of Iraq: Beaconsfield, Scientific Press Ltd., United Kingdom.

Aksu, R., and Mülâyim, O., 2015. Adıyaman ve Çevresinin Jeolojisi Teknik Gezi Kılavuzu, TPAO Arama Rapor 5570, Ankara (yayımlanmamış).

Alsharhan, A.S., and A.E.M. Nairn, 1997. Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East. Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands.

Aktaş, G., and Robertson, A.H.F., 1991. Tectonic evolution of the Tethys suture zone in SE Turkey: evidence from the petrology and geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene extrusives. In Ophiolites oceanic crustal analogues.

Proceedings of the Symposium "Troodos 1987". Edited by J. Malpas vd. Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Nicosia, Cyprus, 311-328.

Baniasad, A., Rabbani, A.R., Sachse, V.F., Littke, R., Moallemi, S.A., and Soleimany, B., 2016. 2D basin modeling study of the Binak Trough, northwestern Persian Gulf, Iran. Marine and Petroleum Geology, 77, 882-897. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.07.025

Ben-Avraham, Z., and Nur, A., 1986. Collisional processes in the eastern Mediterranean. Geologische Rundschau, 75, 209-217.

Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265. DOI:10.1139/e81-019.

Beydoun, Z. R., Hughes Clarke, M. W., and Stoneley, R., 1992. Petroleum in the Zagros basin: a late Tertiary foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast

- hydrocarbon-rich Paleozoic–Mesozoic passive margin shelf, in Macqueen, R. W., and Leckie, D. A., editors, Foreland basins and fold belts. American Association of Petroleum Geologists Memoir 55, 309 – 339. DOI:10.1306/M55563C12.
- Bingöl, A.F., 1984. Petrological aspects of Yüksekova complex in the Elazığ area. 38. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Abstracts.
- Bordenave, M. L., and Burwood, R., 1990. Source rock distribution and maturation in Zagros Orogenic belt: Provenance of Asmari and Bangestan reservoir oil accumulations: Organic Geochemistry, 16 (13), 369–387. DOI: 10.1016/0146-6380(90)90055-5
- Bordenave, M. L., and Hegre, J. A., 2010. Current distribution of oil and gas fields in the Zagros Fold Belt of Iran and contiguous as the result of the petroleum systems, in P. Leturmy and C. Robin, eds., Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: London, Geological Society, London, Special Publications 330, 291–353. DOI: 10.1144/SP330.14
- Bordenave, M. L., and Huc, A. Y., 1995. The Cretaceous source rocks in the Zagros Foothills of Iran: An example of a large size intracratonic basin: Revue de l'Institut Français du Pétrole, 50, 727–753. DOI: 10.2516/ogst:1995044
- Bozdoğan, N., ve Erten, T., 1990. Mardin Yükseliminin yası ve etkileri. GD Anadolu. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Ankara, Abstracts, 207-227.
- Bozdoğan, N., and Ertuğ, K., 1997. Geological evolution and paleogeography of SE Anatolia in the Paleozoic. In: Göncüoğlu, M.C. & Derman, A.S. (Eds) Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana Proceedings. Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication, 3, 39-50.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. Geodinamica Acta, 14, 3-30. DOI:10.1016/S0985-3111(01)01066-x
- Cater, J.M.L., and Gillcrist, J.R., 1994. Karstic Reservoirs Of The Mid-Cretaceous Mardin Group, SE Turkey: Tectonic And Eustatic Controls On Their Genesis, Distribution and Preservation. Journal of Petroleum Geology, 17, 253-278. DOI: 10.1111/j.1747-5457.1994.tb00134.x
- Çelikkemir, E., Dülger, S., Görür, N., Wagner, C., and Uygur, K., 1991. Stratigraphy, Sedimentology, and Hydrocarbon Potential of the Mardin Group, SE Turkey. Special Publication of EAPG, 1, 439-454.
- Çoruh T., Yakar, H., ve Ediger, V., 1997. Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton İstifinin Biyostratigrafi Atlası. TPAO Araştırma Merkezi, Eğitim Yayınları, 30, Ankara (yayınlanmamış).
- Demirel, I.H., Yurtsever, T.S., and Güneri, S., 2001. Petroleum Systems of the Adıyaman Region, Southeastern Anatolia, Turkey. Marine and Petroleum Geology, 18, 391-410. DOI:10.1016/S0264-8172(01)00002-2
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. Geological Society, London, Special Publications, 19, 1-36. DOI: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System: Geological Society of America Bulletin, 84 (10), 3137–3180. DOI: 10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2
- Duran, O., Semşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D. 1988. Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve

- Silvan Gruplarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Petrol Potansiyeli. TPJD Bülteni, 1/2, 99-126.
- Duran, O., Semşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D. 1989. Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan Gruplarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Paleocoğrafyası, Paleontolojisi, Jeoloji Tarihi, Rezervuar ve Diyajenez Özellikleri ve Olası Petrol Potansiyeli. TPAO Arama Rapor 2563, Ankara (yayınlanmamış).
- Duran, O., Şengüdüz, N., Sayılı, A., Soylu, C. ve Aras, M., 1996. XI ve XII. Bölgelerde (GDA) Üst Kretase Karbonatlarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi, Rezervuar Özellikleri, Jeokimyasal Değerlendirmesi ve Hidrokarbon Potansiyeli. TPAO Araştırma Merkezi Rapor 2165, Ankara (yayınlanmamış).
- Ehlers, E. G., ve Blatt, H., 1982. Petrology, Igneous, Sedimentary and Metamorphic. W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- English, J.M., Lunn, G.A., Ferreira, L., and Yacu, G., 2015. Geologic evolution of the Iraqi Zagros, and its influence on the distribution of hydrocarbons in the Kurdistan region. AAPG Bulletin 99 (2), 231-272. DOI:10.1306/06271413205
- Erdem, E., 1994. Pütürge (Malatya) metamorfiteilerinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ (yayınlanmamış).
- Erenler, M., 1989. XI-XII. Bölge Güney Alanlarındaki Kuyularda Mesozoyik Çökel İstifinin Mikropaleontolojik İncelemesi. TPAO Araştırma Merkezi Rapor 1364, Ankara (yayınlanmamış).
- Fontaine, J.M., 1981. La plate-forme Arabe et sa marge passive au Mesozoïque: L'exemple d'Hazro (SE Turkey). These, L'Univeriste de Paris-Sud, Paris.
- Fontaine, J.M., 1982. Paleozoyik esmasında Arap platformunun stratigrafik, sedimentolojik ve yapısal özellikleri. TPAO Arama Grubu Rapor 1652, Ankara (Yayınlanmamış).
- Gilmour, N., and Makel, G., 1996. 3D Geometry And Kinematics of The N.V.Turkse Shell Thrustbelt Oil Fields, Sourtheast Turkey. In: Ziegler, P. A. & Horvath, F. (Eds), Peri-Tethys Memoir 2: Structure And Prospects of Alpine Basins and Forelands, 525-547.
- Göncüoğlu, M.C., ve Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis Metamorphic belt. International Symp. on the geology of the Taurus Belt, The Geological Society of Turkey, Mineral Research and Exploration Institute, 237-244.
- Görür, N., Çelikdemir, E., ve Dülger, S., 1987. Güneydoğu Anadolu X, XI ve XII. Petrol Bölgelerinde Mardin Grubu Karbonatlarının Sedimentolojisi, Yayılım, Fasiyes, Çökme Ortamı ve Paleocoğrafya. TPAO Arama Rapor 2312, Ankara (yayınlanmamış).
- Günay, Y., 1984. Amanos Dağlarının jeolojisi ve Karasu-Hatay grabeninin petrol olanakları. TPAO Arama Rapor 1954, Ankara (yayınlanmamış).
- Günay, Y., 1990. Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi. TPAO Arama Grubu, Ankara (yayınlanmamış).
- Günay, Y., 1998. Güneydoğu Anadolu Jeolojisi Stratigrafisi. TPAO Arama Rapor 3939, Ankara (yayınlanmamış).
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E., Tezcan, Ü.Ş. ve Çoruh, T., 1988. Güneydoğu Anadolu'da Mardin ve Midyat Grupları Arasında Yer Alan Birimlerin Stratigrafisi (ön rapor). TPAO Arama Rapor 2414, Ankara (yayınlanmamış).
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E. and Çoruh, T., 1991. Stratigraphic evolution of the

- Campanian-Paleocene autochthonous succesion of the Southeast Anatolia. Ozan Sungurlu Symposium Proceeding, 238-261.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Sea-level changes: An integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, 72–108. DOI: 10.2110/pec.88.01.0071
- Harris, P.M., Frost, S.H., Seiglie, G. A., and Schneidermann, N., 1984. Regional Unconformities and Depositional Cycles, Cretaceous of the Arabian Peninsula, In: Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation. Schlee, J.S. (eds), AAPG Memoir 36, 67-80.
- Haynes, S. J., and Reynolds, P. H., 1980. Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement. *Nature*, 283, 561–563.
- Helvacı, C., 1983. Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayaların petrojenezi, *TJK Bülteni*, 26 (2), 117-132.
- Hempton, M.R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near lake Hazar, Southeastern Turkey: *Geol. Sos. America Bull.*, 96, 233-243.
- Işık, V., Uysal, I.T., Çağlayan, A., and Seyitoğlu, G., 2014. The evolution of intraplate fault systems in Central Turkey: Structural evidence and Ar-Ar and Rb-Sr age constraints for the Savcılı Fault Zone. *Tectonics* 33 (10), 1875-1899. DOI: 10.1002/2014TC003565
- Işık, V., Saber, R., and Çağlayan, A., 2021. November 08, 2019 Turkmanchay earthquake (Mw:5.9) in NW Iran: an assessment of the earthquake using DInSAR time-series and field evidence. *Natural Hazards*, 105 (3), 3013-3037. DOI: 10.1007/s11069-020-04439-1
- James, G. A., and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(12), 2182–2245.
- Kara, B., and Işık, V., 2021. Reservoir characteristics and unconventional oil potential of Silurian aged Dadaş shale in southeast Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 200. DOI: 10.1016/j.petrol.2021.108365
- Karabulut, A., Bozdoğan, N., Korucu, M., Çubukçu, A., ve İztan, H., 1993. Güneydoğu Anadolu XI. Bölge Kuzeyi Paleozoyik Birimlerinin Stratigrafisi, Rezervuar ve Hidrokarbon Potansiyeli. TPAO Arama Grubu Raporu 3364, Ankara (yayınlanmamış).
- Karig, D.E., and Kozlu, H., 1990. Late Palaeogene Evolution of the Triple Junction Region Near Maras, south-central Turkey. *Journal of the Geological Society, London* 147, 1023–1034. DOI:10.1144/gsjgs.147.6.1023
- Kaya, A., 2004. Gezin (Maden-Elazığ) Çevresinin Jeolojisi. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 10 (1), 41-50.
- Kaya, A., 2016. Keban metamorfitlelerinin stratigrafisine ilişkin yeni yaş bulguları. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 22 (3), 189-199. DOI: 10.5505/pajes.2014.70188
- Kaymakçı, N., İnceöz, M., Ertepinar, P., and Koç, A., 2010. Late Cretaceous to Recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). *Geological Society, London, Special Publications*, 340, 409-435. DOI: 10.1144/SP340.18

- Kazmin, V. G., Ricou, L. E., and Sbertshikov, I. M., 1986. Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 123, 153–179. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90196-4
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Floyd, P.A., and Gökçen, N.D., 1987. Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: new data from southern Turkey. *Geology*, 14, 425-429. DOI: 10.1130/0091-7613(1987)15<425:NTAPCI>2.0.CO;2
- Ketin, İ. 1964. Güneydoğu Anadolu Paleozoyik Teşekküllerinin Jeolojik Etüdü Hakkında Rapor (I.Kısım: Derik-Bedinan, Penbeğli-Tut ve Hazro Bölgesi). TPAO Arama Rapor 287, Ankara (yayınlanmamış).
- Ketin, İ., 1966. Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların doğu İran Kambriyen ile mukayesesi. *MTA Dergisi*, 66, 75-87
- Ketin, İ. ve Sungurlu, O. 1992. GDA'da, Kenar Kıvrımları Kuşağı İçinde Yeralan Çermik-Kevan Antiklinalinin Jeolojisi Hakkında Tarihsel Bir İnceleme. *TPJD Bülteni*, 4(1), 1-8.
- Kipman, E., 1981. Keban'ın jeolojisi ve Keban şaryajı. *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri*, 1 (2), 75-81.
- Mülayim, O., Mancini, E., Çemen, İ., and Yılmaz, İ.Ö., 2016. Upper Cenomanian-Lower Campanian Derdere and Karababa formations in the Çemberlitaş oil field, southeastern Turkey: their microfacies analyses, depositional environments, and sequence stratigraphy. *Turkish Journal of Earth Science*, 25, 46–63. DOI: 10.3906/yer-1501-7
- Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros. In A. Hushmandzadeh (Ed.), *Treatise on the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515. DOI: 10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22
- Özdemir, F. ve Ünlügenç, U.C., 2013. Gökçi (Diyarbakır) Yapısının Stratigrafisi ve Hidrokarbon Potansiyeli Açısından İncelenmesi. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 28(1), 127-141.
- Özel, N. 2001. Gap Bölgesinin jeolojisi maden ve enerji kaynakları. GAP 1. Basım, Mayıs 2002, Şanlıurfa.
- Özkan, R., 2021. The Adıyaman Group carbonate succession on the northern Arabian Plate (southeastern Turkey): A review of lithostratigraphy, foraminiferal biostratigraphy, depositional environments and sequence stratigraphic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 210, 1-24. DOI: 10.1016/j.jseaes.2021.104684
- Özkan, R., and Altın, D., 2019. The Cretaceous Mardin Group carbonates in southeast Turkey: lithostratigraphy, foraminiferal biostratigraphy, microfacies and sequence stratigraphic evolution. *Cretaceous Research*, 98, 153-178. DOI: 10.1016/j.jseaes.2021.104684
- Pasin, C., Çelikdemir, E. Ve Şemşir, D., 1983. Adıyaman-Çemberlitaş-Bölükayla Sahaları ile Yakın Dolaylarının Hidrokarbon Olanakları. TPAO Arama Rapor 1770, Ankara (yayınlanmamış).
- Perinçek, D., 1978. Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) Alanının Jeolojik İncelemesi ve Petrol Olanaklarının Araştırılması. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, İstanbul.

- Perinçek, D., 1979. Geological investigation of Çelikhan-Sincik-Koçali Area Adıyaman province: İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B (44), 127-147.
- Perinçek, D., 1980. Arabistan Kıtası Kuzeyindeki Tektonik Evrimin, Kıta Üzerinde Çökelen İstifteki Etkileri. Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, Ankara, Jeoloji-Jeofizik Bildirileri, 77-93.
- Perinçek D., Duran, O., Bozdoğan, N., and Çoruh, T., 1991. Stratigraphy and Paleogeographical Evolution of the Autochthonous Sedimentary Rocks in the SE Turkey. Ozan Sungurlu Symposium, Proceedings, Ankara, 274-305.
- Perinçek, D., Günay, Y., ve Kozlu, H., 1987. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar ile ilgili Yeni Gözlemler. TPAO Arama Rapor 2285, Ankara (yayınlanmamış).
- Perinçek, D., ve Özkaya, İ., 1981. Arabistan levhası kuzey kenarı tektonik evrimi. Hacettepe Univ. Yerbilimleri, 8, 91-101.
- Ricou, L. E., 1976. Evolution structurale des Zagrides, la region clef de Neyriz (Zagros Iranien). Memoires de la Societe Geologique de France, 125, 1-144.
- Rigo de Righi, M., and Cortesini, A., 1964. Gravity Tectonics in Foothills Structure Belt of Southeast Turkey. AAPG Bulletin, 48, 1911-1937.
- Robertson, A.H.F. and Grasso, M., 1995. Overview of the late Triassic-Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region. Terra Nova, 7, 114-127.
- Robertson A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectono-sedimentary evolution of a South Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: Bozkurt E, Winchester JA, Piper JDA (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area. Geol Soc, London, Spec Publ 173, 97-138. DOI: 10.1144/gsl.sp.2000.173.01.05
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taslı, K., and Inan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, SE Turkey: Late Cretaceous-Early Cenozoic accretionary /collisional processes related to closure of the Southern Neotethys. J. Asian Earth Sci. 27, 108-145. DOI: 10.1016/j.jseaes.2005.02.004
- Robertson, A., Boulton, S.J., Taslı, K., Yıldırım, N., İnan, N., Yıldız, A., and Parlak, O. 2016. Lower Cretaceous-Miocene Sedimentary Development of The Arabian Continental Margin In Se Turkey (Adıyaman Region): Implications For Regional Palaeogeography and The Closure History Of Southern Neotethys, Journal of Asian Earth Sciences 115, 571-616. DOI: 10.1016/j.jseaes.2015.01.025
- Saber, R., Isik, V. and Caglayan, A 2021. Structural styles of the Aras fault zone with implications for a transpressive fault system in NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 207, 104655. DOI: 10.1016/j.jseaes.2020.104655
- Sadooni, F.N., 2004. Stratigraphy, Depositional Setting And Reservoir Characteristics Of Turonian - Campanian Carbonates In Central Iraq. Journal of Petroleum Geology, 27 (4), 357-371. DOI: 10.1111/j.1747-5457.2004.tb00063.x
- Sefünç, A., 2003. Adıyaman-Bozova-Kızılın-Harmancık ve Kemerli Faylarının Sismik Verilerle Tanımı. TPAO Arama Rapor 4430, Ankara (yayınlanmamış).
- Sepehr, M., and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, İnan. Marine and Petroleum Geology, 21, 829-843. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006

- Sinanoğlu, E., ve Erkmen, U., 1980. Güneydoğu Anadolu Apsiyen-Albiyen Palinostratigrafisi ve Bölgenin Alt Kretase Palino provenşleri İçindeki Yeri. Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, Ankara, Jeoloji-Jeofizik Bildirileri, 51-59.
- Sungurlu, O., 1973. VI. Bölge Gölbaşı-Gerger Arasındaki Sahanın Jeolojisi. TPAO Arama Rapor 802, Ankara (yayınlanmamış).
- Sungurlu, O., 1974. VI. Bölge Kuzey Sahalarının Jeolojisi. Türkiye İkinci Petrol Kongresi, Ankara, Tebliğler (Proceedings), 85-107.
- Şahin, Ö., ve Işık, V., 2010. Çelikhan (Adıyaman) Civarında Yüzeyleyen Metamorfik ve Magmatik Kayaların Petrolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 53 (2-3), 129-158.
- Şenalp, M.A., Bahtiyar, İ., Işıkalp, U., Kaya, M., and Uz, E., 2018. Sequence Stratigraphy and Sedimentology of the Paleozoic Successions on the Arabian Platform and their Impact to Hydrocarbon Explorations in Southeast Turkey. Turkish Association of Petroleum Geologists (TAPG). Ankara.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241. DOI: 10.1016/0040-1951(81)90275-4
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361-376. DOI: 10.1016/0040-1951(79)90184-7
- Tuna, D., 1973. VI. Bölge Litostratigrafi Birimleri Adlamasının Açıklayıcı Raporu. TPAO Arama Rapor 813, Ankara (yayınlanmamış).
- Tardu, T., Başkurt, T., Güven, A., Us, E., Dinçer, A., Tuna, M.E., Tezcan Ü.Ş., 1987. Türkiye 7. Petrol Kongresi, Ankara, 36-49.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, 199-209.
- Yazgan, E., and Chessex, R. 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. Turkish Association of Petroleum Geologists, 3, 1-42.
- Yılmaz, Y., 1990. Allochthonous Terranes in The Tethyan Middle East: Anatolia and The Surrounding Regions. Royal Society of London Philosophical Transactions, A331, 611-624. DOI:10.1098/rsta.1990.0093.
- Yılmaz, Y., 1993. New Evidence And Model On The Evolution Of The Southeast Anatolia Orogen. Geological Society of America Bulletin, 105, 251-271. DOI:10.1130/0016-7606(1993)105<0251:NEAMOT>2.3.CO;2
- Yılmaz, Y., 2019. Southeast Anatolian Orogenic Belt revisited (geology and evolution). Can. J. Earth Sci., 56, 1163-1180. DOI: 10.1139/cjes-2018-0170
- Yılmaz, Y., and Yiğitbaş, E., 1991. The different ophiolitic-metamorphic assemblages of S.E. Anatolia and their significance in the geological evolution of the region: 8th Petroleum Congress of Turkey, Geology Proceedings, Ankara, Turkey, 128-140.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., and Genç, C., 1992. Origin of the southeast Anatolian metamorphic massifs. In The 9th Petroleum Congress and Exhibition of Turkey, Ankara, Abstracts, 170-180.
- Yılmaz, E., ve Duran, O. 1997. Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton ve Allohton Birimler Stratigrafi Adlama Sözlüğü (Lexicon). TPAO Eğitim Yayınları 31, Arama Rapor 3712, Ankara (yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Günay, Y., Demirkol, C., Yiğitbaş, E., ve Sarıtaş, B., 1984.

Amanos Dağlarının Jeolojisi. TPAO Arama Rapor 1920, Ankara (yayınlanmamış).

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M. A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C. ve Keskin, M., 1987. Maraş Kuzeyinin Jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak- Binboğa Dağları). Cilt II: TPAO Arama Rapor 2028/2, Ankara (yayınlanmamış).

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Çemen, İ., 2022. Tectonics of the Southeast Anatolian Orogenic Belt. <https://www.essoar.org/10.1002.10.1002/essoar.10510308.1> DOI: 10.1002/essoar.10510308.1

Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. *GeoArabia*, 6 (3), 445-504.



P- ve S- Alıcı Fonksiyonları Analizi ve Birleşik Ters Çözümü: Erzurum civarındaki Litosferik Yapı

P- and S- Receiver Functions Analysis and Joint Inversion: Lithospheric Structure below Erzurum Vicinity

HAMDİ ALKAN^{1*} 

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Van, Türkiye

Geliş (*received*): 15 Haziran (*June*) 2022 Kabul (*accepted*): 20 Kasım (*November*) 2022

ÖZ

Alıcı fonksiyonu tekniği kabuk ve üst mantodaki tabaka kalınlıklarının varsayımı ve süreksizlikleri belirlemek için Jeofizikçiler tarafından sıklıkla kullanılmaktadır. Bir alıcı fonksiyonu P'den S'ye ya da S'den P'ye dönüşen fazları gösteren bir zaman serisidir. Bu çalışmada, zaman ortamı dekonvolüsyonu, derinlik ve yavaşlık yığıma, ve birleşik ters çözüm algoritması uygulanmıştır. Çalışma kapsamında, Erzurum civarında bulunan SENK ve ECAT geniş bantlı deprem istasyonlarının telesismik kayıtları seçilmiştir. Alıcı fonksiyonları yığıma işlemine tabii tutulduktan sonra, istasyon altındaki litosferik yapı için P- ve S-dalgası hız modelleri ve Vp/Vs oranları hesaplanmıştır. Bu çalışmadan elde edilen sonuçların, çalışma bölgesinde önceden yapılmış alıcı fonksiyonu sonuçları ile genellikle tutarlı olduğu gözlemlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Alıcı Fonksiyonları, Birleşik Ters Çözüm, Erzurum, Kabuk ve Üst Manto Yapısı

ABSTRACT

The receiver function technique is frequently used by geophysicists to determine discontinuities and to suppose the layer thicknesses in the crust and upper mantle. A receiver function is a time series in which phases are converted from P to S or S to P. In this study, the time-domain deconvolution method, depth and slowness stack, and the joint inversion algorithm are performed. In the aim of the study, teleseismic data is selected for the recorded at SENK and ECAT stations located in Erzurum city. P- and S-wave velocities, and Vp/Vs ratios are calculated for the lithospheric structure beneath these stations. The results of this study are generally consistent with previous receiver function findings applied in the study region.

Keywords: Receiver Functions, Joint Inversion, Crust and Upper Mantle, Erzurum

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1131197>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: hamdialkan@yyu.edu.tr

GİRİŞ

Alıcı fonksiyonu tekniği, kabuk ve üst mantodaki süreksizliklerin hız yapılarının hesaplanması için yer bilimciler tarafından genellikle tercih edilmektedir. Bir radyal alıcı fonksiyonu P dalgasından S dalgasına dönüşen telesismik bir dizi zaman serisi olarak tanımlanmaktadır. Telesismik P dalgası formu, bir deprem istasyonu altındaki süreksizlikler boyunca yansıyan ve kırılan P_s fazı bilgisini içermektedir. Alıcı fonksiyonu yönteminin temelleri ilk olarak Phinney (1964) tarafından atılmıştır. Phinney (1964), P dalgasının radyal bileşenini ve düşey bileşenini kullanarak telesismik P dalgalarının spektral genlik oranlarını modellemiştir. Ardından, Vinnik (1977), P -dalgası alıcı fonksiyonlarını elde etmek için zaman ortamı dekonvolüsyon filtresini geliştirmiştir. Langston (1979), zaman ortamında uygulanan radyal bileşen dekonvolüsyon tekniğini geliştirmiştir. Owens vd. (1984), alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için geniş bantlı ve telesismik dalga verisini kullanmıştır. Ammon ve diğ. (1990), yüksek frekanslı gürültülerden ve küçük ölçekli heterojenitelerden kaçınmak için su seviyesi dekonvolüsyon tekniğini geliştirmiştir. Ligorria ve Ammon (1999), radyal alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için zaman ortamında uygulanan iteratif dekonvolüsyon yöntemini ortaya çıkarmıştır. Farra ve Vinnik (2000), P -alıcı fonksiyonundaki (PRF) derin süreksizliklerden gelen fazlar ile sığ süreksizliklerdeki dönüşümlerin ya da yansımaların ayırt edilememesi problemi nedeniyle, S -alıcı fonksiyonu (SRF) yöntemini geliştirmiştir. SRF yönteminin en dikkat çeken özelliği düşük hızlı tabakaların çok daha yüksek ayrımlılık ile belirlenebilmesidir.

Yukarıda verilen öncü alıcı fonksiyonu çalışmalarının ışığı altında, özellikle son 40 yılda alıcı fonksiyonlarının ters çözümü yöntemi Dünya'nın farklı tektonik yapıları için

kabuk ve üst manto süreksizliklerinin yanal yönlü değişimlerinin araştırılmasında önemli bir araç olarak kullanılmıştır. Özellikle 2000'li yıllardan sonra, önemli sismolojik ve tektonik çalışmalar Anadolu ve civarında gerçekleştirilmiştir. Çeşitli alıcı fonksiyonu algoritmaları kullanılarak, Türkiye'nin batısında 25-30 km civarında ortalama Moho derinliği elde edilmiştir (Tezel vd., 2013; Vanacore vd., 2013; Kind vd., 2015; Ogden ve Bastow, 2022) ve doğusunda yaklaşık olarak 40-45 km kabuk kalınlığı hesaplanmıştır (Zor vd., 2003; Angus vd., 2006; Özacar vd., 2010; Gök vd., 2011; Alkan vd., 2020; Erduran vd., 2022). Bu çalışmada alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için zaman ortamı dekonvolüsyon tekniğinden faydalanarak, Erzurum civarında kurulu olan Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KOERI) ve Türkiye Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) tarafından işletilen SENK ve ECAT geniş bantlı deprem istasyonlarının telesismik kayıtları kullanılmıştır. PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümünden istasyon altındaki kabuk ve üst manto süreksizlikleri için hız modelleri ortaya çıkarılmıştır. Birleşik ters çözüm de Benzetilmiş Tavlama tekniği (Oreshin vd., 2011) kullanılmıştır.

ÇALIŞMA BÖLGESİ'NİN GENEL TEKTONİĞİ

Doğu Anadolu Bölgesi (Doğu Türkiye), Alp-Himalaya orojenik kuşağında bulunan önemli tektonik yapılardan bir tanesidir. Avrasya Levhası'nın güney yönlü hareketi ve Arap Levhası'nın kuzey yönlü hareketi ile ilişkili olarak, aktif kuzey-güney yönlü bir kıtasal çarpışma tektoniği (~13 milyon yıl önce başlayan) içerisinde kalmaktadır. Bölgedeki aktif sıkışma tektoniği neticesinde, sağ yönlü

doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol yönlü doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) sınırı boyunca

Anadolu Plakası saat yönünün tersine doğru dönmekte ve batıya doğru 20 mm/yıl hızla bir kaçış hareketi gerçekleştirmektedir (Şekil 1a). Diğer taraftan KAFZ ve DAFZ, Karlıova Üçlü Kesişim (KÜK) bölgesinde birleşmektedir. Bu sistem bölgede ters fay, doğrultu atımlı fay, kabuksal kısalma, Plio-Kuvaterner yaşa sahip volkanizma ve 2 km civarında topoğrafik yükselme gibi birçok tektonik mekanizmaya sebep olmaktadır. Anadolu ve civarındaki önemli diğer tektonik sistemler ise yaklaşık olarak kuzey-güney doğrultuda sol yönlü doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ), Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması sonucu meydana gelmiş olan Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı (BZKK) ve doğu-batı yönlü horst-graben yapılarından meydana gelen Batı Anadolu Graben sistemidir (BAGS) (Şengör vd., 2003; Reilinger vd., 2006; Öztürk, 2018; Özer vd., 2021; Alkan vd., 2020).

