



**Kapak Resmi :** Akveren Formasyonunda Kıvrımlanma, Ayancık – SİNOP (Foto: Halil Şeker, 2006). **Cover Photography :** Folding in the Akveren Formation, Ayancık – SİNOP (Photo : Halil Şeker, 2006)

# TPJD BÜLTENİ / TAPG BULLETIN

**Cilt**:28•**Sayı**:1•**Yıl**:2016



Volume: 28 • Number: 1 • Year: 2016

ISSN: 1300 - 0942

Türkiye Petrol Jeologları Derneği'nin yayın organıdır. The official publication of Turkish Association of Petroleum Geologists

> Yılda iki kez yayımlanır. Published two times a year.

Yayın dili Türkçe / İngilizcedir Publication language is Turkish / English

TPJD YÖNETİM KURULU / TAPG EXECUTIVE COMMITTEE Ahmet ÇAPTUĞ / Başkan / President Hasan SARIKAYA / 2. Başkan / Vice President Arzu AKTOSUN / Yazman / Secretary Hüsnü ÇORBACIOĞLU / Yazman / Treasurer Cem KARATAŞ / Üye / Member Özlem KORUCU / Üye / Member Serdar ÖZDOĞAN / Üye / Member

TPJD ADINA YAYIN SORUMLUSU / PUBLICATION MANAGER Cem KARATAŞ

> TPJD ADINA SAHİBİ / EXECUTIVE DIRECTOR Ahmet ÇAPTUĞ

# YAZIŞMA ADRESİ

CORRESPONDENCE ADDRESS Alternatif İş Mrk. Kızılırmak Mah. 1446. Sk. No:12 Kat: 2/6 Çukurambar Çankaya, ANKARA/TÜRKİYE Tel: (90 312) 419 86 42 • (90 312) 419 86 43 • Fax: (90 312) 419 86 43 www.tpjd.org.tr • e-mail: tpjd@tpjd.org.tr

# TPJD BÜLTENİ / TAPG BULLETIN Yayın Kurulu / Publication Board

Editör / Editor Prof.Dr. Kadir DİRİK kdirik@hacettepe.edu.tr

# Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

Ahmet GÜVEN PETOIL Ahmet Tuğrul BAŞOKUR AÜ Ali SARI AÜ A.M. Celal SENGÖR İTÜ Aral İ. OKAY İTÜ Asuman TÜRKMENOĞLU ODTÜ Atike NAZİK CÜ Attila AYDEMİR TPAO Attila ÇİNER HÜ A.Coşkun NAMOĞLU TPAO Baki VAROL AÜ C. Özgen KARACAN NIOSH Cahit ÇORUH ABD Cem SARAÇ HÜ Cengiz SOYLU TPAO Coşkun SARI DEÜ Demir ALTINER ODTÜ Doğan PERİNCEK COMÜ Emin DEMİRBAĞ İTÜ Engin MERİÇ TPJD Ercan ÖZCAN İTÜ Erdin BOZKURT ODTÜ Erdinç YİĞİTBAŞ ÇOMÜ Erdoğan TEKİN AÜ Erhan YILMAZ TPJD Funda AKGÜN DEÜ Gürol SEYİTOĞLU AÜ Havrullah DAĞISTANLI MTA Hulisi KARGI PÜ İsmail BAHTİYAR TPAO K. Erçin KASAPOĞLU HÜ Kadir DİRİK HÜ

Mehmet ÇELİK AÜ Mehmet ÖZKANLI TPAO Mihraç AKÇAY KTÜ Mustafa ONUR İTÜ Muzaffer SİYAKO TPAO M. Cemal GÖNCÜOĞLU ODTÜ M. Kaya ÇOBAN TPAO M. Namık YALÇIN İÜ Nilgün GÜLEÇ ODTÜ Nizamettin KAZANCI AÜ Nuri TERZIOĞLU TPAO N. Bozkurt ÇİFTÇİ ODTÜ Okan TÜYSÜZ İTÜ Orhan TATAR CÜ Osman CANDAN DEÜ Osman PARLAK ÇÜ Ömer Işık ECE İTÜ Ömür M. NOHUT Schlumberger Özdoğan YILMAZ Anadolu Jeofizik Müh. Ltd.Şt. Remzi AKSU TPAO Salih SANER ODTÜ Serhat AKIN ODTÜ Sertaç Hami BAŞEREN AÜ Şakir ŞİMŞEK HÜ Tansel TEKIN TPAO Uğraş IŞIK TPAO Volkan Ş. EDİGER İEÜ Yıldız KARAKECE TPAO Yücel YILMAZ KHÜ Y. Haluk İZTAN TPAO Zühtü BATI TPAO

# TPJD Bülteni 28-1 no'lu ciltte yayınlanan makalelerin hakemliğini yapanlar:

Baki VAROL İsmail Bahtiyar N. Bozkurt ÇİFTÇİ Erhan YILMAZ Kadir DİRİK Uğraş IŞIK

# İÇİNDEKİLER/CONTENTS

| Hoya Formasyonu (Hazro-Diyarbakır) Bartoniyen Bentik Foraminiferleri  |    |
|---|----|
| Ozerine Biyostratigrafik ve Paleocografik faklaşını<br>Disetertiyesetkiş seril Beleşereşerekiş Asereşek en tiş Derteyine Berthis Evensisifere |    |
| Biostratigraphic and Paleogeographic Approach on the Bartonian Benthic Foraminifera   |    |
| of Hoya Formation (Hazro-Diyarbakır)  |    |
| Nazire ÖZGEN ERDEM ve Derya SİNANOĞLU   | 1  |
| Kızıldeniz'in Açılımı ve Midyan Havzası'nın Stratigrafik Evrimi (KB Suudi Arabistan)  |    |
| Rifting of the Red Sea and Stratigraphic Evolution of Midyan Basin (NW Saudi Arabia)  |    |
| Muhittin ŞENALP   | 19 |
| Seismic Interpretation and Restoration of a Forearc Basin System Offshore,  |    |
|   |    |
| Yeni Zelanda Açık Denizinde Yer Alan Yayonu Basen Sisteminin Sismik Yorumu ve   |    |
| Yapısal Restorasyonu  |    |
| Umut IŞIKALP  | 59 |
| Türkiye Petrol Jeologları Derneği (TPJD) Bülteni Taslak Makale Kabul İlkeleri ve  |    |
| Yazım Kuralları   |    |
| The Bulletin of Turkish Association of Petroleum Geologists (TAPG), Article Acceptance  |    |
| Principles and Writing Rules  | 75 |

# HOYA FORMASYONU (HAZRO-DİYARBAKIR) BARTONİYEN BENTİK FORAMİNİFERLERİ ÜZERİNE BİYOSTRATİGRAFİK VE PALEOCOĞRAFİK YAKLAŞIM

# BIOSTRATIGRAPHIC AND PALEOGEOGRAPHIC APPROACH ON THE BARTONIAN BENTHIC FORAMINIFERA OF HOYA FORMATION (HAZRO-DİYARBAKIR)

Nazire ÖZGEN ERDEM<sup>1</sup> ve Derya SİNANOĞLU<sup>2</sup> <sup>1</sup>Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas <sup>2</sup>Batman Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 72100 Batman e-posta: nazire.erdem@gmail.com; drysinanoglu@gmail.com

## ÖΖ

Arap Platformu'nun otokton istiflerinden biri olan Hoya formasyonunun Hazro ilçesi civarında (Divarbakır kuzevdoğusu) vüzlek veren kirectaslarında bentik foraminifer topluluğu tanımlanmıştır. Hazro ölçülü stratigrafi kesiti boyunca porselen kalker ve aglütin kavkılı formlar baskındır. İstifin tabanında küçük-orta miliolid temsilciler ve textularinid formlar gözlenmektedir. Ancak, kesitin orta bölümlerinden itibaren baslavarak üst kesimlerine doğru iri bentik foraminiferler çeşitlilik ve sayısal açıdan artış gösterirler.

Porselen kalker kavkılı Alveolina ve soritidler ile birlikte aglütin kavkılı orbitolinid ve textularinidler bu topluluğun ana elemanlarıdırlar. Bu çalışmada, Hoya formasyonunun kireçtaşı düzeylerinde; A. fragilis Hottinger, A. fusiformis (Sowerby), A. stercusmuris Mayer-Eymar, A. nuttali (Davies), R. malatyaensis (Sirel), D. aegyptiensis (Chapman), H. paleocenica Sirel, Somalina stefaninii Silvestri, Orbitolites sp. tanımlanmıştır. Tanımlanan fosil topluluğu kireçtaşlarının Bartoniyen yaşlı olduğunu ve sınırlı, oldukça sığ denizel ortam koşullarında çökeldiğini göstermektedir.

Ayrıca, çalışma alanındaki Orta Eosen (Bartoniyen) foraminifer topluluğunun, Kahire (Mısır), İran ve Dhofar (Umman) toplulukları ile önemli bir benzerlik sunduğu gözlenmiştir.

**Anahtar kelimeler:** Bartoniyen, Bentik Foraminifer, Biyostratigrafi, Hazro (Diyarbakır), Hoya

## ABSTRACT

The benthic foraminifera assemblage has been described in the limestones outcropped in the vicinity of Hazro town (northeastern Diyarbakır) of Hoya formation which is one of autochthonous units of Arabian Platform. Porcellaneous and agglutinant groups are dominant throughout Hazro measured stratigraphy section. Small-medium miliolids and textularinids are observed in the base of sequence. However, larger foraminifera show an increase in terms of diversity and quantity starting from the mid-section towards the upper parts of section.

Porcellaneous groups of *Alveolina* and soritids together with agglutinant groups orbitolinids and textularinids are the main components of this assemblage. In this study, *A. fragilis* Hottinger, *A. fusiformis* (Sowerby), *A. stercusmuris* Mayer-Eymar, *A. nuttali* (Davies), *R. malatyaensis* (Sirel), *D. aegyptiensis* (Chapman), *H. paleocenica* Sirel, *S. stefaninii* Silvestri and *Orbitolites* sp. have been defined in the limestone levels of Hoya formation. This assemblage indicates a Bartonian age and restricted, very shallow marine deposition environment.

Additionally, Middle Eocene (Bartonian) foraminiferal species of the studied area were observed to display a significant similarity to that of Cairo (Egypt), Iran and Dhofar (Oman).

**Key words:** Bartonian, Benthic Foraminifera, Biostratigraphy, Hazro (Diyarbakır), Hoya

## GİRİŞ

Çalışma alanı, Hazro ilçesinin (Diyarbakır) güneybatısında yer alır (Şekil 1). Bölgede yapılan jeolojik çalışmaların sayısı yıllardır süregelen güvenlik problemleri nedeniyle oldukça kısıtlıdır. Özellikle, detaylı paleontolojik incelemeler yok denecek kadar azdır. Bilinen paleontolojik verilerin çoğunluğu ise Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı' nın raporlarına dayanmaktadır. Oligosen olarak (Duran ve diğ., 1988; Günay, 1998) kullanılırken, Terlemez ve diğ., (1992) biriminin Orta (Geç Lütesiyen)-Geç (Priyaboniyen) Eosen yaşlı olduğunu ifade etmişlerdir. Çoruh ve diğ., (1997) tanımladıkları; *A. pasticillata, A. expo*nens, A. cf. amphoralis, C. gassinensis, D. sella, F. cassis, N. atacicus, N. globulus, N. millecaput, Op. douvillei, O. transitorius, O. complanatus, Ac. broedermanni, Ac. bullbrooki, Gl. ampliapertura, Gl. eo-



**Şekil 1.** Çalışma alanının konumunu gösteren jeolojik harita (MTA, 2008'den değiştirilerek alınmıştır). *Figure 1.* Geological map showing location of study area (Modified from MTA, 2008).

Diyarbakır civarında Eosen yaşlı birimler, farklı isimler ve yaşlar altında incelenmiştir. Sungurlu (1974) Midyat Formasyonu olarak adlandırdığı birimi, Alt dolomitik kireçtaşı üyesi ve Midyat Formasyonu çörtlü kireçtaşı üyesi olarak ayırmıştır. Ayrıca, istif için Nummulitli kireçtaşı (Taşman, 1930), Eosen kireçtaşı (Taşman, 1933), Midyat kalkeri (Lokman, 1938), Eosen Midyat kireçtaşı (Ten Dam, 1954) ve Hoya formasyonu (Sungurlu, 1972; Tuna, 1973; Perincek, 1979; Acıkbaş ve diğ., 1979; Çoruh ve diğ., 1997; Günay, 1998) gibi adlamalar da kullanılmıştır. Eosen yaşlı bu birime, Selçuk (1981) tarafından Antakya civarında Okçular Formasyonu adı verilmiştir. Amanoslar'daki Hacıdağ Formasyonu, Günay (1998) tarafından birimin yanal eşdeğeri olarak gösterilmiştir. Bazı çalışmalarda istifin yaşı Erken Eosen-Erken

caena, Gt. mexicana kugleri, M. aragonensis, M. formosa formosa, M. subbotinae, T. cerroazulensis, T. cerroazulensis frontosa, Dis. biserialis, O. beckmanni gibi formlarla birimin Eosen yaşlı olduğunu kabul etmişlerdir. Ancak bazı çalışmalarda birimin yaşının Erken Oligosen'e kadar çıktığı belirtilmiştir (Çoruh ve diğ., 1997; Yılmaz ve Duran, 1997).

Bu çalışmada, üzerinde detaylı paleontolojik incelemelerin yapılmadığı ve öncel çalışmalarda Erken Eosen-Erken Oligosen aralığında farklı yaşların verildiği Hoya formasyonunun Hazro yöresinde yüzlek veren Bartoniyen yaşlı sığ denizel kireçtaşları bentik foraminiferlerinin çalışılması amaçlanmıştır. Hazro yakınlarından ölçülen stratigrafi kesitinde, toplam 15 kireçtaşı örneği alınmıştır. İstif tamamen sert kireçtaşı litolojisi sunduğundan tane örnek elde edilememiştir. Sistematik tanımlamalar çoğunlukla ince kesitlerden elde edilen yönlü kesitlere dayandırılmıştır. İncelenen örnekler Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde saklanmaktadır.

# STRATİGRAFİ

Kenar Kıvrımları ya da Arap Platformu olarak adlandırılan (Ketin 1966; Yılmaz ve diğ., 1993) bölgede, Arap Platformu ve Anatolid-Toridler, Mesozoyik ve Tersiyer boyunca Neo-Tetis'in kuzey kolu ile ayrılmıştır. Anatolid-Toridler ile Arap Platformu arasında Bitlis-Zagros Sütur Zonu boyunca gerceklesen kıtasal carpısma Gec Kretase'de baslamıs ve Gec Miyosen'de sonlanmıştır (Sengör ve Yılmaz, 1981). Bu olaylar sonucunda karışık bir jeolojiye sahip olan bölgenin temel birimi, Prekambriven volkaniklerdir. Temel üzerinde ver alan Kambriyen'den günümüze kadar gözlemlenebilen otokton seriler ise çoğunlukla denizel sedimanlardan oluşmaktadır. Paleozoyik seri, genellikle klastik sedimanlardan oluşmaktadır. Gec Permiyen-Senomaniyen yaşlı platform karbonatlarının üzerine gelen seri ise, Arap platformu ile Anatolid-Torid kıtasının Gec Kretase'de günümüze kadar süren çarpışma süreci etkisiyle klastik ve karbonat ardalanmalı bir çökel istifle temsil edilmektedir. Arap platformu üzerinde, Geç Permiyen, Jura- Kretase ve Eosen döneminde vaygın karbonat cökelimi gözlenmektedir. Bunlar, Arap platformu üzerindeki tüm ülkelerde görülmekte ve korele edilebilmektedirler.

Bu çalışmanın gerçekleştirildiği Hazro ölçülü kesit tabanında gözlenen en yaşlı birim; kırmızı konglomera, renkli kumtası. sevl ve kirectaslarından oluşan Antak Formasyonudur. Koaster (1963) tarafından tanımlanan formasyon, Gercüş formasyonu (Kellog, 1960) ve Terbüzek formasyonu (Kellog, 1961) gibi isimler altında da incelenmektedir. Birim, üstte Midvat grubuna ait Hoya formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Karasal ortam koşullarını yansıtan Antak formasyonun Geç Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı olduğu kabul edilmektedir (Güven ve diğ., 1991). Hoya formasyonu üzerine uyumsuz olarak Miyosen yaşlı Kapıkaya ve Fırat Formasyonu gelmektedir (Sekil 2). Kapıkaya Formasyonu daha yaslı birimlerden malzeme almış çakıltaşı, kumtası, çamurtaşından oluşur. Fırat Formasyonu ise (Peksu, 1969) krem renkli, orta-kalın tabakalı fosilli resifal kireçtaşı ve marn litolojileri ile temsil olur. Bu çalışmada, birimden alınan örneklerde; Miogypsina sp., Operculina sp., Amphistegina sp. ve bol alg saptanmıştır.

## Hoya Formasyonu

Formasyon, ilk kez tip yeri olan Hoya Köyü (Çüngüş) dolayında tanımlanmıştır (Perinçek, 1979). Birimin, ortalama kalınlığının 260 m ile 300 m arasında değiştiği belirtilmektedir (Duran ve diğ., 1988, 1989). Hoya formasyonu, çoğunlukla masif ya da orta-kalın tabakalı, krem, bej renkli, sert kireçtaşlarından oluşur. Formasyon içinde yer yer dolomitik kireçtaşı ve dolomit düzeyleri izlenir. Özellikle Batman civarında gözlenen dolomitler; krem, bej renkli, orta-kalın tabakalı, gözenekli, karstik görünümlü ve fosillidir. Birim içinde yer yer tebeşirli düzeyler gözlenmektedir.



Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

# *Figure 2.* Generalized stratigraphic section of the study area.

Hoya formasyonunun, Gercüş Formasyonu üzerinde uyumlu, Germav Formasyonu üzerinde açısal uyumsuz olarak yer aldığı belirtilmiştir (Sungurlu, 1972).

Literatürde Hoya formasyonunun bol fosilli olduğu belirtilmektedir (Çoruh ve diğ., 1997). Bu çalışmanın gerçekleştirildiği Hazro ölçülü kesit lokalitesindeki kireçtaşları, çoğunlukla porselen ve aglütin kalker kavkılı formlarla temsil olur. Oldukça sığ ve sınırlı ortam koşullarını yansıtan bu formlar da sayısal olarak fazla bir yoğunluk sunmamaktadır. Ayrıca, var olan formların bir kısmı özellikle porselen kalker kavkılı iri bentik foraminifer temsilcisi olan alveolinler, yoğun tektonizma ve fosilleşme koşullarının olumsuzluğu nedeniyle iyi korunmamıştır. Hazro ölçülü stratigrafi kesitinde Hoya formasyonunun Bartoniyen yaşlı bentik foraminifer topluluğu tanımlanmıştır.

# HAZRO ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTİ

Kesit, Hazro ilçesinin yaklaşık 2 km güneybatısından (Muş L45 c1 paftasında, koordinat: 0655475D, 4233419K) alınmıştır. Toplam 45 m kalınlığa sahip kesitten 15 kireçtaşı örneği alınmıştır. Ölçülü kesit boyunca, formasyonun egemen litolojisi mikritik kireçtaşlarıdır. Topoğrafyada belirgin yükseltiler oluşturan kireçtaşları krem renkli, orta-kalın tabakalı ve yer yer dolomitik özelliklidir.

Kesitin tabanını oluşturan seviyeler (1-4. örnekler arası) fosilsiz mikritik kireçtaşı litolojisi sunar. Bu seviyelerde yer yer dolomitleşme gözlenmektedir. Beşinci örnekle beraber istifin fosilli seviyeleri başlamaktadır. 5 ve 6. örneklerde fosil topluluğu hem cins çeşitliliği ve hem de sayısal bolluk açısından fakirdir. Tanımlanan formlar porselen kalker (Rhabdorites malatyaensis, Haymanella paleocenica, Somalina stefaninii, Idalina sp., Spirolina sp.) ve aglütin kalker (Cribrobulimina sp., Valvulina sp.) kavkılı bentik foraminiferlerdir. Kesit boyunca sıklıkla temsil olan alveolinler, 7. örnekle birlikte görünmeye başlar. Kısmen tektonizma kısmen de fosilleşme koşullarının uygunsuzluğu nedeniyle alveolinler iyi korunamamıştır. Bu durum tüm kesit boyunca gözlenmektedir. Ancak 7 ve 8. örnekler ölçülü kesitin cins çeşitliliği açısından en zengin kesimlerini oluştururlar. Bu seviyelerde özellikle alveolinler baskın formlardır. Uzamış ve fusiform türler olan A. fragilis ve A. fusiformis ile birlikte tanımı yapılamayan sıkı sarılımlı oval alveolinler (Alveolina sp.1) ve vine sıkı sarılımlı, fusiform alveolinler (Alveolina sp.2) gözlenmektedir. Bu seviyelerin ikincil bileşenleri soritid form Orbitolites sp. ve orbitolinid form Dictyoconus aegyptiensis' tir. Ayrıca, R. malatyaensis, Haymanella paleocenica, Idalina sp., Valvulina sp., Cribrobulimina sp., Rotalia sp. ile birlikte bryozoa, mollusk ve ostrakodlar da bu seviyelerin temsilcileridir. Ancak sayısal olarak azdırlar. Bu seviyenin hemen üzerinde, 9. ve 10. örneklerde alveolinler baskınlıklarını korurlar. A. fragilis, A. fusiformis, A. stercusmuris, A. nuttali, A. sp.2, Orbitolites sp., Idalina sp., Cribrobulimina sp. ve Asterigerina sp. tanımlanan formlardır. Ancak, bu düzeylerden itibaren alveolinler sayısal olarak azalır. 11 ve 12. örnekler genel olarak daha az fosillidirler ve az oranda gözlenen hiyalin kalker formların (Asterigerina ve Rotalia) kırık bireyleri daha fazladır. Bu seviyelerde farklı olarak kücük bentikler gözlenmektedir. Kesitin en üstüne (13. örnek) doğru Orbitolites'ler sayıca artarlar. Bu seviyelerde, A. fragilis, A. fusiformis, A. stercusmuris, A. nuttali, Orbitolites sp., Idalina sp., Cribrobulimina sp., Valvulina sp. ve Rotalia sp. ile birlikte miliolid, ostrakod, bryozoa, mollusk, mercan gözlenmektedir. Kesitin en üst seviyeleri (14 ve 15. örnekler) fosil açısından oldukça fakirdir ve kısmen dolomitleşme izlenebilmektedir (Şekil 3).