Çalışma bölgesi, Doğu Anadolu Bölgesi içerisinde Erzurum-Kars platosu üzerinde yer almaktadır. Erzurum şehir merkezi ve civarında birçok aktif fay ve fay segmenti bulunmaktadır (Şekil 1b). Bunlar; sol yönlü doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Çat Fay Zonu, Erzurum Fay Zonu, Aşkale Fay Zonu ve Palandöken Fayı, sağ yönlü doğrultu atımlı mekanizmaya sahip Varto Fay Zonu, Tercan Fayı ve Tutak Fayı ve son olarak ters fay mekanizmasına sahip Horasan-Şenkaya ve Pasinler Fay Zonları'dır. Bu fay mekanizmaları aletsel ve tarihsel dönemde birçok büyük depreme sebep olmuştur. Özellikle 1924 Horasan depremi ($M_S=6,8$), 1983 Hınıs depremi ($M_S=7,1$) ve 2004 Aşkale depremi ($M_S=5,3$) oldukça dikkat çekmektedir (Emre vd., 2018; Bayrak vd., 2020; Özer vd., 2021).

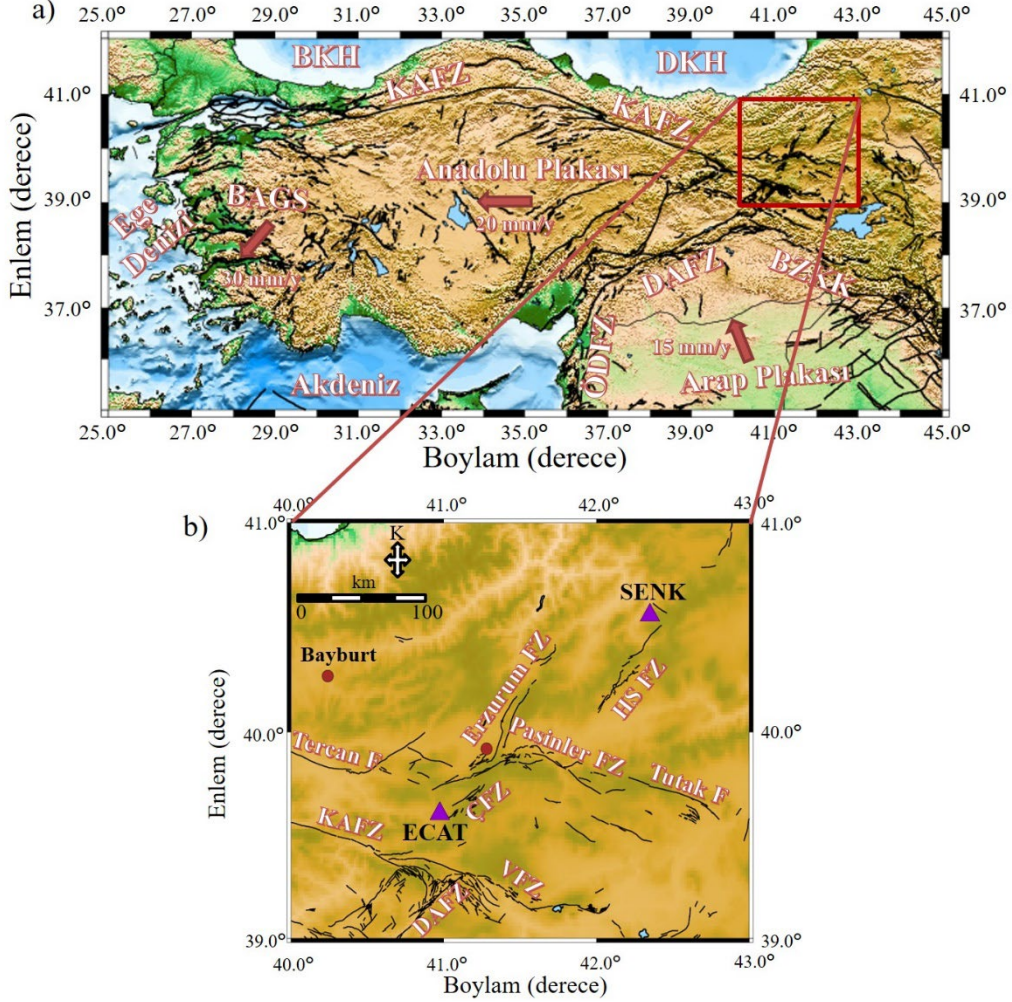
VERİ

PRF ve SRF'leri hesaplamak için KOERI ve AFAD tarafından işletilen SENK ve ECAT geniş bantlı (broadband) deprem istasyonlarının

telesismik deprem kayıtları kullanılmıştır. KOERI tarafından işletilen SENK istasyonu ilk olarak 2011 yılında faaliyete geçirilmiştir ve Guralp marka CMG-3T tipi sensöre sahiptir. SENK istasyonunun kayıt ettiği depremler European Integrated Data Archive (EIDA)'den temin edilmiştir. Diğer taraftan, AFAD tarafından işletilen ECAT istasyonu 2010 yılında faaliyete geçirilmiştir ve Guralp marka CMG-3ESP tipi sensöre sahiptir. ECAT istasyonunun kayıt ettiği depremler AFAD-Sürekli Veri merkezinden temin edilmiştir.

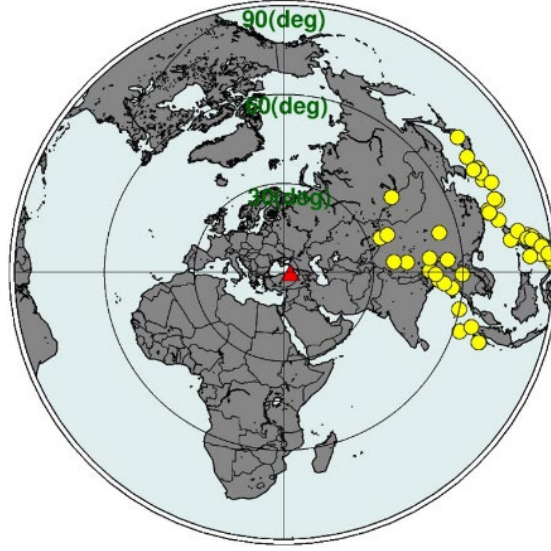
PRF'ler için moment magnitüdü $M_w \geq 6,0$ 'dan büyük olan ve episantr uzaklıkları $30^\circ-90^\circ$ arasında değişen depremler seçilmiştir. Fakat SRF'ler için episantr uzaklıkları $65^\circ-90^\circ$ arasında değişen depremler dikkate alınmıştır. Şekil 2'de seçilen depremlerin episantr noktaları sarı daireler ve çalışma bölgesi kırmızı üçgen ile gösterilmektedir. Ayrıca Tablo 1'de alıcı fonksiyonlarının hesaplanması için seçilen depremlerin katalog bilgileri verilmektedir.

Seçilen depremlerin ön-veri işlem aşamaları için seismic analysis code (SAC) (Hellfrich vd., 2013) adlı yazılım kullanılmıştır. İlk olarak, verinin *trend* etkisi giderilmiştir. Ardından *taper* ve *bandpass* filtre (0,02-0,8 Hz) uygulanmıştır. Son olarak, *alet etkisini* gidermek için *pole-zero* bilgilerini içeren dosyalar kullanılmıştır. Tüm veri setine aynı ön-veri işlem aşamaları uygulanmıştır ve ardından alıcı fonksiyonları hesaplanmıştır. Şekil 3, 29 Aralık 2018 tarihinde Filipinler'de meydana gelen depremin ECAT istasyonundaki üç bileşen kaydını göstermektedir. Seçilen her bir depremin kalitesini ve S/G oranını anlamak için bu deprem güzel bir örnektir. Düşey bileşende P-dalgası ilk varışı, yatay bileşenlerde S-dalgası ilk varışları ve üç bileşende de yüzey dalgası trendleri net olarak görünmektedir.



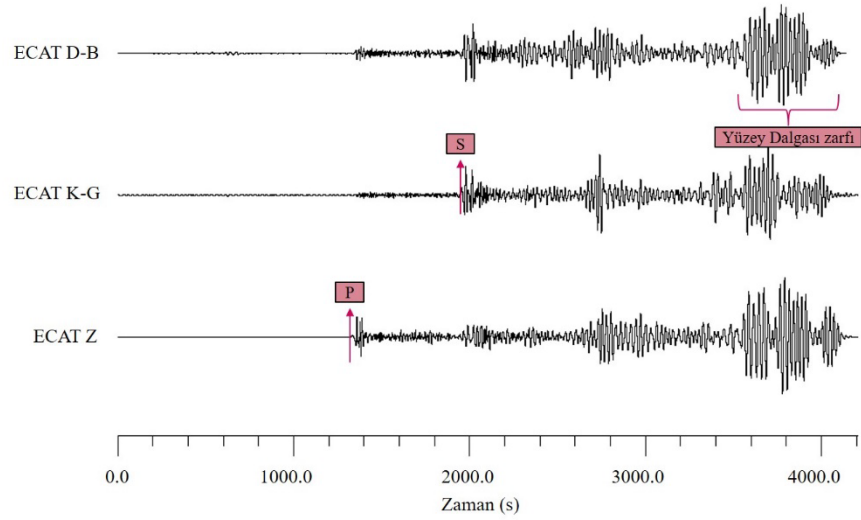
Şekil 1. a) Türkiye ve civarındaki temel ve aktif tektonik yapılar. Geniş oklar plaka hareket yönlerini göstermektedir. b) Erzurum civarındaki aktif faylar ve alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için seçilen geniş-bantlı deprem istasyonları (mor üçgenler) gösterilmektedir. Aktif tektonik faylar Emre vd. (2018)'den alınmıştır. Kısaltmalar: BKH; Batı Karadeniz Havzası, DKH; Doğu Karadeniz Havzası, KAFZ; Kuzey Anadolu Fay Zonu, BAGS; Batı Anadolu Graben Sistemi, DAFZ; Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ; Ölü Deniz Anadolu Fay Zonu, BZKK; Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı, HSFZ; Horasan-Şenkaya Fay Zonu, ÇFZ; Çat Fay Zonu, VFZ; Varto Fay Zonu

Figure 1. a) Main active tectonic structures in and around Turkey. The large arrows show plate movement directions. b) Active faults around Erzurum and broad-band stations (purple triangles) were selected for calculating receiver functions. Active tectonic faults modified from Emre et al. (2018). Abbreviations: WBSB; Western Black Sea Basin, EBSB; Eastern Black Sea Basin, NAFZ; North Anatolian Fault Zone, WAGS; Western Anatolian Graben System, EAFZ; East Anatolian Fault Zone, DSAFZ; Dead Sea Anatolian Fault Zone, BZTZ; Bitlis-Zagros Thrust Zone, HSFZ; Horasan-Şenkaya Fault Zone, ÇFZ; Çat Fault Zone, VFZ; Varto Fault Zone



Şekil 2. P- ve S- alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için kullanılan telesismik depremlerin ($M_w \geq 6,0$) episantir lokasyonları sarı daireler ve çalışma bölgesi kırmızı üçgen ile gösterilmiştir

Figure 2. Epicentral locations of teleseismic earthquakes ($M_w \geq 6.0$) used to calculate P- and S-receiver functions are shown with yellow circles and the study region is shown with the red triangle



Şekil 3. 29 Aralık 2018 tarihinde Filipinler'de meydana gelen depremin ($M_w=7,0$, episantir uzaklığı= $83,16^\circ$, derinlik= $60,2$ km) ECAT istasyonunu üç bileşen kaydı

Figure 3. The three-component event recorded on the ECAT station that occurred in the Philippines on December 29, 2018 ($M_w=7.0$, epicentral distance= 83.16° , depth= 60.2 km)

Tablo 1. Alıcı fonksiyonlarının hesaplanması için kullanılan telesismik depremlerin katalog bilgileri*Table 1. Catalog information of teleseismic earthquakes used for the calculation of receiver functions*

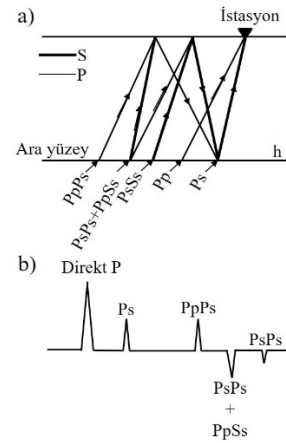
Oluş Zamanı (yy.aa.gg)	Enlem (Derece)	Boylam (Derece)	Büyükük (Mw)	Derinlik (km)	Bölge
2021-12-09	29.41	129.38	6.0	7.0	Japonya
2021-11-25	22.82	93.51	6.2	43.0	Myanmar
2021-11-10	23.59	126.45	6.6	12.0	Japonya
2021-11-01	0.21	96.71	6.0	8.0	Endonezya
2021-10-24	24.51	121.83	6.2	69.0	Tayvan
2021-08-11	6.47	126.72	7.1	55.1	Filipinler
2021-07-10	2.95	126.50	6.1	44.3	Endonezya
2021-05-21	25.73	100.01	6.1	9.0	Çin
2021-05-14	0.14	96.64	6.7	11.0	Endonezya
2021-04-28	26.78	92.46	6.0	34.0	Hindistan
2021-04-19	0.18	96.56	6.1	9.0	Endonezya
2021-02-07	6.77	125.10	6.0	16.0	Filipinler
2021-01-21	4.99	127.51	7.0	80.0	Filipinler
2021-01-11	51.28	100.44	6.7	10.0	Moğolistan
2020-12-23	6.25	133.64	6.1	11.0	Palau
2020-12-15	5.18	125.42	6.1	14.0	Filipinler
2020-12-10	24.78	122.02	6.1	71.0	Tayvan
2020-11-15	8.76	126.29	6.0	43.0	Filipinler
2020-08-18	12.03	124.13	6.6	10.0	Filipinler
2020-07-22	33.14	86.86	6.3	10.0	Xizang
2020-07-17	11.85	94.94	6.1	10.0	Hindistan
2020-06-25	35.59	82.42	6.3	10.0	Çin
2020-04-05	1.40	126.44	6.0	42.0	Endonezya
2020-02-06	5.45	126.57	6.0	19.0	Filipinler
2019-12-15	6.70	125.17	6.8	18.0	Filipinler
2019-11-23	1.64	132.81	6.2	5.0	Palau
2019-11-20	19.45	101.36	6.2	10.0	Laos
2019-11-14	1.54	126.42	6.0	23.0	Endonezya
2019-11-14	1.62	126.42	7.1	33.0	Endonezya
2019-10-31	6.91	125.18	6.5	10.0	Filipinler

2019-10-29	6.76	125.01	6.6	15.0	Filipinler
2019-10-16	6.71	125.01	6.4	16.1	Filipinler
2019-09-29	5.68	126.55	6.2	73.0	Filipinler
2019-07-26	20.84	121.97	6.0	9.0	Filipinler
2019-07-07	0.51	126.19	6.9	35.0	Endonezya
2019-06-18	38.64	139.48	6.4	12.0	Japonya
2019-05-09	31.78	131.85	6.2	22.0	Japonya
2019-05-31	6.28	126.48	6.1	98.7	Filipinler
2019-04-23	11.75	125.20	6.4	56.0	Filipinler
2019-04-22	14.95	120.51	6.1	21.8	Filipinler
2019-04-18	24.04	121.65	6.1	20.0	Tayvan
2019-03-08	10.38	126.01	6.0	30.0	Filipinler
2019-01-08	30.59	131.04	6.3	35.0	Japonya
2019-01-06	2.26	126.76	6.6	43.2	Molucca
2018-12-29	5.90	126.92	7.0	60.2	Filipinler
2018-09-08	7.24	126.48	6.2	10.0	Filipinler
2018-05-05	14.57	123.92	6.1	18.0	Filipinler
2018-04-15	1.41	126.88	6.0	34.0	Endonezya
2018-04-05	6.83	126.78	6.0	34.0	Filipinler
2018-02-06	24.13	121.66	6.4	17.0	Tayvan
2018-02-04	24.16	121.71	6.1	12.0	Tayvan
2018-01-11	18.37	96.07	6.0	9.0	Myanmar
2017-11-17	29.83	94.98	6.4	8.0	Hindistan
2017-08-08	44.30	82.83	6.3	20.0	Çin
2017-08-08	33.19	103.86	6.5	9.0	Çin
2017-07-26	26.90	130.18	6.0	12.0	Japonya
2017-07-06	11.13	124.63	6.5	9.0	Filipinler
2017-05-09	24.45	126.32	6.0	10.0	Japonya
2017-04-28	5.50	125.07	6.9	26.0	Filipinler
2017-03-14	6.15	92.30	6.0	10.0	Hindistan
2017-02-10	9.91	125.45	6.5	15.0	Filipinler
2016-12-18	8.37	137.67	6.2	19.0	Mikronezya
2016-12-08	43.82	86.35	6.0	17.6	Çin
2016-12-06	5.28	96.17	6.5	13.0	Endonezya

2016-10-21	35.37	133.81	6.2	5.6	Japonya
2016-09-23	6.57	126.49	6.3	65.0	Filipinler
2016-08-24	20.92	94.57	6.8	82.0	Myanmar
2016-04-15	32.79	130.75	7.0	10.0	Japonya
2016-04-14	32.70	130.72	6.0	8.0	Japonya
2016-04-14	32.79	130.70	6.2	9.0	Japonya
2016-04-13	7.79	122.02	6.0	17.0	Filipinler
2016-01-11	3.90	126.86	6.5	13.0	Filipinler
2016-01-03	24.80	93.65	6.7	55.0	Hindistan

YÖNTEM

Cisim dalgalarının sismik fazları sismogramlarda birincil ve ikincil fazlar olarak tanımlanırlar. Örneğin, birincil P-dalgası ilk olarak varır ve ardından ikincil fazlar yani yansıyan ve dönüşen fazlar (converted ve multiple fazlar) varır. İkincil fazlar istasyon civarındaki kabuk ve manto süreksizliklerinden meydana gelen dalgalardır. Yansıyan ve dönüşen fazları ve bunlarla ilişkili süreksizlikleri belirlemek için aynı deprem istasyonunun birden çok kaydının kullanılması gereklidir. Her depremin kaynak fonksiyonu ve ikincil fazların dalga formları aynı olmadığından oldukça zor bir uygulamadır. Fakat dijital bir filtre (*dekonvolüsyon*) yardımıyla, her olaydaki birincil fazlar bir "iğnecik" e dönüştürülebilir ve dekonvolüsyon filtresi eş zamanlı olarak her ikincil fazı da standart bir forma sokar (Şekil 4). Bu şekilde sinyaldeki iyileştirmeler ile alıcı fonksiyonları elde edilebilir (Vinnik, 2010). P- ve S-alıcı fonksiyonlarını elde etmek için genellikle üç işlem aşaması uygulanır: Rotasyon, Dekonvolüsyon, Derinlik ve Yavaşlık Yığma.



Şekil 4. Alıcı fonksiyonu şematik diyagramı. a) Tek tabakalı yarı-sonsuz bir ortam için radyal alıcı fonksiyonundaki Ps dönüşüm fazlarını gösteren basitleştirilmiş ışın diyagramı b) Dalga formları (Ammon vd. (1990)'dan değiştirilerek alınmıştır)

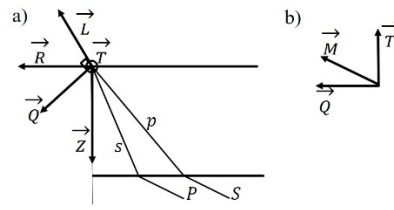
Figure 4. Receiver function schematic diagram. a) Simplified diagram showing Ps converted and reflected phases in the radial receiver function for an isotropic media b) Phases forms (modified from Ammon et al. (1990))

Rotasyon

Bir istasyondan $30^\circ - 90^\circ$ episantr uzaklığı aralığındaki bir deprem için direkt P fazı düşey bileşende ve Ps fazı yatay bileşenlerde yüksek genliktir. P ve SV dalgaları arasındaki parçacık hareketini daha belirgin hale getirmek için \vec{L} , \vec{Q} ve \vec{T} koordinat sistemi dönüşümünü kullanılabilir (Vinnik, 1977). Rotasyon işleminde, düşey ve yatay bileşenler ilk olarak radyal (\vec{R}) ve teğetsel (\vec{T}) bileşenlere, ardından, düşey (\vec{Z}) ve radyal (\vec{R}) bileşenler \vec{L} ve \vec{Q} bileşenlerine geri-azimut ve geliş açısı kullanılarak döndürülür (Şekil 5). \vec{Q} bileşeni yayılma düzleminde \vec{L} ve \vec{T} bileşenine normaldir ve Ps fazı en iyi \vec{Q} bileşeninde gözlemlenir. Amaç Ps dönüşüm fazlarını elde etmek olduğu için \vec{Q} bileşeni P-alıcı fonksiyonu olarak tanımlanmaktadır. Dekonvolüsyon işleminden önce, S/G oranını arttırmak için \vec{L} , \vec{Q} ve \vec{T} bileşenleri *Butterworth* yüksek geçişli (~ 30 sn) ve alçak geçişli (~ 3 sn) filtreler ile filtrelenir (Alkan vd., 2019).

S-alıcı fonksiyonlarını elde etmenin ilk aşaması olan rotasyon işleminde Sp dönüşüm fazını elde etmek için $60^\circ - 90^\circ$ episantr mesafesindeki olaylar kullanılır (Farra ve Vinnik, 2000). Bu episantr uzaklığının seçilmesinin sebebi, litosfer-astenosfer sınırı (LAB), 410 km ve 660 km gibi manto süreksizliklerinden gelen Sp fazlarını gözlemleyebilmektir. Bu teknik ile sığ süreksizliklerden gelen fazlar ile derin süreksizliklerden gelen fazlar daha iyi ayırt edilebildiğinden dolayı, PRF yöntemine tamamlayıcı olarak düşünülebilir (Farra ve Vinnik 2000). Yöntem P , SV ve SH enerjisini gözlemlemek için \vec{L} , \vec{Q} , \vec{T} ve \vec{M} bileşenlerinin rotasyon işlemlerini kapsamaktadır (Şekil 5). Yayılma düzlemindeki S dalgası parçacık hareketi ile ilişkili olarak, \vec{L} bileşeni Sp fazını en büyük genlikle gösterir. \vec{M} bileşeni ise S -

dalgası parçacık hareket yönüne karşılık gelmektedir ve dekonvolüsyon için bir "spike" olarak kullanılır. Dekonvolüsyon işleminden önce, PRF'lerde olduğu gibi S/G oranını arttırmak için döndürülmüş bileşenlere *Butterworth* yüksek geçişli (~ 30 sn) ve alçak geçişli (~ 8 sn) filtreler uygulanır (Alkan vd., 2019).



Şekil 5. a) Ps ve Sp fazlarının teorik ışın yörüngeleri. \vec{Z} düşey bileşeni, \vec{R} radyal bileşeni ve \vec{T} teğetsel bileşeni temsil etmektedir. \vec{L} ve \vec{Q} bileşenleri, geri-azimut ve geliş açısı değerlerinin kullanılmasıyla düşey ve radyal bileşenlerin eksen dönüşümlerinden elde edilir. b) \vec{Q} ve \vec{T} bileşenlerinin kullanılmasıyla \vec{M} bileşeni elde edilir (Morais, 2012)

Figure 5. a) Ray paths of Ps and Sp phases. \vec{Z} is a vertical component, \vec{R} is a radial component, and \vec{T} is a transverse component. L and Q components are calculated by axis rotation of Z and R components using the back-azimuth and angle of incidence. b) The \vec{M} component is obtained by using the \vec{Q} and \vec{T} components (Morais, 2012)

Dekonvolüsyon İşlemi

PRF ve SRF için aynı dekonvolüsyon algoritması kullanılabilir (Berkhout, 1977). PRF'yi elde etmek için L bileşeninden Q bileşeni dekonvole edilirken, SRF'yi elde etmek için M bileşeninden L bileşeni dekonvole edilir. PRF ve SRF için "spike" operatörü genellikle ~ 80 sn uzunluğunda seçilir. Bu uzunluk Ps ve Sp dönüşüm fazlarının genliklerini arttırmak için yeterlidir. Zaman ortamı dekonvolüsyon işleminde, dekonvolüsyonun asıl amacı bir filtre üretmek olduğu için sismik dalga formuna

uygun filtre uygulanırsa, arzu edilen dalga formu elde edilir. Dekonvolüsyon filtresi P dalgası formuna uygulanmasıyla standart bir iğnecik (*impulse*) elde edilir ve eş zamanlı ikincil P_s fazlarının da uygulanır (Vinnik, 2010).

Derinlik Yığma

P_s dönüşüm fazlarını daha büyük genlikli olarak elde etmek ve kaynak etkisini minimuma indirmek için dekonvole edilmiş Q bileşenleri (PRF) zaman öteleme düzeltilmesi ile yığılabılır. PRF'lerden elde edilen gecikme aşağıdaki formülden elde edilir (Kind ve Vinnik, 1988),

$$\delta t_i = t_{P_s}^i(h) - t_{P_s}^0(h) \quad (1)$$

Burada $t_{P_s}^i(h)$ i . olayın P dalgası ışın parametresi ve $t_{P_s}^0(h)$ yığma işlemi için referans yavaşlık değeridir (6,4 s/° ya da 67° episantr uzaklığı). Yığma işlemi sonucunda elde edilen izler farklı deneme derinlik değerleri için (0-800 km) gösterilir (Oreshin vd., 2011).

Yavaşlık Yığma

Derin süreksizliklerden gelen ve SV dalgasından türeyen S ve Sp fazlarının yavaşlık değerleri arasındaki farkı hesaplayabilmek için her bir dekonvole edilmiş L bileşeni (SRF) odak mekanizmasındaki yapıya bağlı olarak ağırlıklandırma ile yığılabılır (Oreshin vd., 2011). Bu işlem eğimli yığma (*slant stack*) olarak bilinir. Referans uzaklık ve sismik olayın episantr uzaklığı arasındaki diferansiyel episantr uzaklığı ve Sp - S fazları arasındaki deneme diferansiyel yavaşlık değerinin hesaplanması ile yığma işlemi gerçekleştirilir (Morais, 2012). Aşağıdaki eşitlikten zaman öteleme düzeltilmesi hesaplanır;

$$\delta t = (\Delta - \bar{\Delta})\delta u \quad (2)$$

Eşitlik 2'de, Δ depremin episantr uzaklığı, $\bar{\Delta}$ referans uzaklık (diferansiyel uzaklık) ve δu S ve Sp fazları arasındaki yavaşlık farkıdır.

Yığma diferansiyel yavaşlığın farklı değerleri (0-1,2 s/°) ile ilişkili olarak görselleştirilebilir. Yığma izindeki negatif polariteler yüksek S dalgası hızlı süreksizliklere karşılık gelmektedir (Morais, 2012).

P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü

PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü iteratif bir algoritma olan "*Benzetilmiş Tavlama yöntemi*"ne benzer bir algoritma ile gerçekleştirilebilir. Bu yöntemdeki temel mantık; bir katının aniden ısıtılıp yavaşça soğumaya bırakılmasıdır. Seyahat zamanı rezidüelleri ile birlikte, alıcı fonksiyonlarından elde edilecek kesme ve sıkışma dalgası hız parametrelerinin terslenmesi de aynı mantıkla gerçekleştirilir. Bu algoritma için deprem istasyonu altındaki kabuk yapısının homojen, izotropik ve maksimum elastik özellikte olduğu varsayılır (Vinnik, 2010). Ters çözüm için PRF'lerin 0 km derinliğindeki yığma izi ile SRF'lerin 0 s/° deki yığma izi kullanılır. Başlangıç modeli P dalgası hızı, S dalgası hızı ve yoğunluk (Birch yasasından) ile tanımlanır. Sentetik Q ve L bileşenleri *Thomson-Haskell matris* algoritmasından hesaplanır (Haskell, 1962). Dört farklı serbestlik derecesindeki başlangıç noktası için final hesaplanır (Mosegaard ve Vestergaard, 1991). Her başlangıç noktası için 4×10^5 adet deneme modeli test edilir ve en küçük hata (*misfit*) değerine kadar gidilir. Hata gözlemlenen ve sentetik alıcı fonksiyonları arasındaki farka karşılık gelmektedir. Optimum modeller *Metropolis şartlarına* göre, basamaklı olarak kabul ya da ret kararı verilerek belirlenir (Mosegaard ve Tarantola, 1995).