## **BİYOSTRATİGRAFİK DEĞERLENDİRME**

Hazro ölcülü stratigrafi kesitinde tanımlanan uzamış, fusiform A. fragilis ve A. fusiformis türleri, Tetis Paleosen-Eosen Sığ Bentik Foraminifer Biyozon'larında Bartoniyen (SBZ 17) için anahtar tür olarak gösterilmiştir (Serra-Kiel ve diğ., 1998, Şekil. 2). Diğer birçok çalışmada da bu türlerin Bartoniyen'i karakterize ettiği belirtilmiştir (Hottinger, 1960; Drobne, 1977; Sirel ve Acar, 2008; Dincer ve Avşar, 2012; Deveciler, 2014). Hazro kesitinin üst seviyelerine doğru ortaya çıkan Alveolina stercusmuris Serra-Kiel ve diğ., (1998) biyozon çalışmasında erken Lütesiyen- orta Lütesiyen'in altı (SB13-14) aralığında gösterilmiştir. Hottinger ve Drobne (1988) ise bu türü erken Lütesiyen de tanımlamışlardır. Ancak A. stercusmuris, Sirel ve Acar (2008) tarafından Akçadağ (Malatya)'da ve Deveciler (2010, 2014) tarafından da Ankara civarında Bartoniyen'de bildirilmiştir.

Bu formlarla birlikte bulunan *R. malatyaensis*, tip yeri olan Darende (Malatya) yöresinde; Fabiana cassis, Halkyardia minima, Chapmanina gassinensis, Nummulites sp., Orbitolites sp. topluluğu ile birlikte Bartoniyen yaşlı düzeylerde tanımlanmıştır (Sirel, 1976). Bu tür, Yeşilyurt (Malatya)'da tanımlanan Bartoniyen birimlerinde benzer toplulukla bulunmuştur (Sirel ve Acar, 1993). Bununla birlikte, türün Hatay civarında Priyaboniyen yaşlı düzeylerde de varlığı gösterilmiştir (Sirel, 2015). R. malatyaensis, Kharman ve Tudej Dağları'nda (İran) Orta Eosen'de (Rahaghi, 1978), Yunanistan'da ise Orta-Geç Eosen yaşlı seviyelerde gözlenmiştir (Fleury, 1996). Fleury, (1997) Gavrovo-Tripolitza (Yunanistan) karbonat platformunun Orta Eosen çökellerinde, R. malatyaensis türünü, Praebullalveolina afyonica, Paraspirolina gigantea Fleury, P. huberi, Spirolina cylindracea Lamarck, Orbitolites topluluğu ile saptamış ve resif-gerisi ve lagün ortamını yansıttıklarını belirtmiştir. Araştırmacı, bu topluluğun Orta Eosen sonundaki tektonik faza bağlı olarak gelişen regresyonları yansıttığını ifade etmiştir. Sirel ve Acar (1998), İspanya'nın Vic bölgesinde, R. malatyaensis türünü; Malatyna vicensis Sirel ve Acar, H. minima, O. cf. cotentinensis Lehmann, Peneroplis sp. formları ile birlikte Bartoniyen yaşlı seviyelerde bildirmişlerdir. Robinet ve diğ., (2013), Dhofar (Umman-Aden Körfezi) bölgesinde; R. malatyaensis türünü; C. perpera Hottinger & Drobne, Dictyoconus indicus Davies, Austrotrillina eocaenica Hottinger, Nummulites spiralis Hottinger, Haymanella huberi (Henson), Neotaberina neaniconica Hottinger, Praerhapydionina delicata Henson, Penarchaias glynnjonesi (Henson) ve Dictyoconoides kohaticus (Davies) ile birlikte tanımlamış ve bu seviyelere Bartoniyen (SBZ 17) yaşını verilmişlerdir. Aynı tür, istifin üst



**Şekil 3.** Hazro stratigrafi kesitinde bentik foraminiferlerin dağılımı. *Figure 3.* Distribution of benthic foraminifera in Hazro stratigraphic section.

kesimlerinde; *N. spiralis, N. cyrenaicus* Schaub, *N. vicaryi* D'Archiac and Haime, *Medocia blayensis* Parvati, *Dictyoconoides kohaticus* (Davies), *A. operculiniformis* Henson, *Peneroplis glynnjonesi* Henson, *Ausrotrillina eocaenica* Hottinger, *H. huberi* (Henson), *Praerhapydionina delicata* Henson, *Peneroplis* sp., *Coskinolina liburnica* Stache, *Pfendericonus makarskae* (van Soest), *D. indicus* Davies, *Orbitolites* minimus Henson ile birlikte bulunmuştur. Yazarlar, bu türün stratigrafik seviyesini, Bartoniyen–Priyaboniyen SBZ17-20 aralığında göstermişlerdir.

Hazro ölçülü kesitinin bu seviyelerinde, *R. malatyaensis* ile birlikte bulunan *Dictyoconus ae-gyptiensis* türü ise oldukça sınırlı bir coğrafik dağılıma sahiptir. Bu tür, Mısır Bartoniyen'i için karakteristik bir tür olarak belirtilmiştir (Cuvillier, 1933, Strougo ve diğ., 1992). Helwan (Kahire

güneyi, Mısır) Eosen çökellerinde; D. aegyptiensis zonu tanımlanmıştır (Boukhary ve diğ., 2002). Bu toplulukta: Rhabdorites (Praerhapydionina) malatyaensis, N. bullatus, N. bartovigatus Boukhary ve Hussein, N. discorbinus, Lockhartia cf. haimei tanımlanmış ve Bartoniyen yaşı verilmiştir. Sallam ve diğ., (2015), Kahire kuzeydoğusunda (Doğu Çölü kuzeyi, Mısır) D. aegyptiensis türünü; S. stefaninii Silvestri, I. cuvillieri Bignot & Strougo, Rhabdorites minima (Henson), O. cf. complanatus Lamarck, Planotrillina deserti Bignot ve Strougo, Planorbulina sp., Gypsina carteri, Linderina cf. brugesi, Pseudolacazina schwagerinoides (Blanckenhorn), P. deserti Bignot & Strougo, Pyrgo cf. bulloides (d'Orbigny), Valvulina gr. schwageri Chapman, Peneroplis dusenbury Henson, Periloculina cf. dalmatina Drobne topluluğu ile birlikte Bartoniyen yaşlı düzeylerde

tanımlamışlardır. Bu tür, Jahrum formasyonu (Kharman Dağı, İran) Orta Eosen'inde Somalina stefaninii, Nummulites sp., Rhapydionina urensis ve Coskinolina liburnica ile birlikte bulunmuştur (Rostami ve diğ., 2014). Robinet ve diğ., (2013), Dhofar (Aden Körfezi) bölgesinde, Orta Eosen istifinin alt üyesinde, D. aegyptiensis; Orbitolites sp., Dictyoconoides sp., Rotaliconus persicus Hottinger, Alveolina elliptica nuttalli Davies, Alveolina stercusmuris Mayer-Eymar topluluğu ile birlikte bulunmuş ve bu seviyeler erken-orta Lütesiyen (SBZ 13-15) yaşlı olarak tanımlanmıştır. İstifin üst üyesinde ise; D. aegyptiensis türü; N. somaliensis Nuttall & Brighton, N. stamineus Nuttall, N. garganicus Tellini, Dictyoconoides sp., R. persicus, Medocia blayensis Parvati, Coskinolina perpera Hottinger & Drobne, Coskinolina douvillei, Orbitolites complanatus Lamarck, Somalina stefaninii Silvestri ve Neorhipidionina spiralis Hottinger ile birlikte tanımlanmış ve geç Lütesiyen yaşı (SBZ 16) önerilmistir.

Bu bilgiler doğrultusunda, Hazro ölçülü kesitinde; *Rhabdorites malatyaensis, Somalina stefaninii, Haymanella paleocenica, Dictyoconus aegyptiensis, A. fragilis, A. fusiformis, A. stercusmuris, A. nuttali, Orbitolites* sp., *Idalina* sp., *Cribrobulimina* sp., içeren seviyelerin Bartoniyen yaşını işaret ettiği saptanmıştır.

## PALEOCOĞRAFİK DEĞERLENDİRME

Hazro ölçülü kesitinde tanımlanan Alveolina türleri, Tetis Kuşağı'nda geniş coğrafik yayılım sunan formlardır. Boudagher-Fadel (2008), Tetis Orta-Geç Paleojen yaşlı sığ denizel topluluklarında, baskın olan Soritoidea familyasının üyesi olan Rhabdorites'lerin Orta Doğu'da çok yaygın olduğunu belirtilmiştir. Bu form, Henson (1948) tarafından Irak'ta "Rhapydionina" ve "Rhipidionina" olarak sınıflandırılmıştır. Ancak, yapılan çalışmalar Rhabdorites'in geniş bir coğrafik yayılım sunduğunu göstermiştir (Hottinger, 2007). Çoğunlukla Orta Doğu'da (Irak, İran, Arabistan, Mısır, Yemen) gözlenen bu cins, daha sonra Türkiye'de Diyarbakır, Elazığ, Malatya, Yunanistan ve İspanya'da da bildirilmiştir (Henson, 1948; Sirel, 1976; Rahaghi, 1978; Sirel ve Acar, 1993; Fleury, 1996; Sirel ve Acar, 1998; Sirel, 2004; Hottinger, 2007; Robinet ve diğ., 2013). Buna karşın, D. aegyptiensis sadece Orta Doğu'da Aden

Körfezi, Mısır ve İran'da bildirilmiştir (Cuvillier, 1933, Strougo ve diğ., 1992; Boukhary ve diğ., 2002; Hottinger, 2007; Robinet ve diğ., 2013; Sallam ve diğ., 2015). Orta Eosen istiflerinde *Dictyoconus* cinsinin varlığı oldukça kısıtlıdır. *Dictyoconus* haricinde, bazı aglütin kavkılı konik formlar (*Coskinolina, Pseudochrysalidina, Pfendericonus, Cribrobulimina, Barattolites*), Avrupa'da farklı bölgelerin Alt-Orta Eosen çökellerinde bildirilmiştir (Hottinger & Drobne, 1980; Vecchio ve Hottinger, 2007; Hottinger, 2007). Türkiye'de ise Adıyaman kuzeydoğusundaki Erken Eosen yaşlı sevivelerde Dictvoconus sp.'nin varlığı gösterilmiştir (Köylüoğlu, 1986, Şekil. 15). Sirel (1998), Kars erken İlerdiyen'inde D. indicus Davies türünü saptamıştır. Aynı form, Adıyaman Paleosen istifinde de gözlenmiştir (Robertson ve diğ., 2016). Ayrıca, Sirel (2009) tarafından Baskil (Elazığ) Tanesiyen'inde D. baskilensis yeni türü tanımlanmıştır. Ancak, Orta Doğu'da Umman, Mısır ve İran hattı boyunca Orta Eosen çökellerinde gözlenen D. aegyptiensis'in, daha kuzeyde yer alan ve Arap Platformu'nun kuzey ucundaki Hazro (Diyarbakır kuzeydoğusu) kesitinde, Hoya formasyonunun Bartoniyen seviyelerindeki varlığı ilk kez bu çalışmada saptanmıştır.

Toplulukta temsil olan Haymanella paleocenica, Ankara (Sirel, 2009), Kastamonu (Özgen Erdem, 2008), Yunanistan (Di Carlo ve diğ., 2010) ve İran (Rivandi ve diğ., 2013) Paleosen'inde gözlenmiştir. Ayrıca türün Malatya civarında tanımlanan Bartoniyen yüzleklerindeki varlığı da bildirilmiştir (Alan, 2011). Eosen'in karakteristik foraminifer türlerinden olan *Somalina stefaninii* coğrafik olarak çoğunlukla Orta Doğu'da, Somali (Silvestri, 1939), Mısır (Sallam ve diğ., 2015), İran (Rostami ve diğ., 2014), Umman (Robinet ve diğ., 2013) Orta Eosen'inde tanımlanmıştır. Meriç ve diğ., (2006) bu türün bireylerini Güneydoğu Anadolu Erken-Orta Eosen'inde saptamışlardır.

## SONUÇLAR

ilcesi Bu çalışmada, Hazro civarında (Diyarbakır) yüzlek veren Hoya formasyonunun Bartoniyen yaşlı kireçtaşlarında bentik foraminiferler tanımlanmıştır. Hazro ölcülü stratigrafi kesitinin taban sevivelerinde miliolidal ve textularinid formlar ile başlayan bentik foraminifer topluluğu, üst seviyelere doğru cins çeşitliliği ve sayısal bolluk açısından artış sunar. Bu topluluk içerisinde; A. fragilis, A. fusiformis, A. stercusmuris, A. nuttali gibi Alveolina türleri ile birlikte soritidlerden R. malatyaensis, Somalina stefaninii ve Orbitolites sp., Lituolid Haymanella paleocenica ve orbitolinid form D. aegyptiensis tanımlanmıştır. Rotalidler ve nummulitidler bu istif içerisinde oldukça az temsil olurlar. Tanımlanan bu türler, Hoya formasyonunun Hazro ölçülü stratigrafi kesitinde incelenen bu seviyelerinin Bartoniyen yaşlı olduğunu işaret eder. Tüm kesit boyunca porselen kalker ve aglütin kavkılı bentik foraminiferlerin baskınlığı bu kireçtaşlarının sınırlı ve oldukça sığ denizel ortam koşullarında çökeldiğini göstermektedir. Coğunlukla Orta Doğu'da gözlenen ve Orta Eosen istiflerinde sınırlı yayılıma sahip D. aegyptiensis türü, Güneydoğu Anadolu'nun Bartoniyen yaşlı düzeylerinde ilk kez bu çalışmada tanımlanmış ve böylece türün coğrafik yayılımının Arap Platformu'nun kuzey ucuna kadar çıktığı saptanmıştır. Ayrıca, Hazro (Diyarbakır) Orta Eosen (Bartoniyen) istifinin bentik foraminifer topluluğunun, Mısır, İran ve Umman toplulukları ile oldukça önemli bir benzerlik sunduğu da gözlenmiştir.

# **KATKI BELİRTME**

Bu çalışma, Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi CÜBAP M-607 nolu proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları aşamasında yardımlarından dolayı Sayın Yrd. Doç. Dr. Şefik İMAMOĞLU' na (Dicle Üniversitesi-Maden Müh. Böl.) ve katkıları için Sayın İsmail BAHTİYAR' a (TPAO) teşekkür ederiz.

# **DEĞİNİLEN BELGELER**

- Açıkbaş, D., Sungurlu, O., Akgül, A. ve Erdoğan, T., 1979, Geology and petroleum possibilities of Southesat Turkey: TPAO Arama Grubu Rapor No. 1410.
- Alan, B., 2011, Malatya havzasındaki sığ denizel sedimanların Eosen (Orta-Geç Eosen) bentik foraminifer tanımlaması ve biyostratigrafisi. Ankara Üniversitesi Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, 249s, (yayınlanmamış).
- BouDagher-Fadel, M. K., 2008, Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera: (Vol. 21), Elsevier Science. Chicago.
- Boukhary, M., Hussein, A.I.M., & El-Morcey, A.I., 2002, Eocene larger foraminifera from helwan, Greater cairo, egypt: Revue de Micropaleontologie Vol. 45, no I, pp. 27-47.
- Cuvillier, J., 1933, Nouvelle contribution a la paléontologie du Nummulitique égyptien: Inst. Egypte, 22, 1-76, Le Caire.
- Çoruh, T., Yakar, H., Ediger, V. Ş., 1997, Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton istifinin biyostratigrafi atlası: TPAO Araştırma Merkezi Eğitim Yayınları no. 30, 510 s.
- Deveciler, A., 2010, The first appearance of the Bartonian benthic foraminifera at the Çayraz Section (north of Haymana, South of Ankara, central Turkey): Yerbilimleri, 31 (3), 191-203.
- Deveciler, A., 2014, Yakacık-Memlik bölgesinin Bartoniyen iri bentik foraminiferlerinin tanımı (K Ankara, Merkezi Türkiye): Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 35 (2), 137-150.
- Di Carlo, M., Accordi, G., Carbone, F., Pignatti, J., 2010. Biostratigraphic analysis of Paleogene lowstand wedge conglomerates of a tectonically active platform margin (Zakynthos Island, Greece). Journal of Mediterranean Earth Sciences 2, 31-92.
- Dinçer, F. ve Avşar, N., 2012, Darende Havzası (KB Malatya) Üst Lütesiyen-Bartoniyen

Birimlerinin Bentik Foraminifer Biyostratigrafisi ve Ortamsal Yorumu: Yerbilimleri, 33 (1), 31-58.

- Drobne, K., 1977, Alveolines Paleogenes de la Slovenie et de l'Isrie: Memoires Suisses de Paleontologie, 99, 1-132.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve petrol potansiyeli; TPJD Bülteni, cilt 1 / 2, 99-126.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. Ve Perinçek, D., 1989, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve paleocoğrafyası, paleontolojisi, jeoloji tarihi, rezervuar ve diyajenez özellikleri ve olası petrol potansiyeli; TPAO Arama Grubu Rapor No. 2563.
- Fleury, J.J., 1996, Convergene morphologique Alveolinicea-Soritacea: Les Genres Rhapydionina Satache et Rhabdorites n. gen.: Revue de Micropaleontologie, 39(1): 41-51.
- Fleury, J.J.,kellog 1997, Eocene Soritids With Ribs and/or Faint Sub-epidermal Partitions: The Genera Spirolina, Praerhapydionina and Paraspirolina n. gen. in The Middle to Upper Eocene "Facies a Imperfores" of Greece: Revue de Micropaleontologie Vol. 40, no 4, decembre 1997, pp. 297-311.
- Günay, Y., 1998, Güneydoğu Anadolunun Jeolojisi: TPAO Arşivi, Rapor No : 3939.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E. ve Çoruh, T., 1991, Güneydoğu Anadolu Kampaniyen-Paleosen otokton istifinin stratigrafisi: TPAO Arama Grubu Rapor No: 2828. 133 s.
- Henson F.R.S., 1948, Larger imperforate foraminifera of south-western Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Meandropsinidae: British Museum (Na-tural History), London, 127 p., 18 pls.
- Hottinger, L., 1960, Recherches sur les Alveolines du Paleocene et de Eocene: Memoires Suisses de Paleontologie, 75-76, 236pp. + Atlas I-II.
- Hottinger, L., 2007, Revision of the foraminiferal genus Globoreticulina RAHAGHI, 1978, and of its associated fauna of larger foraminifera from the late Middle Eocene of Iran: Carnets de Géologie / Notebooks on Geology - Article 2007/06 (CG2007\_A06).
- Hottinger, L. & Drobne, K., 1988, Tertiary Alveolinids: problems linked to the conception of species: Revue de Paléobiologie, Benthos '86 Special Volume 2, 665–681.

- Kellog, H. E., 1960, Stratigraphic report, Hazro area, Petroleum District V, SE Turkey (American Oversas Petroleum (AMOSEAS) Report): Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 126, rapor no. 1, 42 s.
- Kellog, H. E., 1961, Regional stratigraphy and petroleum possibilities of Sotheast Turkey: AMOSEAS (American Overseas Petroleum) report, TPAO Arama Grubu Rapor no. 767, 29s.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Dergisi, c.66, s.20-34.
- Koaster, E. A., 1963, Petroleum geology of District V, Turkey with special reference to license no. 649 of Aladdin Middle East Ltd.(AME Report): Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 125, Rapor no. 4, 22 s.
- Köylüoğlu, M., 1986, Güneydoğu Anadolu Otokton Birimleri'nin Kronostratigrafi, Mikrofasiyes ve Mikrofosilleri: TPAO Araştırma Merkezi Grubu Başkanlığı Eğitim Yayınları, No. 9.
- Lokman, K., 1938, Cizre-Silopi havalisinin jeolojik tetkik raporu: MTA Derleme no. 717, 8s.
- Meriç, E., Görmüş, M., Perinçek, D., 2006, Somalina stefaninii Silvestri (Foraminifer)'in Erken-Orta Eosen Tetis Okyanusu'ndaki varlığı ve önemi. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 236-237.
- MTA, 2008, 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Muş-L 45 paftası, no:72, Ankara.
- Özgen Erdem, N., 2008, Akçataş-Cebeci yöresinin (KB Tosya-GD Kastamonu) Tanesiyen- İlerdiyen bentik foraminifer biyostratigrafisi: M.T.A. Dergisi, 137, 67-77.
- Peksu, M., 1969, Proposed rock unit nomenclature, Petroleum District V. and VI, SE Turkey: TPAO Arama Grubu Rapor no. 5158.
- Perinçek, D., 1978, V-IV-IX. Bölge (Güneydoğu Anadolu otokton-allokton birimler) jeoloji sembolleri; TPAO Arama Grubu Arşiv No. 6657.
- Rahaghi, A., 1978, Paleogene biostratigraphy of some parts of Iran. National Iranian Oil Company, Geological Laboratories, Teheran, publication n° 7, 82 p., 41 pls.
- Rivandi, B., Vahidinia, M., Nadjafi, M, Mahboubi, A. Sadeghi, A., 2013, Biostratigraphy and Sequence Stratigraphy of Paleogene Deposits in Central Kopet-Dagh Basin (NE of Iran): Hindawi Publishing Corporation Journal of Geological Research, 12p.
- Robinet, J., Razin P., Serra-Kiel, J., Gallardo-Garcia A., Leroy, S., Roger, J., Grelaud, C., 2013, The Paleogene pre-rift to syn-rift

succession in the Dhofar margin (northeastern Gulf of Aden): Stratigraphy and depositional environments. Tectonophysics 607 (2013) 1–16.

- Rostami F., Vaziri, S.H., Aghanabati, S.A. & Ahmadi, V., 2014, Microbiostratigraphy of the Eocene–Oligocene Boundary in the Interior Fars (Folded Zagros): IJBPAS, October, 2014, 3(10), 2259-2279.
- Sallam, E., Wanas, H. A., Osman, R., 2015, Stratigraphy, facies analysis and sequence stratigraphy of the Eocene succession in the Shabrawet area (north Eastern Desert, Egypt): an example for a tectonically influenced inner ramp carbonate platform: Saudi Society for Geosciences. Arab J Geosci (2015) 8:10433–10458.
- Selçuk, H., 1981, Etude geologique de la partie meridionale du Hatay (Turguie): Thése de l'Université de Genneve Section Siciences de la terre no. 1997, 116p.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. & Zakrevskaya, E., 1998, Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene: Bulletin de la Societe Géologique de France, 169 (2), 281-299.
- Silvestri, A., 1939, Foraminiferi dell' Eocene della Somalia, Parte 2: Paleontologia della Somalia, Palaeontographia Italica 32, 1-102.
- Sirel, E., 1976, Description of the species Rhapydonina liburnica Stache, Rhapydionina malatyaensis n. sp. and new observations on the genus of Rhapydonina Stache: Bull Miner Res. Explor in Turkey, 86, 101-106.
- Sirel, E., 2009, Reference sections and key localities of the Paleocene Stages and their very shallow/shallow-water three new benthic foraminifera in Turkey. Revue de Paléobiologie, Genève (décembre 2009) 28 (2), 413-435.
- Sirel, E. ve Acar, Ş., 1993, Malatyna a new foraminiferal genus from the Lutetian of Malatya region (East Turkey): Geologia Croatica, 46: 181-188.
- Sirel, E. ve Acar, Ş., 1998, Malatyna vicensis, a new foraminiferal species from the Bartonian of Vic region (northeastern Spain): Revue de Paléobiologie, 17(2), 373-379.
- Sirel, E., 2004, Türkiye'nin Mesozoyik ve Senozoyik yeni Bentik Foraminiferleri: Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları 84 (Chamber of Geological Engineers of Turkey, Publication 84), Ankara, Emeğin Bilimsel Sentezi, Özel Sayı 1, 1-219, Pls. 66.

- Sirel, E. ve Acar, Ş., 2008, Description and biostratigraphy of the Thanetian-Bartonian Glomalveolinids and Alveolinids of Turkey: UCTEA The Chamber of Geological Engineers Publication: 103 (Scientific Synthesis of the Life Long Achivement).
- Strougo A., Bignot G., Abdallah A. M., 1992, Biostratigraphy and paleoenvironments of the Middle Eocene benthic foraminiferal assemblages of north central Eastern Desert, Egypt: M.E.R.C., Ain Shams Univ., Earth Sci., Ser., v. 6, p. 1–12.
- Sungurlu, O., 1972, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: TPAO Rap. No: 802., Ankara (yayınlanmamış).
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: Türkiye 2. Petrol Kongresi Tebliğleri, 85-107.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Taşman, C. E., 1930, Mardin ve Siirt vilayetindeki bazı aksamının jeoloji ve petrol ihtimalatı hakkında rapor: MTA Derleme no. 215, 21s.
- Taşman, C. E., 1933, Dicle ile Mardin ve Suriye hudutları arasındaki mıntıkanın petrol ihtimalatı hakkında rapor: MTA Derleme no. 216, 7s.
- Ten Dam, A., 1954, Detailed report on the deeper geology of the Kentalan No. 2 well: MTA Derleme no. 2133, 55 s.
- Terlemez, H.Ç.I., Şentürk, K., Ateş, Ş., Sümengen, M. ve Oral, A., 1992, Gaziantep dolayının ve Pazarcık-şakçagöz-Kilis-Elbeyli-Oğuzeli arasının jeolojisi: MTA Rap. no. 9526, Ankara (yayınlanmamış).
- Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu; TPAO Arama Grubu Rapor No.813.
- Vecchio, E. & Hottinger, L., 2007, Agglutinated conical foraminifera from the Lower-Middle Eocene of the Trentinara Formation (southern Italy): Facies 53, 509–533.
- Yılmaz, E. ve Duran, O., 1997, Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton ve allokton birimler stratigrafi adlama sözlüğü "Lexicon": TPAO Araştırma Merkezi Eğitim Yayınları no. 12, 460 s.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Genç, Ş. C., 1993, Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and their Significance in The Geological Evolution of the Orogenic Belt: Tectonics, 12:1280-1297.

Hoya Formasyonu (Hazro-Diyarbakır) Bartoniyen Bentik Foraminiferleri......

LEVHALAR PLATES

11

# LEVHA 1

- **Şekil 1-5.** *Rhabdorites malatyaensis* (Sirel), 1-2. uzunlamasına kesitler (Hz.6A-2, Hz.8A-1); 3-5. Eğik kesitler (Hz.6A-2, Hz.6D-2, Hz.6A-3)
- **Şekil 6.** *Spirolina* sp., uzunlamasına kesit (Hz.5A-3)
- **Şekil 7-10.** *Haymanella paleocenica* Sirel, 7-8. Yatay kesitler (Hz.6H-2, Hz.6h-3); 9-10. Uzunlamasına eğik kesitler (Hz.6-21, Hz.6C-1)
- Şekil 11-12. Idalina sp., 11- eğik eksenel kesit (Hz.5C-1); 12- eksenel kesit (Hz.6A-2)

Şekil 13. Cribrobulimina sp., eğik kesit (Hz.6C-4)

Şekil 14. Orbitolites sp., eğik kesit (Hz.8-9)

(Ölçek: 1-5: 0,2 mm; 6, 13: 0,33 mm; 7-10: 0,25 mm; 11-12, 14: 0,5 mm)

#### PLATE 1

*Figure 1-5.* Rhabdorites malatyaensis (Sirel), 1-2. longitudinal sections (Hz.6A-2, Hz.(a-1); 2-5. Oblique sections (Hz.6A-2, Hz.6D-2, Hz.6A-3)

Figure 6. Spirolina sp., longitudinal section (HZ.5A-3)

*Figure 7-10.* Haymanella paleocenica Sirel, 7-8. Centered sections (Hz.6H-2, Hz.6h-3); 9-10. Longitudinal oblique sections (Hz.6-21, Hz.6C-1)

Figure 11-12. Idalina sp., 11-oblique axial section (Hz.5C-1); 12-axial section (Hz.6A-2)

Figure 13. Cribrobulimina sp., oblique section (Hz.6C-4)

Figure 14. Orbitolites sp., oblique section (Hz.8-9)

(Scale bar: 1-5: 0,2 mm; 6, 13: 0,33 mm; 7-10: 0,25 mm; 11-12, 14: 0,5 mm)



THE BULLETIN OF TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS

## LEVHA 2

- Şekil 1-3. Dictyoconus aegyptiensis (Chapman), 1- hafif eğik dikey kesit (Hz.8-20), 2- dikey kesit (Hz.8A-1), 3- eğik taban kesiti (Hz.8B)
- Şekil 4. Alveolina nuttalli (Davies), hafif basıklaşmış eksenel kesit (Hz.13C)
- Şekil 5. Alveolina fusiformis Sowerby, eksenel kesit (Hz.8B)
- Şekil 6. Somalina stefaninii Silvestri, eksenel kesit (Hz.6-22)
- **Şekil 7.** Orbitolites sp., eğik kesit (Hz.8B-4)
- (Ölçek: 1-3: 0,33 mm; 4-5, 7: 0,5 mm; 6: 1,0 mm)

## PLATE 2

*Figure 1-3.* Dictyoconus aegyptiensis (Chapman), 1- slightly oblique vertical section (Hz.8-20); 2- vertical section (Hz.8A-1); 3- oblique basal section (Hz.8B)

Figure 4. Alveolina nuttalli (Davies), slightly flattened axial section (HZ.13C)

Figure 5. Alveolina fusiformis Sowerby, axial section (Hz.8B)

Figure 6. Somalina stefaninii Silvestri, subaxial section (Hz.6-22)

Figure 7. Orbitolites sp., oblique section (Hz.8B-4)

(Scale bar: 1-3: 0,33 mm; 4-5, 7: 0,5 mm; 6: 1,0 mm)



THE BULLETIN OF TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS

## LEVHA 3

Şekil 1. Alveolina fusiformis Sowerby, eksenel kesit (Hz.8C)
Şekil 2-3. Alveolina fragilis Hottinger, 2- eksenel kesit (Hz.7A), 3- hafif eğik eksenel kesit (HZ.8D)
Şekil 4. Alveolina stercusmuris Mayer-Eymar, eksenel kesit (Hz.13A)
Şekil 5. Alveolina nuttalli (Davies), ekvatoryal kesit (Hz.13A-2)
Şekil 6. Alveolina sp1., eksenel kesit (Hz.13-7)
(Ölçek: 0,5 mm)

#### PLATE 3

Figure 1. Alveolina fusiformis Sowerby, axial section (Hz.8C)

*Figure 2-3*. Alveolina fragilis Hottinger, 2- axial section (Hz.7A), 3- slightly oblique axial section (HZ.8D)

Figure 4. Alveolina stercusmuris Mayer-Eymar, axial section (Hz.13A)

Figure 5. Alveolina nuttalli (Davies), equatorial section (Hz.13A-2)

Figure 6. Alveolina sp1., axial section (Hz.13-7)

(Scale bar: 0,5 mm)



THE BULLETIN OF TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS

# KIZILDENİZ'İN AÇILIMI VE MİDYAN HAVZASI'NIN STRATİGRAFİK EVRİMİ (KB SUUDİ ARABİSTAN)

# RIFTING OF THE RED SEA AND STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF MIDYAN BASIN (NW SAUDI ARABIA)

# Muhittin ŞENALP muhittin.senalp@hotmail.com

#### ÖZ

Midyan havzası Suudi Arabistan'ın kuzeybatısında, Kızıldeniz'in kuzeyinde ve Akabe Körfezi'nin doğusunda yer alır. Araştırmaya konu olan Midyan havzası, Geç Oligosen zamanında başlayan tektonik bir açılımın sonucu olarak Arap-Nubiyan Kalkanı üzerinde ortaya çıkmıştır. Arap-Nubiyan Kalkanı, Kızıldeniz'in her iki kanadı üzerinde yüzeye çıkmış ve geniş alanlar kaplayan Neoproterozoyik yaşlı kristalin kayaçlardan yapılmış en eski temeldir. Bu kristalin temel, başlıca gnays, granit, granodiyorit, dolerit, volkanik ve metasediment gibi kayaçlardan oluşmaktadır.

Midvan Havzası; kuzeyden, doğudan, kuzeydoğudan ve batıdan Proterozoyik temelin oluşturduğu yüksek dağ silsileleriyle, güneyden ise Kızıldeniz ile çevrilmiştir. Kızıldeniz, Süveyş Körfezi ve Akabe Körfezi acılım (rift) sistemi Arap Levhası'nın Afrika Levhasına göre saat yönünün tersi yönünde dönmesi sonucunda oluşmuştur. Bu çalışma, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin açılması ve bu acılımın sonucu ortava cıkan Midyan Havzası içinde çökelen sedimanter istiflerin petrol sistemine yöneliktir. Süveyş ve Akabe Körfezleri, Geç Oligosen (yaklaşık 28 My) zamanında başlayıp Miyosen sonunda (yaklaşık 5 My) biten kıtasal bir açılma zonunu temsil eder. Açılımın doruk noktasına ulaştığı zaman Erken Miyosen (19 My) yaşlı ve hidrokarbon potansiyeli yüksek Burqan Formasyonu'nun çökelmesi sırasındadır. Midyan Havzası bu açılmanın bir ürünü olarak ortaya çıkmış olup Sina Yarımadası'ndaki tektonik vükselimlerin tüm etkileri havza icindeki cökellerin stratigrafisini ve sedimantolojisini etkilemiştir. Midyan havzası içindeki kalın istif alttan üste doğru çok farklı ortamlarda çökelmiş Sharik, Al Bad', Musayr, Burgan (Nutaysh ve Subayti üyeleri) ve Magna formasyonlarını içerir.

Çatiyen (Geç Oligosen) - Akitaniyen (Erken Miyosen) yaşlı Sharik Formasyonu Midyan Havzası içinde tanımlanmış en erken açılım çökellerini temsil eder. Koyu kırmızı renkli bu formasyon kumtaşı, çakıltaşı ve çamurtaşından oluşan alüvyon yelpazesi çökelleridir. Sharik Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Al Bad' Formasyonu ise geçici göl ortamında çökelmiş masif anhidritlerden oluşmaktadır. Bu geçici göl havzası Midyan Havzasının su baskınına uğradığı ilk açılımının belirtisidir. Göl ortamı sürekli büyüyerek açık deniz ortamına dönüşmüş ve bol miktarda sığ deniz fosilleri içeren Erken Miyosen yaşlı (Erken Burdigaliyen) Musayr Formasyonu'nun karbonatları çökelmiştir. Yukarıda bahsedilen Sharik, Al Bad' ve Musayr Formasyonlarının çökelmeleri birbirleriyle yakın ilişkili olup kesiksiz bir transgresyon istifini temsil ederler.

Musayr Formasyonu'nun sığ deniz ortamında çökelmesinden sonra Midyan Havzası Sina Yarımadası'nın yükselmesiyle ilişkili olarak aniden derinleşmiş ve ilk aşamada Burqan Formasyonu'nun alt üyesi olan Nutaysh Üyesi denizaltı yelpazeleri içinde üste doğru tabaka kalınlıklarının arttığı ve kumtaşlarının tane boylarının kabalaştığı kalın türbidit istif olarak çökelmiştir. Bu istifin tabanındaki koyu gri renkli açık deniz şeylleri hidrokarbon için potansiyel ana kaya oluştururlar. Klasik türbidit istifin üzerine gelen yakınsak türbidit fasiyesleri ve yanal ve düşey olarak istiflenmiş denizaltı kanyonları içindeki iyi boylanmış gevşek çimentolu kumtaşları ise çok iyi rezervuar kaya özelliklerine sahiptir.

Nutaysh Üyesini oluşturan kalın türbidit istiflerinin çökelmesi sırasında kaynak alanında (Sina Yarımadası) ortaya çıkan tektonik bir yükselim ile ilişkili olarak çökelme sisteminde belirgin bir değişim gözlenmiştir. Bu yükselimin sonucunda türbidit itsilerinin üst kısımları önemli derecede aşındırılmış ve kumtaşları ile birlikte granit, diyorit gibi temel kayaçlarının bloklarını içeren yeni bir istif çökelmeye başlamıştır. Bu çökelme sistemi üste doğru tabaka kalınlıklarının azaldığı bir özellik kazanır. Çok kötü boylanmış, cilalı ve çizikli yüzeyler içeren büyük magmatik, metamorfik bloklar ve Musayr Formasyonu'ndan aşındırılmış kireçtaşı bloklarının çökeldiği ortam tüm özellikleri ile buzul ortamını temsil eder.

Açılımın en etkin olduğu Erken Geç Burdigaliyen (yaklaşık 19 My) zamanında faylanma sonucu Sina Yarımadası 4 km den daha fazla bir yükselim kazanmış olduğu ve bunun sonucunda

dağ silsilesinin daimi kar sınırının üzerinde kalan büyük bir bölümünün kalın buz tabakası ile örtülmüş olduğu anlaşılmıştır. Bu dağ buzullarından yamaç aşağı inen vadiler içinde morenler çökelmiştir. Vadilerin deniz seviyesine kadar ulasması durumunda kıta sahanlığından kayma, yıkılma ve bunların sonucunda ortaya çıkan bulantı akıntıları nedeniyle buzul çökellerinin büyük bir kısmı derin deniz ortamına yeniden taşınmıştır. Denizel kumtaşları içinde deniz tabanına düşmüş büyük granit blokları çok yaygın olarak görülür. Midyan bölgesinde yapılan gözlemler morenlerin cökelmesinden sorumlu buzul aktiviteleri ile türbidit fasiyeslerinin cökelmesinden sorumlu olan moloz ve bulantı akıntıları arasında kesiksiz bir devamlılığın olabileceğini orta koymuştur. Buzul çökelleri bazı bölgelerde iklimin tamamen ısınması sonucu oluşan örtü karbonatları tarafından üstlenmiştir. Burgan Formasyonu'nun ikici üyesi olan Subayti Üyesi ise genellikle sığ deniz şeylleri veya marnlarıyla temsil edilmiştir. Bu istif içinde buzul işlemleri ile taşınmış herhangi bir malzemeye rastlanılmamıştır. Bu durum buzul çökellerini içeren dar vadilerin valnızca Nutaysh Üyesinin tabanını oluşturan türbidit istifleri içine kazılmış olduğunu hiçbir kuşkuya yer bırakmadan kanıtlar.

Midyan Havzası, Magna Formasyonu olarak tanımlanmış ve tümüyle evaporit ve gri renkli evaporitik çamurtaşından oluşan bir istif tarafından örtülmüştür. Bu evaporit istif, Kızıldeniz içerisinde Burqan Formasyonu'nun Nutaysh Üyesi'nin üst kısmını oluşturan deniz altı kanyonları içinde çökelmiş rezervuarlara kalın ve geçirimsiz etkin bir örtü kayası oluşturur.

Midyan havzası içinde çökelmiş sedimanter istiflerin stratigrafik ve sedimantolojik özellikleri bu havzaya benzer şekilde açılım ile ortaya çıkmış havzalara bir model teşkil eder.

Anahtar kelimeler: Kızıldeniz, Süveyş Körfezi, Akabe Körfezi, Sina Yarımadası, Midyan havzası, Sharik Formasyonu, Al Bad' Formasyonu, Musayr Formasyonu, Burqan Formasyonu, Magna Formasyonu

## ABSTRACT

The Midyan Basin is situated to the northern part of the Red Sea, NW Saudi Arabia. It is located to the east of Gulf of Aqabe and is bounded to the north, east, and northeast by high mountains of Proterozoic igneous rocks, to the west sedimentary and Proterozoic igneous rocks, and to the south by the Red Sea. The Proterozoic basement consists of ultramafic, metavolcanic, and metasedimentary rocks and granitic plutons which have been intruded by basalt, rhyolite, and dolerite dikes. These basement rocks have been dated at about 600-700 Ma (million years before present), and is considered to have been formed along an accreting Proterozoic volcanic arc (Gardner et al., 1996).

This study focuses on the rifting of the Red Sea and its arms Gulf of Suez and Gulf of Agabe. The Midyan basin is situated to the northern part of the Red Sea, Saudi Arabia and was formed as result of Red Sea and Gulf of Agabe rifting. The continental rifting in the Gulf of Suez and Gulf of Agabe started during Late Oligocene (about 28 million years ago) and ended at the end of Miocene (about 5 million years ago). Recent stratigraphic, sedimentologic and 3D seismic studies have provided immense amount of valuable information on the hydrocarbon potential of the thick turbidite succession deposited mainly during the syn-rift phase. The Midyan basin includes a thick rift-related sedimentary sequence deposited in a series of deep half grabens formed during the opening of the Red Sea, beginning in the Oligocene. The pre-rift successions have been preserved mainly in the Tabuk Basin. This section extends between the Early Cambrian Sig Formation and the Devonian Juba Formation and is well exposed along the highway between AI Bad' and Sakaka.

The Midyan basin consists mainly of syn-rift seguences and represents three different stages of basin development. The thick Early Miocene succession provides an excellent opportunity to understand the close relation between tectonic uplifting in the Sinai Peninsula and the stratigraphy and sedimentology in the basin. The syn-rift sedimentary successions which were deposited during the early period of Red Sea rifting (between 24 Ma and 19 Ma), consist of the Sharik, Al Bad' and Musayr Formations. This early syn-rift successions unconformably overlie the Precambrian (Neoproterozoic) igneous and metamorphic basement complex. These three formations are genetically related and represent a large scale transgressive systems tract indicating a continuous base level (sea level) rise. The full section is best exposed on the west side of the Al Bad'-Magna highway. The Sharik Formation is composed of red sandstone, mudstone and minor amount of conglomerate, deposited in an alluvial fan environment under hot and dry climatic conditions. The AI Bad' Formation is a massive anhydrite which was deposited in separate playa lakes. The Musayr Formation consists of very fossiliferous carbonate sequence deposited in a shallow marine environment.

The syn-rift sedimentary successions which were deposited during the middle period of Red Sea rifting (between 19 Ma and 17 Ma), consist of the Nutaysh and the Subayti members of the Burqan Formation. The lower half of the Nutaysh Member is a thick coarsening and thickening-upward turbidite sequence. The open marine shales at the base of the succession have source rock potential. The thick-bedded medium-to coarsegrained, well-sorted and friable sandstones of the submarine canyons show excellent reservoir quality. During the deposition of the upper half of the Nutaysh Member the Sinai Peninsula was uplifted more than 4 km through normal faulting. Thick mountain glaciers were formed above the permanent snow line. The narrow but deep glacial valleys originated from these glaciers cut deeply into the underlying turbidite successions and provided immense amount of very coarse-grained glaciogenic material (e.g. moraine and dropstone) into the basin.

The syn-rift sedimentary successions which were deposited during the post Red Sea rifting (between 17 Ma and 15 Ma), consist of the Magna and Jabal Kibrit formations. These formations consist mainly of massive anhydrite interbedded with evaporitic mudstone and form excellent seal on top of the turbiditic sandstone reservoirs.

**Key words:** Red Sea, Gulf of Suez, Gulf of Aqabe, Sinai Peninsula, Midyan Basin, Sharik Formation, Al Bad' Formation, Musayr Formation, Burqan Formation, Magna Formation

## 1. GIRİŞ

Bu çalışmanın amacı Akabe Körfezi'nin tektonik açılımı ile ilişkili olarak Midyan Havzası'nın oluşumunu, gelişim evreleri, açılım tektonizmasının çökelme işlemlerine olan doğrudan etkilerini anlamak amacına yöneliktir (Şekil 1). Midyan havzasının açılımı ve bu havza içinde çökelen kırıntılı ve karbonat istiflerin petrol ve doğal gaz aramalarına yönelik stratigrafik ve sedimantolojik çalışmaları hala devam etmektedir.



Şekil 1. Açılma tektonizması: Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin ve Nil Deltası uydu görüntüleri. Ayrıca koyu renkli bölgeler Prekambriyen yaşlı Arap-Nubiyan Kalkanı mostralarıdır.

Midyan Havzası, Geç Oligosen zamanında başlayan Kızıldeniz ve Akabe Körfezi'nin açılımı süresince oluşmuş yarı-grabenler içinde çökelmiş kalın bir sedimanter istifi içerir (Gardner et al., 1996). Bu istif içerisindeki kumtaşı ve karbonat kayaçlarından Mısır, Suudi Arabistan ve Süveyş Körfezinde bulunan sahalardan uzun süredir önemli petrol ve doğal gaz üretimi yapılmaktadır. Ekonomik değeri olması nedeniyle bu istiflerin stratigrafisi, sedimantolojisi ve paleontolojisi ayrıntılı olarak farklı çalışmacılar tarafından incelenmiştir. 1967 İle 1976 yılları arasında, uluslarası petrol şirketleri tarafından Suudi Arabistan'ın Kızıldeniz açıklarında 10 derin arama kuyusu açılmıştır. 1982 ile 1986 yılları arasında Kızıldeniz'in kara alanlarında altı adet stratigrafik amaçlı sığ sondaj yapılmıştır. 1990 ile 1994 yılları arasında Saudi Aramco petrol şirketi Kızıldeniz içinde çok yoğun ve aktif bir arama programı geliştirmiş ve 14 kuyu açmıştır. Bunlara ek olarak 1998 yılında dört adet ilave sondaj yapmıştır. Hem Midyan kara bölgesinde hem de Kızıl Deniz içinde açılan başarılı kuyular Saudi Aramco şirketinin bu bölgelerde etkili stratigrafik, sedimantolojik, palinolojik ve jeofiziksel çalışmalar yapmasına neden olmuştur. Arazi çalışmaları Midyan havzasında ve istiflerin çok iyi temsil edildiği Midyan bölgesinin kıyı şeridinde yoğunlaştırılmıştır.

Bu çalışmada tüm Midyan Yarımadası'nı içine alan ve tüm istiflerin en iyi şekilde temsil edildiği bölgelerden çok sayıda stratigrafik ve sedimantolojik kesitler ölçmüştür. Bu ölçümler sırasında her bir stratigrafik birimin alt ve üst birimlerle olan dokanak ilişkilerini, çökelme ortamlarını, kaynak kaya ve rezervuar kaya özelliklerini güvenilir bir şekilde ortaya cıkarmak için çok sayıda örnek toplanmıştır. Bu çalışma Burgan Formasyonu türbidit istiflerinin orta ve üst kısımları oluşturan ve iyi rezervuar kayası özellikleri gösteren kumtaşlarına yoğunlaştırılmıştır. Böylece bu istiflerin petrol üretimi yapılan kumtası fasiyeslerinin yanal değişimleri, gömülme tarihçesi ve farklı diyajenetik işlemlerin rezervuar özellikleri (gözenek ve geçirimlilik) üzerindeki etkileri araştırılmıştır.