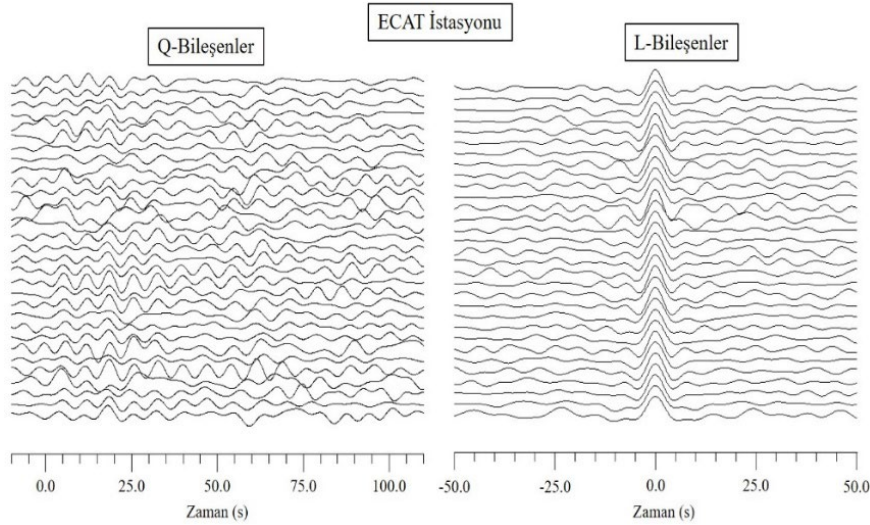
Ters çözüm işleminde yığılmış PRF ve SRF için $Ep(m)$ ve $Es(m)$ hata fonksiyonları sırasıyla minimum edilir. Eğer ters çözüm işlemine rezidüellerde dâhil edilirse, P -rezidüel ve S -rezidüel için de hata fonksiyonları minimum hale getirilmelidir. Teorik seyahat zamanı

rezidüelleri (dT_s ve dT_p) *IASP91* hız modeline göre hesaplanır (Kennett ve Engdahl, 1991). Rezidüeller, *P410s* ve *P660s* fazlarının seyahat zamanlarından belirlenir ve bu fazların standart varış zamanları 67° deki bir uzaklık için sırasıyla 44,0 sn ve 67,9 sn'dir. Silveira vd. (2010), $dT_{Ps} = dT_s - dT_p$ olarak vermiştir. Bu eşitlik aynı zamanda $dT_p = dT_{Ps}/(k - 1)$ ile aynıdır. Burada k , dT_s/dT_p 'dir. Son olarak, gerekli düzenlemeler yapılırsa, $dT_s = dT_{Ps}(1 + 1/(k - 1))$ elde edilir. *P410s* rezidüeli dT_s ve dT_p arasındaki farktır ve bunlar arasında gerçekçi bir oran benimsenerek değerlendirilir.

BULGULAR

Bu bölümde, KOERI ve AFAD tarafından işletilen SENK ve ECAT geniş bantlı deprem istasyonlarının telesismik

kayıtlarından hesaplanan PRF'lerin derinlik yığma ve SRF'lerin yavaşlık yığma sonuçları değerlendirilmiştir. Elde edilen izler Seismic Handler (Stammler, 1992) adlı yazılım ile görselleştirilmiştir. Şekil 6'da ECAT istasyonunda kaydedilen 31 adet verinin Q (alıcı fonksiyonu) ve L (Impuls fonksiyonu) bileşenleri gösterilmektedir. Q bileşenlerinde Moho süreksizliğinden gelen *Ps* fazı 5 sn civarında pozitif polariteli olarak göze çarpmaktadır. L bileşenleri ise 0 saniyede ve maksimum genliği 1 olacak şekilde normalize edilmiştir. Derin süreksizliklerden istasyona ulaşan *Ps* dönüşen fazları yüksek genlikli gözlemek için uygulanan zaman-öteleme düzeltme ile derinlik yığma sonucu Şekil 7'de gösterilmiştir.



Şekil 6. ECAT istasyonunda kaydedilen 31 adet depremden elde edilen Q ve L bileşenleri

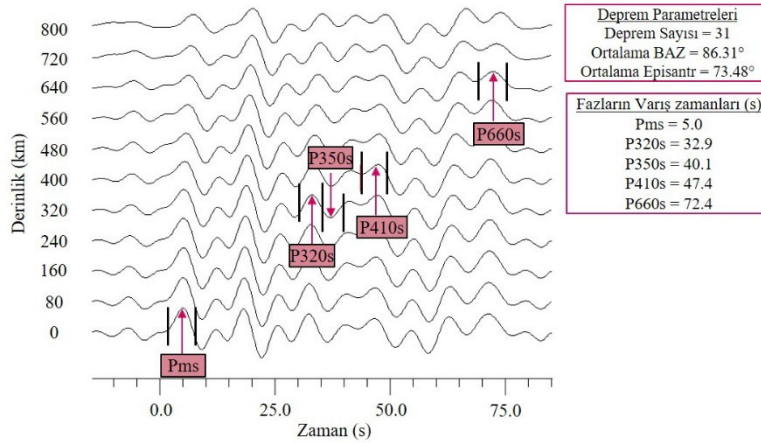
Figure 6. Q and L components were obtained from the 31 earthquakes recorded at the ECAT station

ECAT istasyonu kayıtlarını yığmak için kullanılan PRF'lerin ortalama episantr uzaklığı $73,48^\circ$ ve ortalama geri azimut değeri $86,31^\circ$ 'dir. Her yığma izi 0-800 km arasında değişen farklı deneme dönüşüm derinliğiyle ilişkilidir. 0 km derinlik yığma izinde ~5 sn de

genliği 0,07 olan pozitif polariteli faz *Pms* (Moho) fazıdır. 400 km derinlik izinde, net olmamakla birlikte *P410s* varışını 47,4 sn civarında (genliği 0,04) gözlemek mümkündür. 72,4 sn civarında 660-km süreksizliklerinden gelen *P660s* fazı (genlik

0,04) nispeten daha net olarak gözlemlenmektedir. Bu her iki faz varışının değeri *IASP91* hız modelinden elde edilen varış zamanlarına göre oldukça büyüktür ($P410s=44,0$ s ve $P660s=6,9$ s). Bu durum, 410-km süreksizliğinin üstündeki manto hızlarının düşük olmasından ve 660-km süreksizliğinin çökeliyle ilişkilendirilebilir (Morais vd., 2015). $P410s$ fazından hesaplanan mutlak rezidüel değerler $Ts=4,8$ sn ve $Tp=1,6$ sn'dir. Vinnik vd. (2010)'a göre, bu rezidüel değerlerinin yarısı ile işlem yapmak ($Ts=2,4$ sn ve $Tp=0,8$ sn) suni süreksizlikleri ortadan kaldırmak için

oldukça faydalıdır. Yaklaşık olarak 30 sn civarında ve 320 km derinlik yığıma izinde pozitif polariteli olarak $P320s$ fazı işaretlenmiştir. Bu fazın varlığı hala daha tartışılma konusu olmakla beraber, orta-üst manto derinliklerindeki (250-350 km) süreksizlik ile ilişkilendirilmiştir (Morais, 2012). Aynı yığıma izinde, yaklaşık olarak 40,0 sn civarında negatif polariteli olarak gözlemlenen $P350s$ fazı 350-km süreksizliğinden gelen fazı temsil etmektedir. Bu faz 410-km süreksizliğinin hemen üzerindeki düşük hızlı süreksizliği temsil etmektedir (Oreshin vd., 2011).



Şekil 7. ECAT istasyonu derinlik yığıma sonucu. Her yığılmış Q bileşeni izi bir deneme derinliğine karşılık gelmektedir. Zaman eksenini P- dalgası ilk varışına göre ayarlanmıştır. Pms, P320s, P350s, P410s ve P660s fazları ilişkili derinlik süreksizliklerini temsil etmektedir

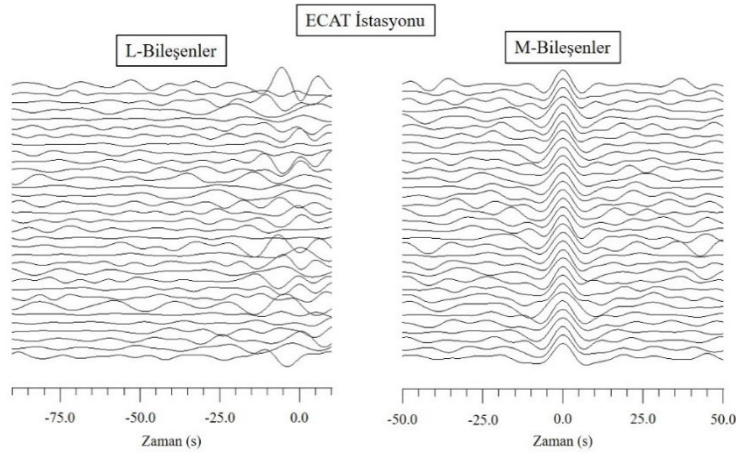
Figure 7. Depth stack result from ECAT station. Each stacked Q component trace corresponds to trial depth. The time axis is adjusted for the first arrival of the P-wave. Phases Pms, P320s, P350s, P410s and P660s represent associated depth discontinuities

S_p direkt ve S_p dönüşen fazlar çok küçük genlikli oldukları için elde edilen S dalgasının fazının genliği ile gürültünün RMS (hata) değeri 0,01'den küçük olmalıdır. Yavaşlık yığıma esnasında, büyük genlikli fazlar bazı durumlarda yavaşlık değerinden ve yanal yönlü heterojeniteden dolayı 1° kadar ($0,2$ s/°) kayma gösterebilir. Bu problemin üstesinden gelmek

için bir referans episantr uzaklığı seçilip, bu derece farkı ortadan kaldırılabilir (Vinnik ve Farra, 2007). Diğer taraftan Vinnik vd. (2010)'a göre, direkt S' den önce varan ve SV 'nin 10%'u kadar genliğe sahip olan Smp fazı, -3.5 sn civarında negatif polariteli olarak gözlemlenebilir. 410-km süreksizliğinden gelen $S410p$ fazının ise varış zamanı ~ -50 sn'dir.

Şekil 8, ECAT istasyonunda kaydedilen 33 adet telesismik deprem kaydını L (alıcı fonksiyonu) ve M (Impuls fonksiyonu) bileşenlerini göstermektedir. Şekil 9, yavaşlık yığma sonucunu göstermektedir. Bu depremlerin ortalama episantr mesafesi $73,48^\circ$ ve ortalama geri-azimut değeri $86,31^\circ$ 'dir. Yığma sonucu hesaplanan standart hata değeri (RMS) $0,011$ 'dir. Moho süreksizliğinden gelen Smp fazı $-5,2$ sn'de 0.13 genlikli olarak gözlenmektedir. Moho'dan gelen bir fazın

sinyal olarak sayılabilmesi için sinyalin genliği ve hatanın genliği oranı en az $4'e 1$ olmalıdır (Morais, 2012). ECAT istasyonu yığma sonucunda bu oran yakalanmıştır. Negatif polariteli SLp fazı $-27,0$ sn'de varan Lehmann fazıdır. Orijini hala daha tartışmalı olan bu süreksizlik, $200-250$ km civarındaki düşük hızlı tabakanın hemen tabanında bulunmaktadır (Vinnik vd., 2010). Diğer taraftan $0,6$ s $^\circ$ 'lik yığma izinde, $S410p$ fazı (genliği $0,02$) $-51,0$ sn'de gözlemlenmiştir.

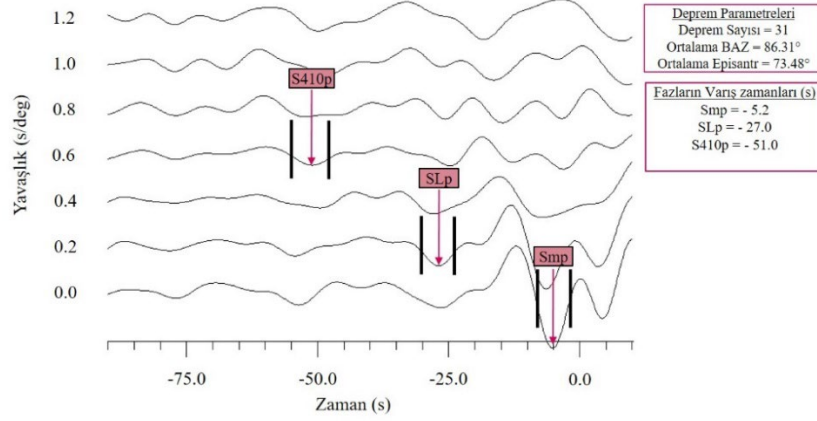


Şekil 8. ECAT istasyonunda kaydedilen 33 adet depremden elde edilen L ve M bileşenleri

Figure 8. L and M components were obtained from the 33 earthquakes recorded at the ECAT station

Şekil 10 ve 11, PRF'leri hesaplamak için SENK istasyonunda kaydedilen 54 adet depremin Q ve L bileşenleri ve derinlik yığma sonuçları göstermektedir. Yığma işleminden önce Q bileşenleri incelendiğinde, özellikle 5 sn civarında pozitif ve 25 sn civarında negatif polariteye sahip fazlar göze çarpmaktadır. SENK istasyonunda kayıt edilen depremlerin ortalama episantr mesafesi $69,97^\circ$ ve ortalama geri-azimut açısı ise $87,71^\circ$ 'dir. Şekil 11'e göre, 0 km yığma izinde $\sim 5,4$ sn de $0,08$ genlikli Pms fazı gözlenmektedir. ~ 25 sn civarında negatif polariteli bir faz 240 km derinliğindeki yığma izinde gözlenmektedir. Yığma izinde

55 sn civarında $0,04$ genlikli bir faz göze çarpmaktadır. Bu faz $P520s$ fazı olarak isimlendirilmiştir ve yaklaşık olarak 500 km derinliğinde, ~ 50 km kalınlığındaki bir süreksizliği temsil ettiği ifade edilmiştir (Morais, 2012). 640 -km derinlik yığma izinde ise 0.03 genlikli $P660s$ fazı $69,5$ sn'de belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Derinlik yığma sonucunda, $P410s$ fazı maalesef belirlenememiştir. Bundan dolayı, mutlak rezidüeller (Tp ve Ts) hesaplanamamış ve birleşik ters çözüm işlemi rezidüel değerlerden faydalanmadan gerçekleştirilmiştir.



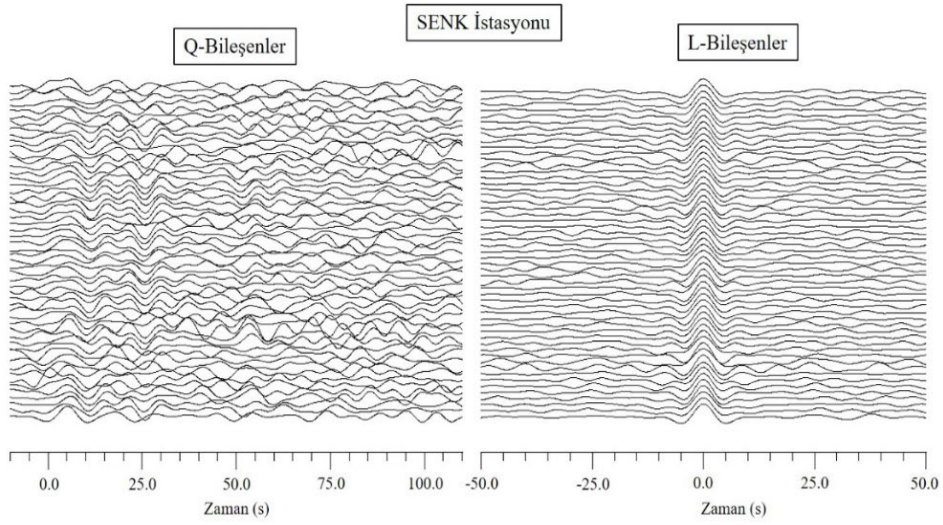
Şekil 9. ECAT istasyonu yavaşlık yığıma sonucu. Her yığılmış L bileşeni izi bir diferansiyel yavaşlık değerine karşılık gelmektedir. Zaman eksenini S- dalgası ilk varışına göre ayarlanmıştır. Smp, SLp ve S410p fazları ilişkili derinlik süreksizliklerini temsil etmektedir

Figure 9. Depth stack result from ECAT station. Each stacked L component trace corresponds to a difference slowness value. The time axis is adjusted for the first arrival of the S-wave. Phases Smp, SLp and S410p represent associated depth discontinuities

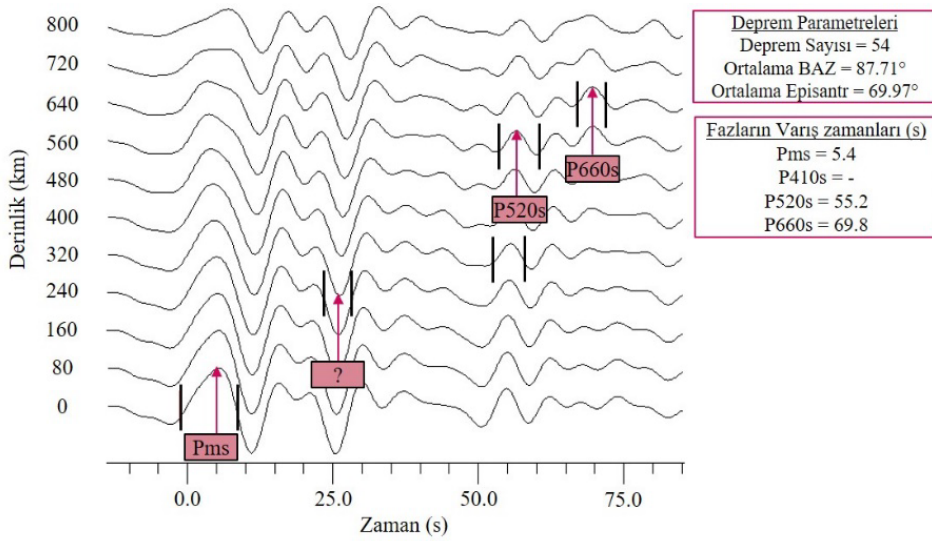
Aslında $P410s$ fazının belirlenememesinden kaynaklanan rezidüel değerlerinin olmaması durumu, ters çözüm için rezidüellerin önemini ve final hız modellerindeki saçılmayı ne kadar etkilediğini göstermek açısından faydalı bir örnek olacaktır.

Şekil 12 ve 13, SRF'leri hesaplamak için SENK istasyonunda kaydedilen 41 adet depremin L ve M bileşenlerini ve yavaşlık yığıma sonuçları göstermektedir. Seçilen 41 adet depremin ortalama episantr mesafesi $77,2^\circ$ ve ortalama geri-azimutu $83,2^\circ$ 'dir. SRF'lerin en dikkat çekici özelliklerinden bir tanesi,

negatif polariteli fazlar hızın derinlikle arttığı süreksizliklerden gelen faz dönüşümlerine karşılık gelmesidir. Yavaşlık yığıma sonucundaki gürültünün hata değerinin genliği 0,012 iken, Moho süreksizliğinden gelen Smp fazının (-4,9 sn) genliği 0.04 olarak belirlenmiştir. Yaklaşık olarak 1'e 4'lük oran sağlanmıştır. Bir diğer önemli faz, 0,2 s/°'lik yığıma izinde gözlemlenen negatif polariteli Lehmann fazıdır (SLp) ve -26,9 sn'de işaretlenmiştir. Son olarak, 0,6 s/°'lik yığıma izinde, S410p fazı (genliği 0.08) -51,2 sn'de işaretlenmiştir.

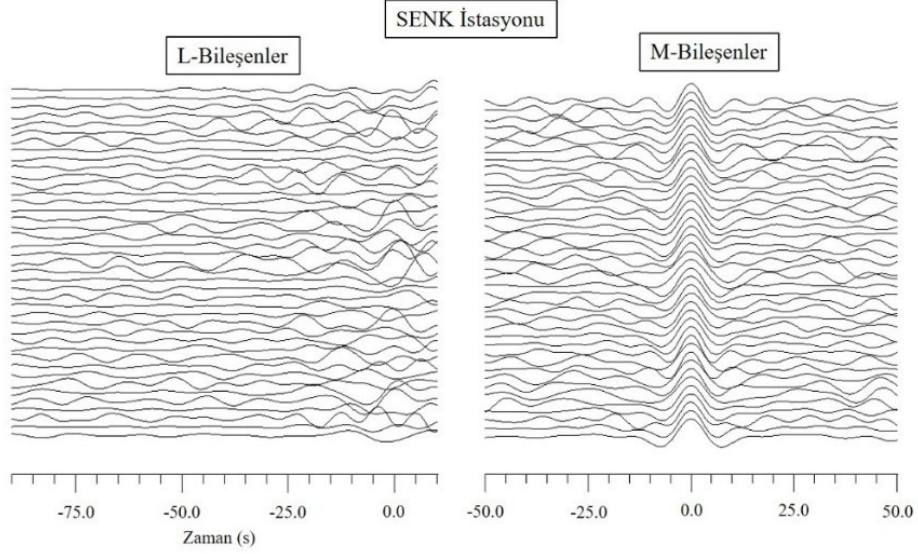


Şekil 10. SENK istasyonunda kaydedilen 54 adet depremden elde edilen Q ve L bileşenleri
Figure 10. Q and L components were obtained from the 54 earthquakes recorded at the SENK station



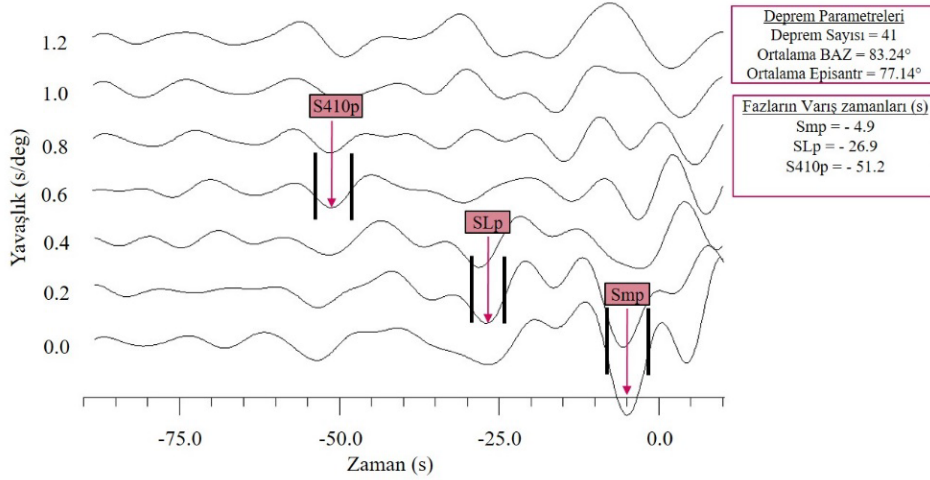
Şekil 11. SENK istasyonu derinlik yığıma sonucu. Her yığılmış Q bileşeni izi bir deneme derinliğine karşılık gelmektedir. Zaman eksenini P- dalgası ilk varışına göre ayarlanmıştır. Pms, P520s ve P660s fazları ilişkili derinlik süreksizliklerini temsil etmektedir

Figure 11. Depth stack result from SENK station. Each stacked Q component trace corresponds to trial depth. The time axis is adjusted for the first arrival of the P-wave. Phases Pms, P520s and P660s represent associated depth discontinuities



Şekil 12. SENK istasyonunda kaydedilen 41 adet depremden elde edilen L ve M bileşenleri

Figure 12. L and M components were obtained from the 41 earthquakes recorded at the SENK station



Şekil 13. SENK istasyonu yavaşlık yığma sonucu. Her yığılmış L bileşeni izi bir diferansiyel yavaşlık değerine karşılık gelmektedir. Zaman eksenini S- dalgası ilk varışına göre ayarlanmıştır. Smp, SLp ve S410p fazları ilişkili derinlik süreksizliklerini temsil etmektedir

Figure 13. Depth stack result from SENK station. Each stacked L component trace corresponds to a difference slowness value. The time axis is adjusted for the first arrival of the S-wave. Phases Smp, SLp and S410p represent associated depth discontinuities

SONUÇLAR

Bu bölümde, Erzurum civarında işletilmekte olan 2 adet geniş bantlı deprem istasyonu kayıtlarından hesaplanan PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözüm sonuçları değerlendirilmiştir. ECAT ve SENK istasyonlarının litosferik yapısı ile ilişkili olarak P-dalgası hız modeli, S-dalgası hız modeli ve V_p/V_s oranı hesaplanmıştır. Ardından elde edilen bulgular, Doğu Anadolu bölgesinde yapılmış önceki alıcı fonksiyonu çalışmaları ile ilişkilendirilmiştir ve değerlendirilmiştir.

Erzurum şehir merkezinin güneyinde ve Karlıova Üçlü Kesişimi'ne oldukça yakın bir konumda kurulu olan ECAT istasyonu verilerinin birleşik ters çözümünden elde edilen P-dalgası ve S-dalgası hız modelleri incelendiğinde, ilk olarak orta kabuk derinliklerinde düşük P-dalgası hızları ($V_p \sim 5,5$ km/s) göze çarpmaktadır. Diğer taraftan ECAT istasyonu altında, 42 km derinliği civarında kabuk-manto geçişi ($V_s \sim 4,4$ km/s ve $V_p \sim 7,6$ km/s) belirlenmiş olup, düşük P_n hızları hesaplanmıştır. Yaklaşık 90 km derinliğinde ise Litosfer-Astenosfer sınırının geçişi gözlenmektedir. LAB geçişinde P-dalgası hızı 7,6 km/s ve S-dalgası hızı 4,3 km/s civarındadır (Şekil 14). Horasan-Şenkaya fay zonu civarında ve Erzurum şehir merkezinin kuzey doğusunda kurulu olan SENK istasyonu verilerinin kullanılmasıyla elde edilen derinlik yığıma sonuçlarından seyahat zamanı rezidüelleri (T_p ve T_s) belirlenememiştir. Dolayısıyla, birleşik ters çözüm yönteminin kullanılmasıyla bu istasyon altı için elde edilen hız modellerinde seyahat zamanı rezidüelleri kullanılmamıştır. Ters çözüm sonuçlarına göre, kabukta ortalama hızlar $V_s \sim 3,5$ km/s ve $V_p \sim 5,8$ km/s olarak elde edilmiştir ve Moho süreksizliği ~ 45 km ($V_s = 4,3$ km/s ve $V_p \sim 8,2$ km/s) derinlikte hesaplanmıştır. Litosfer-Astenosfer geçişi S-dalgası hız modelinde net olarak gözlenemese

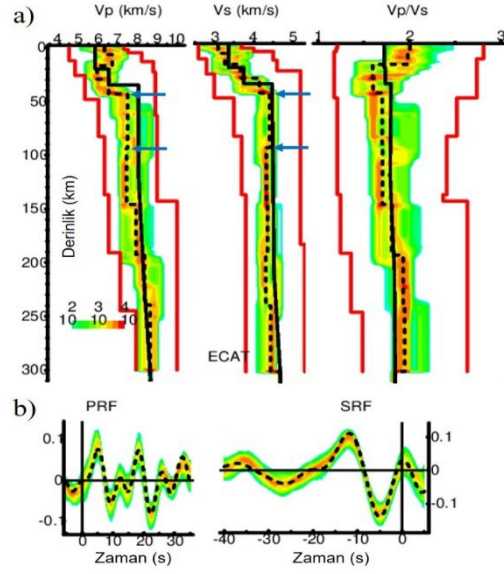
bile, P-dalgası hız modelinde belirgin bir şekilde ortaya çıkmıştır. LAB yaklaşık olarak 90 km derinlik seviyelerinden başlayıp 250 km derinlik seviyelerine kadar devam etmektedir. LAB geçişinde P-dalgası hızı $\sim 7,9$ km/s civarına düşmektedir (Şekil 15).

Bir bölgenin kıtasal kabuk kompozisyonunun kayaç tipini/bileşimini araştırmak ve o bölgenin jeolojik evrimini anlamak için P-dalgası hız modeli, S-dalgası hız modeli ve V_p/V_s oranı genellikle kullanılmaktadır (Christensen ve Mooney, 1995). ECAT istasyonu verilerinin kullanılmasıyla elde edilen V_p/V_s oranı üst kabukta oldukça yüksek bir değerde olup ($\sim 1,90$), alt kabukta daha düşük bir değerdedir ($\sim 1,70$). Kabukta ortalama V_p/V_s oranı 1,79 civarındadır (Şekil 14). Benzer şekilde SENK istasyonu verilerinin kullanılmasıyla elde edilen V_p/V_s oranı üst kabukta 1,85 civarında iken, alt kabukta $\sim 1,60$ değerine kadar azalmaktadır (Şekil 15). Elde edilen V_p/V_s oranı değişimleri, bölgede üst kabukta mafik özellikli kayaç grubundan çok felsik özellikli kayaç grubunu ve alt kabukta ise silisyum içeriğinin daha fazla olduğu mafik özellikli kayaç grubunun varlığını yansıtmaktadır (Christensen ve Mooney, 1995).