Midyan Havzası'nın kuzeybatı bölgesinde geniş alanlar kaplayan türbidit istiflerinde bu yayının vazarı tarafından ölcülmüs stratigrafik ve sedimantolojik kesitlerden toplanan çok sayıdaki kumtaşı el örnekleri ayrıntılı olarak laboratuvarlarda incelenmiş ve kumtaşlarının bileşimi, gözeneklik, geçirimlik değerleri ve diyajenez özellikleri güvenilir bir şekilde tespit edilmiştir. Çökelme sonrası ortaya çıkan diyajenez olaylarının rezervuar kalitesi üzerindeki etkilerini ortaya çıkarmak amacına yönelik vapılan türlü laboratuar analizleri, sedimantolojik, petrografik ve petrofizik analiz çalışmalarının sonuçlarıyla birleştirilip bütünleştirilmiştir. Bu veriler vardımıyla Kızıldeniz içinde petrol ve gaz üretimi yapılan kuyulardaki kumtaşlarının, sedimantolojik ve rezervuar özellikleri güvenilir bir şekilde anlaşılmaya çalışılmıştır.

Kumtaşı örneklerinin laboratuvar incelemeleri sonucunda bu kumtaşlarının çökelme fasiyesleri ile ilişkili olarak yarı-olgunlaşmış veya olgunlaşmış özellikler gösterdiği arkoz ve litikarenit olarak sınıflandırıldığı anlaşılmıştır. Kumtaşlarının bileşimi başlıca kuvars (80%), farklı türden kaya parçacıkları (10.3%) ve feldspat mineralinden (9.7%) oluşmaktadır. Bazı örneklerde bu bileşenlere ek olarak eser miktarda biyotit, kalsit ve demir oksit mineralleri tespit edilmiştir. Kil mineralleri grubundan başlıca kaolinit ve simektit SEM ve XRD analizlerine bağlı olarak tespit edilmiştir (Al-Laboun et al. 2014). Bunlara ek olarak zirkon, rutil ve turmalin gibi ağır mineraller eser miktarda bulunmaktadır(Al-Ramadan et al., 2013).

Burqan Formasyonu'nun kumtaşlarının laboratuvarda ölçülmüş gözeneklilik değerleri %7 den %34'e değişir fakat yapılan ölçümlerin ortalama değerleri %25 civarındadır. Bu gözeneklilik değerlerine kalsit ve feldspat minerallerinin erimesi sonucu ortaya çıkan sekonder gözeneklik değerleri dahil edilmiştir (Al-Laboun et al, 2014; Al-Ramadan et al., 2013). Aynı kumtaşı örneklerinde yapılan geçirimlilik ölçümleri bu çok önemli rezervuar özelliğinin 36 ile 10,502 md arasında değiştiğini fakat pek çok ölçüm değerinin 2,444 civarında olduğunu göstermiştir. Bu değerler kumtaşlarının çok iyi rezervuar özelliklerine sahip olduğunu gösterir.

Kumtaşları içinden üretilen petrolün kaynak kayasının bol fosil içeren Musayir Formasyonu'nun sığ deniz kireçtaşları ve ayrıca Burqan Formasyonu'nu oluşturan türbidit istiflerinin alt kısımlarında egemen olan derin deniz ortamında çökelmiş ve organik madde yönünden zengin şeyller olduğu tespit edilmiştir (Al-Ramadan et al., 2013). Bu iki farklı litofasiyes içinde oluşan petrol düşey yönde göçerek türbidit istiflerinin üstündeki deniz altı kanyonları içinde çökelmiş kumtaşları içinde kapanlanmıştır. İstifin en üst kısmını oluşturan Magna Formasyonu'nun kalın ve geçirimsiz anhidrit çökelleri çok etkin örtü kaya oluşturur. Midyan havzasında petrol üretimi yapılan sahalar antiklinal ve bileşik yapısal kapanlardır.

# 2. ARABİSTAN PLATFORMU'NUN JEOLOJİK YERLEŞİMİ VE EVRİMİ

Arabistan Levhası'nın üzerinde yer alan Arabistan Platformu bu levhanın büyük bir bölümünü oluşturur (Şekil 2). Arabistan Levhası gittikçe artan bir hızla kuzeydoğu Afrika'dan uzaklaşarak Kızıldeniz'in ortaya çıkmasına yol açmıştır. Buna karşın, kuzey yönde Avrasya kıtasına doğru kayması sonucu İran'daki Zagros Dağ silsilesinin yükselmesini sağlamıştır. Arap Levhası'nın jeoloji haritası günümüzdeki Arabistan Levhası'nın çok karmasık tektonik rejimlerinin farklı unsurları ile sınırlandırılmıştır. Levhanın güney ve batı sınırları Oligosen-Miyosen açılım (rifting) sınırıdır. Bu sınır boyunca görülen yayılım, açılım (uzaklaşan sınırlar) ve dönme (rotasyon) sonucu Kızıldeniz ve Aden Körfezi meydana gelmiştir. Arabistan Levhası'nın doğu ve kuzey sınırları sıkışma tektoniği konumundadır (aktif yakınlaşan sınırlar). Bu olay Güney İran'daki Zagros Dağ Kuşağı'nın sürekli olarak yükselmesine neden olmuştur. Bu olayın etkileri aynı zamanda güneybatı Türkiye'nin Bitlis vöresindeki Basit Kıvrım Kusağında ve dalma batma olayının görüldüğü Umman Körfezi içinde Arap Levhası'nın Avrasya Levhası altına itildiği yerlerde görülür. Makran ve Zagros yakınlaşma

zonları Arap Levhası'nı İran'ın iç kısımlarındaki küçük ölçekli levhalardan (mikro levha) ayırır. Arap Levhası'nın kuzeyinde yer alan Ölüdeniz doğrultuatımlı transform fay zonunu temsil eder. Arap Kalkanı'nın batısında yer alan Proterozoyik yaşlı Arap Kalkanı yaklaşık %50 oranında plütonik ve yaklaşık %50 oranında volkanik ve sedimanter kayaçlardan oluşur. Granitik kayaçlar tüm plütonik kayaçların yaklaşık %70 ini temsil eder (Gettings et al., 1986).

Arabistan Levhası asimetrik bir jeolojik yapıya sahiptir. Bu levhayı oluşturan kayaçlar çok sistematik olarak yüzeye çıkmışlardır. Batı bölgesi yüzeye çıkmış ve Prekambriyen Arabistan-Nubiyan Kalkanı olarak adlandırılmış en yaşlı kayaçlarla sınırlandırılmıştır. Prekambriyen kristalin temel Geç Oligosen (yaklaşık 28 My) zamanında gelişen Kızıldeniz ve Aden Körfezi'nin açılmasıyla bağlantılı olarak yükselmiştir. Arabistan Kalkanı yerel boyutlarda Arabistan Körfezi'nde (Basra Körfezi) ve İran'ın iç kısımlarında yüzeye çıkar. Arabistan Körfezi boyunca sığ su altında bulunan bu kristalin temel Hindistan Levhası'nın ayrılması ve sürüklenmesi ile ilişkin olayları ayrıntılı olarak yansıtmaktadır (Nehlig et al., 2002).

Arabistan Platformu, içerisinde çok kalın ve sürekli sedimanter istifin korunmuş olduğu geniş bir cökelme havzasıdır. Bu sedimanter istif Gec Proterozoyik zamanından Holosen zamanına kadar geçen süre içinde Gondwana Kıtası'nın kuzeydoğu bölgesinde yer alan Arabistan kesiminde çökelmiştir (Konert et al., 2001; Sharland et al., 2001). Arabistan-Nubiyan Kalkanı'nın üzerine "örtü kayası" olarak adlandırılan kalın bir sedimanter istif gelir. Bu sedimanter kayacların yaşı Arap Platformu'nun batısından doğusuna (Arabistan Körfezi) doğru sistematik olarak gençleşir. Arabistan Kalkanı'nın üzerine gelen en yaşlı sedimanter birim Erken Kambriyen yaşlı kumtaşlarından oluşan Siq Formasyonudur. Bu formasyon yalnızca Tabuk havzasında çökelmiştir (Konert et al., 2001; Senalp, 2006a). Büyük bir olasılıkla yeryüzünde en iyi korunmus ofiyolitik kayaclar (Semail ofiyolitleri) Birleşik Arap Emirliklerinde ve kuzey Umman'da geniş alanlar kaplamaktadır. Arabistan Levhası üzerinde gelismis ve icinde kalın istifler barındıran çökelme havzası batıdan doğuya doğru yavaşça derinleşerek Zagros dalma-batma zonunun ön çukurunda en fazla derinliğe erişir. Levhanın kuzey sınırında belirgin bir ön-çukur gelişmemiştir. Bu durum Türkiye'yi içine alan Anadolu Levhası'nın bu tektonik olaylardan etkilenmediğini işaret eder. Kuzeye doğru Palmira ve Sinjar cukurluklarının gelismesiyle daha belirgin bir durum kazanır. Aynı bölgede bulunan Halep ve Mardin yükselimleri Türkiye'de bu levhanın iç kısımlarındaki deformasyon ve dalma-batma zonları arasında dayanıklı ve dengeli bloklar oluştururlar. Günümüzün Arap Levhası kuzeyde Zagros ve Bitlis çarpışma zonları ile ve Makran zonundaki dalma-batma zonları ile



Şekil 2. Arabistan ve Doğu Afrika Levhaları'nın basitleştirilmiş haritası. Dalma-batma sınırları, Proterozoyik yaşlı Arabistan ve Nubiyan Kalkanları ve Anadolu Levhası'nın hareket yönleri ve başlıca jeolojik unsurlar (Stern and Johson, 2010).

sınırlandırılmıştır. Arap Levhası, güneyde, güneybatıda ve batıda Owen-Sheba doğrultu atımlı (transform) fay demetleri ile sınırlandırılmıştır. Bu fay demetleri, Aden Körfezi ve Kızıldeniz'in açılımı, Ölüdeniz'de görülen doğrultu atımlı faylar ve deniz tabanının yayılımı ile ilişkilidir. Makran ve Zagros yaklaşım zonları Arap Levhasını İran'ın iç kısımlarındaki daha küçük ölçekteki levhacıklardan ayırır (Konert et al., 2001). (Şekil 3).

Yüzey mostralarında, Paleozoyik ve Alt Mesozoyik istifleri Arap Kalkanı'nın mostra modeline uyumlu olarak ve genellikle düşük eğimli olarak kuzeye, doğuya ve kuzeydoğuya eğimlidir. Yer altında, çok sayıdaki arama ve üretim kuyularında görülen mostralar tespit yüzeyde edilip tanımlanmıştır. Genellikle, kama-şekilli, karasal ve sığ deniz kumtaşlarının egemen olduğu sedimanter istifler Arabistan Kalkanı'nı çevreler, fakat doğuya (havzaya doğru) doğru denizel fasiyesler gittikçe daha fazla kalınlaşır ve kırıntılıların baskın olduğu kesitler açık deniz şeylleri ile girift olurlar.

#### 3. ARAP-NUBIYAN KALKANI

Arap-Nubiyan Kalkanı, Kızıldenizin her iki kanadı üzerinde yüzeye çıkmış ve geniş alanlar kaplayan Prekambriyen yaşlı kristalin kayaçlardan yapılmış en eski temeldir (Şekil 2). Bu kristalin kayaçlar çoğunlukla Neoproterozoyik yaşındadır. Coğrafi olarak, kuzeyden güneye, İsrail, Ürdün, Mısır, Suudi Arabistan, Sudan, Eritre, Habeşistan, Yemen ve Sudan gibi ülkeleri içine alır. Arap-Nubiyan Kalkanı kuzeyde Sahra Çölü'nde ve Arabistan Çölü'nde ve güneyde Habeşistan'ın yüksek dağ silsilelerinde, Arabistan'ın güneyinde Asir bölgesinde ve Yemen'in yüksek dağ silsilelerinde tüm açıklığı ile yüzeyde görülür.

Arap Kalkanı'nın (Şekil 2 ve 3) Suudi Arabistan levhası üzerinde yüzeyde kapladığı alanın genişliği 445,000 km2 dir. Arap Kalkanı'nın yüzeyde kapladığı alanın genişliği ile genç volkanizma ve sedimanların altında gizlenmiş bölgelerdeki toplam genişliği yaklaşık 725,000 km2 olarak hesaplanmıştır. Arap Kalkanı'nın Ürdün ve Yemen



Şekil 3. Arap Levhası'nı ve İran'ın tektonik elementlerini gösteren lokasyon haritası.

gibi ülkelerde kapladığı alanın genişliği 100,000 km2 olarak tespit edilmiştir. Böylece Arap-Nubiyan Kalkanı'nın Suudi Arabistan platformu üzerinde kapladığı alanın toplam genişliği 825,000 km2 dir. Buna karşılık Afrika Levhası üzerinde bulunan Nubiyan Kalkanı'nın Mısır, Sudan, Eritre, Habeşistan ve Kenya gibi ülkelerde yüzeyde kapladığı alan yaklaşık 801,000 km2, kalkanın yeraltındaki genişliği ise 1.100.000 km2 dir. Buna göre Nubiyan Kalkanı'nın toplam genişliği 1.901.000 km2 olarak hesaplanır. Bu veriler tümüyle değerlendirilirse Arap-Nubiyan Kalkanı'nın yer üstünde görülen ve yeraltında jeofizik yöntemlerle tespit edilen toplam genişliğinin 2,725.000 km2 olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu değer Amerika'nın alanının %30

gibi önemli bir bölümüne karşılık gelmektedir (Vail, 1985, 1987).

Arap-Nubiyan Kalkanı kuzeydoğu Afrika ve güneydoğu Asya ve Arabistan'ın altında uzanan Neoproterozoyik yaşlı kıta kabuğunun en güzel temsilcisidir. Jeofizik çalışmalar Arap-Nubiyan Kalkanı'nın kabuğunun kalınlığının yaklaşık 40-45 km olduğunu ve bu nedenle de onun önemli bir kıta kabuğu olduğu hakkında hicbir kusku bulunmadığını gösterir. Arabistan ve kuzey Afrika'dan başka bölgelerde bu Neoproterozoyik yaşlı kabuk Paleozoyik ve daha genç istiflerle örtüldüğü için bu kayaçlara ulaşabilmek ancak bilimsel amaçlı yapılan sondajlardan alınan örneklerle mümkün olmaktadır (Johnson and Kattan, 2001).

Arap-Nubiyan Kalkanı genellikle genç ve tümüyle olgunlaşmamış kabuktan yapılmıştır. Bu kabuk, Doğu ve Batı Gondwana Kıtaları arasında önemli bir şeffaf kenetlenme alanı veya zonu olarak yorumlanmıştır (Johnson and Kattan, 2001). Bu kenetlenme zonu çok sık olarak yüzeyde dağ oluşumu veya dağ silsilesi ile temsil edilmiştir.

Arap-Nubiyan Kalkanı esas olarak okyanuslar içindeki ada yaylarının ofiyolitlerle belirlenmiş kenetlenme ve eklenme zonları boyunca büyümeleri suretiyle oluşmuşlardır (Bakor et al., 1976; Gass, 1981; Bentor, 1985; Kröner, 1985; Stoeser and Camp, 1985; Vail, 1985; Pallister et al., 1987; Quick, 1991; Al- Saleh et al., 1998; Johnson, 1998). Bu kenetlenme olayı günümüzden 900 - 550 my arasında Mozambik Okyanusu'nun kapanması sonucu meydana gelmiştir (Stern, 1994). Bu kenetlenme olayları tektonostratigrafik terreyn oluşumuyla sonuçlanmıştır. Bu alanlar ya önemli kenetlenme zonları ya da kuzeybatı-yönlü faylarla birbirlerinden ayrılmışlardır. önemli Kenetlenme zonları çoğunlukla kuzey ve kuzeydoğu yönlü serpantinleşmiş ultramafik kayaç (ofivolitler ve tektonik dilimler) dizileri tarafından birbirinden ayrılmışlardır (Stoeser and Camp, 1985; Johnson, 1998; Stern et al., 2004). Arap-Nubiyan Kalkanı'nın oluşumu Neoproterozoyik zamanında ve oldukca kısa bir zaman süresi (900 ile 550 my arasında) içinde meydana gelmiştir. Bu jeolojik olayların sonunda 40 km den daha kalın kıta kabuğu oluşmuştur. Kıtanın bugünkü mevcut topografik morfolojisi ve üç boyutlu şekli oldukça genç bir zamanda ortaya çıkan jeolojik olayların sonucudur. Bu jeolojik olaylar ise hiç kuşkusuz Kızıldenizi'nin açılımıyla yakından iliskilidir. Kızıldeniz açılmaya başlamadan önce (30 ile 25 my) yaklaşık 650,000 km2 genişliğe sahip olan Arap Kalkanı çok daha büyük genişliğe sahip olan ve Arap-Nubiyan Kalkanı olarak bilinen önemli bir jeolojik birimin önemli bir parçasıdır. Günümüzde Nubiyan Kalkanı'nı oluşturan kayaçlar Doğu Mısır, Eritre, Batı Habeşistan, Kuzey Somali ve Sudan qibi ülkelerde tüm acıklığı ile yüzeye cıkmıştır. Nubiyan Kalkanı'ndan ayrılan Arap Kalkanı ise Batı Suudi Arabistan'ın büyük bir bölümünü kaplar. Daha az genislikteki mostralar ise Yemen, Güney Ürdün ve Güney Levant Ülkeleri (Sina Yarımadası, Suriye, Lübnan Filistin ve Hatay ilinin çevresi) gibi ülkelerde yer almıştır. Arap Kalkanı'nın yüzeyde mostra veren genişliği kuzeyden güneye 2,200 km ve en fazla genişliği ise yaklaşık 700 km olarak tespit edilmiştir (Sharland et al., 2001; Konert et al, 2001; Senalp, 2006a,).

Arap-Nubiyan Kalkanı'nı oluşturan temel kayaçlar Süveyş Körfezi'nin güneyinde açılan yaklaşık 2000 kuyuda 1000 ile 5000 metre arasında tespit edilmiştir. Bu temel kayaçlardan petrol üretimi yapıldığı için önemli miktarlarda karotlar alınmış onların tektonik özellikleri ve bileşimleri ayrıntılı olarak incelenmiştir. Salah and Alsharhan (1998) ve Alsharhan (2003) bu karotların tektonik açılım olayları ile ilişkili olarak aşırı derecede kırılmış ve bozuşmuş başlıca granit, kuvarsdiyorit, granodiyorit, syenogranit, alkali granit ve andezit türü kayaçlardan yapılmış olduğunu ve onların mafik ve asidik dayklarla kesildiklerini tespit etmişlerdir. Bu çalışmaların neticesinde, yer altında tespit edilen temel kayaçlarının petrofizik ve yapısal özelliklerinin yüzeydeki temel kayaçlara benzerlik gösterdiği anlaşılmıştır.

#### 4. ARAP KALKANI'NIN JEOLOJİK EVRİMİ

Prekambriyen yaslı kristalin temel kayaclar tüm Arabistan Yarımadası'nın yeraltını kaplamasına rağmen en güzel örnekleri yüzeydeki Arap Kalkanı olarak bilinen mostralardır. Kızıldeniz ile Nubiyan Kalkanı'ndan ayrılan Arap Kalkanı Suudi Arabistan'ın batı bölgesinde büyük bir alan kaplar (Şekil 2, 3, ve 4). Arap Kalkanı'nı oluşturan genellikle Neoproterozoyik yaşlı kayaçlar Arap Levhası'nın önemli bir bölümünü oluşturur. Günümüzde bu levha sürüklenip kayarak Afrika Levhasından ayrılmakta ve Avrasya Kıtası ile carpışmaktadır. Daha az genislikteki mostralar ise Yemen, Güney Ürdün ve Güney Levant Ülkeleri (Sina Yarımadası, Suriye, Lübnan, Filistin ve Hatay ilinin çevresi) gibi ülkelerde yer almıştır. Yemen'de yapılan çalışmalar sonucunda bu kristalin temel icinde verel 2300 My Arkeen gnayslarının bulunduğu tespit edilmiştir. Arap Kalkanı'nın yüzeyde mostra veren genişliği kuzeyden güneye 2,200 km ve en fazla genişliği ise yaklaşık 700 km olarak tespit edilmiştir (Konert et al., 2001; Senalp, 2006a).

Suudi Arabistan'ın önemli bir bölümünü oluşturan Arap Kalkanı, bazı bölgelerdeki gnays türünden kayaçlar hariç tutulursa, sadece hafif dereceden metamorfizma geçirmiştir. Arap Kalkanı, volkanik yayların birbirlerine eklenip kenetlenerek oluşturdukları Neoproterozoyik kayaç topluluğunun yeryüzünde en iyi korunmuş ve en iyi mostra veren örneğidir. Bu Neoproterozoyik kristalin kayaçlar bölgenin doğusunda Fanerozoyik sedimanter kayaçların oluşturduğu kalın bir istif tarafından örtülmüştür. Arap Kalkanı batıdan Kızıldeniz ile Nubiyan Kalkanı'ndan ayrılmıştır.

Arabistan Kalkanı'nın jeolojik evrimi çok önemli üç aşamadan geçmiştir. Bu aşamalar sırasıyla; 1) sedimanter ve volkanik kayaçların çökelmesi ve plütonik kayaçların (granit and granodiyorit) bu çökeller içine intrüzyonu, 2) bu karmaşık istiflerin kıvrımlanması ve faylanması, 3) metamorfizma nedeniyle bu çökellerin yeniden kristalleşmeleridir (Stern, 1985; Stern and Johnson, 2010). Bu üç olay, aralarında hiçbir zaman boşluğu bırakmadan birbirlerini takip etmiş olabildikleri Kalkan'ın farklı bölgelerinde farklı zamanlarda hüküm sürmüş olabilir. Arap Kalkanı içinde bulunan başlıca kaya türleri volkanik, volkanik kökenli sedimanter, gerçek sedimanter kayaçlar (örneğin, kumtaşları, şeyller ve kireçtaşları), çok çeşitli plütonik kayaçlar ve



Şekil 4. Arap-Nubiyan Kalkanı'nın Suudi Arabistan kısmını gösteren basitleştirilmiş jeolojik haritası. Bu harita üzerinde terreynler, onların ofiyolitlerle veya önemli fay zonları ile belirlenmiş sınırları, Pan-Afrikan Levhası'nın başlıca yapısal özellikleri ve çökelme havzaları gösterilmiştir. Arap Levhası'nın en önemli tektonik yapısı olan Najd Fay Sistemini oluşturan Ruwah, Ar Rikah, Halaban, and Qazaz fayları da gösterilmiştir (Johnson, 1998; Nehlig et al., 2002; Stern and Johnson, 2010).

metamorfik kayaçlar yukarıda saydığımız kayalardan türemiştir. En yaygın volkanik kayaçlar andezit, bazalt lavları; en yaygın plütonik kayaçlar ise granit ve granodiyorittir. Bu plütonik kayaçlara ilave olarak, az miktarda gabro bulunmaktadır. Granitik kayaçlar Arap Kalkanı'nı meydana getiren toplam plütonik kayaçların % 60'ını oluşturur. Granodiyorit, gerçek granit ile gerçek diyorit arasında geçiş oluşturan bir kayaç türüdür ve yapılan yaş tayinleri bu plütonik kayaçların 760 ve 580 my önce oluştuklarını göstermiştir. Bununla beraber bu yaş tayinlerinin büyük bir bölümü 650 milyon yıl öncesini işaret etmiştir. Diyorit'ler ise Arabistan Kalkanı içindeki plütonik kayaçların % 31 'ini oluşturur. Çok sayıdaki örnekler üzerinde yapılan yaş tayinleri Arabistan Kalkanı içindeki diyoritlerin yaklaşık 900 my önce ile 630 my önce arasında olduğunu göstermiştir. Nispeten dar ve tabla şeklinde olan magmatik mafik diyorit daykları, plütonik ve çevre kayaçları içindeki çatlaklar içine yerleşmişlerdir. Doleritler bileşim yönünden bazalt tipi volkanik kayaçlarla aynıdır (Kröner, 1985).