Bölgede önceden yapılmış alıcı fonksiyonu çalışmaları aşağıda verilmiştir. Önceki çalışmalar ile bu çalışmanın sonuçları genel olarak birbirleri ile uyumlu sonuçlar vermiştir. Zaman ortamı yinelemeli (iterative) dekonvolüsyon yöntemini kullanarak Zor vd. (2003), Doğu Anadolu platosunda ortalama kabuk kalınlığını 45 km ve ortalama kabuksal kesme dalgası hızını 3,7 km/s olarak belirlemişlerdir. Angus vd. (2006), Arap-Avrasya çarpışma kuşağının litosferik yapısını belirlemek için S-dalgası alıcı fonksiyonlarını kullanmıştır. Erzurum-Kars platosu civarında, üst kabuk kalınlığı yaklaşık 10 km civarında, Moho derinliği ~ 45 km ve LAB ise ~ 75 km derinliğindedir. Diğer taraftan, aynı bölgede

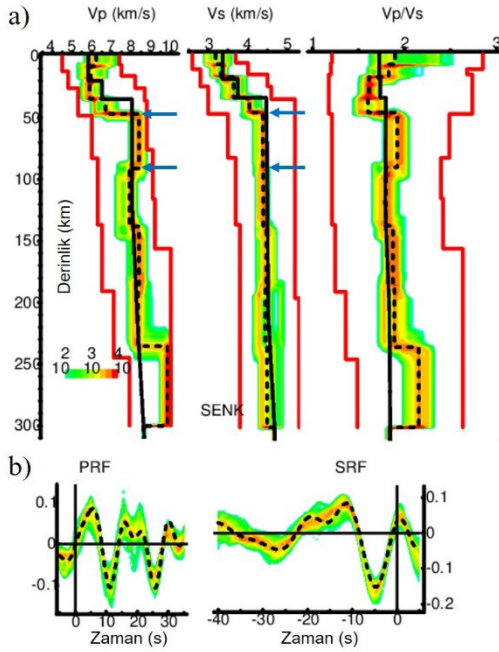
(42°D ve 39°K) kabuksal düşük hızlı tabakalar gözlemlenmişlerdir. Bu düşük hızlı tabakaları orta kabuktaki kısmi ergimelerle ilişkilendirmişlerdir. Özacar vd. (2010), Erzurum civarındaki Neojen volkanik birimlerden dolayı kabuksal Vp/Vs oranını ~1,85 civarında hesaplamışlardır. Bu yüksek Vp/Vs oranı, daha çok mafik bileşimli ve daha az felsik bileşimli kabuk yapısı ile ilişkilendirilmiştir. Gök vd. (2011), Anadolu-Kafkas- Hazar bölgelerinin litosferik hız yapılarını araştırmak için Ligoria ve Ammon (1999)'un algoritmasını kullanmışlardır. Anadolu plakasında üst kabuk S-dalgası hızları ~3,1 km/s ve alt kabuk S-dalgası hızları ~3,5 km/s olarak elde edilmiştir. Kabuk-manto geçişinden sonra üst manto S-dalgası hızları standart değerden daha düşük olarak elde edilmiştir. Vanacore vd. (2013), frekans ortami su-seviyesi dekonvolüsyon yöntemini kullanarak, Anadolu Plakası altındaki Moho yapısını araştırmıştır. Erzurum civarında 45 km kabuk kalınlığı ve yüksek Vp/Vs (~1,85) oranı belirlemişlerdir. Bu yüksek oranı bölgedeki güncel volkanizma ve alt kabuktaki kısmi ergime ile ilişkilendirmişlerdir. Tezel vd. (2013), hesapladıkları alıcı fonksiyonlarını genetik algoritma modellemesi ile birleştirerek Anadolu'nun tamamı için Moho derinliği ve S-dalgası hız yapısını ortaya çıkarmışlardır. Elde ettikleri sonuçlara göre, Doğu Anadolu plakası civarında ortalama kabuk kalınlığı 42 km ve ortalama üst manto S-dalgası hızı 4,2 km/s'dir. Kind vd. (2015), S-alıcı fonksiyonlarından Türkiye'nin litosferik yapısını araştırmışlardır. Doğu Anadolu'da kabuk kalınlığını ~40 km ve LAB sınırını 70-90 km olarak belirlemişlerdir. Elde edilen bu kalınlıklar, Anadolu altındaki ince bir litosfer ile ilişkilendirilmiştir. Erduran vd. (2022), PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü yöntemini kullanarak Doğu Anadolu'daki 16 istasyon için hız modelleri hesaplamışlardır. Çalışmada özellikle manto litosferi, astenosfer

ve geçiş zonuna odaklanılmıştır. Erzurum civarında ortalama kabuk kalınlığı 41 km ve LAB derinliği 60 km olarak belirlenmiştir. Bu kalınlık değerlerini, bölgede bolca bulunan Neojen-Kuvaternar volkanikleri ve Erzurum-Kars platosunun altındaki çarpışmayla ilişkili magma transfer modeli ile ilişkilendirmişlerdir.



Şekil 14. a) ECAT istasyonu için Vp ve Vs hız modelleri ve Vp/Vs oranı. $dT_s=0,8$ ve $dT_p=2,4$ olarak kullanılmıştır. IASP91 başlangıç modelleri siyah devamlı, final modeller siyah kesikli ve araştırma sınırları kırmızı çizgilerle gösterilmiştir. Mavi oklar Moho ve LAB süreksizliklerini temsil etmektedir. b) Yığılmış (kesikli çizgiler) ve ters çözüm sonucu elde edilen sentetik (renkli çizgiler) alıcı fonksiyonları

Figure 14. a) Vp and Vs velocities and Vp/Vs ratio models for station ECAT. Time residuals are used to $dT_s=0,8$ and $dT_p=2,4$. IASP91 models and final models are shown with black solid lines and dashed black lines, respectively. Thin red lines show the bounds of the search. Blue arrows represent Moho and LAB depths. b) Stacked (dashed lines) and synthetic (colored lines) receiver functions



Şekil 15. a) SENK istasyonu için Vp ve Vs hız modelleri ve Vp/Vs oranı. IASP91 başlangıç modelleri siyah devamlı, final modeller siyah kesikli ve araştırma sınırları kırmızı çizgilerle gösterilmiştir. Mavi oklar Moho ve LAB süreksizliklerini temsil etmektedir. b) Yığılmış (kesikli çizgiler) ve ters çözüm sonucu elde edilen sentetik (renkli çizgiler) alıcı fonksiyonları

Figure 15. a) Vp and Vs velocities and Vp/Vs ratio models for station SENK. IASP91 models and final models are shown with black solid lines and dashed black lines, respectively. Thin red lines show the bounds of the search. Blue arrows represent Moho and LAB depths. b) Stacked (dashed lines) and synthetic (colored lines) receiver functions

ECAT ve SENK istasyonlarından elde edilen hız ve kalınlık sonuçları ile bölgede yapılmış önceki alıcı fonksiyonu çalışmalarından elde edilen sonuçlar birbirleri ile oldukça uyumludur. Bu durum birleşik ters çözüm algoritmasının güvenilirliğini bir kez daha ortaya koymaktadır.

Bunun yanında, bu çalışmadan elde edilen sonuçlar göstermiştir ki özellikle kabuk ve üst mantonun (üst 300 km'lik bölge) modellenmesi için yığılmış alıcı fonksiyonlardaki dönüştürme ve yansıyan fazların varış zamanları, genlikleri ve polariteleri kabuksal süreksizlikler hakkında önemli bilgiler vermektedir. Son olarak, P- ve S-alıcı fonksiyonlarının yığma sonuçlarından özellikle Lehmann, 410-km ve 660-km gibi üst mantonun derin süreksizliklerinden önemli hız bilgileri almanın yanında, istasyon altı için birleşik ters çözümden güvenilir hız ve derinlik bilgisine ulaşılabilmektedir.

KATKI BELİRTME

İlk olarak, yapıcı tavsiyeleri ve yorumları için Editor ve hakemlere teşekkür ederim. Ardından, alıcı fonksiyonlarının birleşik ters çözümü hakkında bana verdikleri bilimsel destekten dolayı Dr. Lev Vinnik ve Dr. Sergey

Oreshin'e çok teşekkür ederim. Bazı şekiller Generic Mapping Tools (Wessel vd. 2018) kodlarından üretilmiştir. Çalışmada kullanılan dijital deprem verileri European Integrated Data Archive (EIDA) (ORFEUS Data Center WebDC3 Web Interface (orfeus-eu.org)) ve Türkiye Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD)'ndan (T.C. İçişleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (T.C. İçişleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (afad.gov.tr)) temin edilmiştir. Aktif fay bilgileri Emre vd. (2018)'den alınmıştır.

KAYNAKLAR

Alkan, H., Çınar, H., Oreshin, S., 2020. Lake Van (Southeastern Turkey) Experiment: Receiver Function Analyses of Lithospheric Structure from Teleseismic Observations. Pure Appl. Geophys., 177, 3891-3909.

Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver functions inversions. J. Geophys. Res., 95, 15303-15318.

- Angus, D., Wilson, D., Sandvol, E., Ni, J.F., 2006. Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal International*, 166, 1335-1346.
- Bayrak, E., Ozer, C., Perk, S., 2020. Stress Tensor and Coulomb Analysis for Erzurum and Its Surroundings. *Turk. J. Earthq. Res.*, 2(1), 101-114.
- Berkhout, A.J., 1977. Least square inverse filtering and wavelet deconvolution. *Geophysics*, 42, 1369-1383.
- Christensen, I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *J. Geophys. Res.*, 100, 9671-9788.
- Emre, O., Duman, T.Y., Ozalp, S., Saroglu, F., Olgun, S., Elmaci, H., Can, T., 2018. Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 3229-3275.
- Erduran, M., Oreshin, S., Vinnik, L., Çakır, Ö., Makayeva, L., 2022. Mantle lithosphere, asthenosphere and transition zone beneath Eastern Anatolia. *J. Seismol.*, 26, 265-281.
- Farra, V., Vinnik, L., 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 141, 699-712.
- Gök, R., Mellors, R.J., Sandvol, E., Pasyanos, M., Hauk, T., Takedatsu, R., Yetirmishli, G., Teoman, U., Turkelli, N., Godoladze, T., Javakishvirli, Z., 2011. Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region. *Journal of Geophysical Research*, 116, B05303.
- Haskell, N.A., 1962. Crustal reflection of plane P and SV waves. *J. Geophys. Res.*, 67, 4751-4767.
- Helfrich, G., Wookey, J., Bastow, I., 2013. *The Seismic Analysis Code, A Primer and User's Guide*. Cambridge, United Kingdom.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 105, 429-465.
- Kind, R., Vinnik, L.P., 1988. The upper-mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases. *J. Geophys.*, 62, 138-147.
- Kind, R., Eken, T., Tilmann, F., Sodoudi, F., Taymaz, T., Bulut, F., Yuab, X., Can, B., Schneider, F., 2015. Thickness of the lithosphere beneath Turkey and surroundings from S-receiver functions. *Solid Earth*, 6, 971-984.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.
- Ligorria, J.P., Ammon, C.J., 1999. Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bullet. Seismol. Soc. Am.*, 89:5, 1395-1400.
- Morais, I., 2012. *Structure of the Crust and Mantle Beneath Iberia and Western Mediterranean from P and S Receiver Functions and SKS Waveforms*. PhD Thesis, Lizbon University, 311.
- Mosegaard, K., Vestergaard, P.D., 1991. A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information. *Geophys. Prospect.*, 39, 599-611.
- Mosegaard, K., Tarantola, A., 1995. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research*, 100, 431-447.

- Ogden, C.S., Bastow, I.D., 2022. The crustal structure of the Anatolian Plate from receiver functions and implications for the uplift of the central and eastern Anatolian plateaus. *Geophys. J. Int.*, 229, 1041-1062.
- Oreshin, S.I., Vinnik, L.P., Kiselev, S.G., Rai, S.S., Prakasam, K.S., Treussov, A.V., 2011. Deep seismic structure of the Indian shield, western Himalaya, Ladakh and Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 415-429.
- Owens, T., Zandt, G., Taylor, S.R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.
- Özacar, A.A., Zandt, G., Gilbert, H., Beck, S.L., 2010. Seismic images of crustal variations beneath the East Anatolian Plateau (Turkey) from teleseismic receiver functions. *Geology Society London Special Publications*, 340, 485-496.
- Özer, Ç., Öztürk, S., Pamuk, E., 2021. Tectonic and structural characteristics of Erzurum and its surroundings (Eastern Turkey): a detailed comparison between different geophysical parameters. *Turkish J. Earth Sci.*, 30: doi:10.3906/yer-2106-18.
- Öztürk, S., 2018. Earthquake hazard potential in the Eastern Anatolian region of Turkey: seismotectonic b and Dc-values and precursory quiescence Z-value. *Front. Earth Sci.*, 12(1), 215-236.
- Phinney, R.A., 1964. Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long period body waves. *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3107.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.*, 111, B05411.
- Silveira, G., Vinnik, L., Stutzmann, E., Kiselev, S., Farra, V., Morais, I., 2010. Stratification of the Earth beneath the Azores 1 from P and S receiver functions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 229, 91-103.
- Stammler, K., 1992. Seismic Handler-Programmable multichannel data Handler for interactive and automatic processing of seismological analyses. *Computers and Geosciences*, 19, 2,135-140.
- Şengör, A.M.C., Ozeren, S., Genc, T., Zor E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 8045.
- Tezel, T., Shibusani, T., Kaypak, B., 2013. Crustal thickness of Turkey determined by receiver function. *J. Asian Earth Sci.*, 75, 36-45.
- Vanacore, E.A., Taymaz, T., Saygın, E., 2013. Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis. *Geophysical Journal International*, 193, 329-337.
- Vinnik, L.P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 583, 15, 3945.
- Vinnik, L., Farra, V., 2007. Low S velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 262, 398-412.
- Vinnik, L., 2010. Advanced School on Direct and Inverse Problems of Seismology. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, 2167-19.
- Vinnik, L., Ren, Y., Stutzmann, E., Farra, V., Kiselev, S., 2010. Observations of S410p

and S350p phases at seismograph stations in California. *J. Geophys. Res.*, 115.

Wessel, P., Luis, J., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W.H.F., Tian, D., 2019. The Generic Mapping Tools Version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20.

Zor, E., Sandvol, E., Gurbuz, C., Turkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., 2003. The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8044.



Farklı ayrışma derecesindeki andezitlerde mikrokırık sıklığı ve mikrokırık uzunluğundaki değişimin incelenmesi: İzmir-Bayraklı andezit taş ocakları örneği

The investigation of variations in the microcrack frequency and microcrack length in andesites with different weathering grades: an example of İzmir, Bayraklı andesite quarries

TÜMAY KADAKÇI KOCA ^{1*}, MEHMET YALÇIN KOCA ²

¹ Muğla Sıtkı Koçman Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Muğla, Türkiye

² Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir, Türkiye

Geliş (*received*): 3 Ekim (*October*) 2022 Kabul (*accepted*): 6 Aralık (*December*) 2022

ÖZ

İzmir, Bayraklı ilçesi, Çiçek mahallesinde bulunan terkedilmiş andezit taş ocakları günümüzde yerleşim alanı içerisinde kalmaktadır. Farklı ayrışma derecelerindeki andezitlerde artan boşluk suyu basıncı ve ayrışma derecesine bağlı olarak duraylılık sorunları meydana gelmektedir. Bu çalışmada, ayrışma derecesiyle, ince kesitler üzerinde ölçülen mikrokırıkların uzunluklarının ve en önemlisi farklı yönlerdeki mikrokırık sayısının ilişkisinin incelenmesi amaçlanmıştır. Bugüne kadar yapılan çalışmalarda, mikrokırık ölçümleri gerek ince kesit gerekse taramalı elektron mikroskobu görüntüleri üzerinde yapılarak ayrışma derecesi tayini yapılmıştır. Ancak, birçok çalışmada, mikrokırık uzunluğunun belirlenmesinde kullanılan yöntem öklid uzunluğu (iki nokta arasındaki doğrusal uzaklık) eşitliğine dayanmaktadır. Aslında mikrokırıklar nadiren doğrusaldır ve çoğunlukla yüzeyde pürüzlü çizgiler olarak görülür. Bu nedenle, az, orta ve ileri derecede ayrışmış andezit örnekleri üzerinde mikrokırıklar bilgisayar programında sayısallaştırılarak, kartezyen obje uzunluğu hesaplamasıyla gerçeğe yakın, yüksek hassasiyette mikrokırık uzunlukları ölçülmüştür. Mikrokırık uzunluklarının, ayrışma derecesiyle pozitif ve güçlü bir korelasyona sahip olduğu belirlenmiştir. Mikrokırık yönelimlerinin ince kesit üzerinde yatay ve düşey traverslerde ölçülen mikrokırık sayılarını etkilediği ve iki yöndeki farkın ayrışma derecesinin artmasıyla birlikte arttığı görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: mikrokırık sıklığı, mikrokırık uzunluğu, andezit, ayrışma, yönserlik

ABSTRACT

The abandoned andesite quarries in İzmir, Bayraklı, Çiçek district remains in the settlement area at present time. Stability problems occur in andesites with various weathering grades due to the increasing pore pressure and weathering grade. In this study, it was aimed to investigate the relationships between the microcrack length, especially the number of microcrack measurements on thin sections, and the weathering grade. To date, studies on weathering grade determination with microcrack measurements either on the thin section or scanning electron microscope images have been performed. However, in most of the previous studies, the method that based on Euclidian distance (linear distance between two points) equation was utilized to measure the microcrack length. Indeed, the microcracks are barely linear and they present mostly rough lines on the surface. For the reason, the microcracks in slightly, moderately, and highly weathered andesite samples were measured with high precision and a realistic approach by digitizing them via computer software in cartesian object length computation. It was determined that the length of the microcracks has a positive and significant correlation with the weathering grade. It was revealed that the orientations of microcracks effect the number of microcracks that measured along horizontal and vertical traverses and the difference between two traverses increases with the increasing weathering grade.

Keywords: microcrack frequency, microcrack length, andesite, weathering, anisotropy

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1183501>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: tumaykoca@gmail.com

GİRİŞ

Ayrışma derecesi, kayanın fiziksel, kimyasal, mekanik ve petrografik özelliklerini etkilemektedir. Bu nedenle, bahsedilen kaya özellikleri kullanılarak andezitlerin ayrışma derecesinin tayin edilmesi bugüne kadar birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır (Saito, 1981; Koca, 1995; Karpuz ve Paşamehmetoğlu, 1997; Arıkan vd., 2007; Koca ve Kıncal, 2016). Ayrışmanın kayalar üzerindeki doğrudan etkisi, mineralojik ve kimyasal değişimler ve fiziksel değişimler olarak iki grupta sınıflandırılabilir (Ceryan, 2012; 2018). Kayalar genellikle mikroskobik kırıklar içerirler (Simmons ve Richter, 1976; Kranz, 1983) ve mikrokırıklar ayrışmanın fiziksel etkilerini ortaya koyarlar. Onodera vd. (1974) granitlerdeki mikrokırık sayısının ve açıklığının ayrışma derecesinin artmasıyla arttığını belirtmişlerdir. Ayrışmayla mineral taneleri arasındaki boşluklar gevşemekte ve büyümektedir. Önerdikleri mikrokırık yoğunluğu indisi (ρ_{cr}) 1 mm'den daha az genişliğe sahip kırıkları kapsamaktadır (Eşitlik 1).

$$\rho_{cr} = (\text{mikrokırıkların toplam genişliği})/(\text{ölçüm profilinin uzunluğu}) \times 100 \quad (1)$$

İrfan ve Dearman (1978) toplam mikrokırık sıklığını (I_r) (Eşitlik 2) ince kesit üzerinde traversler boyunca sayılan mikrokırık ve boşlukların sayısı olarak tanımlamıştır. Bu araştırmacılar, İngiltere'deki ayrılmış granitlerin ince kesitleri üzerinde her biri 10 mm uzunluğunda 7 travers kullanarak mühendislik petrografisi çalışmalarını gerçekleştirmişlerdir. Temiz ve dolgu içermeyen boşluklar, benekli ve/veya dolgulu mikrokırıklar ayrı ayrı belirlenerek sayılmıştır ancak bu kırıkların nasıl ayırt edileceğine yönelik bir yönerge bulunmamaktadır.

$$I_r = (\text{mikrokırık sayısı})/(10 \text{ mm}) \quad (2)$$

Mikrokırık sıklığından farklı olarak, birim alandaki toplam mikrokırık uzunluğu olan mikrokırık yoğunluğunu (ρ_{mc}) dikkate alan ayrışma indisi farklı araştırmacılar tarafından önerilmiştir (Dixon 1969; Davis 1984; Tuğrul 1995) (Eşitlik 3).

$$\rho_{m\phi} = (\text{mikrokırıkların toplam uzunluğu})/(\text{birim alan (1 mm}^2\text{)}) \quad (3)$$

Daha güncel olarak, Sousa vd. (2005) granitler üzerinde çizgisel kırık yoğunluğu (LCD) kavramını önermiştir. Milimetredeki kırık sayısı olarak tanımlanan bu indis, taramalı elektron mikroskobu (SEM) görüntüsü üzerinde toplam uzunluğu 50 mm olan hat boyunca kırık sayısını temsil etmektedir (Eşitlik 4).

$$\text{LCD} = (\text{mikrokırık sayısı})/(50 \text{ mm}) \quad (4)$$

Momeni vd. (2015) ise Sousa vd. (2005)'in önerdiği eşitliğin aynısını kullanarak, mikrokırık sayısının SEM görüntüsü üzerinde değil ince kesit üzerinde belirlenmesini önermiştir. Yukarıda değinilen çalışmalardan anlaşıldığı üzere mikrokırık çalışmaları granit ve bazaltlar üzerinde yoğunlaşmıştır. Derinlik kayaları olan granit, diyorit, granodiyoritler hemen hemen eş boyutlu kristallerden oluşan holokristalen doku göstermektedirler. Kristaller birbirleriyle temas halinde oldukları için dokanak oluştururlar. Bu nedenle, ince kesitlerde daha büyük alanlar içinde veya daha uzun traverslerle mikrokırık yoğunluğunu ve mikrokırık uzunluğunu ölçmek mümkün olmaktadır. Ancak, volkanik kayalarda iri kristaller arasında volkanik cam veya mikrolitler yer aldığı için ince kesitlerde uzun traversler boyunca inceleme yapmak oldukça güçtür. Bu nedenle daha küçük alanlar ve daha kısa travers hatlarında çalışma yürütülmek durumundadır. Bir diğer anlatımla, çalışmaların ince kesitin tüm boyunu veya tüm enini kapsayan kesit ve alanlarda değil, fenokristal boyutunda yapılması gerekmektedir. İzmir'de yer alan andezitlerde ise genelde fenokristal boyları 1-4 mm mertebesindedir. Bu nedenle, mikrokırıklarla ilgili ölçümler tane içi (intragranular) ölçümler ile yapılacaktır.

Diğer taraftan, literatürde taranan mikrokırık uzunluğunun hesaplanmasıyla ilgili çalışmaların çoğunda bu uzunluk, kırığın

başlangıç ve bitiş noktaları arasındaki en kısa mesafe olan doğrusal öklid mesafesini ölçmeye dayalıdır. Birçok çalışmada ise mikrokırık uzunluğun nasıl ölçüldüğüne dair bilgi verilmemiştir. Mikrokırıkların belirlenebilmesi için bugüne kadar gerek daha geleneksel olan ve Underwood (1967) tarafından önerilen manuel stereolojik yöntem (Tapponnier ve Brace 1976; Wong 1985; Fredrich vd. 1989, Tuğrul 1995; Wu vd. 2000; Heap vd. 2014) veya son dönemde yaygınlaşan sayısal görüntü işleme analizlerinden (Åkesson et al. 2004; Obara 2007; Rigopoulos vd. 2011; Rigopoulos vd. 2013; Arena vd. 2014; Delle Piane vd. 2015; Healy vd. 2017; Griffiths vd. 2017, Monticelli vd. 2021) faydalanılmaktadır. Ancak, daha önce belirtildiği gibi, uzunlukları boyunca mikrokırıklar pürüzlü bir morfolojiye sahiptir. Girintili-çıkıntılı bir uzanımına sahip kırıkların uzunluklarının en doğru şekilde saptanması ancak bilgisayar ortamında sayısallaştırma yapıp, kartezyen obje uzunluğu algoritmasıyla yay uzunluğu hesaplanarak sağlanabilmektedir. Aksi takdirde, görsel veya oransal olarak bu hassasiyette doğru bir ölçüm yapmak girinti ve çıkıntılı morfoloji nedeniyle mümkün değildir. Bu nedenle, bu çalışmada mikrokırık uzunlukları bir Coğrafi Bilgi Sistemleri programı olan MapInfo v.17.0 (Precisely, 2018) kullanılarak hesaplanmıştır.

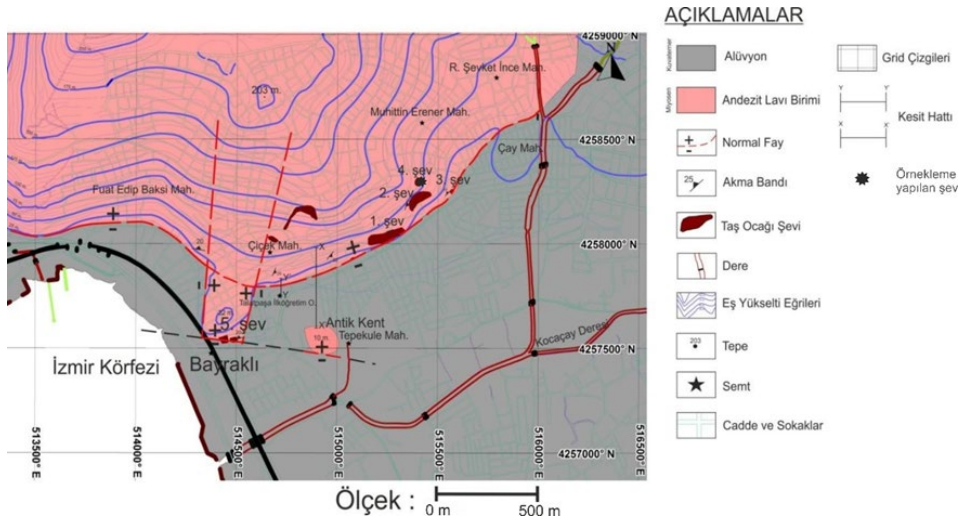
Mikrokırık sıklığı, toplam mikrokırık uzunluğu ve yönserliği konularının bir arada andezitler için çalışılmadığı görülmektedir. Mikrokırıklar makro yenilmenin öncüleri ve göstergeleri oldukları için kaya kütleindeki kırık ilerlemesi hakkında bilgi vermeleri açısından kaya mühendisliğinde önem taşımaktadır. Çalışma alanı üzerinde yerleşim bulunan İzmir Bornova'daki terkedilmiş taş ocaklarını kapsadığından, yenilme durumunda can ve mal kaybı oluşturabilecek bir lokasyondadır. Bu nedenle, fiziksel özelliklerin tayini (porozite

ve yoğunluk), tüm kayaç kimyasal analizleri, ince kesitlerde modal analizler, sayısal ortamda ince kesit görüntüleri üzerinde yatay ve düşey yönde değişen mikrokırık sıklığı (X_{yatay} , $X_{düşey}$, mm^{-1}) ve birim alanda toplam mikrokırık uzunluğu ($\Sigma L_{mç}$, mm) ölçümleri yapılarak veriler arasındaki ilişkiler ayrışma dereceleri de dikkate alınarak incelenmiştir. Böylelikle, mikrokırık sıklığının

yönlere bağlı değişiminin, toplam mikrokırık uzunluğu ve ayrışma derecesi ile ilişkisi ortaya konulmuştur.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Çalışma alanı, İzmir'in Bayraklı ilçesine bağlı olan Çiçek Mahallesi'ndeki terkedilmiş andezit taş ocaklarıdır. Çalışma alanında yüzeyleyen kaya birimi Neojen tortullarını uyumsuz olarak üzerleyen Yamanlar volkanikleridir (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanı jeoloji haritası

Figure 1. Geological map of the study area

İzmir Körfezi'nin kuzeyinde ve güneyinde Yamanlar volkaniklerini temsil eden Geç Miyosen yaşlı andezitler lavlar ve bunların piroklastikleri şeklinde oldukça geniş alanlar kaplamaktadırlar. Andezit birimi Akartuna (1962) tarafından ojit-biotik andezit olarak tanımlanmıştır.

Andezitler oluşumları sırasındaki akma ve soğuma olayları nedeniyle oldukça kırıklı ve çatlaklı bir yapı gösterirler (Şekil 2). Gevşek dokulu ve sık kırıklı olan bu volkanik kütlelerin yüzeyi bölgesel iklim koşulları ve suların etkisiyle ayrışmıştır. Derinliği 1,5-2 m'ye ulaşan

yüzeysel ayrışmanın yanı sıra, tektonik aktiviteyle ilgili makaslama çatlaklarıyla akma bantları ve soğuma yüzeyleri boyunca killeşme gözlenmektedir (Koca, 1995). Sahada ISRM (2007)'nin önerdiği niteliksel ayrışma sınıflamasına göre az, orta ve ileri derecede ayrışmış (SW, MW ve HW) yüzeyler gözlenmektedir. Çalışma alanının güneyinde yükseltinin az, topografyanın düz olduğu Kocaçay Deresi boyunca alüvyonlar gözlenmektedir. Yamaç molozu ve alüvyon, andezit çakıl ve bloklarını, kum, silt ve kil boyutundaki malzemeleri içermektedir.