Arabistan Kalkanı'nın oluşumu sırasında volkanik, sedimanter ve plütonik kayaclar levha-tektoniği ile iliskili gelisen islemler sırasında derin gömülme, sıkışma, parçalanma, kıvrımlanma ve faylanma gibi işlemlerle, önemli fiziksel ve kimyasal değişikliye uğrayarak yeniden biçimlendirilmiş ve bölgesel metamorfizmadan etkilenmişlerdir. Aşırı sıcaklık, basınç ve kimyasal değişikliklerin etkisi altında kalan bu farklı kökenli kayaçlar içinde yeni mineraller oluşmuş, mevcut olan mineraller yeniden yönlenmiş, yeniden dağılmış ve sonuçta kayalar çok daha kolay şekil değiştirebilen bir özellik kazanmışlardır. Arap Kalkanı'nın bazı bölgelerinde bantlı gnayslar ve sedimanter ve volkanik kayaçlardan bölgesel metamorfizma neticesinde türemiş kristalin kayaçlar bugünkü sedimanter ve volkanik kayaclara cok az benzerlik gösterirler.

1980'li yıllarda yapılan çalışmalar ile "terreyn" kavramı ileri sürülmüştür. Son yıllarda Arabistan Levhası Arap Kalkanı'nın genelinde yapılan gözlemler ve bunu takip eden ayrıntılı tektonik ve petcalismalar bu Neoproterozovik rografik (Prekambriyen) yaşlı temelin "terreyn" adı verilen ve doğrult-atımlı faylarla birbirinden ayrılmış farklı kıtasal kabuklardan yapılmış olduğunu göstermiştir. Farklı çalışmalar bu terreynlerin sayılarının 5 ile 15 arasında değiştiğini göstermiştir. Stratigrafik, vapısal ve jeokimyasal calışmalar bu blokları tanıyabilmek ve birbirlerinden ayırmak için önemlidir. Tektonostratigrafik terreynler yaklaşık 100 my'lık süre boyunca (780 ile 680 my) birbirlerine yaklaştı ve birleşip kenetlenerek yeni kıtasal kabuğu oluşturdular. Kıtasal kabuklar daha genç sedimanter ve volkanik havzalar tarafından örtüldü ve muazzam hacimlerdeki granitler bu havzalar içine sokuldu ve kıtasal büyümenin devresini tamamladı. Bu olaylar zinciri Prekambriyen sonunda zirveye ulaştı ve sonuçta 45 km den fazla kalınlıkta bir kıtasal litosfer oluştu (Johnson et al., 2004).

Uçaktan yapılan manyetik çalışmalar, Arap Levhası üzerinde dört ana grup altında toplanabilecek manyetik hatların egemen olduğunu ortaya çıkarmıştır. Bu dört ana gruplar; (1) Arap Levhası üzerinde en belirgin ve etkili olan K135°D ile K150°D arasında uzanan manyetik hat Najd fay sistemi ile çok yakından ilişkilidir ve Arap Kalkanı'nın büyük bir bölümünü keser (2) Kıyıya paralel olarak K150°D ile K160°D yönünde uzanan Kızıldeniz gidişi olup yalnızca ana kara üzerinde bulunur. (3) Daha az belirgin olan K-G yönlü Nabitah fay zonudur. Bu fay zonu havadan yapılan manyetik haritalar üzerinde cok belirgin olmasına karşın mostrada Najd fay sistemi ile büyük ölçekte gizlenmiştir. (4) Doğu-batı yönlü ve Suudi Arabistan'ın güneyinde çok yaygın ve etkili olan Asir terreynidir (Johnson et al., 2004).

Terreyn Analizi: Arap Kalkanı'nın okyanusal ve kıtasal-okyanusal olmak üzere iki parçalı bölümü, bölgenin en temel tektonik özelliklerindendir ve kıtanın farklı tektonik yerleşimlerden türemiş terreynlerin birlesip bütünleserek olustuğunu gösterir. İki veya daha fazla sayıdaki terreynlerin birlesip kenetlenmeleri, orojenik kuşakların analizlerinde günümüzde en yaygın kullanılan ve en önemli kavramdır. Bu kavram, dünyada yaşları Arkeen' den yakın zamana kadar değişen türlü deformasyona uğramış kayaçların tektonik analizlerini yapmak için de uygulanır. Suudi Arabistan'da Arap Kalkanı'nın jeolojik yapısı, terreynler ve bunları birbirinden ayıran kenetlenme zonları Şekil 4 de gösterilmiştir. Oluşumları çok ayrıntılı olarak calışılıp tespit edilen terreynler kuzeyden güneye doğru; (1) Midyan Terreyni, (2) Ha'il Terreyni, (3) Afif Terreyni, (4) Ad Dawadimi Terreyni, (5) Hijaz Terreyni, (6) Ar Rayn Terreyni, (7) Jiddah Terreyni, (8) Asir Terreyni ve (9) Khida Terreyni olarak tanımlanmıştır (Şekil 4). Bu terreynleri birleştiren ve ofiyolitik kayaçlar içeren en önemli kenetlenme zonları ise yukarıdan aşağı; (1) Yanbu-Al Wask Kenetlenme Zonu, (2) Bir Umg Thurwah Kenetlenme Zonu, (3) Al Amar Fay Zonu olarak adlandırılmıştır (Johnson, 1998; Nehlig et al., 2002; Stern and Johnson, 2010; Sekil, 4).

### 5. KIZILDENİZ VE ADEN KÖRFEZİ'NİN AÇILIMI

Kızıldeniz'in Açılımı, Afrika Levhası ve Arabistan Levhası olarak bilinen iki önemli tektonik levhanın arasında kuzeybatı-güneydoğu istikametinde uzanan bir yayılım ve genişleme merkezidir. Yüzölçümü yaklaşık 438.000 km2 olup, güneydeki Babel-Mendep Boğazından Süveyş Körfezinin kuzey ucuna kadar olan uzunluğu 2,250 km civarındadır. Ortalama derinliği 488 m olup en derin veri 21° kuzev enlemi üzerinde 2,360 metreve ulaşır. Kızıldeniz'in güney kısımları nispeten daha geniş olup, kuzeye doğru gittikçe daralır. Kuzeyde 27°45' kuzey enleminden itibaren de Sina Yarımadası ortada kalmak üzere iki kola ayrılır. Bu kollardan biri kuzeydoğu istikametinde olup, Akabe Körfezi ismini alır. Diğeri ise denizin aynı istikametteki Süveyş Körfezidir (Şekil 1, 2, 3 ve 4).

Kızıldeniz ve Aden Körfezi'nin genişliği 30 km ile 50 km arasında değişir, buna karşılık Kızıldenizi'nin kuzey kesimindeki genişliği 160 kilometreden fazladır. Süveyş Körfezi'nin yönü yani uzun ekseni, Kızıldenizi'nin yönü ile aynıdır ve bu nedenle Süveyş Körfezi'nin açılımı Kızıldenizi'nin açılımının bir devamı olduğu düşünülür. Ölüdeniz fay sistemi, etkinliği günümüzde de devam eden sol-yönlü, doğrultu-atımlı bir fay sistemi olup bu fay sistemi ile doğrudan ilişkili yerel büyüklüklerde gerilim ve sıkışma bölümleri bulunur. Miyosen başında başlayan Kızıldeniz açılımının toplam yer değiştirmesinin 100 km den daha fazla olduğu rapor edilmiştir (Garfunkel, 1988).

Levha Tektoniği kuramı incelendiğinde, Kızıldeniz-Süveyş Körfezi açılım sisteminin Arabistan Levhası'nın birlikte bulunduğu Afrika Levhasına göre sağdan sola yani saat yönünün tersinde dönmesi sonucu meydana gelmiştir. Söz konusu olan bu model, açılım sisteminin tüm uzunluğu boyunca görülen birbirine dik açılımların bulunmasıyla uygunluk içindedir. Miyosen zamanının sonlarına doğru Arabistan Levhası kuzeydeki Avrasya Levhası ile çarpışmaya başlamıştır. Bu çarpışma ile ilişkili olarak levhaların hareket yönlerinde, düzen ve görünüşünde değişiklikler olmuştur. Süveyş Körfezi'nin açılımı durmuş ve buna karşılık Ölüdeniz Transformu gelişmiştir (McKenzie et al., 1970; Girdler and Styles, 1974).

Kızıldeniz icinde acılan petrol arama kuyularından elde edilen önemli bilgiler güney Kızıldenizi'ndeki kıtasal açılım Aden Körfezi'nin açılımından birkaç milyon yıl sonra başlamıştır. Açılım sisteminin bu iki ayrı kolu önemli derecede farklı genişleme sitilinden etkilendi ve Kızıldeniz'in deniz tabanının yayılımının Aden Körfezindeki deniz tabanının yayılımından yaklaşık 5-10 my sonra başladı. Buna karşın, daha sonra yapılan çalışmalar Kızıldeniz ve Aden Körfezi'ndeki yayılımın aynı zamanda başladığını göstermiştir. Aden Körfezi'nden farklı olarak Kızıldeniz tümüyle kıta-ici bir verleşim konumunda gelişmiştir. Kızıldeniz havzası içindeki faylanma eski temel içindeki yapı veya çerçevelerin biçimlerinden kuvvetli bir şekilde etkilenmiştir.

Kızıldeniz'in kuzeyinde bulunan Ölüdeniz Transform fay sisteminden güneye doğru uzanarak güneydeki Aden Sırtı ile Doğu Afrika Açılımı'nın kesişme noktasında son bulur ve Afrika Boynuzu'nun Afar Çukurluğunda Afar Üçlü Kavşağı'nı oluşturur. Kızıldeniz Açılımı, Afrika Kıtası ile Arabistan Levhası'nın birbirinden ayrılıp uzaklaşmaları sonucu olusmustur. Bu acılım kıtasal acılımdan okyanusal açılıma bir geçiş gösterir. Manyetik anomali değerleri Kızıldeniz'in her iki tarafındaki açılım hızını yaklaşık yılda 1 cm olarak önermiştir. Kızıldeniz'in açılımı ve bugünkü istikameti, Neoproterozoyik kristalin temel özelliğinde olan Arap-Nubiyan Kalkanı üzerinde önceden mevcut olan yapılardan kuvvetli bir şekilde etkilenmiştir. Bunun sonucunda Kızıldeniz acılımı Afar Cukurluğu'ndan başlayıp Süveyş Körfezine kadar uzanan karmaşık bir yol izlemiştir. Açılımın her bir bölümü başlangıçta asimetrik yarı grabenler olarak gelişmiş ve küçük havzalar arasında iyi belirlenmiş yerleşim zonları oluşmuştur. Aden Körfezi'nde, söz konusu olan bu yerleşim zonlarının yerleri ve durumları daha eski Mesozoyik açılım havzaları tarafından kuvvetli bir şekilde etkilenmiştir. Bu havzaların genişliğinin 60-80 km arasında değiştiği tespit edilmistir.

Kızıldeniz'in ekseni boyunca aktif olan açılım merkezi Afar kavşağında Aden Körfezi'nin açılımı ile birleşir ve burada Doğu Afrika Açılımı güneye doğru kıtanın içine uzanır. İki levhanın birbirinden ayrılması, güneyde Kızıldeniz boyunca daha etkin ve belirgin olup burada oluşan gerçek okyanus tabanı Akabe Körfezi'ne kadar uzanmaz. Levha Tektoniği kuramı incelendiğinde, Kızıldeniz-Süveyş Körfezi açılım sisteminin Arabistan Levhası'nın birlikte bulunduğu Afrika Levhasına göre sağdan sola yani saat yönünün tersi dönmesi sonucu meydana gelmiştir. Söz konusu olan bu model, açılım sisteminin tüm uzunluğu boyunca görülen birbirine dik açılımların bulunmasıyla uygunluk içindedir.

Miyosen zamanının sonlarına doğru Arabistan Levhası kuzeydeki Avrasya Levhası ile çarpışmaya başladı. Bu çarpışma ile ilişkili olarak levhaların hareket yönlerinde, düzen ve görünüşünde değişiklikler oldu, Süveyş Körfezi'nin açılımı durdu ve buna karşılık Ölüdeniz Transformu gelişti. Süveyş Körfezi'nin açılımı ile yaşıt (syn-rift) Neojen istifi havza içinde gelişmiş en azından beş aşınma yüzeyleri veya stratigrafik istifte gelişmiş kesiklik yüzeyleri icerir. Söz konusu olan olaylar ve bunlarla birlikte görülen havza içindeki stratigrafik istiflerdeki değişiklikler Süveyş açılımı sırasında, ortaya çıkan çökme olayları, Miyosen süresindeki deniz seviyesinin dalgalanmaları ve bu bölgeye bitişik Kızıldeniz ile Ölüdeniz'in açılması sırasındaki tektonik olayların etkileri ile ilişkilidir (Evans, 1988).

## 6. SÜVEYŞ VE AKABE KÖRFEZLERİ'NİN AÇI-LIMI, MİDYAN HAVZASINA OLAN ETKİLERİ

Süveyş Körfezi, Kızıldeniz'in kuzey ucunda kuzeybatı-güneydoğu istikametinde uzanan önemli bir kol olup, Afrika ve Arabistan Levhalarının eklenme yerinde bulunur (Said, 1962). Süveyş Körfezi, coğrafi olarak, doğudan Neoproterozoyik yaşlı masiflerle ve batıdan Mısır'ın Doğu Çölü olarak adlandırılan Kızıldeniz tepeleri ile çevrilmiştir. Deniz seviyesinin altında uzun ekseninin olduğu kısımda geniş bir çukurluk içerir. Afrika ve Arap levhalarının birbirinden uzaklaşmaları sonucu açılıp genişleyen Süveyş Körfezi'nin uzunluğu yaklaşık 320 km, genişliği 30-80 km arasında, su derinliği ise 40-60 m arasında değişir (Şekil 1, 2, 3 ve 4).

Körfez içinde yaşları Miyosen'den başlayıp Holosen'e kadar uzanan sedimanter istifin kalınlığı 3 ile 5 km arasında değişir (James et al., 1988). Bugünkü Süveys Körfezi açılımı, Kızıldeniz okyanus havzası ve Akabe-Ölüdeniz transform sistemleriyle birlikte, Sina üçlü kavşağını oluşturur. Süveys Körfezi, Arabistan Levhası'nın kuzeydoğu yönünde hareket ederek Afrika Levhası'ndan ayrılması sonucu ortaya çıkmıştır (Said, 1962). Bu ayrılım ve açılım hareketlerinin yaşı Neojen zamanı olarak belirlenmiştir (Fichera et al., 1992). Kızıldeniz'in uzun ekseni boyunca gelişen aktif açılım merkezi Afar kavşağında Aden Körfezi'nde baska bir açılımla birleşir. Bu kavşaktaki Doğu Afrika Açılımı güneye doğru Afrika Kıtası'nın içine uzanır. Afrika ve Arabistan Levhaları'nın açılımı güneyde Kızıldeniz boyunca daha büyük ve bu bölgedeki gerçek okyanus tabanı bütün yol boyunca Akabe Körfezi'ne kadar uzanmaz.

Her ne kadar açılım boyunca yüzeye çıkan topografik unsurlar çok muhteşem bir görünüşe

sahip iseler de suyun altındaki topografya da aynı derecede görülmeye değer ve heyecan uyandıran bir manzara oluşturur. Kızıldeniz ve Süveyş Körfezi'ndeki açılım ve genişleme ilerledikçe kanyon şeklinde derin boğazlar oluşmuş ve bitişiğindeki duvar gibi yükselen kıyı bölgelerinden geniş ve uzun bloklar parçalanıp bu çukurların içine yıkılmıştır. Bu blokların bazıları kilometrelerce uzunlukta ve birkaç kilometre genişliktedir. Genişleme olayı devam ettikçe, burada biriken sedimanter kayaların ağırlığı nedeniyle, açılımın tabanı çökmüştür. Garfunkel and Bartov (1977) bu dibe cökmenin Süveys Körfezi'nde 5 veya 6 km ve Kızıldeniz içinde çok daha fazla olduğunu rapor etmiştir. Hiç kuşkusuz açılımın tabanında oluşan bu yüksek değerlerdeki topografik farklılıklar bu derinlik değerlerini uzun süre korumadı, cünkü açılımın iki yan tarafında yükselen duvarlardaki kıta kütlelerinden yıkılan büyük boydaki bloklar ve aşınan moloz çökelleri, çökme ile oluşan bu cukurları kısmen doldurdu.

Süveyş Körfezi'nin tabanını Arabistan-Nubiyen Kalkanı'nın Prekambriyen yaşlı kayaçları oluşturur. Bu kayaclar gnayslar, volkanikler, metasediment türlerini kapsar ve granit, granodiyorit ve dolerit dayklarının oluşturduğu damar kayaçları tarafından kesilmiştir. Süveyş Körfezi iki yanından çok önemli iki fay sistemi ile sınırlandırılmıştır. Sedimanter Paleozoyik-Tersiyer istifleri ve aşırı derecede büyük Prekambriyen temel blokları Körfezin her iki tarafında yüzeye çıkmıştır. Süveyş Körfezi'nin yönü, Kızıldeniz'in yönü ile aynıdır ve bu nedenle de Kızıldeniz Açılımı'nın bir devamı olarak düşünülebilir. Ölüdeniz fay sistemi aktif sol-yönlü doğrultu-atımlı bir fay sistemi olup yerel olarak genişleme ve sıkılaşma bölümlerini içerir. Toplam yer değiştirme veya fay atımlarının Miyosen'den beri 100 km'nin biraz üzerinde olduğu rapor edilmistir (Garfunkel, 1988).

Süveyş Körfezi açılımı, Geç Oligosen (yaklaşık 28 My) ile Miyosen sonu (yaklaşık 5 My) arasında aktif olmuş bir kıtasal açılım zonudur (Khalil and McClay, 2001). Acılımın en etkin olduğu, Sina Yarımadasının aşırı yükselim kazandığı ve bununla ilişkili olarak Midyan havzasının maksimum tektonik çökmeye uğradığı zaman Erken Orta Burdigaliyen zamanıdır. Bu açılım zonu, Orta Miyosen zamanında parçalanma meydana gelinceye kadar Kızıldeniz Açılımı'nın devamını temsil etmiştir. Bu zamandan sonraki Kızıldeniz'in merkezi kısmındaki yayılma merkezindeki daha yeni açılımlar Ölüdeniz Transform zonunda yerini bulmuştur. Açılımsonrası kısa bir sürede. kalıntı acılım topografyasının en derin kısmı deniz ile doldurulup Süveyş Körfezi'nin oluşumunu gerçekleştirmiştir. Süveyş Körfezi'nin kuzeyinde açılım çok belirsiz olur ve açılımın gerçek geometrisi belirsiz olur. Bu kuzey bölgedeki açılım Nil Deltası'nın altından Manzala Rift'ine bağlanır (Khalil and McClay, 2001; Younes and McClay, 2002).

Sınır bölgesinin Süveyş Körfezi boyunca olan vükselimi veknesak değildi, fakat kuzeve doğru azaldı, bu nedenle Körfez'in kuzev cevresinde ve Sina Yarımadası'nın iç kısımlarında Tersiyer ve daha yaşlı sedimanter kayaçlar korunabilmiştir. Uzaydan çekilen fotoğraflarda Süveyş Körfezi'nin her iki tarafında bulunan daha açık tonlu bölgeler Miyosen yaşlı sedimanter istifler olup bu istifler normal faylanma sonucu ortaya çıkan graben havzaları icinde çökelmiş ve böylece korunmuşlardır. Açılım zonlarının yanlarında yükselmiş gelisen bu havzalar dağların asınmasından ortaya cıkan moloz tipi kırıntılı kayacların cökelttiği alüvyon yelpazeleri ve kanal dolguları tarafından kısmen örtülmüştür. Uzay fotoğrafları dikkatli bir şekilde incelendiğinde Kuvaterner ve Miyosen cökelleri ve açılımın duvarlarını oluşturan kristalin kayaçlar arasındaki topografik tezatlık açık bir şekilde görülebilir (Bosworth and McClay, 2001; Bosworth et al., 2005).

Süveyş Körfezi çevresinde alanın stratigrafik kayıtlar sekiz belirgin tektonik dönem belirler (Patton et al., 1994). Bu dönemlerin ilki Gec Paleozovik yaşlı Pan-Afrikan olayı olup bu dönemde bu bölgede kıtasal litosfer gelişmiştir. Bunu takip eden Kambriyen zamanı genişleme dönemidir. Geç Paleozoyik yaşlı Hersiniyen Orojenezi üçüncü dönemi oluşturur. Tektonik gelişmenin dördüncü dönemi Jura zamanında ortaya çıkan Yeni-Tetis açılımıdır. Bunu takip eden beşinci dönemi Suriye Kemeri Kretase-Erken Tersiyer) (Gec olarak adlandırılmıştır. Geç Oligosen-Erken Miyosen zamanında ortaya çıkan Süveyş Körfezi açılımı bu tektonik gelismenin en son dönemini olusturur. Proterozoyik (ilk dönem) ve Kambriyen (ikinci dönem) süresinde gelişen yapısal çatının kıtasal kabuğa yapmış olduğu etkinin Süveyş Körfezi sahasının daha sonraki yapısal gelişmesinde çok önemli rol oynadığı anlaşılmıştır (Patton et al., 1994; Tawadros and Tawadros, 2000; Bosworth and Mc-Clay, 2001).

Tersiyer zamanında başlayan ve günümüzdeki Süveyş Körfezi'nin şekillenmesine yol açan açılımının ilk kanıtlayıcı belirtisi Oligosen-Miyosen bazaltik volkanizmasının ortaya çıkmasıdır. Bu volkanizma olayından sonra körfez içinde yaşı kesin tespit edilemeyen, karasal ortamda çökelmiş Abu Zenima (Sharik) Formasyonu ve sığ su ortamını temsil eden Nukhul (Musayr) Formasyonu çökelmiştir. Açılımın ilk dönemlerinde havzanın çökmesi çok yavaş olarak gelişmiştir. Nukul Formasyonu açılım ile ortaya çıkan ve konumlarını günümüzde muhafaza etmiş havzalar içinde çok yaygın olarak görülür ve Yeni-Tetis okyanusunun tüm havzaları kapladığı anlaşılır.

Havzanın hızlandırılmış bir tarzda çökmesi ve genişlemesi Rudeis (Burqan) Formasyonu'nun derin-deniz ortamında çökelmiş sedimanter istifleri içinde kaydedilmiştir. Havza'nın bu hızlı çökmesi Rudeis Formasyonu'nun çökelmesinin ortasında "orta-Rudeis" olarak adlandırılan bir olayın ortaya çıkmasıyla kesintiye uğramıştır. Bu önemli olay ile ilişkili olarak Süveyş açılımının yeniden yapısal düzenlenmesiyle sonuçlanmıştır. Bu yapısal düzenleme, Ölüdeniz içindeki çok önemli bir olay olan burkulma ve çevrilip yön değiştirme sisteminin başlamasıyla yaklaşık aynı zamanda gelişmiştir ve Süveyş Körfezi'nin aktif bir açılım yeri olmasının tedrici olarak terk edilmiş olduğunu işaret eder (Bosworth and McClay, 2001; Bosworth et al., 2005).

Orta-Rudeis olayından sonra değisik ve siddeti azalan tektonik cökme hızları körfez icinde egemen olmaya başladı. Belayim (Magna) Formasyonu içinde çok önemli ve kalın bir evaporit çökelmesi başlamıştır. Bu evaporitler daha sonraki sürecte tektonik çökmenin azalması, iklimin ısınması ve havzanın sınırlanmasının sonucunda South Gharib ve Zeit Formasyonları'nın en önemli örtü kaya birimini oluşturdular. Açık-deniz koşulları ve Akdeniz hayvan topluluğunun egemen olduğu koşullardan Hindistan-Pasifik hayvan topluluğuna olan gecis Pliyosen zamanında gerceklesmiştir. Bunun başlıca nedeni Kızıldeniz'in sürekli olarak genişleyerek Hindistan Okyanusu ile bağlantı kurmuş olmasıdır. Süveyş Körfezi açılımında dört belirgin fay topluluğu belgelenmiştir. Bu fay toplulukları hem doğrultu-atımlı ve hem de eğimatımlı yönlerde farklı miktarlarda hareketler gösterirler. Bu farklılık, söz konusu olan bu fayların, genişlemenin en önemli ve belirgin doğrultusuna ilişkin nispi yönlenmelerine bağlıdır. Önemli olan ana faylar onların egemen eğim yönlerini tespit eder ve Süveys açılımını daha küçük ve ikinci derecede önemli olan üç önemli yapısal havzalara böler. Genişleme, açılımın ekseni boyunca kuzeybatıdan güneydoğuya artar. Genişlemenin bu artmasıyla ilişkili olarak fay-blok eğiminde, atılımı fazla olan fayların sayılarında ve jeotermal sıcaklıklarda da belirgin artmalar olur. Açılım ekseni boyunca güneyde genişlemenin artmasıyla birlikte fay-blok büyüklüğü azalır (Patton et al., 1994).

Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin tektonik evrimi bölgede ortaya çıkan türlü cinsten fay hareketlerinin verilerini (yönlerini ve yer değiştirme miktarlarını) ayrıntılı olarak değerlendirerek anlaşılabilir. Süveyş Körfezi'nin Erken Miyosen zamanındaki açılımı KKD-GGB yönünde ve Kızıldeniz'in açılım yönüne verev bir gerilimle sonuçlanmıştır. Bunu takip eden tektonik olaylar Geç Burdigaliyen zamanında başlamış ve bu olaylar Süveys Körfezi'nin sekillenmesini belirleyen DKD-BGB yöndeki gerilimi ile ilişkilidir. Buna karşılık, Akabe Körfezi'nin açılımı ile ilişkili tektonik olaylar kısmen daha gençtir. Geç Miyosen hareketi istiflerin doğrultusu yönündeki kaymalara neden olan gerilimlerle ilişkilidir (0400 yönündeki gerilim 1300 yönlü bir sıkışma ile ilişkilidir). Bu olay, Arap levhası ile Sina Yarımadası arasında sol atımlı bir

hareketi ortaya çıkarmıştır. Miyosen sonundan beri aktif olan faylanma, D-B yönlü gerilim ile ilişkilidir (Lyberis, 1988).

Yaklaşık 40 milyon yıl önce, Afrika Kıtası'nın kuzeybatısındaki geniş bir alan ve Afrika Yarımadası icerisinde kalın kirectaslarının cökeldiği denizlerle kaplanmıştı. Kızıldeniz'in merkezi kısmından uzun ekseni boyunca güney-kuzey yöndeki açılım ilerledikçe, Kızıldeniz ile beraber, Süveyş Körfezi'nin açılımı boyunca ve Ölüdeniz'in doğrultu atımlı faylarının büyük bir bölümünün iki tarafındaki dağ yamaçları birkaç kilometre vükselmisti. Garfunkel and Bartov (1977) Süveys Körfezi'nin güney ucunda Sina yakınında faylar boyunca düşey yükselmenin 4 km veya daha fazla olabildiğini rapor etmiştir. Bu değere aşınma ile havzaya tasınan malzemenin eklenmesi durumunda yükselmenin 5 km den daha fazla olabileceği anlaşılır (Senalp, 2006a). Bu yükselmiş bölgelerin üzerindeki çok şiddetli aşınma sedimanter örtüyü tümüyle aşındırıp taşımış ve alttaki kristalin temeli ortaya çıkarmıştır. Neoproterozoyik vaslı bu kristalin temel uzaydan cekilmis fotoğraflarda koyu-tonlu son derece faylı olarak özellikle Sina Yarımadası'nın güney ucunda, Akabe Körfezi boyunca ve Kızıldeniz ve Süveyş Körfezi'ne bitişik bölgelerde görülür. Günümüzde bu son derece engebeli, faylarla ve eklem sistemleri ile kesilmiş topografik rölyef Sina Yarımadası'nın merkezi kısmında kristalin kayaçların mostra verdiği Gebel Musa (Musa Dağı) yüksekliği 2,000 metrenin üzerindedir. Bu dağa komşu olan Gebel Katherina (Katerina Dağı) zirvesi 2,500 metreden daha fazladır. Buna karşılık Süveyş Körfezi'nin batı tarafındaki dağların yüksekliği daha düşüktür, örneğin Gebel Gharib (Batı Dağı) 1,800 metreden daha azdır.

Süveyş Körfezi içindeki litostratigrafik birimlerin yaşı Prekambriyen'den Holosene kadar uzanır ve üç megaistiflere bölünebilir. Bu istifler açılım-öncesi çökelen istif (Miyosen-öncesi veya Paleozoyik-Eosen), açılım-sırası çökelen istif (Oligosenve acılım-sonrası Miyosen). cökelen istif (Miyosen-sonu veya Pliyosen-Holosen). Bu birimler litoloji, kalınlık, dağılım alanları, çökelme ortamları ve hidrokarbon potansiyelleri bakımından önemli farklılıklar gösterir. Jeolojik ve jeofizik veriler Süveyş Körfezinin kuzey ve merkezi kısımlarında çok sayıda dar ve uzun çökelme çukurluklarının var olduğunu gösterir, buna karşın, körfezin güney kısmı çok sayıda faylanmalarla kaymış, ince ve uzun yükselimler içeren eğilmiş, yana yatmış, blokterreynler cok daha egemendir. Süveys Körfezi Gec Oligosen zamanında kıta icinde acılmış bir havzadır, fakat aslında havzanın ilk açılmaya başladığı zaman Erken Paleozoyik zamanıdır. Bu erken zamanda bu bölgede Tetis Okvanusunun dar bir körfezi bulunuyordu ve bu körfez Paleosen süresince büyük Doğu Afrika açılım sisteminin açılım devrelerinde sürekli olarak kuvvetli bir şekilde tetiklenerek canlandırılmıştır. Süveyş Körfezi içinde petrol ve gaz üretimi yapılan rezervuar kayaçlarının yaşları Prekambriyen'den Kuvaterner'e kadar değişir (Bosworth et al., 1998; Alsharhan, 2003).

Acılım-öncesi ve acılım-sırasında denizel ortamda çökelmiş istifler içindeki önemli kaynak kayalar petrol ve/veya gaz üretme potansiyeline sahiptirler ve derin mutfaklarda hidrokarbon üretmek için yeterli olgunluğa erişmişlerdir. Rezervuar kayaları aynı şekilde açılım-öncesi rezervuarlar ve açılım-sırası rezervuarlar olarak sınıflandırılabilirler. Acılım öncesi rezervuarlar, baslıca Prekambriyen granitik kayaclar, Paleozovik-Kretase Nubivan kumtaşları, Üst Kretase Nezzat kumtaşları ve kırılmış Eosen Thebes kireçtaşıdır. Açılımsırasında çökelmiş istifler içindeki önemli rezervuarlar farklı ortamlarda çökelmiş Nukhul (Sharik, Musayr), Rudeis (Burgan), Kareem, be Belayim formasyonlarının Miyosen kumtaşları ve karbonatları, South Gharib ve ve Zeit formasyonlarının kumtaşlarıdır. Bölgenin önemli petrol sahaları birden çok verimli üretim yapılan rezervuarlar icerir. Tüm bölgede Miyosen'in erkenaçılım ve açılım-sonu evrelerinde çok yaygın olarak çökelen evaporitler (başlıca anhidrit ve jips) en genç hidrokarbon örtü kayasını oluşturur, halbuki acılım-öncesi ve acılım-sırasında cökelmis stratigrafik istifleri oluşturan şeyl ve sıkı dokulu gözeneksiz kireçtaşları esas örtü kayayı oluşturur. Süveyş körfezinde ve buraya komşu bölgelere petrol ve gaz yapısal, stratigrafik ve kombinasyon tipindeki kapanlarda bulunmuştur. Süveyş Körfezi Mısırdaki en verimli üretimin yapıldığı ve potansiyeli çok yüksek olan bir bölgedir.

Hidrokarbon potansiyeli yönünden çok önemli olan bu Süveyş Körfezi, genişliği yaklaşık 19,000 km2 olan sedimanter bir havza içerir. Bu havza Afrika ve Orta Doğuda bulunan açılım havzalarının içinde en verimlisi olduğu düşünülür ve 240 kuyudaki petrol keşfi sonucu 80 den fazla petrol sahası ortava çıkarılmıştır. Bu petrol sahalarının bazılarında petrol rezervinin yaklaşık 1 milyon varil olduğu tahmin edilir. Bu verimli rezervuarların yaşı Prekambriyen'den Kuvaterner'e kadar değişir (Alsharhan, 2003). Canlı petrol sızıntıları Pliyosen ve Pleystosen kireçtaşları içindedir. Süveyş Körfezi'nin güneyinde bulunur. Asfalt gibi ağır petrol ise alüvyal kumtaşlarının içinde görülür.

Süveyş Körfezi içindeki ilk petrol keşfi 1886 yılında Süveyş Körfezinin batı sahilinde yapılmıştır (Schlumberger, 1995). Bunu takip eden yıllarda arama kuyuları Süveyş Körfezi'nin güney kısımlarında petrol sızıntılarının yüzeye yakın olduğu bölgelerde açılmıştır. Bunun sonucunda 1907 yılında Orta Doğu ve Afrika'nın ilk petrol keşif sahası olan Gemsa petrol sahası keşfedilmiştir. Ras Gharib sahası ticari petrol üretiminin yapıldığı ve bu bölgenin en verimli sahasıdır. Bu saha 1938 yılında keşfedilmiştir.

# 7. MİDYAN HAVZASI'NIN STRATİGRAFİSİ, SE-DİMANTOLOJİSİ VE HİDROKARBON POTAN-SİYELİ

Midyan Suudi havzası Arabistan'ın kuzeybatısında, Akabe Körfezi'nin batısında ve Kızıldeniz'in kuzeyinde yer alır (Şekil 1). Arap-Nubiyan Kalkanı olarak bilinen başlıca gnays, granit, granodiyorit, dolerit, volkanik ve metasediment gibi kayaçlardan oluşmuş Proterozoyik yaşlı bir temel üzerinde açılmıştır. Havza; kuzeyden, doğudan, kuzeydoğudan ve batıdan Proterozoyik temelin oluşturduğu yüksek dağ silsileleriyle, güneyden ise Kızıldeniz ile cevrilmiştir. Midyan havzası, Kızıldeniz, Süveys ve Akabe Körfezlerinin açılımı ile ilişkili olarak Geç Oligosen (yaklaşık 28.1 My, Gardner et al., 1996) zamanında açılmış yarıgraben özelliğinde bir havzadır. İçerisinde genellikle kalın kırıntılı çökeller içermesi nedeniyle uzun süreden beri hidrokarbon aramalarının ilgisini çekmiş ve çok sayıda arama kuyusu açılmıştır. Bu istif içerisindeki kumtaşı ve karbonat kayalarından Mısır, Suudi Arabistan ve Süveyş Körfezinde bulunan sahalardan uzun sürelerdir önemli petrol ve doğal gaz üretimi yapılmaktadır. Ekonomik değeri olması nedeniyle bu istiflerin stratigrafisi, sedimantolojisi ve paleontolojisi ayrıntılı olarak farklı kuruluşlar tarafından çalışılmıştır. 3D sismik calışmaları ve cökelme ortamlarını oluşturan farklı litofasiyeslerin rezervuar ve kaynak kaya özelliklerine ilişkin ayrıntılı sedimantolojik ve petrografik çalışmalar halen sürdürülmektedir. Saudi Aramco'nun yapmış olduğu çalışmaların sonuçları adı geçen şirkete "Saudi Aramco yayınlanmamış raporlar" olarak sunulmuştur (A.F. Afifi, T.C. Connally, M. Senalp and G.W. Hughes, 1993: G.S. Ferguson, a, b; G.S. Ferguson and M. Senalp, 1993; G.S. Ferguson, M. Senalp and A.F. Afifi, 1993; G.W. Hughes and R.A. Kamal, 1993a, b, c; R.A. Kamal and G.W. Hughes, 1993a, b; R.S. Johnson. D. Rodgers and G.R. Savage, 1995; Senalp, 2016). Bu yayınlanmamış raporların içerdiği bilgilerin bazıları ise Hughes & Filatoff (1995), Kamal & Hughes (1995), Filatoff and Hughes (1996), Hughes et al. (1998a, b, 1999) ve Hughes & Johnson (2005) tarafından yayınlanmıştır. Burgan Formasyonu Nutaysh Üyesi'nin sedimantolojisi ve diyajenezi üzerine yapılan çalışmalar ayrıntılı olarak yayınlanmıştır (Al-Ramadan et al., 2013 ve Al-Laboun et al., 2004).

Ekonomik özelliğinin yanı sıra, tektonik açılım sonucu ortaya çıkan yarı-graben özelliğindeki Midyan havzası tektonik açılım, normal faylanma, doğrultu-atımlı faylanma ve tuz tektoniği gibi karmaşık özelliklerin bilimsel olarak çalışılması yönünde çok büyük bir olanak sağlar. Bu bölümde Midyan Yarımadası'nın genel jeolojisine ilişkin olarak bu havzayı çevreleyen ve havzaya kırıntılı çökeller sağlayan Proterozoyik temel, açılımöncesi, açılımla-yaşıt ve açılım-sonrası çökelen sedimanter istiflerin stratigrafisi, sedimantolojisi ve
hidrokarbon potansiyelleri tartışılacaktır.

# 7.1 Proterozoyik Yaşlı Kristalin Temel

Proterozoyik kristalin temel başlıca ultramafik, metavolkanik, metamorfik, granitik kayaçlar ve bunları kesen bazalt, riyolit ve dolerit dayklarından oluşmaktadır. Bu kristalin temelin yaşı günümüzden 600-700 my önce olarak tespit edilmiştir (Gardner et al., 1996). Bu temelin oluşumu Proterozoyik volkanik yayların batıdan doğuya doğru birbirlerine birleşerek büyümesi sonucu ortaya çıkmıştır. Bu kayaçlar aşırı derecede faylanmış, kırılmış ve parçalanmıştır (Johnson, 1998; Nehlig et al., 2002; Stern and Johnson, 2010). Söz konusu olan bu temel içinde granitik kayaçların çok yaygın olarak görülmesi Kızıldeniz açılımının kıtasal açılım kökenli olduğunu ortaya koyar (Bosworth, 1993; Sultan et al., 1993).

Proterozoyik temel kayaçların oluşturduğu yüksek dağ silsileleri (Şekil 2, 3 ve 4) Midyan kuzeyinde, doğusunda havzasının ve kuzeydoğusunda yer alır. Tersiyer istifleri tarafından örtülmüş ve aynı türden kristalin kayaclar iceren Proterozoyik temel, önemli bir tektonik yükselim sonucu havzanın orta kısmında yer alan (Jabal Tayaran) Tayaran Dağı'nda görülür. Bu çok görkemli olan yüksek dağ, Midvan Yarımadası'nın önemli yerlesim merkezleri olan Al Bad' ve Magna şehirleri arsındaki kara yolunun sağ tarafında yer alır (Şekil 5). Tüm birimlerin açıklıkla görülebildiği ve ulaşımın çok kolay olduğu bu dağ silsilesi, çok farklı kayaçlardan oluşmuş olan bu temelin özelliklerinin gözlenip anlaşılması yönünden çok büyük bir olanak sağlar.



**Şekil 5.** Al-Bad'-Magna karayolu üzerinde Neoproterozoyik kristalin temel (Şenalp, Nisan, 2017).

Proterozoyik kristalin temel ile ona bitişik olan Midyan havzasının sedimanter istifleri arasındaki sınır, çok önemli ve sürekli olarak etkinliğini sürdürmüş bir faylanma ile temsil edilmiştir. Proterozoyik temelde açılım süresince ortaya çıkan tektonik gelişmeler havza içindeki çökelme ortamına, kumtaşlarının yanal ve düşey yöndeki istiflenmelerine, kumtaşlarının rezervuar kaya özelliklerine ve daha da önemlisi formasyonlar arasındaki sınırların tipine ve şiddetine doğrudan etkide bulunmuştur. Proterozoyik temelin bileşimi bölgeden bölgeye önemli değişiklikler gösterdiği için buralardan aşınıp gelen kırıntılı çökellerin ve özellikle de kum boyu malzemenin bileşimi çok farklıdır. Bu farklılık özellikle Burqan Formasyonu'nun kumtaşlarının bileşimine ve onun rezervuar özelliklerine yansımıştır. Al-Ramadan et al. (2013) ve Al-Laboun et al. (2014), bu özellikleri gösteren kumtaşı fasiyeslerinin haritalamasını yaparak o birimlerin üç boyutlu dağılımlarını incelemiştir.

Midyan havzasının oluşmasında, gelişmesinde ve havza içindeki sedimanter istiflerin oluşmasında önemli görevi olan Proterozoyik temel başlıca ultramafik, metavolkanik, metasedimanter, granitik, granodiyoritk plütonlar ve bunları kesen bazalt, riyolit ve dolerit dayklarından meydana gelmiştir. Granitik kayaçlarının çok yaygın olması bu temelin kıtasal bir kabuk niteliğinde olduğunu, Kızıldeniz ve ona bağlı Süveys ve Akabe Körfezleri'nin okyanus kabuğu üzerinde değil, bu kıtasal kabuk üzerinde açıldığını kanıtlar (Bosworth, 1993). Temeli oluşturan bu farklı türden kayaçların yaşları günümüzden 700 ile 600 my önceki bir zaman aralığında oluştuklarını tespit edilmiştir. Bu kayacların oluşumu sürekli olarak birbirlerine eklenerek büyüyen ve ofiyolitik kayaçlarla birbirinden ayrılmış Proterozoyik volkanik yaylar olarak açıklanmıştır (Gardner et al., 1996). Midyan havzası ve Süveyş Körfezi içinde petrol aramalarına vönelik acılan derin sondai kuyularından alınan karotlarda çok kırılmış ve avrismis olarak gözlemlenmistir (Hughes and Johnson, 2005). Yemen'de aşırı derecede kırıklı olan bu kristalin temel önemli miktarlarda petrol üretiminin yapıldığı bir rezervuar kaya niteliğindedir.

# 7.2. Açılım - Öncesi Sedimanter İstifler

Kızıl Deniz'in açılımından önce Gondwana Kıtası üzerinde Tetis ve Yeni-Tetis Okyanuslarında çökelmiş olan Paleozoyik, Mesozoyik ve Erken Tersiyer istifleri yalnızca Suudi Arabistan'ın kuzeybatı ve kuzevinde bulunan Tayma-Tabuk-Al Jawf havzası içinde korunmuştur. Yaşları Üst Kretase'den (Kampaniyen) Geç Oligosen'e kadar değişen ve Suglah Grubu (Hughes and Johnson, 2005) olarak tanımlanmış açılım-öncesi istifler Midyan Yarımadası'nın bazı bölgelerinde yüzeyde açıklıkla görülebilir. Suqlah Formasyonu alttan üste doğru Addafa (Üst Kretase), Usfan (Paleosen) ve Matiyah (Erken-Orta) formasyonlarını icerir (Sekil 6). Bu formasyonların özellikleri aşağıdaki bölümlerde tartışılmıştır (Hughes and Johnson, 2005; Al-Ramadan et al., 2013; Al-Laboun et al., 2014).

# 7.2.1. Addafa Formasyonu

Midyan bölgesinin güneydoğusunda yer alan

Ifal havasında açılım-öncesi istifin en alt birimini oluşturan Addafa Formasyonu (Clark 1986) Proterozoyik temel üzerine doğrudan oturur (Şekil 6). Küçük tepecikler şeklinde mostraları olan bu formasyonun üst sınırı güncel alüvyon çökelleri ile örtüldüğü için gözleme olanağı yoktur. Hughes and Johnson (2005) Addafa Formasyonu'nu oluşturan istifin çökelme sonrası ortaya çıkan grabenlerde korunmuş olduğunu rapor etmişlerdir. Bu formasyonun tip kesiti güneybatı Midyan bölgesinde yer alan Aynunah Grabeni olarak belirlenmiştir.