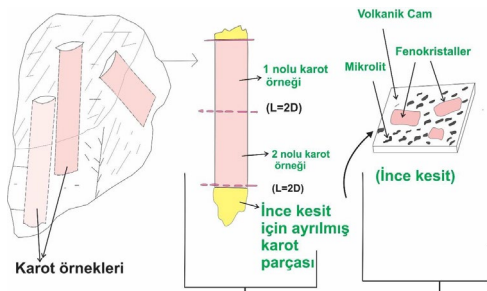


Şekil 2. Çalışma alanı arazi görünümü

Figure 2. Field view of the study area

YÖNTEMLER

İzmir, Bayraklı, Çiçek mahallesindeki terk edilmiş şevlerden Şev-4 üzerinde, ISRM (2007) dikkate alınarak, farklı ayrışma derecelerine sahip (az, orta ve ileri derecede ayrışmış) kaya blokları toplanmıştır (Şekil 1). Bu bloklardan, ince kesit çalışmaları ve tüm kayaç kimyasal analizleri ve fiziksel özelliklerin belirlenmesi için parçalar alınmıştır (Şekil 3).



Şekil 3. Kaya bloklarından örnek hazırlama yönteminin şekilsel gösterimi

Figure 3. Illustration of sample preparation from rock blocks

Silindirik karot örneklerinin suya doyurma yöntemiyle kuru ve suya doygun birim hacim ağırlık (γ_{kuru} , γ_{doy} , KN/m^3) ve porozite (%)

hesaplamaları ISRM (2007) önerdiği yöntemlere göre yapılmıştır.

Ayrışma derecesinin sayısal olarak ifade edilmesi için İzmir yöresindeki andezitik birimlere özgü olarak Koca ve Kıncal (2016) tarafından geliştirilen ve kimyasal bir indeks olan "Ayrışma İndeksi (WI)" kullanılmıştır (Eşitlik 5). Bu indeksin kullanılabilmesi için Avanta Σ model Atomik Absorbsiyon Spektrometre (AAS) cihazında yapılan tüm kayaç kimyasal analiz sonuçları değerlendirilmiştir. Kızdırma Kaybı değeri LOI olarak verilmektedir.

$$WI = (LOI(\%)) / (CaO + MgO + MnO) * 100 \quad (5)$$

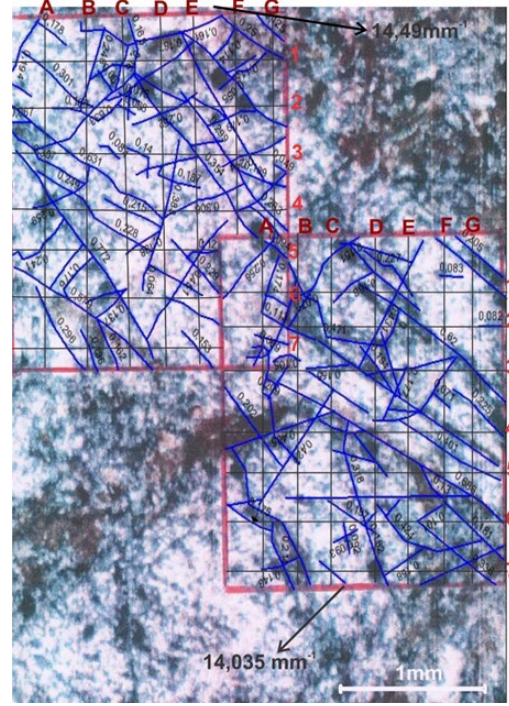
Ayrışma dereceleri doğru bir şekilde tanımlanmış andezit örneklerinden hazırlanmış 5 adet ince kesit üzerinde (SW:1 adet, MW:2 adet, HW:2 adet) mikrokırık sayısı ve uzunluğu ölçümleri andezitleri en iyi temsil eden ve genellikle andezin bileşimine sahip plajiyoklaz fenokristalleri üzerinde yapılmıştır. Çalışmalarda alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop kullanılmıştır. Petrografik olarak incelenen ince kesitlerin boyutları 50x25 mm'dir. Modal analizlerde geleneksel olan nokta sayma yöntemi (Folk 1951) dikkate alınarak yapılmıştır. Mikrokırık yoğunluğunun saptanmasında genellikle 2.5x bazen de 4x ve 10x büyütmeli mercekler kullanılmıştır. Mikrokırıkların devamının görülebilmesi ve görüntü netliği için 2.5x büyütmeli konumda çalışmak daha uygun olmaktadır. 4x ve 10x büyütmeli mercekler dilimlerin mikrokırıklardan ayırt edilmesi için kullanılmıştır. 10x büyütmeli mercek çok ince kırıkları ve boşlukları mikroskopta ayırt etmek için kullanılmıştır. 1-4 mm uzunluğa erişen plajiyoklaz fenokristalleri üzerinde mikrokırıklarla ilgili ölçümler iki farklı yöntem kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Bu yöntemlerden ilki; fenokristal üzerinde 1 mm x 1 mm = 1 mm²'lik alanlar içinde yer alan kırıkların toplam uzunluğunun saptanması şeklinde uygulanan alansal tekniktir. Bu yöntemle göre, ince kesitlerden alınan

görüntüler MapInfo v. 17.0 (Precisely, 2018) bilgisayar programı kullanılarak metrik koordinat sisteminde tanımlaması yapılarak üzerlerindeki mikrokırıklar sayısallaştırılmıştır. 11 adet 1 mm²'lik alanda toplam mikrokırık uzunlukları ($\Sigma L_{mç}$, mm) belirlenmiştir. Sayısal bir ortamda elde edilen bu uzunlukların ölçüm hassasiyeti 0.001'dir. İnce kesit görüntüsü üzerinde 1 mm x 1 mm boyutlarında (1 mm²) kareler oluşturulmuş (grid ağları) ve bu kareler içinde ölçüm ve travers atma işlemleri yapılmıştır (Şekil 4). Aynı kristal üzerinde birden fazla 1 mm²'lik alanlar oluşturulmuş ve ölçümler bu alanlar içinde ayrı ayrı gerçekleştirilmiştir. Buradaki amaç aynı fenokristal üzerindeki mikrokırık yoğunluğunun farklı alanların olması nedeniyle ölçümlerden doğacak hata payını azaltmaktır. Bir diğer anlatımla, aynı kristal üzerinde mikrokırık yoğunluğu alansal olarak farklılık gösterebilmektedir. Bu durumdan kaynaklanacak hata payını minimuma çekebilmek için, aynı kristal üzerinde farklı alanlarda ölçümler yapılmıştır.

Bu çalışmada plajiyoklaz mineralinde dilinimden itibaren bir genişleme veya bir açılma ya da dilinim boyunca bir yer değiştirme varsa o dilinim mikrokırık olarak dikkate alınmıştır. Buna ek olarak, ince kesitlerde dilinimlerden itibaren bir kalınlaşma veya dilinim boyunca kil oluşumu (ince kesitte siyah benekler kırık hattında bir koyuluk olarak gözlenmektedir) varsa, bu çalışmada o dilinim de mikrokırık olarak dikkate alınmıştır. Bazen ince kesit hazırlanması sırasında, kesitten parça kopmakta ve kopan parçaların yerleri de siyah renkte gözlenmektedir. Tüm bu farklar ince kesit çalışmalarında ayırt edilmiştir. Ayrıntı gerektiren durumlarda 10x büyütme lensi kullanılmıştır.

İkinci yöntemde ise 1 mm²'lik alanlar içinde eşit aralıklarla yatay ve dikey yönde traversler atarak 1 mm'lik hat boyunca mikrokırık



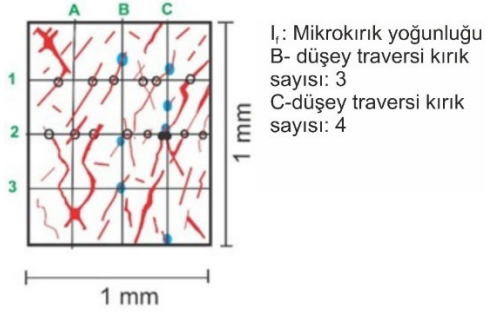
Şekil 4. HW₁ ince kesiti üzerinde kırıkların çizilmesi ve uzunluğunun ölçülmesi

Figure 4. Sketching the microcracks and measurement of their length on thin section of HW₁

yoğunluğunun hesaplanmasıyla yapılan çizgisel tekniktir (Eş. 6).

$$I_f = (\text{mikrokırık sayısı}) / (1 \text{ mm}) \quad (6)$$

Yatay ve dikey traversler arası mesafe 0,25 mm'dir. Böylece 1 mm²'lik alan üzerinde 0,25 x 0,25 mm'lik grid ağları oluşturulmuştur. Buna göre, toplamda 102 adet dikey ve yatay travers ölçümü yapılmıştır. Yatay traversler 1, 2, 3, ...7 numaralarla, dikey traversler ise A, B, C, D, E, F simgeleriyle gösterilmiştir (Şekil 5). Ayrışma süreçleri kırıklardan itibaren gelişmektedir. Yüzey suları kırıklara nüfuz etmekte ve bu yüzeyler boyunca mineraller dengelerini kaybetmekte ve hidroliz nedeniyle kil minerallerine dönüşmektedir.



Şekil 5. Yatay ve düşey traversler ve simgeleri

Figure 5. Horizontal and vertical traverses and their symbols

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Modal Analiz ve Fiziksel Özellikler

Porozite ve yoğunluk değişimlerinin kontrol edilmesi ayrışma derecesi sınıflamasının

doğru yapılmasını sağlamaktadır. Çünkü kayaların porozitesi (n) arttıkça ayrışma derecesi de artmaktadır. Buna bağlı olarak, mikrokırık sayısı ve açıklığı da artmaktadır (Onodera vd. 1974). Tablo 1 incelendiğinde, porozite değerlerinin 1,75% ile 13,05% arasında değiştiği ve ayrışmış örneklerde arttığı görülmektedir. Bunun bir sonucu olarak da birim hacim ağırlık değerleri ayrışmış numunelerde azalmaktadır.

Volkanik kayaların tümünde olduğu gibi andezitlerde de porfiritik doku gözlenmiştir. Bu doku türünde volkanik cam içerisinde iri kristaller (fenokristaller) bazen gelişigüzel bazen de yönlenecek yer almaktadır. Matris volkanik camı ve mikrolitlerden oluşabildiği gibi sadece volkanik camdan da oluşabilir. Mikrolitler ve iri kristaller lav akışına koşut olarak yönlenebilir ve bu durumda volkanik kayalarda bir akma dokusu ortaya çıkabilir.

Tablo 1. Az (SW), orta (MW) ve ileri derecede (HW) andezitlerin incelenen fiziksel ve mineralojik özellikleri

Table 2. Physical and mineralogical properties of slightly (SW), moderately (MW), and highly (HW) weathered andesite

Ayrışma Derecesi	SW ₁	MW ₁	MW ₂	HW ₁	HW ₂
Fiziksel Özellik					
Y _{kuru} (kN/m ³)	23,41	21,77	22,04	20,54	21,01
Y _{doy} (kN/m ³)	23,84	22,90	22,65	21,94	22,08
n (%)	1,75	4,22	4,95	10,89	13,05
Modal analiz					
Fenokristal (%)	54	52	51	40	43
Matris (%)	46	48	49	60	57

Plajiyoklaz (%)	51,5	60,2	58	59,6	57,5
Piroksen (%)	13	10,5	9	2,5	6
Amfibol (%)	18	11,6	13	17,8	16
Biyotit (%)	12	10	10	11,4	10
Opak mineraller (%)	5	6	7	7,20	8
Serbest kuvars, ikincil kalsit ve kil mineralleri (%)	0,5	1,5	2,0	2,0	2,5

İncelenen tüm kesitlerde plajiyoklazlar andezitlerde baskın mineral olarak yer almaktadır (Tablo 1). Bu nedenle andezit kayasının gerek mikrokırıklılık gerekse de buna bağlı ayrışma durumunu yansıtacak tek mineral grubu plajiyoklazlardır. Bu değerlendirmede biyotit fenokristalleri de bir ölçüde dikkate alınabilir ancak tüm kayaç içinde %6-%13 arasındaki bir oranda yer almaktadır. Bu nedenle, biyotitler andezitleri yeterince veya tek başına temsil edemez. Ayrıca biyotitlerde gelişmiş tek yöndeki dilinimler ince kesit çalışmalarında mikrokırıklarla kolaylıkla karıştırılmaktadır. Plajiyoklazlarda üç yönde gelişmiş belirgin dilinimler (klivajlar) ince kesitlerde kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Mikroskop altında, tek düzlemde iki yönlü dilinimler soluk bir görünümde ve kesme şekeri görüntüsü vermektedir. Kayaç dokusunda, kuvars mineralleri serbest kuvars olarak bulunmaktadır. Bu nedenle kimyasal bileşim analizinde SiO₂ değerinde artışa neden olmazlar. Tablo 1'de görüldüğü üzere, serbest kuvars yüzdesi %5'in altında bulunmaktadır. Ayrışma derecesi arttıkça fenokristal/matriks oranının da azaldığı görülmektedir.

Kimyasal Analiz ve Ayrışma Derecesi Tayini

Andezitler için ayrışmada en etkili bileşenler CaO, MgO ve MnO'dir (Koca ve Kınal, 2016).

Al₂O₃, N₂O ve K₂O oranlarında önemli değişimler gözlenmemiştir. Ayrışma derecesi arttıkça MnO, MgO, and CaO değerleri azalmaktadır, öte yandan Fe₂O₃ ve kızdırma kaybı (LOI) değeri artmaktadır (Tablo 2).

Tablo 2. SW, MW ve HW andezitler için majör element analiz sonuçları

Table 2. Major element analyses results for SW, MW, and HW andesites

	SW ₁	MW ₁	MW ₂	HW ₁	HW ₂
SiO ₂	60,33	62,1	63,14	62,3	61,77
Al ₂ O ₃	16,89	16,23	17,12	17,05	17,15
Fe ₂ O ₃	6,44	6,86	6,42	6,12	6,24
MgO	3,01	2,05	2,55	2,20	1,91
CaO	5,11	3,28	3,28	2,56	2,79
Na ₂ O	2,86	2,67	2,64	1,74	2,20
K ₂ O	3,45	3,24	3,43	3,10	3,06
TiO ₂	0,67	0,78	0,69	0,69	0,75
MnO	0,13	0,10	0,06	0,12	0,11
LOI*	1,12	1,90	1,90	3,40	3,36
Toplam	100,01	99,21	101,23	99,28	99,34
WI (%)	13,57	34,99	32,25	69,67	69,85

*Kızdırma kaybı

Eşitlik-5 kullanılarak numunelerin ayrışma dereceleri belirlenmiştir. Buna göre, andezitlerde ayrışma derecesi arttıkça WI değeri artmaktadır. Buna ek olarak, WI değeri kızdırma kaybı arttıkça da artmaktadır.

Mikrokırık Ölçümleri

Bu çalışmada, farklı ayrışma derecelerindeki andezit örneklerinden alınan ince kesitler üzerinde alansal ve çizgisel olarak mikrokırık ölçümleri bilgisayar ortamında sayısallaştırılarak yapılmıştır. Bu yöntemlerle, pürüzlü bir yapıya sahip olan kırıkların uzunlukları daha düşük bir hatayla gerçek uzunluğa en yakın olacak biçimde ölçülmüştür.

Plajiyoklaz minerali, andezit örneklerinde en çok bulunan ve kolay ayrışabilen mineral olduğundan tane içi mikrokırık ölçümleri plajiyoklaz mineralleri üzerinde yapılmıştır.

1 mm²'lik 11 birim alanda toplam 102 travers çalışmasının sonuçları değerlendirilmiştir. Mikrokırık sıklığı ölçümlerinde yatay (X_{yatay}) ve düşey traversler ($X_{düşey}$) üzerinde sayılan kırık sayıları Tablo 3'te verilmiştir.

Tablo 3. SW, MW ve HW andezit örneklerinin ince kesitleri üzerindeki mikrokırık ölçümleri

Table 3. The microcrack measurements on the thin-sections of SW, MW, and HW andesites

Ayrışma derecesi	Mikrokırık özellikleri	Alan-I	Alan-II	Alan-III	Alan-IV
SW	X_{yatay} (mm ⁻¹)	3,66	4,00	4,33	-
	$X_{düşey}$ (mm ⁻¹)	5,66	6,33	8,66	-
	$\Sigma L_{mç}$ (mm)	9,638	8,620	9,226	-
	$X_{yatay}/X_{düşey}$	0,646	0,632	0,500	-
MW	X_{yatay} (mm ⁻¹)	6,50	7,00	7,25	7,50
	$X_{düşey}$ (mm ⁻¹)	8,50	9,50	10,00	10,25
	$\Sigma L_{mç}$ (mm)	10,620	11,520	12,154	13,220
	$X_{yatay}/X_{düşey}$	0,764	0,736	0,725	0,731
HW	X_{yatay} (mm ⁻¹)	9,43	9,14	11,83	11,66
	$X_{düşey}$ (mm ⁻¹)	11,71	10,86	9,66	8,16
	$\Sigma L_{mç}$ (mm)	14,490	13,050	17,520	17,498
	$X_{yatay}/X_{düşey}$	0,805	0,842	1,224	1,428

Gerek alansal ölçümlerden (1 mm²'lik alandaki toplam mikrokırık uzunluğu) gerekse de çizgisel teknik kullanılarak gerçekleştirilen ölçümlerden (1 mm uzunluğundaki traverslerdeki kırık sayısı) elde edilen sonuçlar yüksek oranda benzerlik sunmaktadır. Her iki tekniğin kullanılmasıyla elde edilen

sonuçlardaki en önemli farklılık ise mikrokırık yoğunluğu ölçümlerinden elde edilen ortalama değerlere ait standart sapmalar en yüksek SW andezitler için elde edilirken, mikrokırık uzunluğunda bu durum tersinedir. Bir diğer anlatımla, mikrokırık uzunluğu ölçümlerinde en

yüksek standart sapma değerleri ileri derecede ayrılmış (HW) andezitler için elde edilmiştir.

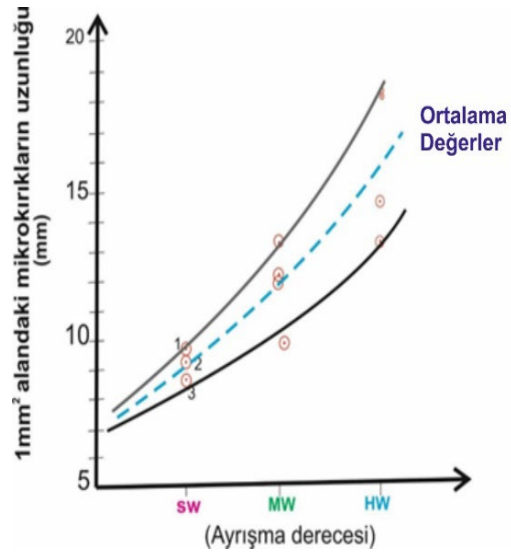
Farklı derecede ayrılmış andezitler içindeki plajiyoklaz minerallerindeki toplam mikrokırık uzunluğunun ($\Sigma L_{m\check{c}}$) ayrışma derecesine göre değişimi (alansal inceleme) Şekil 6'da sunulmuştur.

Andezitlerde yer alan plajiyoklaz mineralleri üzerinde 1 mm^2 'lik alanlara denk gelen toplam mikrokırık uzunluklarının ayrışma derecesine göre dağılımı (grafikteki saçılımı) SW andezitlerden HW andezitlerine doğru artan bir şekilde gerçekleşmiştir. Bu sonuç standart sapma (SD) değerlerindeki önemli farklardan kaynaklanmaktadır. İleri derecede ayrılmış andezitlerin ortalama mikrokırık toplam uzunluğu için elde edilen standart sapma değeri, MW andezitlerin 2,04 katı ve SW andezitlerin ise 4,5 katıdır. Az ayrılmış andezitlerde mikrokırıkların toplam uzunlukları üç farklı alanda sırasıyla 9,638 mm, 8,62 mm ve 9,226 mm olarak ölçülmüştür. Ortalama mikrokırık uzunluğu $9,1613 \text{ mm} \pm 0,512$ olarak belirlenmiştir (Şekil 7).

MW andezitlerde mikrokırıkların toplam uzunluğu dört farklı alanda sırasıyla 9,815 mm, 11,52 mm, 12,154 mm ve 13,22 mm olarak ölçülmüştür. Ortalama mikrokırık uzunluğu $11,879 \pm 1,094 \text{ mm}$ olarak belirlenmiştir. MW andezitlerdeki plajiyoklaz mineralleri için 1 mm^2 'deki ortalama mikrokırık toplam uzunluğu, SW andezitlerinden %21,54 oranında daha yüksek bulunmuştur. HW andezitlerdeki plajiyoklaz mineralleri için mikrokırık toplam uzunlukları (iki farklı kesitte, dört farklı alanda) sırasıyla 13,0 mm, 14,49 mm, 17,52 mm ve 17,498 mm olarak ölçülmüştür. Ortalama mikrokırık toplam uzunluğu $15,64 \pm 2,237$ olarak belirlenmiştir.

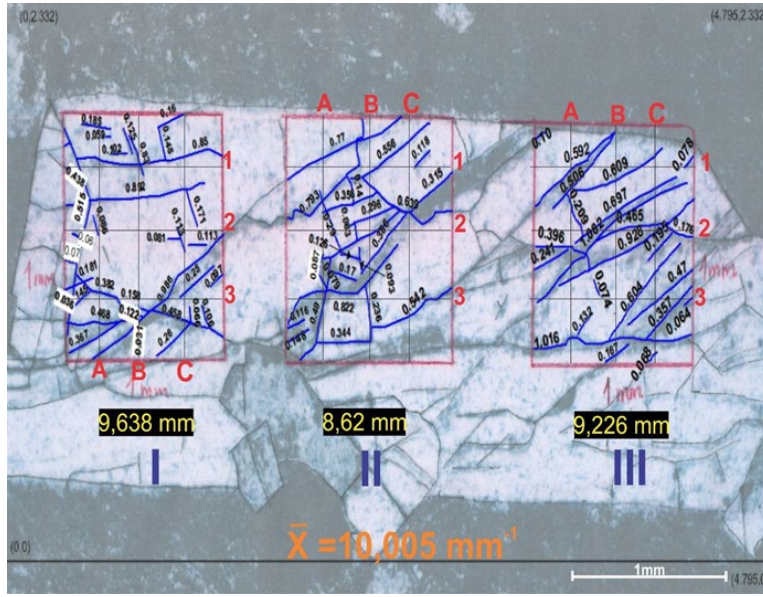
HW andezitlerdeki ortalama mikrokırık toplam uzunluğu; SW ve MW andezitlerindeki sırasıyla %41,42 ve %24,05 oranlarında daha büyüktür. Bu değerler Rigopoulos vd. (2013) tarafından ayrılmamış troktolitlerde ve diyoritlerde tane içi mikrokırıklarda ölçülen değerlerden oldukça düşüktür. Bu çalışmadaki HW andezit örneklerinden elde edilen kırık uzunlukları yaklaşık olarak Rigopoulos vd. (2013) tarafından incelenen ayrılmamış örneklerdeki mikrokırık uzunluklarına denk gelmektedir.

Farklı derecede ayrılmış andezitler içindeki plajiyoklaz mineralleri için hazırlanmış ayrışma derecesi ve mikrokırık yoğunluğu ilişkisi (çizgisel inceleme) Şekil 8'de verilmiştir.



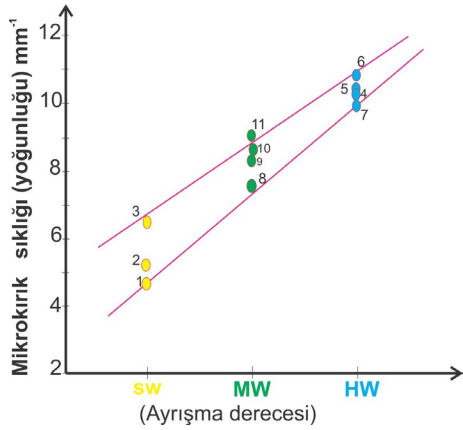
Şekil 6. Mikrokırıkların toplam uzunluğunun ($\Sigma L_{m\check{c}}$) ayrışma derecesine göre değişimi (Alansal inceleme)

Figure 6. The variations in total length of microcracks with the weathering degree (Areal investigation)



Şekil 7. Az ayrıışmış (SW) andezit içinde yer alan plajiyoklaz minerali üzerindeki mikrokırık ölçümleri

Figure 7. Microcrack measurement on the plagioclase mineral in slightly weathered (SW) andesite



Şekil 8. Mikrokırık yoğunluğunun ayrışma derecesi ile ilişkisi (çizgisel inceleme)

Figure 8. The relationship between the microcrack density and the weathering grade (linear investigation)

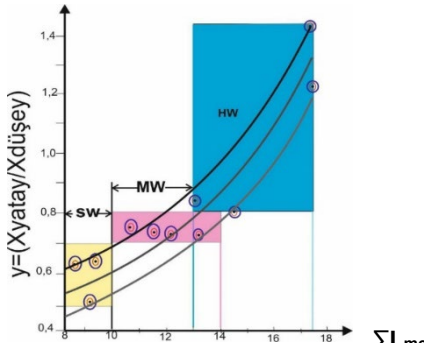
Bu ölçümlere göre, ayrışma derecesi arttıkça birim karelerdeki toplam mikrokırık uzunlukları da artmaktadır. SW andezitlerdeki plajiyoklaz

kristalleri üzerinde toplam altı travers atılmıştır. HW1 nolu ince kesit üzerinde 4x büyütme, HW2 nolu ince kesitte ise 2.5x büyütme oküler kullanılmıştır. SW, MW ve HW ayrışma derecesindeki andezitler için traverslerden elde edilen mikrokırık yoğunluğu değerlerinin dağılımı Şekil 8'de sunulmuştur. Ortalama mikrokırık yoğunluğu değerlerine bakıldığında, HW andezitlerdeki mikrokırık yoğunluğu $(10,306 \pm 1,393)$, MW ve SW andezitlerden sırasıyla %19,34 ve %47,21 daha fazla olduğu belirlenmiştir. (Tablo 3). Bu çalışmada elde edilen değerler, Sousa vd. (2005)'in granitlerdeki plajiyoklaz minerali (tane içi mikrokırık) için önerdiği sınıflamadaki ayrışma derecelerinden daha yüksek ayrışma derecelerine denk gelmektedir. Örneğin; SW için elde edilen kırık/mm değerleri yön dikkate alınmaksızın, 3 alan için ortalama 5,4 iken, Sousa vd. (2005) sınıflamasında orta derecede ayrıışmış ile ileri derecede ayrıışmış sınıfları arasına karşılık gelmektedir. Bu da her iki kayacın türü ve dolayısıyla dokusal özelliklerinin farklılığından kaynaklanmaktadır.

Bu nedenle, mikrokırık sınıflamaları çalışılan bölgeye ve kayacın cinsine özgü kalmaktadır.

Yatay ve Düşey Mikrokırık Sıklığı ve Mikrokırık Uzunluğu Arasındaki İlişkiler

Toplam mikrokırık uzunluğu ile traversler boyunca hesaplanmış ortalama yatay mikrokırık uzunluğu (X_{yatay})/ortalama düşey mikrokırık uzunluğu ($X_{düşey}$) oranları (y) arasındaki ilişkide ayrışma derecesinin etkisi araştırılmıştır (Şekil 9). Örneğin, SW andezitlerde plajiyoklaz minerali üzerinde üç farklı birim kareden I-nolu birim karedeki toplam mikrokırık uzunluğu, $\Sigma L_{m\check{c}} = 9,638$ mm'dir. Yatay yönde alınmış üç traversdeki ortalama kırık yoğunluğu ölçümü, $X_{yatay} = 3,66$, düşey yönde alınmış üç traversdeki ortalama kırık yoğunluğu, $X_{düşey} = 5,66$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 9. Toplam mikrokırık uzunluğu ($\Sigma L_{m\check{c}}$) $X_{yatay}/X_{düşey}$ oranları (y) arasındaki ilişkide ayrışma derecesinin rolü

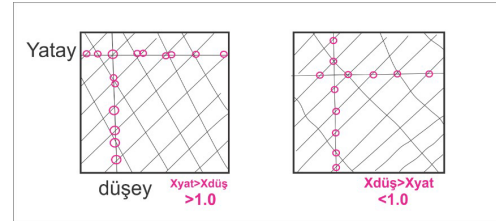
Figure 9. The role of weathering grade on the relationship between total microcrack length ($\Sigma L_{m\check{c}}$) and Xhorizontal/Xvertical ratios (y)

Ayrışma derecesi arttıkça $X_{yatay}/X_{düşey}$ oranları artmaktadır. Bu çalışmada toplam mikrokırık uzunluğu ($\Sigma L_{m\check{c}}$) ile $X_{yatay}/X_{düşey}$ değerleri arasında yüksek belirleme

aynı tane içindeki 1×1 mm²'lik alanlardaki mikrokırık sıklığı değerlerinin arasındaki farkın ayrışma derecesi arttıkça azaldığı sonucu da eklendiğinde mikrokırık yönserliğinin HW andezitlerde azaldığını söyleyebiliriz. Ancak,

katsayısına sahip ($R^2 = 0,805$) pozitif üstsel bir ilişki olduğu belirlenmiştir.

HW örneklerde çalışılan Alan-III ve IV haricindeki her birim karede, $X_{yatay} < X_{düşey}$ durumu bulunmuştur. Buna ek olarak, SW andezitlerdeki plajiyoklaz minerali üzerindeki birim karedeki oran en küçüktür, HW andezitlerdeki ise en büyüktür. Bu durumda SW 'den HW 'ye doğru hem $\Sigma L_{m\check{c}}$ hem de $X_{yatay}/X_{düşey}$ değerleri artmaktadır. $X_{yatay}/X_{düşey}$ oranının $>1,0$ veya $<1,0$ olması kayacın, dolayısıyla minerallerin kırık gelişimiyle ilgilidir (Şekil 10).



Şekil 10. $X_{yatay}/X_{düşey}$ oranlarının kırık gelişimi ile ilişkisi

Figure 10. The relation between the crack development and the Xhorizontal/Xvertical ratios

Bu durum, kırık yönelimlerine (kırık yönelimleri ile travers hattının yönüne bağlı) ve aralıklarına bağlıdır. Sonuç olarak, $y = X_{yatay}/X_{düşey}$ oranı toplam mikrokırık uzunluğu arttıkça artmaktadır. Bu sonuca ek olarak, SW ve MW örneklerde y ile $\Sigma L_{m\check{c}}$ arasındaki ilişki doğrusal iken, ileri derecede ayrışmış örneklerde toplam mikrokırık uzunluğu artışıyla yatay ve düşey yöndeki kırıklılık oranı üstel olarak artışa geçmektedir (Şekil 9).

Bu oranın değerinin en düşük olduğu SW örneklerinde, yatay ve düşey yöndeki farkın fazla olduğunu anlayabiliriz; böylece mikrokırık yönserliğinin en çok SW andezitlerde görüldüğü sonucuna varılabilir. Bu sonuca,

bu durum ayrışmanın mikrokırıkların yönserliğini azaltmakta olduğunu kanıtlamakta yetersiz kalmaktadır. Çünkü her iki yöndeki traverslerdeki farkın HW andezitlerde, SW andezitlere oranla azalması, toplamdaki kırık

sayısının artmasından da etkilenmiş olabilir. Bu nedenle örnek sayısının artırılması, farklı alanlardaki andezitler ile karşılaştırılmasıyla,

ayrışmanın tane içi mikrokırıkların yönserliğine anlamlı düzeyde bir katkısı olup olmadığı daha kuvvetli bir şekilde ortaya konulabilir.

KAYNAKLAR

- Akartuna, M., 1962. On the geology of İzmir, Torbalı, Seferihisar, Urla districts. MTA Bulletin, 5, 1-19.
- Åkesson, U., Hansson, J., Stigh, J., 2004. Characterisation of microcracks in the Bohus granite, Western Sweden, caused by uniaxial cyclic loading. Engineering Geology, 72, 131-142. DOI: 10.1016/j.enggeo.2003.07.001
- Arena, A., Delle Piane, C., Sarout, J., 2014. A new computational approach to cracks quantification from 2D image analysis: application to micro-cracks description in rocks. Computers & Geosciences, 66, 106-120. DOI: 10.1016/j.cageo.2014.01.007
- Arikan, F., Ulusay, R., Aydın, N., 2007. Characterization of weathered acidic volcanic rocks and a weathering classification based on a rating system. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 66, 415-430. DOI: 10.1007/s10064-007-0087-0
- Ceryan, S., 2012. Weathering indices for assessment of weathering effect and classification of weathered rocks: a case study from NE Turkey. Dar, I.A., ed. Earth Sciences, IntechOpen, 664s.
- Ceryan, S., 2018. Weathering indices used in evaluation of the weathering state of rock material. Ceryan, N., ed. Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology, IGI Global, 765s.
- Davis, G.H., 1984. Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley and Sons, New York, 492s.
- Delle Piane, C., Arena, A., Sarout, J., Esteban, L., Cazes, E., 2015. Micro-crack enhanced permeability in tight rocks: An experimental and microstructural study. Tectonophysics, 665, 149-156. DOI: 10.1016/j.tecto.2015.10.001
- Dixon, H.W., 1969. Decomposition products of rock substances. Purposed engineering geological classification. Proceedings of Rock Mechanics Symposium, Sydney.
- Folk, R.L., 1951. A comparison chart for visual percentage estimation. Journal of Sedimentary Petrology, 21(1), 22-23. DOI: 10.1306/D4269413-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Fredrich, J.T., Evans, B., Wong, T.F., 1989. Micromechanics of the brittle to plastic transition in Carrara marble. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(B4), 4129-4145. DOI: 10.1029/JB094iB04p04129
- Griffiths, L., Heap M.J., Baud, P., Schmittbuhl, J., 2017. Quantification of microcrack characteristics and implications for stiffness and strength of granite. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 100, 138-150. DOI: 10.1016/j.ijrmms.2017.10.013
- Healy, D., Rizzo, R.E., Cornwell, D.G., Farrell, J.C.N., Watkins, H., Timms, N.E., Gomez-Rivas, E., Smith, M., 2017. FracPaQ: a MATLAB™ toolbox for the quantification of fracture patterns. Journal of Structural Geology, 95, 1-16. DOI: 10.1016/j.jsg.2016.12.003
- Heap, M.J., Lavallée, Y., Petrakova, L., Baud, P., Reuschlé, T., Varley, N.R., Dingwell D.B., 2014. Microstructural controls on the physical and mechanical properties of edifice-forming andesites at Volcán de

- Colima, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 2925-2963. DOI: 10.1002/2013JB010521
- International Society for Rock Mechanics (ISRM), 2007. The complete ISRM suggested methods for rock characterization, testing and monitoring: 1974-2006. Suggested methods prepared by the Commission on Testing Methods. Ulusay, R., Hudson, J.A., eds., ISRM. Kozan Ofset: Ankara, 628s.
- Irfan, T.Y., Dearman, W.R., 1978. Engineering classification and index properties of a weathered granite. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 17, 79-90. DOI: 10.1007/BF02634696
- Karpuz, C., Paşamehmetoğlu, A.G., 1997. Field characterization of weathered Ankara andesites. *Engineering Geology*, 46, 1-17. DOI: 10.1016/S0013-7952(96)00002-6
- Koca, M.Y. 1995. Slope stability assessment of the abandoned andesite quarries in and around the İzmir City centre. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İzmir.
- Koca, M.Y., Kincal, C., 2016. The relationships between the rock material properties and weathering grades of andesitic rocks around İzmir, Turkey. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75, 709-734. DOI: 10.1007/s10064-015-0813-y
- Kranz, R.L., 1983. Microcracks in rocks: a review. *Tectonophysics*, 100(1-3), 449-480. DOI: 10.1016/0040-1951(83)90198-1
- Momeni, A., Khanlari, G.R., Heidari, M., Bagheri, R., Bazvand, E., 2015. Assessment of physical weathering effects on granitic ancient monuments, Hamedan, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 74(6), 5181-5190. DOI: 10.1007/s12665-015-4536-y
- Monticelli, J.P., Sígolo, J.B., Futai, M.M., 2021. On weathering understanding and its characterization by petrographic indices: a study case about the criterion establishment for the textural classification of rock-forming minerals under weathering. *Environmental Earth Sciences*, 80, 408. DOI: 10.1007/s12665-021-09687-3
- Obara, B., 2007. Identification of transcrystalline microcracks observed in microscope images of a dolomite structure using image analysis methods based on linear structuring element processing. *Computers & Geosciences*, 33(2), 151-158. DOI: 10.1016/j.cageo.2006.07.004
- Onodera, T.F., Yoskinaka, R., Oda, M., 1974. Weathering and its relation to mechanical properties of granite. *Proceedings of 3rd Congress of International Society of Rock Mechanics, Publ. (2A)*, Denver.
- Precisely 2018. Version 17.0 of MapInfo Pro 64 bit.
- Rigopoulos, I., Tsikouras, B., Pomonis, P., Hatzipanagiotou, K., 2013. Petrographic investigation of microcrack initiation in mafic ophiolitic rocks under uniaxial compression. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 46, 1061-1072. DOI: 10.1007/s00603-012-0310-6
- Rigopoulos, I., Tsikouras, B., Pomonis, P., Hatzipanagiotou, K., 2011. Microcracks in ultrabasic rocks under uniaxial compressive stress. *Engineering Geology* 117(1-2), 104-113. DOI: 10.1016/j.enggeo.2010.10.010
- Saito, T., 1981. Variation of physical properties of igneous rocks in weathering. *Proceedings of the International Symposium on Weak Rocks*, Tokyo.

- Simmons, G., Richter, D., 1976. Microcracks in rocks. Ss 105-137. Strens, R., ed. Physics and Chemistry of Minerals and Rocks, John Wiley& Sons.
- Sousa, L.M.O., Suarez del Rio L.M, Calleja L., Vicente, G., Argandofia V.G.R., Rey A. R., 2005. Influence of microfractures and porosity on the physico-mechanical properties and weathering of ornamental granites. *Engineering Geology*, 77, 153-168. DOI: 10.1016/j.enggeo.2004.10.001
- Tapponnier, P., Brace, W.F., 1976. Development of stress-induced microcracks in Westerly Granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 13(4), 103-112. DOI: 10.1016/0148-9062(76)91937-9
- Tuğrul, A., 1995. Niksar yöresindeki bazaltların mühendislik özelliklerine ayrışmanın etkileri. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul.
- Underwood, E.E., 1967. Quantitative Evaluation of Sectioned Material. ss 49-60. Elias H, ed. *Stereology*, Springer, Berlin Heidelberg, 338s.
- Wong, T., 1985. Geometric probability approach to the characterization and analysis of microcracking in rocks. *Mechanics of Materials*, 4(3), 261-276. DOI: 10.1016/0167-6636(85)90023-7
- Wu, X.Y., Baud, P., Wong, T., 2000. Micromechanics of compressive failure and spatial evolution of anisotropic damage in Darley Dale sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37(1-2), 143-160. DOI: 10.1016/S1365-1609(99)00093-3



Avnik (Bingöl) Açık Ocak Demir İşletmesinde Şev Duraylılığının Farklı Yöntemlerle İncelenmesi

Investigation of Slope Stability of Avnik (Bingöl) Open Pit Iron Mine by Different Methods

Ogün Ozan VAROL ^{1*}, Mustafa AYHAN ², Mutluhan AKIN ³

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Van, Türkiye

² Dicle Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Diyarbakır, Türkiye

³ Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği, Kapadokya Jeolojik Miras ve Kaya Oyma Yapıları Uygulama ve Araştırma Merkezi, Nevşehir, Türkiye

Geliş (received): 13 Eylül (September) 2022 Kabul (accepted): 05 Ocak (January) 2023

ÖZ

Ülkemizin en önemli demir yataklarının işletildiği Avnik Demir İşletmesi, Bingöl ilinin güney doğusunda ve yaklaşık 40 km uzaklıkta yer almaktadır. Bu çalışmada kazı derinliğinin günümüzde 333 m'ye ulaştığı Avnik Demir İşletmesi'ndeki şevlerin duraylılığı incelenmiştir. Yapılan arazi çalışmaları kapsamında açık ocak işletmesinin şevlerini oluşturan birimlerde süreksizlik hat etütleri yapılmıştır. Süreksizlik hat etütleri neticesinde süreksizliklerin özellikleri belirlenmiştir. Yapılan arazi çalışmaları sonucunda inceleme alanındaki metamorfik kayaların ileri derecede çatlaklı ve kırıklı bir yapı kazandığı ortaya konmuştur. Öte yandan açık ocak işletmesinde daha önceki dönemlerde iki farklı noktada birleşik kayma yüzeyli duraysızlıklar gelişmiştir. Açık ocak işletmesindeki kritik işletme şevleri boyunca kesitler alınmış ve bu kesitler üzerinde statik - kuru ve dinamik - kuru koşullar için limit denge ve sonlu elemanlar yöntemleri kullanılarak şev duraylılık analizleri gerçekleştirilmiştir. Hem limit denge hem de sonlu elemanlar yöntemiyle yapılan analiz sonuçlarına göre açık ocak işletmesinin kuzeyinde yer alan şevlerin dinamik koşullarda güvenlik katsayılarının azaldığı ve kritik limit denge durumuna oldukça yaklaştığı tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Şev duraylılığı, Limit denge analizi, Sonlu elemanlar analizi, Açık ocak madeni, Avnik

ABSTRACT

Avnik iron mine is the most important iron mine in our country, that is located in southeast of Bingöl province. In this study the slope stability of the Avnik iron mine that has a depth of 333 m was examined. In the field works, discontinuity survey was done and discontinuities properties were determined. As a result of the field studies, it was revealed that the metamorphic rocks in the study area have a highly fractured and fissured structure. On the other hand, instabilities with combined failure surfaces developed at two different the open pit mine previously. Corss - sections were taken along the open pit slopes which have critical stability condition and slope stability analyzes were performed on these cross - sections using limit equilibrium and finite element methods for static - dry and dynamic - dry conditions. According to the results of both methods, it was

determined that the factor of safety values for the slopes in the north of the open pit decreased in dynamic conditions and approached the critical limit equilibrium state.

Keywords: Slope stability, Limit equilibrium analysis, Finite element analysis, Open pit mine, Avnik

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.893997>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: ogunozanvarol@yyu.edu.tr

GİRİŞ

Açık ocak maden işletmelerinde şev duraylılığını etkileyen unsurlar iç ve dış faktörler olarak ikiye ayrılmaktadır. İç faktörler çalışma sahasının jeolojik, hidrojeolojik ve şevleri oluşturan kaya kütlelerinin mühendislik özellikleri ile ifade edilirken dış faktörler çalışma sahasının projelendirme aşamasında karar verilen şev açısı, şev geometrisi, yer altı su drenajını, dinamik yükleri (deprem etkisi, patlatma vb.) temsil etmektedir (Keskin, 2008). Bu faktörler her işletmede farklı olacağından bir şevin duraylı olmasını sağlayan koşulları belirleyen genel kurallar koymak çok zordur. Şev duraylılık çalışmaları uzmanlık isteyen çoğu zaman sayısal hesap ağırlıklı işlemlerdir. Şev duraylılık analizi çalışmaları, jeolojik verilerin toplanması ve değerlendirilmesi, süreksizliklerin tanımlanması ve kinematik analizlerin yapılması, süreksizliklerin makaslama dayanımı parametrelerinin belirlenmesi ve detaylı duraylılık analizlerinin yapılması gibi birçok aşamayı içerir (Eskikaya vd., 2005).

Derin açık ocak işletmelerinde, sahayı yansıtabilecek duraylılık analizi yapabilmek için, ilk olarak çalışma sahasının jeolojik, hidrojeolojik özelliklerinin tespit edilmesi gerekmektedir. Bu amaçla sahada jeolojik çalışmalar yapılmalıdır. Jeolojik çalışmalar, açık ocak çukurunu oluşturan birimlerin tanımlanması ile başlar ve bu birimleri oluşturan kaya kütlelerinin jeoteknik özelliklerinin belirlenmesi ile devam eder. Kaya kütlelerinin jeoteknik özellikleri, kaya malzemesinin laboratuvarında belirlenen fiziksel ve mekanik özellikleri ile kaya kütlelerinin içerdiği süreksizliklerinin tanımlanması ve bu

süreksizliklerin davranışları ve dayanım özelliklerini kapsamaktadır. Kaya kütlelerinin davranışlarını belirlemek amacıyla kaya kütlelerinden kaya malzemesi örnekleri alınmakta ve bu örneklerin davranışlarını ve özelliklerini belirlemek amacıyla laboratuvarında birçok deney gerçekleştirilmektedir. Arazi ve laboratuvarında gerçekleştirilen başlıca çalışmalar aşağıda sıralanmıştır;

- Kaya birimlerinin, fiziksel ve mekanik özelliklerinin arazi çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları ile belirlenmesi.
- Süreksizlik hat etütleri kapsamında, süreksizliklerinin geometrisinin, yöneliminin, süreksizliklerin içerdikleri dolgu türü ve dolgu miktarı ile aralık, açıklık, pürüzlülük ve bozunma gibi parametrelerin tespit edilmesi.
- Açık ocak işletmesinde statik ve varsa tünek yer altı suyu seviyelerinin tespit edilmesi.
- Açık ocak işletmesinin bulunduğu bölgenin tektonik özelliklerinin tespit edilmesi.

Şev duraylılık analizlerinin araziye yansıtan bir biçimde yapılmaması veya hiçbir şekilde şev duraylılık analizlerinin yapılmadan işletmeye geçilmesi açık ocak işletmesinin derinleşmeye başlaması ile şevlerde beklenmedik duraysızlık problemlerinin yaşanmasına neden olabilir. Bu duraysızlıklar geriye dönülemez sonuçlar doğurabilir. Şevlerde meydana gelebilecek duraysızlıklar neticesinde büyük hacimlerde malzeme bir anda yer değiştirebilir. Bunun neticesinde tüm üretim bir anda durabilir ve işletmede can kayıpları meydana gelebilir. Bugüne kadar gerek açık ocak işletmelerinde gerekse de diğer mühendislik yapılarında bulunan şevlerde duraysızlıklar meydana

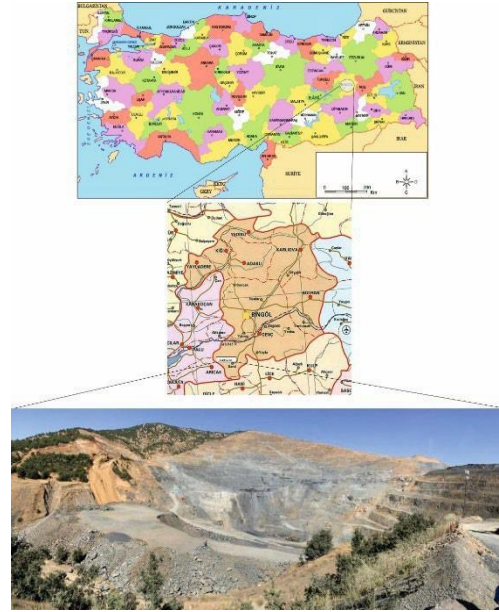
gelmiş ve kaymaların yönüne göre yerleşim yerlerinde zararlar meydana gelmiş ve can kayıpları yaşanmıştır. Ülkemizde de Afşin-Elbistan'da yaşanan şev duraysızlıkları sonucunda büyük miktarda kütle yer değiştirmiş ve maalesef can kayıpları yaşanmıştır. Şevlerin duraylılığı limit denge yönteminde, güvenlik katsayısı denilen birimsiz bir değer ile ifade edilmektedir. Bu değer; kaymayı engelleyen faktörlerin kaymaya neden olan faktörlere oranı ile belirlenmektedir (Chen ve Cheng, 2017; McCombie ve Wilkinson, 2002; Yang ve Yin, 2004; Zhu vd., 2003).

Literatürde Bingöl (Avnik) demir yatakları şev duraylılığı hakkında ulaşılabilen en detaylı çalışma Paşamehmetoğlu vd. (1980) tarafından yapılmıştır. Araştırmacılar, cevher yatağını farklı sektörlere ayırarak her bir sektör için farklı koşullarda emniyet katsayıları hesaplamışlar ve ileride yapılacak çalışmalar için öneriler sunmuşlardır. Araştırmacılar, hidrojeoloji araştırmaları için sondaj çalışmalarını sırasında yeraltı suyu hakkında bilgi edinmeye çalışmış fakat sondaj kuyularının kısa sürede çökmesi ve yeraltı su düzeyi ölçümleri için kuyulara gözlem boruları yerleştiremediklerinden dolayı hidrojeoloji hakkında bir bilgi edinememişlerdir. Geçmişte araştırmacıların yaşadığı bu zorlu durum yapılan bu çalışmada da yaşanmış olup mevcut işletmeden hidrojeoloji hakkında bilgi alınamamış ve yapılmış herhangi bir hidrojeoloji çalışmadığı olmadığı görülmüştür. Bu nedenden dolayı yapılan analizlerde ortam kuru kabul edilip analizler gerçekleştirilmiştir.

Yapılan çalışma kapsamında 2008 yılından itibaren Dimin Madencilik A.Ş tarafından işletilmekte olan ve ülkemizin en önemli demir işletmeleri arasında yer alan açık ocak maden işletmesinin şev duraylılığı limit denge ve sonlu elemanlar yöntemi kullanılarak incelenmiştir.

AVNİK (BİNGÖL) AÇIK OCAK İŞLETMESİ VE ÇALIŞMA ALANI MÜHENDİSLİK JEOLJİSİ

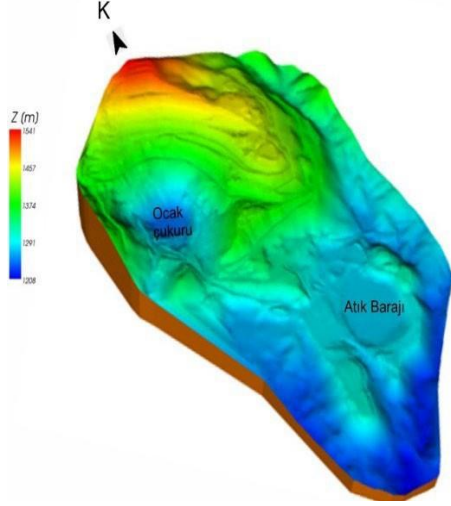
Avnik demir işletmeleri, Bingöl'e 40 km, Genç ilçesine ise 30 km mesafede bulunmaktadır (Şekil 1). Avnik demir işletmesi, bünyesinde bulunan yaklaşık 450 çalışanı ile ülkemizin önemli demir işletmeleri arasında yer almaktadır. Çalışmanın yürütüldüğü esnada açık ocak işletmesinin en üst kotu 1541 m, en alt kotu 1208 m, ocak derinliği ise 333 m'dir (Şekil 2). Açık ocak işletmesinde bulunan şevlerin şev açıları yaklaşık 45°, ocağın genel şev açısı ise 38°'dir (Şekil 3). Açık ocak işletmesinde bulunan şevlerin genişlikleri 3 m, yükseklikleri ise 6 m'dir.



Şekil 1. Çalışma sahası yerbulduru haritası ve açık ocak demir işletmesinin genel görünümü (bakış yönü kuzey)

Figure 1. Location map of the study area and a general view of open pit iron mine (viewpoint from North)

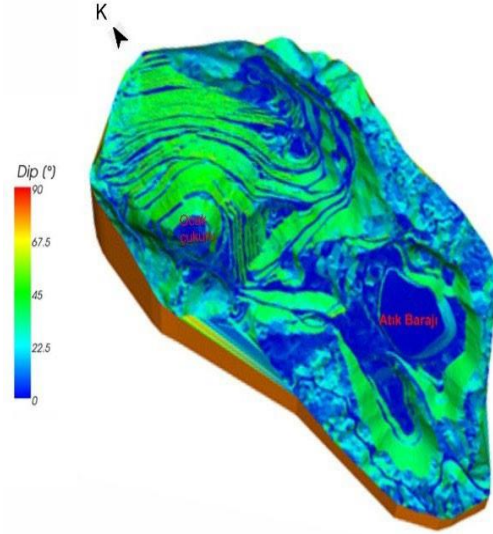
Şev duraylılığının incelemesinde ve şev tasarımında ilk olarak şevde gelişebilmesi muhtemel yenilme modelleri ortaya konulmalıdır. İleri derecede eklemli kaya kütlelerinde süreksizlik kontrollü yenilme meydana gelme olasılığı daha düşüktür ve yenilme yüzeyleri dairesele yakın olarak gelişmektedir. Bunun aksine süreksizliklerin kontrol ettiği duraysızlıklarda süreksizliklerin yönelimi ve şev aynası ile olan konumsal ilişkileri önemlidir. Araziden derlenen süreksizlik ve şev yönelim verileri stereografik izdüşüm yöntemi ile değerlendirilerek süreksizlikler için hakim yönelimler belirlenmektedir.



Şekil 2. Avnik açık ocak işletmesinin sayısal yükseklik modeli

Figure 2. Digital elevation model of Avnik open pit mine

Şev duraylılığının incelenmesine dair analitik – nümerik yöntemlere geçilmeden önce kinematik analizlerin yapılması yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntem dahilinde, kohezyon, gözenek suyu basıncı, dış yükler vb. etkenler göz önüne alınmadan sadece süreksizliklerin ve şevin yönelimi ile süreksizliklerin içsel sürtünme açısı girdi parametresi olarak kullanılmaktadır (Ulusay, 2001). Öte yandan stereografik izdüşümde



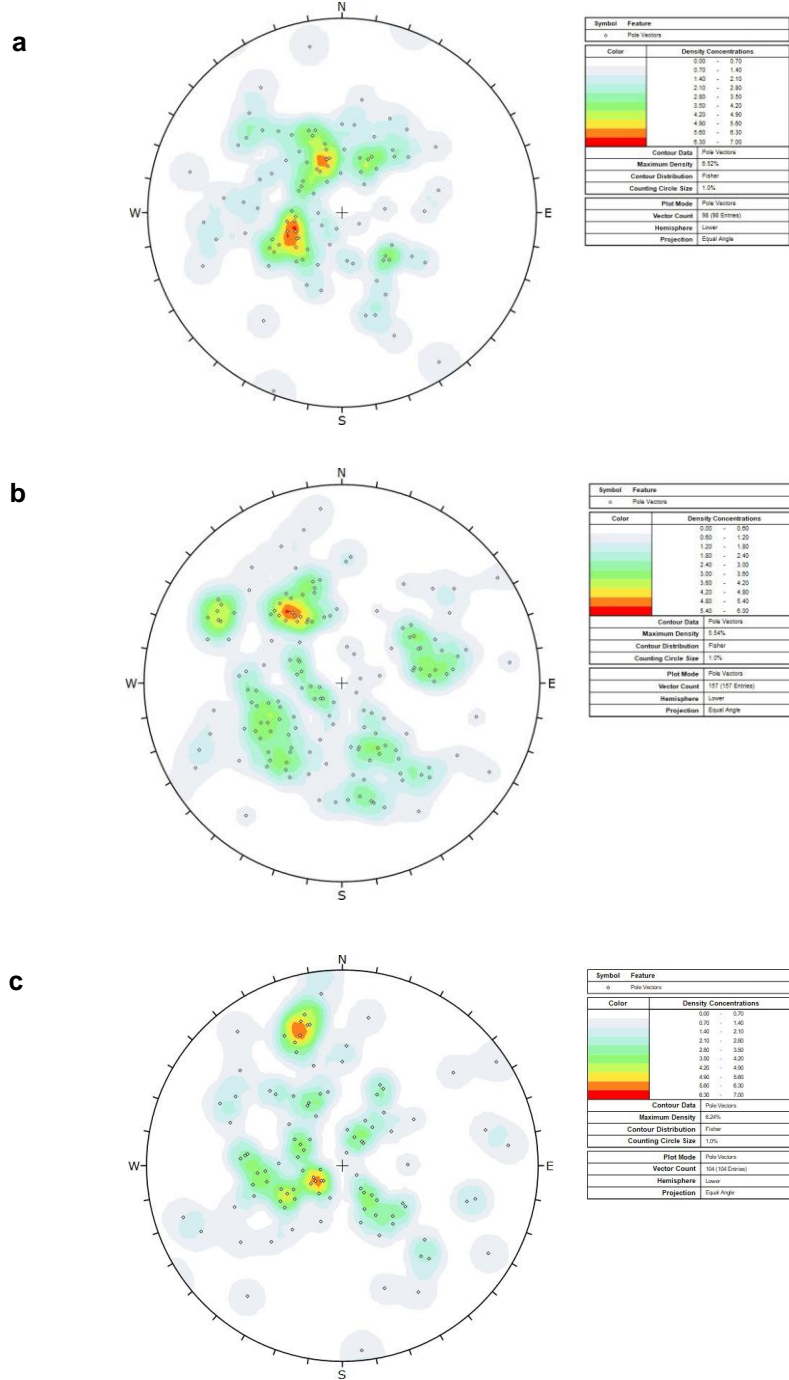
Şekil 3. Açık ocak işletmesinde bulunan işletme basamaklarının şev açıları

Figure 3. Slope angle of the open pit benches

dağınık bir kutuplaşma gösteren kaya kütlelerinde toprak zeminlerdekine benzer şekilde dairesele veya birleşik yüzeyler boyunca kayma gerçekleşebilir.