Tip kesitte Addafa Formasyonu 90 m olarak ölçülmüştür. Hughes and Johnson (2005) Addafa

Formasyonu'nun kalınlığını Cidde-1 kuyusunda 546 ayak (166.5 m) olarak tespit etmişlerdir. Ölçülmüş tip kesitte bu istif alttan üste doğru başlıca çakıltaşı, sarı, kırmızımsı-kahve renkli, çapraz-tabakalı, iyi boylanmış, gevşek çimentolu kuvars kumtaşlarından yapılmıştır. İstifin en üst kısmında ise ince-tabakalı marn, miltaşı, ince-taneli kumtaşı ve gri-yeşil renkli şeyl fasiyeslerinden yapılmıştır. Bu istifin en önemli özelliği, miltaşları ve şeyller içinde dinozor ve kaplumbağalara ait kemik parçaları ve çok yaygın olarak da silisleşmiş ağaç parçalarının bulunmasıdır. Bu formasyon menderesli flüvyal ortamında cökelmistir (A.M. Afifi,



Şekil 6. Midyan bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik istifi (M. Şenalp, 2017, yayınlanmamış).

T.C. Connally, M. Senalp and G.W. Hughes, 1993, Saudi Aramco Report). The Addafa Formasyonu Süveyş Körfezinde karbonatlardan oluşmuş Duwi Formasyonu (Erken Kampaniyen) ve Sudr (Üst Kampaniyen) formasyonlarına karşılık gelir.

Dinozor kemik parçaları Londra'daki Tabiat Tarihi Müzesi paleontologları tarafından incelenmiş ve onların Geç Kretase (Albiyen) yaşlı titanosaurid dinozor türü olduğu rapor edilmiştir.

# 7.2.2. Uslan Formasyonu

Sugah Grubunu oluşturan Usfan Formasyonu ilk önce Karpoff (1957) tarafından Cidde bölgesindeki Usfan köyü yakınındaki yüzey mostralarında gözlemlenmiştir. Bu formasyonun referans kesiti Suudi Aramco petrol şirketinin karada açtığı Cidde-1 arama kuyusunda 2,458 ile 3,662 ft (367 m) aralarında tespit edilmiştir (Usfan Formasyonu'nun Addafa Formasyonu ile olan alt sınırı Hughes and Johnson, 2005).yüzeyde kumullar tarafından örtülmüştür. Midyan'ın güneyinde Aynuna yerleşim bölgesinde bulunan Ash-Sharmah grabeninde bu formasyonu olusturan bol fosilli kalın kirectasları Proterozovik temel üzerinde oturur. Bu formasyon. başlıca sığ açık deniz ve kıyı ortamlarında çökelmiş kireçtaşı, marnlı kireçtaşı, kumtaşı, kokina ve daha az miktarda olmak üzere çakıltaşından ve beyaz fosfatik yumrulardan olusmustur. Siyah seyller ve gri renkli miltaşları, kumtaşları ile ara-tabakalı olarak bulunur. Kötü-boylanmış, kaolinitik, çakıllı kumtaşları az miktardaki miltaşları ile beraber bulunur. Usfan Formasyonu'nun en belirgin özelliği, istifin en üstünde bulunan bölgesel bir yayılım gösteren oolitik demir-taşı fasiyesidir. Suudi Aramco sirketinin vaptığı ayrıntılı palinolojik calışmalar sonucunda bu formasyonun yaşının Geç Kretase'den Orta Eosen'e kadar uzandığı anlaşılmıştır.

# 7.2.3. Matiyah Formasyonu

Matiyah Formasyonu Hughes and Johnson (2005) tarafından Kızıl Deniz'in güney kısmında kıyıya yakın açılmış Cidde-1 arama kuyusunda tanımlanmıştır ve yalnızca Cidde bölgesinde çökelmiştir. Bu formasyon açılım-öncesi çökelen en genç birimi temsil eder. Litolojik olarak Matiyah Formasyonu bazalt lav akıntıları ile ara-tabakalı olan pembe, açık kırmızı renkli, genellikle bozuşmuş miltaşları ve ince-taneli kumtaşlarının düzenli olarak ardalanmasından yapılmıştır. Matiyah Formasyonu, alttaki Usfan Formasyonu'ndan ve üstteki Kızıl Denizi'nin açılımı sırasında çökelmiş Tayran Gurubu'ndan aşınma ve çökelmemezlik yüzeyleri ile ayrılmıştır.

Matiyah Formasyonu'nun düşük enerjili, oksitlenme olayının sık görüldüğü, volkanizmadan etkilenmiş flüvyal-gölsel koşulların müşterek etkili olduğu bir ortamda çökelmiştir. Bu formasyonun yaşı bazalt örnekleri üzerinde yapılan K/Ar yaş tayinlerine dayanarak 32 MYÖ olarak tespit edilmiştir. Cidde-1 arama kuyusundan elde edilen örnekler üzerinde yapılan radyometrik yaş tayinleri ise Matiyah Formasyonu'nun yaşını Erken Oligosen (33-34 MYÖ) olarak belirlemiştir.

# 7.3. Kızıl Denizi'nin Açılımı Sırasında Çökelen İstifler

Kızıl Denizi'in açılımı sırasında çökelen ve hidrokarbon yönünden çok önemli potansiyel oluşturan sedimanter istifler Suudi Arabistan'ın kuzeybatısında yer alan Midyan havzası içinde hiç kesiksiz olarak korunmuştur. Bu havza, Kızıl Denizi'nin Oligosen zamanında başlayan açılımı ile ilişkili olarak gelişmiş yarı-graben özelliğinde fakat derin çökelme alanlarını içerir. Bu kesiksiz istif açılımın tüm aşamalarını ve onun sonucunda ortaya çıkan farklı çökelme ortamlarını çok belirgin olarak yansıtır (Hughes and Johnson, 2005; Al-Ramadan et al., 2013; Al-Laboun et al., 2014). Bu yayının yazarının özellikle 2016 ve 2017 yıllarında yapmış olduğu çalışmalar sonucu havzanın bu özelliklerini kullanarak sedimanter istifi üç ayrı gruba ayırmıştır

Bu açılımın erken aşamasında alttan üste karasal ortamı (alüvyon yelpazesi) temsil eden Sharik Formasyonu'nun kırmızı kumtaşları ve çamurtaşları, playa (geçici göl) ortamını temsil eden Al Bad' Formasyonu'nun (Senalp, 2016, yayınlanmamış KFUPM raporu) masif anhidritleri ve en üstte sığ deniz ortamını temsil eden Musayr Formasyonu'nun karbonatları çökelmiştir (Şekil 7).



Şekil 7. Midyan havzasının temelini oluşturan Neoproterozoyik kristalin kayaçlar, Sharik Formasyonu'nun kırmızı karasal kırıntılı kayaçları, Al Bad' Formasyonu'nun evaporitleri ve Musayr Formasyonu'nun sığ deniz karbonatları Al Bad'-Magna karayolu üzerinde düzenli bir istif oluştururlar (M. Şenalp, Ocak, 2016).

Musayr Formasyonu'nun çökelmesinin hemen ardından Midyan Havzası, bitişik bulunduğu Proterozoyik yaşlı kristalin temelin oluşturduğu Sina Yarımadası'nın tektonik olarak yükselmesiyle ilişkili olarak aşırı bir derinleşme kazanmıştır. Bu olay açılımın en şiddetli olduğu ve hatta zirve yaptığı bir aşama olup Burqan Formasyonu'nun Nutaysh

Üyesini oluşturan deniz altı yelpazeleri içinde cökelmis türbidit istifleri ve bu istifleri derince kazıp asındıran buzul vadileriyle temsil edilmiştir (Sekil 6). İstif içindeki büyük granit blokları buzulların aşındırıp taşıdığı malzemeleri denizin içine kadar taşıdığını gösterir (Şenalp, 2016, yayınlanmamış KFUPM raporu). Deniz altı yelpazelerinin en tabanında çökelmiş koyu gri renkli şeyller petrol ve doğal için önemli kaynak kaya oluşturur. Aynı ortam çökelmiş ve türbidit istiflerinin en üst kısmını temsil eden deniz altı kanyonları içindeki kalın-tabakalı, orta-iri taneli, iyi-boylanmış gevşek çimentolu kumtaslarından cok verimi rezervuar oluştukları Midyan havzası ve Süveys Körfezi içinde açılan kuyularda kanıtlanmıştır. Subayti Üyesi ise genellikle sığ deniz şeylleri veya marnlarla temsil edilmiştir. Bu istif içinde buzul işlemleri ile taşınmış herhangi bir malzemeye rastlanılmamıştır. Bu durum buzul çökellerini içeren dar vadilerin yalnızca Nutaysh Üyesinin tabanını oluşturan türbidit istifleri içine kazılmış olduğunu hiçbir kuşkuya ver bırakmadan kanıtlar.

Midyan Havzası tümüyle evaporit ve gri renkli evaporitik çamurtaşından yapılmış bir istif tarafından örtülmüştür. Bu istif Burqan Formasyonu'nun deniz altı kanyonları içinde çökelmiş rezervuar kumtaşları üzerinde çok kalın ve geçirimsiz bir örtü kayası oluşturur. Burqan Formasyonu'nun ikinci birimi olan Subayti Üyesi ise genellikle sığ deniz şeylleri veya marnlarla temsil edilmiştir. Bu istif içinde buzul işlemleri ile taşınmış herhangi bir malzemeye rastlanılmamıştır. Bu durum buzul çökellerini içeren dar vadilerin yalnızca Nutaysh Üyesinin tabanını oluşturan türbidit istifleri içine kazılmış olduğunu hiçbir kuşkuya yer bırakmadan kanıtlar.

Kızıl Denizi'in en son açılım aşamasında Midyan Havzası Magna Formasyonu tümüyle beyaz renkli masif görünümlü anhidrit, jips ve gri renkli evaporitik çamurtaşından yapılmış bir istif tarafından örtülmüştür. Bu istif Burqan Formasyonu'nun deniz altı kanyonları içinde çökelmiş rezervuar kumtaşları üzerinde çok kalın ve geçirimsiz bir örtü kayası oluşturur.

# 7.3.1. Sharik Formasyonu

Geç Oligosen (Chattian, 28.1 Ma) - Erken Miyosen (Akitaniyen, 23.1 Ma) yaşlı Sharik Formasyonu Clark (1986), Kızıl Deniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin en erken açılımı ile bağlantılı olarak Midyan Havzası içinde çökelmiş en yaşlı sedimanter bir istifi temsil eder (Gardner et al., 1966). Tektonik açılımın ilk birimi olan Sharik Formasyonu Neoproterozoyik yaşlı kristalin temel (Arap Kalkanı) üzerine doğrudan oturur. Koyu kırmızı renkli bu formasyon, hiçbir fosil içermeyen başlıca kumtaşı, çakıltaşı ve çamurtaşından yapılmış olup sıcak ve kurak iklim koşulları altında geniş alüvyon yelpazeleri ve bu yelpazelerin daha aşağı kısımlarındaki örgülü nehir ve çöl

Sharik Formasyonu Midyan havzası içinde ilk önce Remond and Teixido (1980) tarafından gayri resmi olarak tanımlanmış fakat daha sonra havzanın tüm genelinde yapılan çalışmalar sonucu tarafından Clark (1986)resmi olarak adlandırılmıştır. Bu formasyon petrol ve doğal gaz aramalarına yönelik açılan sondaj kuyularında Tayran Grubu'nun Al Wajh Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Hughes and Johnson, 2005). Midyan havzasının değisik bölgelerinde mostra veren Sharik Formasyonu'nun stratigrafik, sedimantolojik ve çökelme ortamı ayrıntılı bir şekilde S. Ferguson and M. Şenalp (1993, Saudi Aramco Report) ve bu yayının yazarı tarafından 2016 ve 2017 yıllarında ayrıntılı olarak çalışılmıştır.

Sharik Formasyon'un, üzerinde oturduğu Neoproterozoyik kristalin temelin topografik yüzeyi faylanmadan ve onu takip eden aşınmadan dolayı çok engebeli olduğu için Sharik Formasyonu'nun kalınlığı ve fasiyes özellikleri yanal yönde belirgin değişiklikler gösterir. Koyu renkli kumtaşı ve çamurtaşı istifi Al Bad' Formasyonu'nun beyaz renkli masif görünümlü evaporitleri (genellikle anhidrit ve az miktarda jips) tarafından uyumlu olarak gelir ve bu iki formasyonun çökelme ortamları arasında yakın bir ilişki bulunur.

Al Bad' Formasyonu en iyi temsil edildiği bölge Al Bad-Magna karayolunun doğusundaki yüksek tepelerdir. Sharik Formasyonu'nun toplam kalınlığı yaklaşık 1000 metredir (S. Ferguson and M. Senalp, 1993, Saudi Aramco Report; Al-Ramadan et al., 2013). İstifin en tabanında Eosen yaşlı formasyonlardan aşındırılıp gelen iyi yuvarlaklaşmış, çört ve kuvarsitik kumtaşları bulunur. Bu istifin üzerine kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı, miltaşı ve kumlu çamurtaşından oluşan kalın br istif gelir (Şekil 8). Çakılların büyük bir bölümü Neoproterozoyik kristalin temelden türemiş granit ve granodiyorit olup bu temelin açılmaya başladığının en kanıtlayıcı belirtisidir. Bu cakıltası fasiyesi kanyonların içinde çökelmiş olup her iki yana doğru kumtaşı ve çamurtaşlarına geçer. Kama ve mercek seklide üste doğru tabaka kalınlığının azaldığı ve buna paralel olarak kumtaşlarının tane boyunun azaldığı örgülü nehir kanalları içinde çökelmiştir (Şekil 9). Bu kanallar düşey ve yanal yönde istiflenmişler ve çamurtaşları ile birbirinden ayrılmıştır.

Kumtaşı birimlerinin tabanı belirgin bir aşınma yüzeyi olup bu yüzeyin üzerine çakıltaşları ve onların üzerine de tekne-şekilli çapraz tabakalanma gösteren, orta-kaba taneli, iyiboylanmış kumtaşları gelir. Bu birimin üstüne akıntı kırışıkları içeren ince-çok ince taneli, kötü boylanmış kumtaşları gelir. İklim koşullarının çok sıcak ve kurak olması nedeniyle, bu formasyon içinde taşkın ovalarında çökelmiş bitki örtüsü yoktur. Alüvyon yelpazesinin aşağı kısımlarında yer alan playa (geçici göl) ortamına yaklaştıkça kırmızı renkli masif çamurtaşları içinde su tablasının üzerinde çökelmiş sabkha tipi anhidrit yumruları görülmeye başlar. Nokta barı olarak çökelmiş kumtaşlarının en büyük özelliği, menderesli nehrin yanal olarak göçmesi sonucu yanal büyüme yüzeylerinin (lateral accreation surfaces) gelişmesidir,



Şekil 8. Midyan havzasının erken açılımının ilk sedimanter istifi Sharik Formasyonudur. Bu formasyon sıcak ve kurak iklim koşulları altında alüvyon yelpazesi ve örgülü nehir ortamında çökelmiştir (M. Şenalp, Nisan, 2017).



Şekil 9. Sharik Formasyonunun örgülü nehir ortamında çökelmiş orta-iri taneli, iyi boylanmış ve gevşek çimentolu kumtaşları (M. Şenalp, Nisan, 2017).

Kumtaşları orta-iri taneli, çapraz tabakalı, iyi boylanmış, bol gözeneklidir ve bu özellikleri nedeniyle Midyan bölgesinin yeraltındaki en önemli su deposudur. Koyu kırmızı renkli çamurtaşı masif görünümlü olup kalınlığı istifin üzerine doğru artar. Eoliyen kumtaşı fasiyesleri genellikle ince veya çok ince taneli, iyi boylanmış, çok büyük boyutlarda çapraz tabakalanmalı ve gevşek çimentoludur. Örgülü nehirlerin kanalları içinde çökelmiş kumtaşları ile eoliyen kumtaşları alüvyon yelpazesinin orta ve alt kısımlarında playa ortamına yakın bir alanda çökelmişlerdir. Her iki fasiyesin petrol ve gaz için iyi rezervuar kaya olma potansiyeli çok yüksektir.

Sharik Formasyonu'nun tüm sedimantolojik özellikleri Çankırı-Çorum Havzasının Sungurlu bölgesinde geniş yayılımlar gösteren, sıcak ve kurak iklim koşulları altında alüvyon yelpazesi-playa ortamında çökelmiş olan Oligo-Miyosen yaşlı Büyükpolatlı Formasyonu'na çok yakın bir benzerlik gösterir (Şenalp, 1974; Şenalp, 1981).

Ayrıntılı sedimantolojik çalışmalar Sharik Formasyonu'nun tektonik olarak yükselmiş Neoproterozoyik kristalin temele faylı bir dokunakla bitişik olarak gelişmiş alüvyon yelpazeleri içinde kurak ve yarı-kurak iklim koşulları altında çökelmiştir. Tüm istifin belirgin olarak tabakaların düzenli olarak inceldiği ve kırıntılı çökellerin tane boylarının dereceli olarak inceldiği bir model sunması yelpaze ortamının sürekli olarak geri çekildiğini gösterir. Hiç kuşkusuz bu geri çekilme olayı havzanın sürekli olarak açılıp genişlemesiyle ilişkilidir.

Motti et al. (1982) Sharik Formasyonu'nun yaşını Geç Oligosen (Chattian) olarak rapor etmiştir. Buna karşın Hughes and Filatoff (1995) Al Wajh Formasyonu'nun karotlarından alınan şeyl örnekleri üzerinde yaptıkları palinolojik çalışmalarda Fenestrites spinosus polenini bulmuşlar ve bu formasyonun yaşını Erken Miyosen olarak rapor etmişlerdir.

# 7.3.2. Al-Bad' Formasyonu

Al Bad' Formasyonu Midyan havzasında başlıca beyaz renkli, masif görünümlü anhidrit, jips ve az miktarda şeylden yapılmıştır (Şekil 10). Bu formasyon ilk önce S. Ferguson ve M. Şenalp (1993, Saudi Aramco Report) tarafından tanımlanmış ve havzanın stratigrafik istifine dahil edilmiştir. Havzanın daha ayrıntılı çalışılması sonrasında Al Bad' Formasyonu resmi olarak tanımlanmıştır (Al-Ramadan et al., 2013). Tipik kesitin tanımlandığı yer Al Bad' kasabası ile Akabe Körfezi kıyısındaki Magna kasabası arasında uzanan kara yolunun sağ tarafındaki dik yamaçlı



Şekil 10. Al Baq' Formasyonunu oluşturan kalın ve masif evaporitlerin (başlıca anhidrit) en güzel mostraları Al Bad'-Magna karayolu üzerinde görülür (M. Şenalp, Ocak, 2016).

tepe olarak belirlenmiştir. Al Bad' Formasyonu alttaki Sharik Formasyonu'nun kırmızı renkli kumtaşları ve çamurtaşlarından oluşan alüvyon yelpazesi çökelleri üzerine uyumlu olarak oturur. Bu sınır anhidritin su alıp şişmesi sonucu ortaya çıkan yerel ölçekteki yıkılma olayları ile önemli ölçüde örtülmüştür. Formasyonun bu özelliği nedeniyle onun iç-yapısını incelemek ve gerçek kalınlığını ölçmek zordur. Buna karşın, Al Bad' Formasyonu'nun Musayr Formasyonu'nun sığ deniz karbonat fasiyesleri ile olan üst sınırı çok daha keskin ve belirgindir. Bu sınır önemli bir transgresyon yüzeyini temsil eder. Formasyonun kalınlığı ve başka özellikleri bu bölgede açılan arama kuyularından elde edilmeye çalışılmıştır.

Petrol arama kuyularında tespit edilmiş Yanbu Formasyonu Al Bad' Formasyonuna karşılık gelir. Bu formasyon Yanbu-6 arama kuyusunda 461 ayak (140.5 m) kalınlıkta olup kaya tuzu, anhidrit ve az miktarda şeylden yapılmıştır (Hughes and Johnson, 2005). Bu yayının yazarının 2016 ve 2017 yıllarında yapmış olduğu ayrıntılı çalışmalar, yanal ve düşey fasiyes değişimleri ve jeolojik haritalama Al Bad' Formasyonu'nun playa (geçici göl) adı verilen ve genellikle alüvyon yelpazelerinin aşağı kısımlarında ve grabenlerin en çukur olduğu yerlerdeki sınırlı bölgelerde çökelmiş olduğunu göstermiştir.

Bu nedenle Al Bad-Magna karayolunun bazı kesimlerinde playa ortamının yerel ölçekteki coğrafi nedeniyle anhidrit dağılımı çökelmesi gerçekleşmemiştir. Bu tür yerleşim alanlarında Musayr Formasyonu'nun karbonatları Sharik Formasyonu üzerine doğrudan oturur (Şekil 11). Bu iliski cökelme ortamının yayılımı ile doğrudan iliskili olup faylanma veya aşınma ile açıklamak gereği yoktur. Bu nedenle Al Bad' Formasyonu'nun kalınlığı 0-50 metre arasında değişir (S. Ferguson and M. Senalp, 1993, Saudi Aramco report; Al-Ramadan et al al., 2013). Bu sığ su içeren playa ortamı, Tetis Okyanusu'nun Midyan grabeni içine sokulduğunun en kanıtlayıcı göstergesidir.

Al Bad' Formasyonu'nun yaşı üzerine transgresif olarak sığ deniz ortamında çökelmiş bol fosilli Musayr Formasyonu'nun kireçtaşlarında tespit edilen yaş tayinine dayandırılarak Erken Miyosen olarak tespit edilmiştir (S. Ferguson and M. Senalp, 1993, Saudi Aramco report). Yanbu Formasyonu'ndan alınan karotları oluşturan anhidrit ve kaya tuzu örneklerinin stronsiyum izotop çalışmaları bu formasyonun yaşını 22-23 MYÖ Erken Miyosen (Akitaniyen) olarak doğrulamıştır (Cocker and Hughes, 1993).

### 7.3.3. Musayr Formasyonu

Musayr Formasyonu, Al Bad' Formasyonu'nun playa ortamında çökelmiş evaporit istifleri üzerine transgresif olarak oturur ve Kızıl Denizin erken açılımının en üst devresinde çökelmiş tümüyle denizel bir istiftir (Şekil 12). Musayr Formasyonu'- nun bol miktarda makrofosil ve mikrofosil içeren sığ deniz ortamında çökelmiş olan karbonatları Tetis Okyanusu'nun Midyan Havzası'nın geniş bir bölümünü kapladığı anlaşılır. Bu formasyon ilk önce Clark (1986) tarafından Jabal Musayr (Musayr Dağı) de mostra veren karbonat istifleri için tanımlanmıştır. Midyan havzasında Al Bad'-Magna karayolunun sağ tarafındaki yüksek tepelerde alttaki Al Bad Formasyonu ile üstündeki Burqan Formasyonu arasındaki karbonat istiflerinin sedimantoloji ve petrografilerini ayrıntılı olarak çalışarak bu birimi resmi olarak tanımlamıştır.



Şekil 11. Musayr Formasyonunun sığ deniz karbonat istifi playa ortamının anhidritleri (Al Bad' Formasyonu) üzerine transgresif olarak gelir (M. Şenalp, 2016). Bu sığ deniz karbonat istifinin en güzel kesiti Al Bad'-Magna karayolu üzerinde görülür. Bu istif bol fosil içeren resifal kireçtaşları, dolomitik kireçtaşları ve bunların arasında kanal dolguları içindeki oolitik kireçtaşlarından yapılmıştır. Çökelme ortamının gel-git olaylarından etkilendiği çok belirgin bir şekilde görülebilir (M. Şenalp, Ocak, 2016).