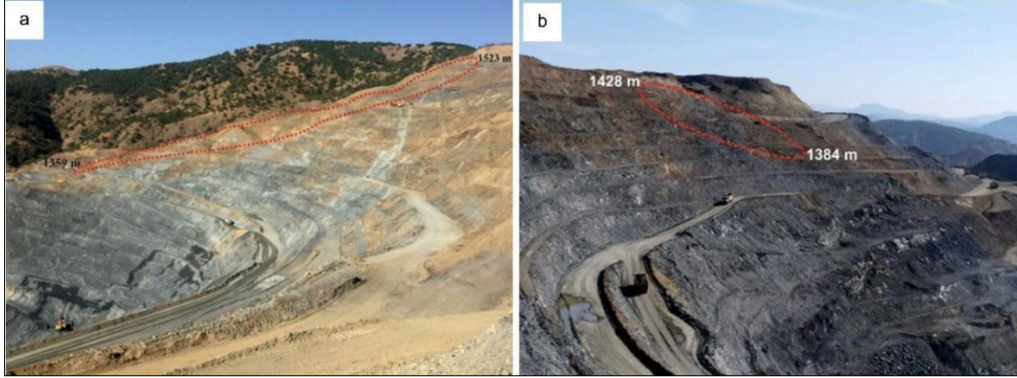
Arazi çalışmaları neticesinde farklı litolojiler için ortaya konan eklem türü süreksizliklerin stereografik dağılımları Şekil 4'te gösterilmiştir. Süreksizliklerin stereonet üzerindeki dağılımlarından da görüldüğü gibi süreksizliklerin kutup noktaları çok belirgin bir yoğunlaşma göstermemektedir. Bundan dolayı incelenen açık ocak sahasında süreksizlik kontrollü bir yenilme olasılığı daha azdır. Bunun yanı sıra, yapılan arazi çalışmalarında açık ocak şevlerinde geçmiş yıllarda mikaşist ve fillit birimlerinde oluşan birleşik yüzeyli şev duraysızlıkları gözlenmiştir (Şekil 5). Varol vd. (2021) yaptıkları çalışmada mikaşist ve fillit birimlerinde önceki yıllarda meydana gelen şev duraysızlıklarına ait kesitler üzerinde geri analizler yapmışlardır. Geri analizlerden elde edilen makaslama dayanım parametreleri ile bu çalışma kapsamında arazi çalışmaları

neticesinde belirlenen GSI değerleri ile kullanılarak elde edilen makaslama dayanım Genelleştirilmiş Hoek-Brown yenilme ölçütü parametreleri uyum göstermektedir.



Şekil 4. Süreksizliklerin stereonet üzerinde stereografik izdüşümü. a) mikaşist, b) fillit, c) gnays

Figure 4. Stereografic projection of discontinuities on stereonet. a) mica schist, b) phyllite, c) gneiss



Şekil 5. Açık ocak işletmesinde oluşan şev duraysızlıkları. a)mikaşist, b)fillit

Figure 5. Slope instabilities in the open pit. a) micaschist, b) phyllite

Mikaşist, fillit ve gnays birimlerinde yapılan süreksizlik hat etütleri çalışmalarında süreksizlerin özellikleri belirlenmiştir. Süreksizliklerin devamlığının 20 metreden fazla, süreksizlik açıklıklarının 0.1-1 mm arasında değiştiği, süreksizliklerin az pürüzlü olduğu özellikle mikaşistlerin yüzeylerinin oldukça kaygan bir yapıya sahip olduğu, süreksizliklerin dolgulu olmadığı ve az bozunmuş olduğu tespit edilmiştir.

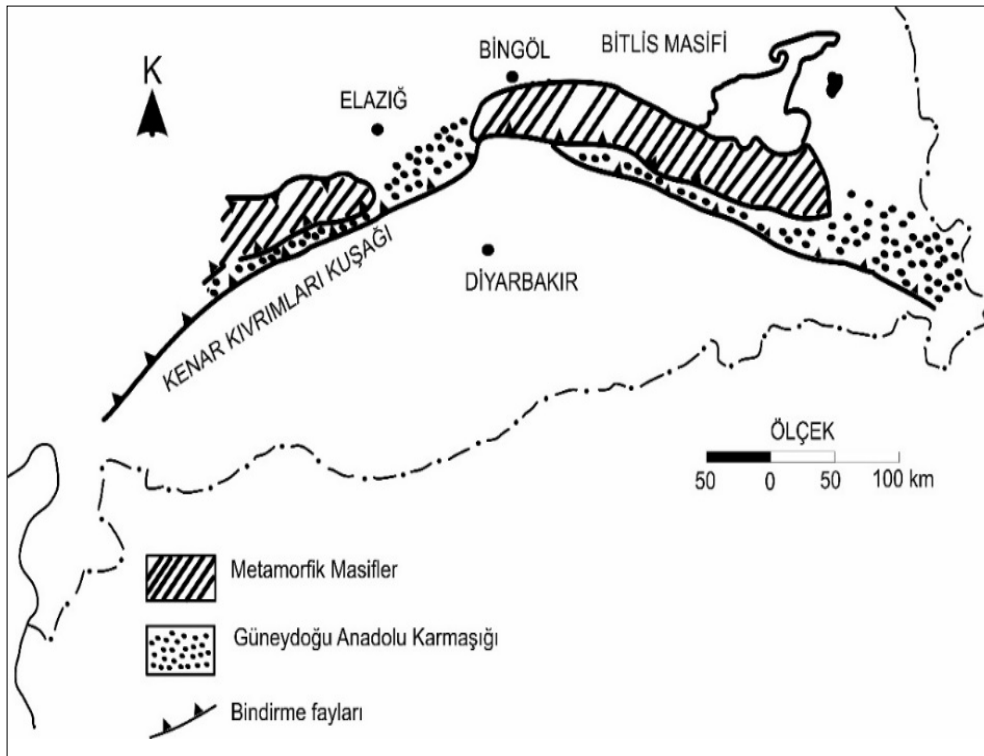
ÇALIŞMA SAHASININ GENEL JELOJİSİ

Güneydoğu Anadolu'da bindirme fayları boyunca yer alan üç kuşak Miyosen tektoniği neticesinde bugünkü halini almıştır (Şekil 6). Bu üç kuşaktan ikisi bindirme faylarının kuzeyinde bulunmakta olup, metamorfik kuşaklar batıda Malatya – Pötürge, doğuda ise Bitlis Masifi ile temsil edilmektedir. Metamorfik masiflerin güneyinde Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağı, bu kuşağın güneyinde ise yerli kenar kıvrımları kuşağı yer almaktadır (Erdoğan ve Dora, 1983). Bitlis metamorfikleri alt birlik ve üst birlik olmak üzere aralarında açısız uyumsuzluk bulunan iki kaya grubundan oluşmaktadır (Şekil 6). Daha yaşlı olan alt birlik birimleri granit kütleleri tarafından kesilmiş ve daha sonra daha genç olan üst birlik tarafından örtülmüştür. Bitlis Masifinde çalışmalar yürüten araştırmacılar tarafından

gnays ve amfibollerden oluşan yaşlı kayaları eski temel olarak isimlendirmişlerdir (Erdoğan, 1982; Erdoğan ve Dora, 1983). Bu birimler Avnik bölgesinde bulunan ve alt birim olarak adlandırılan grupla eşleşmektedir (Yılmaz, 1975; Yılmaz, 1971). Yılmaz (1975; 1971) bölgede yürüttüğü çalışmalar neticesinde eski temel üzerine uyumsuzluklar ile mermer ve şistlerden oluşan yapının geldiğini belirtmiştir. Bu yapıya epimetamorfik örtü ismi verilmiştir. Bu örtü Avnik yöresinin Şekil 7'de verilen stratigrafik kesitinin de eşdeğeridir. Avnik yöresinde alt birlik olarak adlandırılan yaşlı birim, birbiriyle düşey ve yanal yönde geçişler gösteren ve aşağıdan yukarıya doğru gnays, felsik, metatüf – metavolkanit ve mafik metavolkanitler olarak sıralanan üç kaya biriminden oluşmaktadır. Alt birlik birimleri Avnik ve Yayla granitleri tarafından kesilmektedir (Erdoğan ve Dora, 1983). Alt birliğin en alt birimini oluşturan gnayslar gri renkli ve yer yer boşluklu, biyotitli, granatlı feldispat – kuvars gnayslar ve yeşil renkli, magnetit ve amfibolce zengin gnayslı yapılardır. Felsik metatüf – metavolkanit birimi ise ilksel porfiritik yapısını koruyan metalavlar ve bu metalavlar ile ardışıklı yer alan mavi ve yeşil renge sahip metatüflerden oluşmaktadır. Bu metatüfler bazı yerlerde koyu reşil renkte ve iri feldispat porfirobastları içeren benekli

amfibolit özelliği göstermektedir. Amfiboller içinde saçılmış türde bulunan magnetitce zengin zonlar Avnik yöresinde yanall devamlı kuşaklar oluşturmaktadır. Avnik açık ocak işletmesi en üstte mikaşist, fillit ve gnays biriminden oluşmaktadır. Cevher oluşumları gnays biriminde ve fillit

biriminde gözlenmektedir. Açık ocağı oluşturan kaya kütleleri, bölgenin geçirdiği tektonizma nedeniyle aşırı kırıklı ve çatlaklı bir yapı kazanmış durumdadır. Bu nedenle açık ocak işletmesindeki şevlerde birleşik yüzeyli yenilmeler olasıdır.



Şekil 6. Güneydoğu Anadolu Bölgesi tektonik kuşakları (Erdoğan ve Dora, 1983'den değiştirilmiştir)

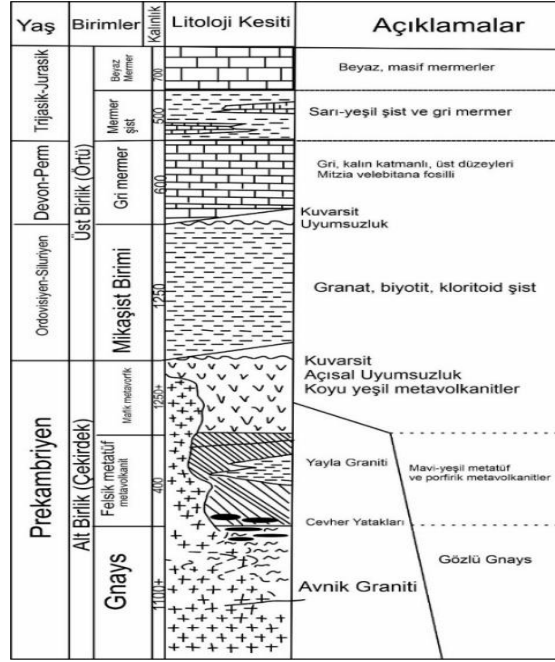
Figure 6. Tectonic belts in the Southeastern Anatolia Region (modified from Erdoğan and Dora, 1983)

İKİ BOYUTLU LİMİT DENGE VE SONLU ELEMANLAR YÖNTEMİ İLE ŞEV DURAYLILIĞI ANALİZLERİ

Yapılan duraylılık analizlerinin çalışma sahasının mevcut durumunu yansıtmaları için insansız hava aracı (İHA) ile alınan nokta bulutundan arazi sayısal yüzey modeli oluşturulmuş ve açık ocak işletmesini oluşturan jeolojik birimler sayısal yüzey modeli üzerine tanıtılmıştır.

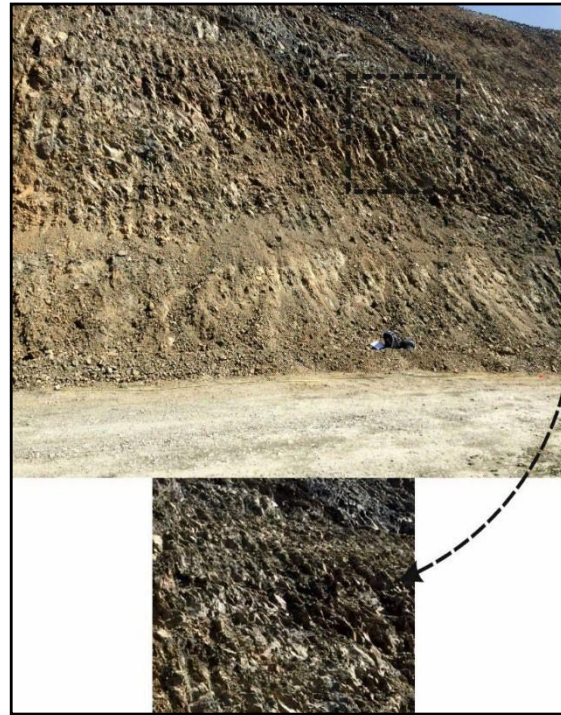
Daha sonra model üzerinden dört farklı kesit alınarak kesitler üzerinde 2-boyutlu statik - kuru ve dinamik - kuru koşullarda duraylılık analizleri gerçekleştirilmiştir.

Çalışma kapsamında yapılan, 2-boyutlu limit denge analizleri Slide2 (Rocscience Inc., 2020a) yazılımı ile gerçekleştirilen, sonlu elemanlar yöntemi ile yapılan analizler ise RS2 (Rocscience Inc., 2020b) yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir.



Şekil 7. Bitlis metamorfiklerinin Avnik yöresindeki genel stratigrafik kesiti (Erdoğan ve Dora, 1983'den değiştirilmiştir)

Figure 7. General stratigraphic section of the Bitlis metamorphites in the Avnik region (modified from Erdoğan and Dora, 1983)



Şekil 8. Aşırı kırıklı-çatlaklı mikaşist biriminden bir görünüm.

Figure 8. A general view of highly fractured mica schist

Avnik açık ocak işletmesinde geçmiş yıllarda mikaşist ve fillit birimlerinde şev duraysızlıkları yaşanmıştır (Şekil 5). Yaşanan duraysızlık açık ocak işletmesini iş sağlığı güvenliği açısından olumsuz etkilediği gibi aynı zamanda ekonomik açıdan da bazı olumsuz etkileri olmuştur. Bu bakımdan açık ocak işletmesinin şevlerinin duraylılık analizlerinin yapılması önem taşımaktadır. Çalışma sahasını oluşturan birimler ileri derecede kırıklı – çatlaklı bir yapıya sahiptir (Şekil 8). Çalışma sahasında yapılan analizlerde açık ocak işletmesindeki kaya kütlelerinin yenilme ölçütü olarak Genelleştirilmiş Hoek-Brown yenilme ölçütü kullanılmıştır. Mikaşist, fillit ve gnays birimlerinden elde edilen yenilme zarfları Şekil 9'da sunulmuştur. Yapılan süreksizlik hat etütleri neticesinde elde edilen arazi verileri ve Sönmez ve Ulusay (2002) tarafından önerilen

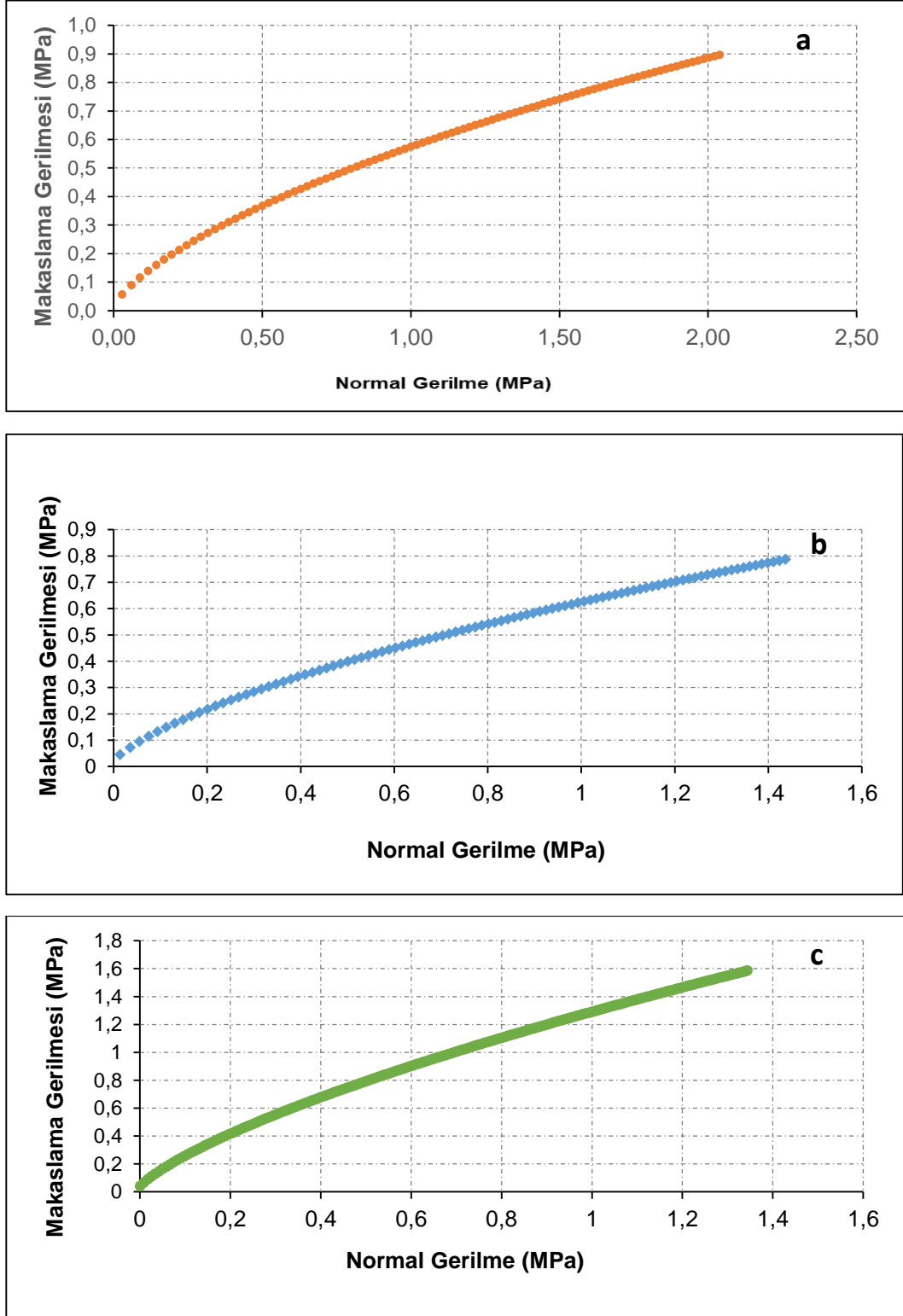
kantitatif GSI abağı kullanılarak GSI değerleri belirlenmiştir. Yapısal özellik puanı (SR) hacimsel eklem sayısı (Jv) ile belirlenirken, süreksizlik yüzey koşulu (SCR) ise profilometre ölçümleri neticesinde elde edilen yüzey pürüzlülük derecesi, bozunma puanı ve dolgu puanlarının toplamı olarak belirlenmektedir. SR ve SCR hesaplamaları sonucunda, fillit, mikaşist ve gnays için hesaplanan GSI değerleri sırasıyla 41, 35 ve 45 olmuştur (Şekil 10). Limit denge analizlerinde şevlere ait minimum güvenlik katsayısı elde edilirken Basitleştirilmiş Bishop yöntemi (Bishop, 1955), Basitleştirilmiş Janbu yöntemi (Janbu, 1973), Morgenstern-Price yöntemi (Morgenstern ve Price, 1965) ve Spencer yöntemi (Spencer, 1967) kullanılmıştır.

Tablo 1. Kaya birimlerinin ortalama fiziko-mekanik özellikleri

Table 1. Average physico-mechanical properties of rock units

Birimler	Numune Sayısı	Kuru Birim Hacim Ağırlık (kN/m ³)	Doymun Birim Hacim Ağırlık (kN/m ³)	Kütlece Su Emme (%)	Gözeneklilik (%)	Tek Eksenli Basınç Dayanımı (MPa)		
						Nokta Deneyi*	Yük	Tek Eksenli Basınç Deneyi
Mikaşist	8	23.88	24.64	2.52	6.10	11.96	-	-
Fillit	8	27.15	27.21	0.23	0.64	24.54	-	-
Gnays	4	38.51	38.74	0.60	2.37	-	-	39.46

*UCS=Is(50)*k; k=10 kullanılarak nokta yük deneyinden hesaplanmış tek eksenli basınç dayanımı değeridir.



Şekil 9. Hoek – Brown yenilme kriteri kullanılarak çizilen yenilme zarfları a)mikaşist, b)fillit, c)gneiss
Figure 9. Failure envelopes using Hoek – Brown failure criterion a)micaschist, b)phyllite, c)gneiss

Analizlerin yapılabilmesi için çalışma sahasından 4 adet kesit alınmış ve kesitler üzerinde hem limit denge hem de sonlu elemanlar yöntemi ile analizler gerçekleştirilmiştir (Şekil 11).

Sahadan alınan numuneler üzerinde Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Maden İşletme Laboratuvarı'nda ve Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kaya ve Zemin Mekanik Laboratuvarı'nda kaya malzemesinin fiziksel ve mekanik özelliklerini belirlemek amacıyla ISRM (2007) önerileri doğrultusunda deneyler yapılmıştır. Yapılan deneyler neticesinde birimlerin fizikomekanik özellikleri belirlenmiştir (Tablo 1).

Gnays numunesinin kuru ve doymuş birim hacim ağırlıklarının yüksek çıkmasının sebebi cevherleşmenin gnays biriminde olmasından kaynaklanmaktadır. Çılaşmanın yürütüldüğü esnada Avnik (Bingöl) açık ocak demir işletmesinin mevcut derinliği 333 metredir. Açık ocak işletmesini oluşturan basamakların şev açıları 45°, ocağın genel şev açısı ise 38°'dir. Açık ocak işletmesinde şev genişlikleri 3 m, şev yükseklikleri ise 6 m'dir.

Limit denge ve sonlu elemanlar analizlerinde kullanılan parametreler Tablo 2'de verilmiştir. Statik koşullar için gerçekleştirilen Limit denge analizleri neticesinde elde edilen minimum güvenlik katsayıları Şekil 12'de gösterilmektedir. Kesitler üzerinde yapılan analiz sonuçlarına göre statik ve kuru koşullarda şevlerde duraylılık problemleri beklenmemektedir. Fakat 1-1' kesitinin statik ve kuru durumda güvenlik katsayısı 1'e (1.23) yaklaşmaktadır. Kesitler üzerinde yapılan analizler incelendiğinde basitleştirilmiş Janbu yöntemi ile yapılan analizlerde düşük güvenlik katsayıları elde edilirken Spencer yöntemi kullanılarak yapılan analizlerde daha yüksek güvenlik katsayıları bulunmuştur. Birçok araştırmacı da bu konuda

çalışmalar yürütmüş ve Morgenstern – Price ve Spencer yöntemleri kullanılarak yapılan analizlerin gerçeğe daha yakın sonuçlar verdiğini belirtmişlerdir (Hammouri vd., 2008; Kadakci Koca ve Koca, 2020; Nasvi ve Krishnya, 2019). Bu durumun nedeni Morgenstern – Price ve Spencer yöntemlerinde hem moment hem de kuvvet eşitlikleri kullanılarak analizler yapılmaktadır. Son yıllarda şev duraylılık analizlerinde sonlu elemanlar yöntemi de çok sık kullanılmaktadır. Makaslama dayanım azaltımı yöntemi (shear strength reduction method) şev duraylılığının ortaya konmasında sıklıkla tercih edilmektedir (Griffiths ve Lane, 1999; Hammah vd., 2005). Sonlu elemanlar analizlerinde model alt elemanlara ayrılmakta ve bu elemanlara ağ adı verilir.

Sonlu eleman yönteminde ağ tipi üniform, 6 üçgen ağ kullanılarak analizler yapılmıştır. Kaya davranışı olarak çok kırıklı- çatlaklı üzerinde gerçekleştirilen analizler neticesinde elde edilen minimum güvenlik katsayıları ve SRF değerleri Tablo 3'te sunulmuştur. Tablo 3'te de görüldüğü üzere sonlu elemanlar yöntemi kullanılarak elde edilen değerler ile limit denge analizleri ile elde edilen değerler uyum içerisindedir.

PSÖDO STATİK DURAYLILIK ANALİZLERİ

Çalışma sahasının bulunduğu Bingöl bölgesinde 1900 yılından 2020 yılına kadar en büyüğü 7,9 olmak üzere 489 adet deprem meydana gelmiştir (AFAD, 2020). İnceleme alanına ait maksimum yatay yer ivme değeri Türkiye Deprem Tehlike Haritası İnteraktif Web Uygulaması kullanılarak çalışma sahasındaki en büyük yatay yer ivmesi (PGA) 0.614 g, en büyük yer hızı (PGV) ise 37.568 cm/s olarak elde edilmiştir ("TDTH Web Arayüzü", 2021). Aynı zamanda, çalışma sahasına ait ivme değeri Ulusay vd. (2004)

Tablo 2. Limit denge analizleri ve sonlu elemanlar analizlerinde kullanılan parametreler
Table 2. Parameters used in limit equilibrium analyses and finite element analyses

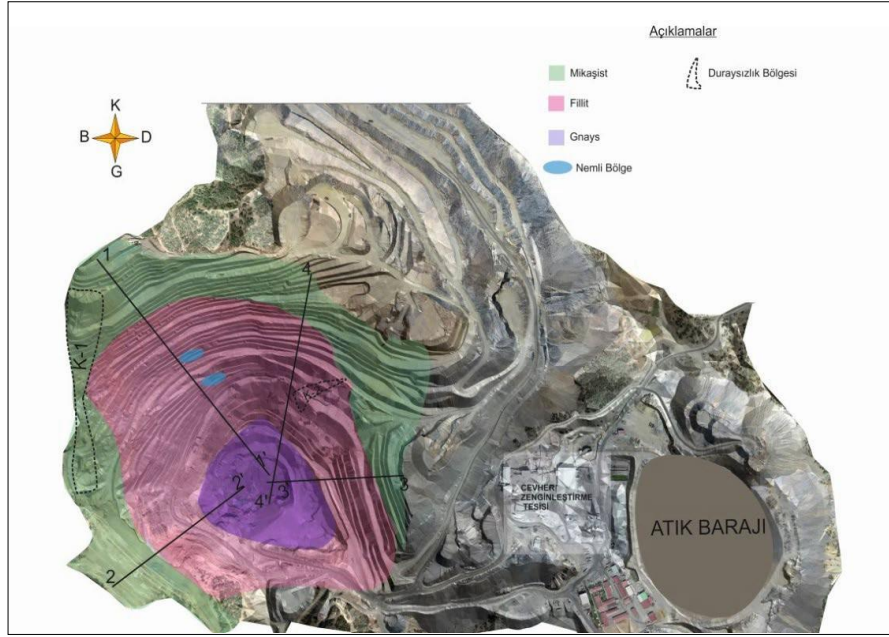
	Mikaşist	Fillit	Gnays
GSI	35	41	45
m_b	0.176	0.152	0.787
s	3.31e-05	8.57e-05	0.000162
a	0.516	0.511	0.508
σ_{ci}^*	32 MPa ⁽¹⁾	35 MPa ⁽²⁾	38 MPa ⁽³⁾
Sağlam kayanın elastisite modülü**	21.60 GPa	19.30 GPa	19.95 GPa
Poison oranı***	0.3	0.3	0.3
Modül oranı (MR)***	675	550	525
m_i^{****}	12	7	28
D****	0.9	0.9	0.9

*⁽¹⁾Yiming vd. (2019), *⁽²⁾Xu vd. (2016), Hu vd. (2019), Singh vd. (2014), *⁽³⁾Laboratuvar verileri ve Monticelli vd. (2020) dikkate alınmıştır. **Modül oranı (MR) yaklaşımı ile belirlenmiştir. *** (Rocscience Inc., 2020c) yazılım önerileri dikkate alınmıştır.

Tablo 3. Kesitler üzerinde yapılan limit denge analizleri ile hesaplanan minimum güvenlik katsayıları ve sonlu elemanlar analizleri ile hesaplanan SRF değerleri

Table 3. Minimum factor of safety values calculated from limit equilibrium analyses and SRF values from finite element analyses on sections

	Analiz Yöntemi	1-1' Kesiti	2-2' Kesiti	3-3' Kesiti	4-4' Kesiti
Limit denge yöntemi	Bishop	1.21	2.06	2.08	1.63
	GLE / Morgenstern-Price	1.22	2.18	2.11	1.64
	Janbu	1.14	1.94	1.96	1.54
	Spencer	1.23	2.19	2.11	1.66
Sonlu elemanlar yöntemi	SRF	1.20	2.03	2.21	1.67

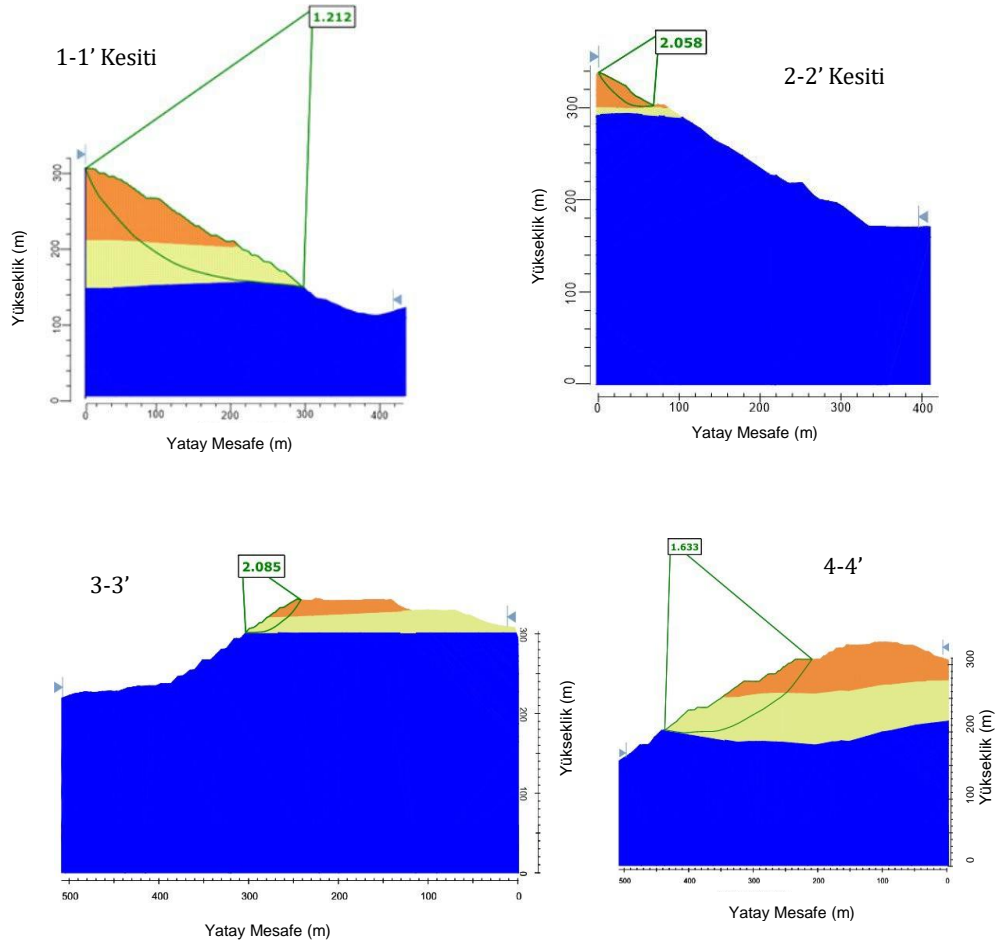


Şekill 11. Limit denge ve sonlu elemanlar analizlerinde kullanılan kesitler

Figure 11. Cross sections used in limit equilibrium and finite element analyses

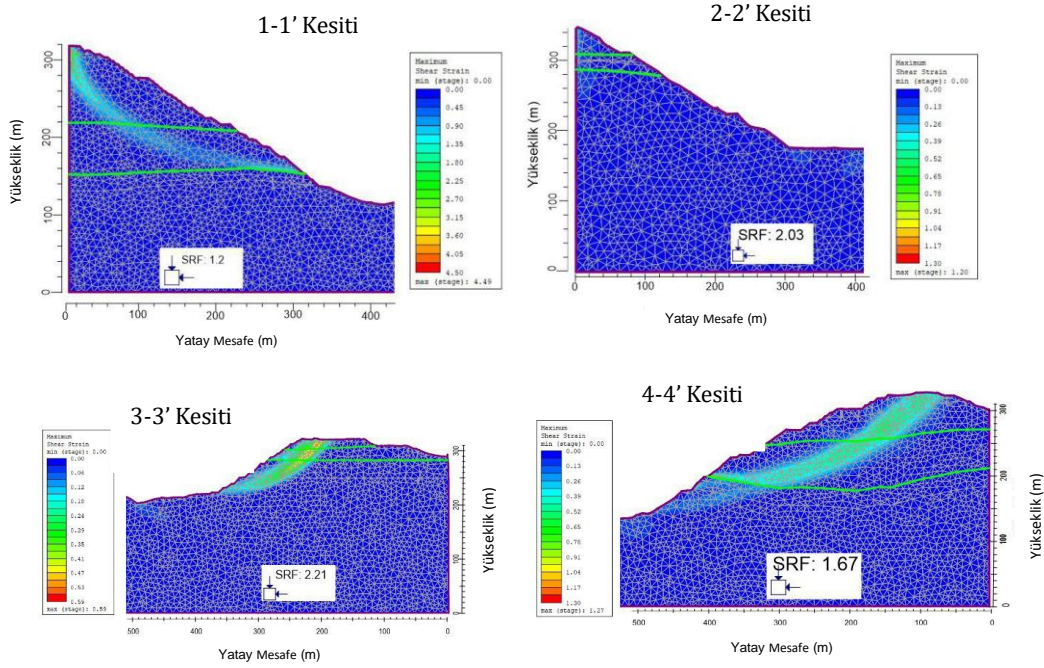
Bingöl (Avnik) açık ocak işletmesi sismik olarak aktif olan Doğu Anadolu Fay Zonu ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'na oldukça yakın bir lokasyonda bulunmaktadır. Bu sebeple işletmede bulunan şevlerin duraylılık durumlarının depremlerinde incelenmesi önem arz etmektedir. Açık ocak işletmesinde bulunan şevlerden alınan kesitler üzerinde hem sonlu elemanlar hem de limit denge analiz yöntemiyle Psödo statik analizler yapılmıştır. Psödo statik analizler Hynes – Griffin ve Franklin (1984) tarafından önerildiği şekli ile inceleme sahasında etkin olan maksimum

yatay yer ivmesinin (0.614 g) yarısı (0.307 g) seçilerek yapılmıştır (Hynes-Griffin ve Franklin, 1984). Kesitler üzerinde yapılan limit denge analizleri Şekil 14'te sonlu elemanlar yöntemiyle yapılan analizler ise Şekil 15'de gösterilmiştir. Kesitlerden elde edilen güvenlik katsayıları ve SRF değerleri Tablo 4'te sunulmuştur. Hem limit denge yöntemiyle yapılan analiz sonuçlarına hem de sonlu elemanlar yöntemiyle yapılan analiz sonuçlarına göre şevlere etkiyebilecek 0.307 g yatay ivme bileşeni şevlerin duraylılığını olumsuz yönde etkilemektedir.



Birim	Renk	Birim Hacim Ağırlık kN/m ³	Yenilme Tipi	UCS (Mpa)	mb	s	a
Mikaşist	■	23.88	Genelleştirilmiş Hoek-Brown	32	0.176	3.31e-05	0.516
Fillit	■	27.15	Genelleştirilmiş Hoek-Brown	35	0.152	8.57e-05	0.511
Gnays	■	38.51	Genelleştirilmiş Hoek-Brown	38	0.787	0.000162	0.508

Şekil 12. Kesitler üzerinde limit denge analizi sonucunda elde edilen minimum güvenlik katsayıları
Figure 12. Minimum factor of safety values obtained from limit equilibrium analysis on the sections



Şekil 13. Kesitler üzerinde sonlu elemanlar yöntemi ile elde edilen dayanım azaltma faktörü (SRF)

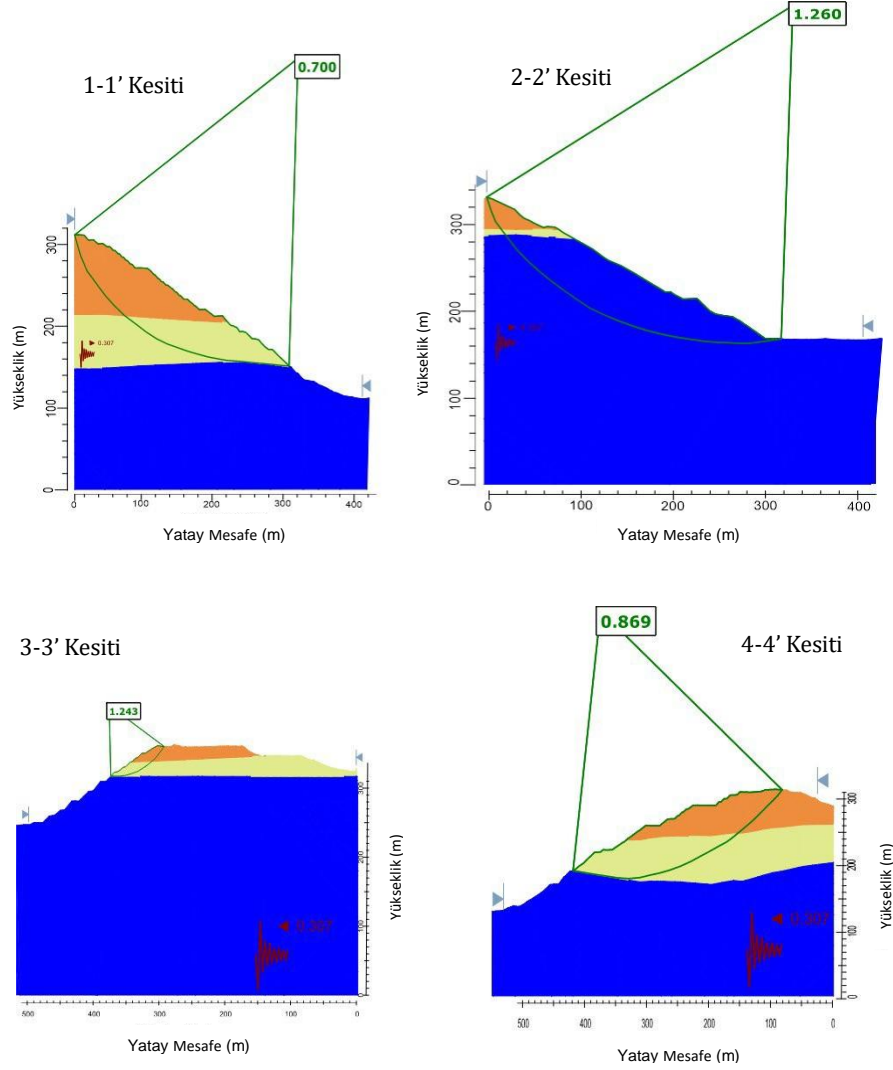
Figure 13. Strength reduction factor (SRF) obtained from finite element method on the sections

SONUÇ

Yapılan limit denge analizleri sonuçlarına göre Janbu yöntemi kullanılarak gerçekleştirilen analizlerde en düşük güvenlik katsayıları elde edilirken; Spencer yöntemi kullanılarak yapılan analizlerde daha yüksek güvenlik katsayıları elde edilmiştir. Literatürdeki çalışmalara bakıldığında Morgenstern-Price ve Spencer yöntemi ile yapılan analizler gerçeğe daha yakın sonuçlar verdiği ifade edilmektedir. Bu durumun sebebi Morgenstern-Price ve Spencer yöntemi ile yapılan analizlerde kuvvet dengesi ve moment dengesinin bir arada kullanılmasıdır.

Sonlu elemanlar yöntemi ile yapılan analizlerde her bir kesit için makaslama dayanımı azaltımı yöntemi (SSR) kullanılarak güvenlik katsayıları hesaplanmıştır. Yapılan

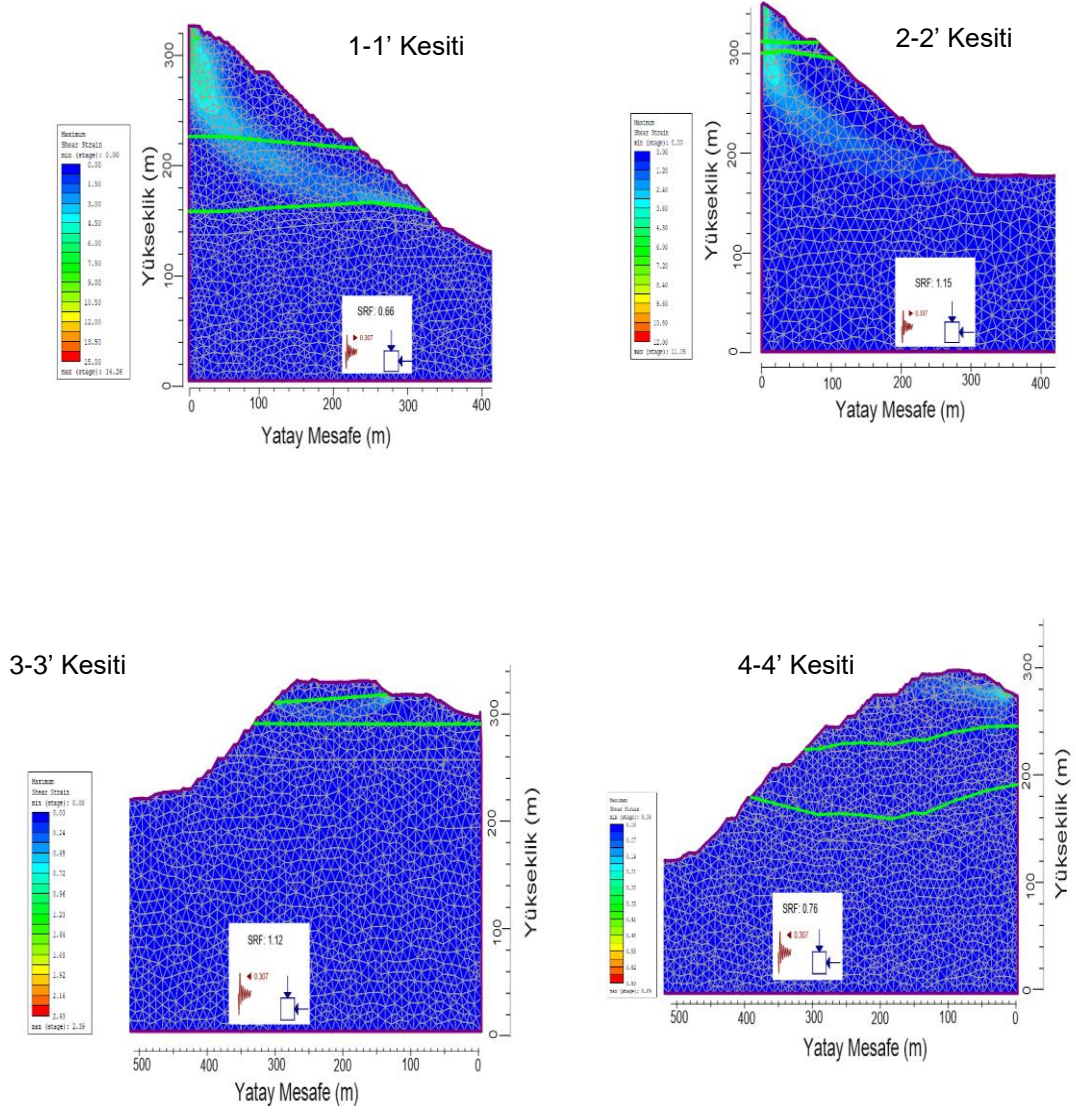
analizler neticesinde 1-1' kesiti için 1.2; 2-2' kesiti için 2.03; 3-3' kesiti için 2.21 4-4' kesiti için 1.67 güvenlik katsayıları belirlenmiştir. Hem limit denge analizleri hem de sonlu elemanları yöntemi ile statik koşullarda yapılan analiz sonuçlarına göre elde edilen güvenlik katsayılarının uyum içerisinde olduğu görülmüştür. 1-1' kesiti (açık ocağın kuzey yamacı) ile 4-4' kesitleri (açık ocakta oluşan duraysızlık bölgesine yakın nokta) hem açık ocak işletmesinin en tepeden en dip noktasına kadar olan alanı kapsadığından hem de geçmişte yaşanan şev duraysızlıklarına yakınlığı nedeniyle hassas kesitlerdir. Limit denge analizleri ve sonlu elemanlar yöntemi ile yapılan analiz sonuçları da bu kesitlerde yer alan şevlerin duraysızlığa karşı hassas olduğunu ve dikkat edilmesi gerektiğini işaret etmektedir.



Birim	Renk	Birim Hacim Ağırlık kN/m ³	Yenilme Tipi	UCS (Mpa)	mb	s	a
Mikaşist	■	23.88	Genelleştirilmiş Hoek-Brown	32	0.176	3.31e-05	0.516
Fillit	■	27.15	Genelleştirilmiş Hoek-Brown	35	0.152	8.57e-05	0.511
Gnays	■	38.51	Genelleştirilmiş Hoek-Brown	38	0.787	0.000162	0.508

Şekil 14. Kesitler üzerinde 0.307 g yatay yük altında yapılan limit denge analizi

Figure 14. Minimum factor of safety obtained from limit equilibrium method under the 0.307g seismic load on the sections



Şekil 15. Kesitler üzerinde 0.307 g yatay yük altında yapılan sonlu elemanlar analizi

Figure 15. Finite element analyses under the 0.307g seismic load on the sections

Tablo 4. Kesitler üzerinde 0.307 g yatay ivme bileşeni etkisi altında yapılan limit denge ve sonlu elemanlar analizleri ile hesaplanan minimum güvenlik katsayıları ve SRF değerleri*Table 4. Minimum factor of safety calculated from limit equilibrium analysis and finite element analysis on sections under the 0.307 g seismic load*

Analiz Yöntemi	1-1' Kesiti	2-2' Kesiti	3-3' Kesiti	4-4' Kesiti
Bishop	0.70	1.26	1.24	0.87
GLE / Morgenstern-Price	0.70	1.27	1.14	0.80
Janbu	0.64	1.26	1.14	0.80
Spencer	0.70	1.29	1.27	0.88
SRF	0.66	1.15	1.12	0.76

Çalışma sahası ülkemizi kesen iki önemli fay hattı olan Doğu Anadolu Fay Zonu ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kesişme noktasında sismik olarak oldukça aktif bir alanda yer almaktadır. Aynı zamanda açık ocak sahasında yapılan üretim faaliyetlerinin delme – patlatma yöntemiyle yapıldığı göz önüne alındığında açık işletmede mevcut bulunan şevlerin üzerinde dinamik yüklerin duraylılık üzerindeki etkisinin araştırılması önemli bir husustur. Dinamik koşullar için yapılan limit denge analizleri neticesinde 0.307 g yatay ivme bileşeni altında kritik limit denge koşuluna yakın veya 1.0 altında güvenlik katsayısı değerleri elde edilmiştir. Kesitler üzerinde sonlu elemanlar yöntemi kullanılarak yapılan ve dinamik yüklerinin etkisinin incelendiği analiz sonuçlarına göre özellikle 1-1' kesiti ve 4-4' kesiti dinamik yüklerin etkisi altında duraysız duruma gelirken diğer kesitlerin de limit dengeye yaklaştığı görülmektedir. Bu analizlerden elde edilen sonuçlar özellikle 1-1' ve 4-4' nolu hassas kesitlere yakın bölgelerde yapılacak delme – patlatma operasyonlarının şevleri çok fazla örselemeden kontrollü bir şekilde yapılması gerektiğini ortaya koymaktadır.

Açık ocak işletmesinde üretim faaliyetleri delme – patlatma işlemleri ile gerçekleştirilmektedir. Patlatma işlemlerinin şevlerde oluşturduğu dinamik etki göz önünde bulundurularak patlatma yapılan birime uygun olarak patlayıcı miktarları belirlenmelidir. Patlatma işlemleri yapılırken sismograflar ile ölçümler alınmalı ve patlatma öncesi ve sonrası şev duraylılık analizleri yapılarak yapılan patlatma işleminin şevler üzerinde bir etki oluşturup oluşturmadığı gözlenmelidir. Bu sayede hem delme – patlatma işlemlerinin verimi artacak hem de şev duraylılığı korunmuş olacaktır.

Derinleşen açık ocak işletmelerinde sıklıkla uygulanan ve gelişen teknoloji ile yaygınlaşan radar sistemleri kullanılarak özellikle kuzey bölgesinde yer alan şevlerdeki deformasyonlar anlık uzaktan izleme sistemleri ile izlenmeli ve olası kaymalara karşı önlemler alınmalıdır.

Açık ocak işletmelerinde şev duraylılığını etkileyen bir diğer önemli husus ise yüzey sularıdır. Yüzey suları kırıklar aracılığıyla ocak tabanına kadar taşınabilmektedir. Bundan dolayı açık ocak işletmesini oluşturan şevlerde detaylı hidrojeolojik çalışmalar yapılmalı ve bu

veriler ışığında duraylılık koşulları yeniden değerlendirilmelidir.

Açık ocak işletmesinin dinamik bir işletme olduğu ve üretim faaliyetlerinin devam ettiği göz önünde bulundurulduğunda ocağın günden güne derinleştiği bir gerçektir. Derinleşen açık ocak işletmelerinde şev duraylılığı konusuna hassasiyetle yaklaşılmalıdır. Mevcut durumda açık ocak işletmesinde bulunan basamak şevlerinin yükseklikleri 6 m, ocağın genel şev açısı ise 38°'dir. Cevherin yönelimi ve doğrultusu dikkate alınarak özellikle açık ocağın kuzey kısmında bulunan ve açık ocağın üst kotlarını oluşturan mikaşistlerin duraylılık açısından hassas oldukları göz önünde bulundurulmalı ve ocağın gelecek planlamaları bu hususlar göz önünde bulundurularak yapılmalıdır. Bu doğrultuda kuzey yönündeki genel şev açısının bir miktar düşürülmesinde yarar vardır.

KAYNAKLAR

AFAD. 2020. "14 Haziran 2020 Karlıova (Bingöl) Mw 5.7 Depremine İlişkin Ön Değerlendirme Raporu" (s. 12).

Bishop, A. W. 1955. "The use of the slip circle in the stability analysis of slopes". *Geotechnique*, 5(1), 7-17.

Chen, L., Cheng, C.-Pang. 2017. "Influence of failure probability due to parameter and anchor variance of a freeway dip slope slide—A case study in Taiwan". *Entropy*, 19(8), 431-431.

Erdoğan, B. 1982. "Bitlis Masifi'nin Avnik (Bingöl) Yöresinde Jeolojisi ve Yapısal Özellikleri". EÜ Yerbilimleri Fakültesi, Doçentlik Tezi.

Erdoğan, B., Dora, O. Ö. 1983. "Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu". *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 133-144.

Bununla birlikte ocak geometrisinin değişmesine bağlı olarak şevler için belirli aralıklarla şev duraylılık analizleri yapılarak şevlerin güvenlik katsayıları belirlenmelidir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Ogün Ozan Varol'un doktora tezinden üretilmiştir. Yazarlar, doktora çalışmasını Mühendislik 20.004 numaralı proje ile destekleyen Dicle Üniversitesi Bilimsel Araştırma Proje Koordinatörlüğüne ve açık ocak maden sahasında çalışmamıza olanak sağlayan, arazi çalışmalarında her türlü desteği sağlayan DİMİN A.Ş yetkililerine ve teknik elemanlarına teşekkürlerini sunarlar.

Yazarlar, dergi editörüne ve hakemlere yapıcı eleştirileri ile makalenin gelişmesinde sağladıkları dikkate değer katkı için teşekkür ederler.

Eskikaya, Ş., Karpuz, C., Hindistan, M. A., Tamzok, N. 2005. "Maden Mühendisliği Açık Ocak İşletmeciliği El Kitabı". Basım, TMMOB-Maden Mühendisleri Odası Yayınları, Ankara, 4-5.

Griffiths, D. V, Lane, P. A. 1999. "Slope stability analysis by finite elements". *Geotechnique*, 49(3), 387-403.

Hammah, R., Yacoub, T., Corkum, B., Curran, J. H. 2005. "The shear strength reduction method for the generalized Hoek-Brown criterion".

Hammouri, N. A., Malkawi, A. I. H., Yamin, M. M. A. 2008. "Stability analysis of slopes using the finite element method and limiting equilibrium approach". *Bulletin of*

- Engineering Geology and the Environment, 67(4), 471-478.
- Hu, Y., Ren, F., Ding, H., Fu, Y., Tan, B. 2019. "Study on the process and mechanism of slope failure induced by mining under open pit slope: a case study from Yanqianshan iron mine, China". *Advances in Civil Engineering*, 2019.
- Hynes-Griffin, M. E., Franklin, A. G. 1984. "Rationalizing the seismic coefficient method.". Army Engineer Waterways Experiment Station Vicksburg Ms Geotechnical Lab.
- ISRM. 2007. "The complete ISRM suggested methods for rock characterization. In: Ulusay, R., Hudson, J.A. (Eds.), *Testing and Monitoring:974-2006*". *Testing and Monitoring*, 628-628.
- Janbu, N. 1973. "Slope stability computations". Publication of: Wiley (John) and Sons, Incorporated.
- Kadakci Koca, T., Koca, M. Y. 2020. "Comparative analyses of finite element and limit-equilibrium methods for heavily fractured rock slopes". *Journal of Earth System Science*, 129(1), 1-13.
- Keskin, M. Ö. 2008. "Çukurova yöresi kuvarsit işletmelerinde bilgisayar destekli şev dizaynı ve şev stabilite analizleri". Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Maden Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi, 256.
- McCombie, P., Wilkinson, P. 2002. "The use of the simple genetic algorithm in finding the critical factor of safety in slope stability analysis". *Computers and Geotechnics*, 29(8), 699-714.
- Monticelli, J. P., Ribeiro, R., Futai, M. 2020. "Relationship between durability index and uniaxial compressive strength of a gneissic rock at different weathering grades". *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 79(3), 1381-1397.
- Morgenstern, N. R. u, Price, V. E. 1965. "The analysis of the stability of general slip surfaces". *Geotechnique*, 15(1), 79-93.
- Nasvi, M. C. M., Krishnya, S. 2019. "Stability Analysis of Colombo–Katunayake Expressway (CKE) Using Finite Element and Limit Equilibrium Methods". *Indian Geotechnical Journal*, 49(6), 620-634.
- Paşamehmetoğlu, A. G., Bilgin, A., Özgenoğlu, A., Karpuz, C. 1980. "Avnik (Bingöl) Demir Yatakları Açık İşletme Şev Duraylılığı İncelenmesi", 20.
- Rocscience Inc. 2020a. "2D Limit equilibrium slope stability analysis". Toronto, Ontario, Canada: Rocscience.
- Rocscience Inc. 2020b. "RS2 Finite Element Analysis for Excavations and Slopes". Toronto, Ontario, Canada. Geliş tarihi gönderen www.rocscience.com
- Rocscience Inc. 2020c. "RSData" (Versiyon 1.007). Rocscience.
- Singh, R., Umrao, R., Singh, T. 2014. "Stability evaluation of road-cut slopes in the Lesser Himalaya of Uttarakhand, India: conventional and numerical approaches". *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73(3), 845-857.
- Sonmez, H., Ulusay, R. 2002. "A discussion on the Hoek-Brown failure criterion and suggested modifications to the criterion verified by slope stability case studies". *Yerbilimleri*, 26(1), 77-99.
- Spencer. 1967. "A method of analysis of the stability of embankments assuming

parallel inter-slice forces". *Geotechnique*, 17(1), 11-26.

TDTH Web Arayüzü. 2021, Ekim 30. Geliş tarihi 11 Şubat 2022, gönderen <https://tdth.afad.gov.tr/TDTH/main.xhtml>

Ulusay, R. 2001. "Jeoteknik Etütler için Veri Toplama ve Değerlendirme Teknikleri". Konulu Eğitim Seminerinin Kaynak Yayına Ek Notlar, Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Vakfı, Ankara.

Ulusay, R., Tuncay, E., Sonmez, H., Gokceoglu, C. 2004. "An attenuation relationship based on Turkish strong motion data and iso-acceleration map of Turkey". *Engineering Geology*, 74(3-4), 265-291.

Varol, O. O., Ayhan, M., Akin, M. 2021. "Kaya kütle makaslama dayanımının geri analiz yöntemi ile belirlenmesi: Bir vaka analizi". *Scientific Mining Journal*, 60(3), 137-145.

Xu, N., Zhang, J., Tian, H., Mei, G., Ge, Q. 2016. "Discrete element modeling of strata and surface movement induced by mining under open-pit final slope". *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 88, 61-76.

Yang, X. L., Yin, J. H. 2004. "Slope Stability Analysis with Nonlinear Failure Criterion". *Journal of Engineering Mechanics*, 130(3), 267-273.

Yılmaz, O. 1975. "Cacas bölgesi (Bitlis masifi) kayaçlarının petrografik ve stratigrafik incelenmesi: Türkiye Jeol". *Kur. Bült*, 18(1), 33-40.

Yılmaz, O. 1971. "Etude pétrographique et géochronologique de la région de Cacas (partie méridionale du massif de Bitlis, Turquie)-Anatolie".

Yiming, W., Siame, T., Bowa, V. M. 2019. "Slope Stability of the Middle Stack of an Open Pit Mine". *International Journal of Scientific & Technology Research*, 8, 61-69.

Zhu, D. Y., Lee, C. F., Jiang, H. D. 2003. "Generalised framework of limit equilibrium methods for slope stability analysis". *Geotechnique*, 53(4), 377-395.