Şekil 12. Musayr Formasyonunun sığ deniz karbonat istifi evaporitlerin çökeldiği playa ortamının dışında Sharik Formasyonu'nun alüvyon yelpazesi çökelleri üzerine doğrudan oturur. İki formasyon arasındaki sınır önemli bir zaman dilimini temsil eder (M. Şenalp, 2016).

Midyan havzasında Musayr Formasyonu'nun alt sınırı alttaki formasyonların topografik özelliklerine bağlı olarak bölgeden bölgeye değişir. Bu cok engebeli topografik yüzey hem tektonik ve hem de sedimantolojik olarak kontrol edilmiştir. Transgresif istifin tümüyle korunduğu bölgelerde Musayr Formasyonu alttaki Al Bad Formasyonu'nun playa evaporitleri üzerinde uyumlu olarak oturur. Buna karşılık, evaporitlerin çökeldiği playa ortamının dışındaki bölgelerde Musayr karbonatları Sharik Formasyonu'nun kırmızı renkli karasal kumtaşı ve çamurtaşları üzerine doğrudan oturur (Şekil 12). Bu dokanak cok önemli bir zaman boşluğunu temsil eder. Havza icinde özellikle, faylanmanın etkisiyle çok yükselmiş olan Neoproterozoyik temel üzerine Musayr Formasyonu açısal bir diskordansla oturur. Musayr Formasyonu'nun Burgan Formasyonu oluşturan türbidit istifi ile olan üst sınırı çok keskindir ve havzanın çok hızlı bir şekilde derinleşmesini işaret eder. Bazı durumlarda Burgan Formasyonu'nun çökelmesi sırasında Musayr Formasyonu alttaki kristalin temelin faylanması sonucu yüzeye çıkmış ve aşınarak Burgan Formasyonuna kayarak veya yıkılarak bol miktarda karbonat çakılları ve blokları temin etmiştir.

Al Bad- Magna karayolu üzerinde ölçülen kesitte Musayr Formasyonu'nun kalınlığı 66 metredir (S. Ferguson and M. Senalp, 1993, Saudi Aramco report). Bu formasyon Midyan havzasında farklı çökelme ortamlarının bulunması nedeniyle farklı türden karbonat litofasiyesleri içerir. En egemen olan ortam gel-git işlemlerinin egemen olduğu sığ deniz platformudur. Karbonat istifinin Sharik Formasyonu üzerine oturduğu durumlarda istifin tabanında kumlu kireçtaşı veya kireçli kumtaşı seviyeleri bulunur. Bu seviyenin üzerine kavkılı tanetaşı, oolitik tane-taşı ve mikritik kireçtaşı fasiyesleri gelir. Oolitik kireçtaşı seviyeleri yanal devamlılıkları fazla olmayan mercek şeklindeki gel-git kanalları içinde çökelmiştir. Formasyonun tipik olarak tanımlandığı Musayr Dağında (Jabal Musayr) bu formasyondan yıkılıp gelen büyük boy mercan kafaları dağın tabanına taşınmışlardır. Aynı mercan kafaları Burgan Formasyonu içine de taşınmıştır. Mikritik kirectasları icinde zengin makro-ve mikro fosiller bulunur.

İstiridye (oyster), mercan ve miogypsinid foraminifer fosilleri içeren kireçtaşları Musayr Formasyonu'nun sıcak ve sığ deniz ortamında gelişen karbonat platformu üzerinde çökeldiklerine işaret eder. Bu karbonat platformunun Al Bad' evaporitlerinin çökeldiği playa ortamına yakın olduğu düşünülür. Yeni Tetis denizinin açılımla beraber sürekli olarak yükselmesi sonucu karbonat çökelmesi karaya doğru ilerleyerek evaporitlerin üzerine transgresif olarak gelir. Buna karşın, evaporitlerin çökelmediği playa ortamının sınırlarının ötesinde Musayr Formasyonu'nun sığ deniz karbonatları Sharik Formasyonu'nun alt yelpaze ortamında çökelmiş kırmızı renkli kumtaşı ve masif çamurtaşları üzerine doğrudan oturur (Şekil 12).

Musayr Formasyonunu oluşturan sığ deniz ortamında çökelmiş kalın karbonat istifi zengin mikro ve makro fosiller içerir. Bu bentonik foraminifer fosillerinden en yaygın olanı Miogypsinoides ve özellikle Miogypsina tani, Erken Miyosen yaşını temsil eder (Hughes and Johnson, 2005).

# 7.3.4. Burqan Formasyonu

Burgan Formasyonu Auxerap/Tenneco petrol sirketinin Suudi Arabistan'ın Kızıl Denizi icinde acmış olduğu Burgan-3 isimli arama kuyusunda tanımlanmıştır. Gec Erken Miyosen (Gec Akitaniyen-Erken Burdigaliyen) yaşlı (Hughes and Johnson, 2005) Burgan Formasyonu Kızıl Deniz, Süveys ve Akabe Körfezleri'nin acılımın en aktif olduğu bir devrede çökelmiştir. Burgan Formasyonu kalın bir sedimanter istif olup başlıca çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve marn gibi farklı kayaç topluluklarından oluşmuştur. Bu çökeller içinde kristalin temelden türemiş çok büyük bloklar bulunur. Midyan Havzası'nın tektonik açılım sonucu derinlesmesiyle iliskili olarak Sina Yarımadası'nı oluşturan Neoproterozoyik kristalin temel ve Musayr karbonatlarının bir kısmının aşırı derecede yükselip aşınması sonucu, Midyan havzasında kil boyundan büyük blok boyuna kadar değişen bol miktarda kırıntılı kayaçların çökelmesi sağlanmıştır. Kaynak alanında periyodik olarak gelişen tektonik yükselmeler ve iklim değişiklikleri (buzul ve buzul arası dönemler) havzadaki çökelme ortamının çeşitliğini son derecede etkilemiştir. Kaynak alanında ortaya çıkan tektonik olaylar ve havzanın değişik bölgelerindeki yerel ölcekteki cöküntüler kırıntılı çökellerin tane boyuna, litofasiyes özelliklerine ve sonuçta çökelme istifi modellerine doğrudan etkilemiştir. Bu yakın ilişkiden dolayı Burgan Formasyonu'nun fasiyes tanımlamasına dayanarak yapılacak ayrıntılı sedimantolojik çalışmalar kaynak alanında egemen olan tektonik olayların ve iklim değişikliklerinin aydınlanmasına son derece vararlı ısık tutacaktır (Sekil 6).

İstifinin bu özellikleri göz önüne alınarak Burgan Formasyonu, altta Nutaysh ve üstte Subayti olarak tanımlanan iki avrı üyeve bölünmüstür. Bu iki üyenin çok farklı sedimantolojik ve fasiyes özelliklerini aynı bir çökelme ortamıyla açıklamak olanağı yoktur. Formasyonun alt kısmını oluşturan Nutaysh Üvesi, Musayr Formasyonu'nun karbonat istifleri üzerinde oturur ve tabanı sürekli olarak çöken derin bir havza içinde çökelmiştir. Nutaysh Üyesi'nin alt kısmı deniz altı velpazeleri icinde cökelmis türbidit istifleri ile temsil edilmis olup bu istifin üzerine Uşekilli Alp tipi vadi buzullarının çökelttiği, büyük bloklar içeren moren fasiyesleri gelir (Şekil 6). Bu iki farklı cökelme ortamlarının yakın ilişkileri tüm ayrıntılarıyla çalışılıp yeni bir model ortaya çıkarılmıştır.

Burqan Formasyonu'nun daha genç üyesini oluşturan Subayti Üyesi, Nutaysh Üyesinin türbidit istifi veya buzul vadisi çökelleri üzerine uyumlu olarak gelir. Subayti Üyesi egemen olarak açık gri veya krem renkli masif şeyl, kalkerli çamurtaşı (marn), evaporitik çamurtaşı ve bu fasiyeslerle ince ara tabakalı miltaşı ve kumtaşından oluşmuştur. Bu üye kıta sahanlığı üzerindeki sığ su ortamında çökelmiştir. Bu üyenin üzerine Magna Formasyonu'nun kalın evaporit istifleri gelir. Bu evaporit istifi Burqan Formasyonu'nun kumtaşları üzerinde etkin ve geçirimsiz bir örtü kayası oluşturur.

### 7.3.4.1. Nutaysh Üyesi

Musayr Formasyonu'nun sığ deniz ortamında çökelmesinden kısa bir süre sonra Midyan Havzası Sina Yarımadası'nın yükselmesiyle ilişkili olarak ansızın derinleşmiş ve ilk aşamada Burqan Formasyonu'nun alt üyesi olan Nutaysh Üyesi çökelmiştir. Bu üye, çökelme ortamları çok farklı olan iki sedimanter istiften oluşur. Nutaysh Üyesi'nin alt yarısını oluşturan istif denizaltı yelpazesi ortamında klasik türbidit fasiyesleri olarak çökeldiği halde (S. Ferguson and M. Senalp, 1993; G.S. Ferguson and M. Senalp, 1993; G.S. Ferguson, M. Senalp and A.F. Afifi, 1993; Al-Ramadan et al. 2003; Al-Laboun et al., 2004), Nutaysh Üyesi'nin üst varısını oluşturan iştif, türbidit iştifleri içine derin kazılmış buzul vadileri içinde buzul fasiyesleri olarak çökelmiştir Al-Laboun et al. (2014). Bu yayının yazarının 2016 ve 2017 yıllarında Midyan bölgesinde yapmış olduğu çalışmalarda bu buzul çökellerinin Alt-Orta Miyosen zamanında Sina Yarımadası'nın tektonik olaylarla aşırı yükselmesi sonucu bu yüksek dağlık alanlarda oluşan Alp tipi buzullar tarafından çökeltilmiş olduğu tarzında yorumlamış olup bu görüş ilk defa burada tartısılacaktır.

Nutaysh Üyesi'nin alt yarısını oluşturan istif, sürekli olarak kıta yamacından açık denize doğru ilerleyen, düşey ve yanal yönde istiflenmiş çok sayıdaki denizaltı yelpazeleri içinde çökelmiştir (Sekil 13). Yelpazeler icindeki klasik türbidit istiflerinin tabaka kalınlıkları ve kumtaşlarının tane boyları istifin altından üstüne doğru dereceli olarak artar (Sekil 14a, b). Bu istifleri derince kesen denizaltı kanyonları içinde çökelmiş ve genellikle kumtaşından yapılmış istifler ise tabaka kalınlıklarının ve kumtaşlarının tane boylarının dereceli olarak üste doğru inceldiği bir çökelme modeli sunarlar (Şekil 15). Havzanın bazı bölgelerinde Nutaysh Üyesi'nin en üst kısmı Subayti Üyesi'nin camurtasları ile yanal gecislidir ve kumtaşları ile doldurulmuş kanallar şeyller tarafından kuşatılmıştır. (S. Ferguson and M. Senalp, 1993, Saudi Aramco report; Al Ramdan et al., 2013; Al-Laboun et al., 2014).

Nutaysh Üyesi'nin alt yarısını oluşturan derin deniz ortamında çökelmiş kalın ve masif şeyl fasiyesi Musayr Formasyonu'nun karbonatları üzerine uyumlu olarak oturur ve havzanın belirgin bir şekilde derinleşmesinin en belirgin bir göstergesidir. İstifin en tabanını oluşturan pelajik şeyller siyah renkli olup organik madde yönünden zengindir. Bu durum çökelme hızının oldukça yavaş olduğuna işaret eder. Şeyl fasiyesinin en kalın istifi gri renkli olup miltaşı ve çok imce tabakalı, ince-çok ince taneli ve akıntı kırışıkları içeren kumtaşı seviyeleri ile ardalanmalıdır. Nutaysh Üyesi'nin en alt kısmını oluşturan bu istif denizaltı yelpazesinin en dış kısmında çökelen ıraksak türbiditleri (distal turbidites) temsil eder (Şekil 13).



Şekil 13. Nutaysh Üyesinin alt kısmı düşey ve yanal yönde istiflenmiş ve açık deniz şeylleri ile birbirinden ayrılmış deniz altı yelpazeleri içinde çökelmiş türbidit istiflerinden oluşmuştur. Bu türbidit istifleri Süveyş Körfezi ve Midyan havzası içinde üretim yapılan petrol sistemlerinin hem kaynak kaya ve hem de rezervuar kayasını oluşturur (M. Şenalp, Ocak, 2016).

Iraksak türbidit istifi üste doğru dereceli olarak şeyl ve kumtaşlarının düzenli olarak ardalanma gösterdiği klasik bir türbidit istifine geçer. Kumtaşlarının tabaka kalınlığı ve tane boyu dereceli olarak üste doğru artar. Kumtaşlarının tabanları keskin fakat üst yüzeyleri dereceli olarak şeyllere geçer. En yaygın yapılar ince paralel tabakalanma ve onun üstünde akıntı kırışıklarıdır. Oldukca kalın kumtası tabakalarının tabanında bulantı akıntılarının oluşturduğu taban yapıları oldukça yaygındır. Şeyllerin tabaka kalınlıkları ve istif içindeki miktarları istifin üstüne doğru belirgin bir azalma gösterir. Bu düzenli kumtaşı ile şeyl ardalanmasından oluşan bu istif klasik bir türbidit istifi olup denizaltı yelpazelerinin orta ve üst kısımlarında cökelmiştir (Sekil 14a, b).

Türbidit istifinin en üst kısmı, deniz altı yelpazelerin en ust kısmını oluşturan ve bu istiflerin çökelmesinden sorumlu olan denizaltı kanyonları tarafından kesilmiştir (Şekil 15). Bu kanyonların tabanı belirgin bir aşınma yüzeyini temsil eder. Kanyonu dolduran çökeller tümüyle orta-kalın tabakalı, iri-çok iri taneli, çok iyi boylanmış ve gevşek çimentolu kumtaşlarından yapılmıştır ve çok iyi rezervuar özelliklerine sahiptir. Buradan alına el örneklerinin gözenekliliği 27% olarak ölçülmüştür. Söz konusu olan bu denizaltı kanyonları genellikle batı-doğu gidişli olup, genişliği 3 ile 5 km arasında değişir ve sismik kayıtlarda çok belirgin olarak gözlemlenebilir. Kanyonları dolduran bu kumtaşları Midyan Havzası içindeki en önemli rezervuar fasiyesini oluşturur. Nutaysh Üyesi'nin türbidit istifi Çankırı-Çorum Havzası'nın Sungurlu yöresinde çökelmiş Alt Eosen yaşlı Cevahir Formasyonu'na büyük bir benzerlik gösterir (Şenalp, 1974, 1981).



Şekil 14a, b. Nutaysh Üyesinin (Burqan Fm.) alt yarısını oluşturan, üste doğru kumtaşı/şeyl oranının arttığı, tabakaların kalınlaştığı, kumtaşlarının tane boylarının arttığı türbidit istifi (M. Şenalp, Nisan, 2016).

Nutaysh Üyesi'nin çökelmesinin yaklaşık orta kısmında, Kızıl Deniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin tektonik açılımlarının en etkin olduğu Erken Geç Burdigaliyen (yaklaşık 19 MYÖ) zamanında (Hughes and Johnson, 2005), "orta-Burqan olayı" olarak adlandırılan önemli bir tektonik olay ortaya çıkmıştır. Dikey faylanma sonucu, özellikle Süveyş Körfezi'nin güneyindeki bir bölgede, Sina Yarımadası'nın 4 km den daha fazla bir yükselim kazanmış olduğu rapor edilmiştir (Garfunkel and Bartov, 1977). Sina Yarımadası'nın tektonik olaylarla aşırı yükselmesinin sonucunda dağ silsilesinin daimi kar sınırının üzerinde kalan büyük bir bölümünde sirk adı verilen geniş çanak şeklindeki çukur alanlarda biriken karların sıkılaşması ile birlikte Alp tipi buzullar gelismistir (Senalp, 2016, unpublished report). Bu buzullar aynı zamanda "dağ buzulları" olarak da adlandırılır. Tektonik olaylarla yükselmiş bu bölgelerin şiddetli aşınmasından dolayı sedimanter örtü kayaları tümüyle aşındırılmış ve alttaki aşırı derecede faylanmış ve kırılmış olan kristalin temel kayaçları yüzeye cıkmıştır. Buradan aşındırılıp taşınan ve cok büyük blok boylarında olabilen cökeller genellikle yüksek yamaç eğimine sahip buzul vadileri tarafından bu bölgenin bitişiğindeki Midyan Havzası içine tasınmıstır.



Şekil 15. Deniz altı yelpazelerinin en üst kısmını oluşturan deniz altı kanyonları türbidit istiflerini derince keserek kaynak kaya fasiyesinin üzerine doğrudan oturur (M. Şenalp, Ocak, 2016).

Bu "orta-Burgan Olayı"nın sonucunda Nutaysh Üvesi'nin alt varısını oluşturan türbidit iştiflerinin üşt kısımları buzul vadileri tarafından derince kesilmiştir (Şekil 16 ve 17). Hiç kuşkusuz çökelme sisteminde belirgin bir değişim gözlenmiş ve bu asınma yüzeyinin üzerinde kumtasları ile birlikte granit, diyorit gibi temel kayaçlarının büyük boylardaki blokları çökelmiştir (Şekil 16 ve 17). Çökelme sistemi üste doğru tabaka kalınlıklarının azaldığı, kumtaşlarının tane boylarının inceldiği bununla birlikte şeyl fasiyesinin daha egemen olduğu bir özellik kazanır. Çok kötü boylanmış, cilalı ve çizikli yüzeyler içeren büyük magmatik, metamorfik ve Musayr Formasyonu'nun aşınmasından türemiş kireçtaşı bloklarının çökeldiği bu ortam tüm özellikleri ile buzul ortamını temsil eder (Sekil 17).

Midyan havzası içinde buzul çökellerinin bulunduğu ilk önce Al Laboun et al. (2013) tarafından doğru olarak rapor edilmiştir. Bu araştırmacıya göre moren fasiyesinde olan bu buzul malzemesi büyük bir olasılıkla Pleystosen zamanında ortaya çıkmış kıtasal buzullar olarak yorumlanmıştır. Yemen bölgesinde buna benzer buzul çökellerinin rapor edilmiş olması onların geniş yayılımlı oldukları tarzında yorumlanmıştır. Buna karşılık bu yayının yazarının 2016 ve 2017 yıllarında Midyan Havzasının tümünü kapsayan sedimanter istifler üzerinde yapmış olduğu sedimantolojik çalışmalara dayanarak buzullaşmanın Erken Burdigaliyen zamanında ortaya çıkmış Alp tipi buzullar (dağ buzulu veya vadi buzulu olduğu) görüşünü ileri sürmüştür. Genişlikleri 2-3 km arasında değişen ve genellikle batı-doğu yönünde uzanan U-şekilli buzul vadilerinin içinde çökelmiş olan morenler türbidit istiflerini derince kesip aşındırırlar (Şekil 18). Vadilerin arazide ölçülen yönleri, bu vadilerin Sina Yarımadası'ndan geldiğini doğrulamıştır.



Şekil 16. Nutaysh Üyesinin kalın türbidit istifleri Sina Yarımadasının tektonik olaylarla 4 km den fazla yükselmesi sonucu ortaya çıkan buzul vadileri tarafından kesilmiştir. Bu vadiler masif ve büyük granit blokları içeren çökellerle (moren) doldurulmuştur (M. Şenalp, Ocak, 2016).



Şekil 17. Nutaysh Üyesinin alt yarısını oluşturan klasik türbidit istifleri Sina Yarımadasının yükselmesi sonucu ortaya çıkan buzul vadileri tarafından kesilmiştir (M. Şenalp, Nisan, 2017).

Bölgede hüküm süren dondurucu iklim koşullarına bağlı olarak, bu dağ buzullarından aşındırılan buzul çökelleri yamaç aşağı inen vadiler içinde morenler olarak çökelmiştir (Şekil 19). Vadilerin deniz seviyesine kadar ulaşması durumunda kıta sahanlığından kayma, yıkılma ve bunların sonucunda ortaya çıkan bulantı akıntıları sayesinde buzul çökellerinin büyük bir kısmı derin deniz ortamına yeniden taşınmıştır. Denizel kumtasları icinde deniz tabanına düsmüs büyük granit blokları çok yaygın olarak görülür (Şekil 20a,b). Midyan bölgesinde yapılan gözlemler morenlerin çökelmesinden sorumlu buzul işlemleri ile türbidit fasiyeslerinin çökelmesinden sorumlu olan moloz ve bulantı akıntıları işlemleri arasında kesiksiz bir devamlılığın olabileceğini orta koymustur. Bu iki farklı cökelme fasiyesleri Midyan havzası icinde yan yana ve birbirinden kesin olarak ayrılmış vadiler içinde görülebilir. Bu özellikleri nedeniyle Suudi Arabistan'ın kuzeybatısındaki Midyan Havzası tipik Alp tipi buzul vadilerinin çökelttiği moren ve tillit fasiyesleri ile bulantı akıntılarının çökelttiği klasik türbidit kumtaşlarının yakın ilişkisini görmek için klasik bir model oluşturur. Buzul çökelleri bazı bölgelerde iklimin tamamen ısınması sonucu oluşan kalın ve bol fosilli örtü karbonatları tarafından üstlenmiştir.



Şekil 18. Türbidit istiflerini derince kesen buzul vadileri içinde çökelmiş morenler (M. Şenalp, Nisan, 2017).



Şekil 19. Büyük boylardaki kristalin kayaç blokları buzul vadileri tarafından taşınmış ve kayma olaylarıyla havza içine taşınarak türbidit istifleriyle birlikte çökelmiştir (M. Şenalp, Nisan, 2016).



Şekil 20a, b. Buzul vadilerinin taşıdığı büyük bloklar havza içine taşınarak türbidit istifleri ile birlikte çökelmiştir (M. Şenalp, Ocak, 2016).2016).

Nutaysh Uyesinin alt kısmında çökelen kalın türbiditleri Midyan havzası içinde hidrokarbon aramaları için hem kaynak kaya ve hem de rezervuar kaya yönlerinden çok önemli potansiyel oluşturdukları halde, buzullarla taşınıp çökeltilmiş istiflerin hiçbir hidrokarbon potansiyeli yoktur. Jeofizik yöntemlerle türbidit istifinin çökelmesini gerçekleştiren bulantı akıntılarını besleyen deniz altı kanyonlarını buzul vadilerinden ayırabilmek olasılığı yok denecek kadar azdır. Bu nedenle türbidit istiflerinin bulunduğu dar ve derin kanyonların ve onların çökeltmiş olduğu deniz altı yelpazelerinin yüzey dağılımlarının avrintili haritalanması gerekir. Bu istifin tabanındaki koyu gri renkli açık deniz şeylleri hidrokarbon için potansiyel ana kaya oluştururlar. Klasik türbidit istiflerinin üzerine gelen yakınsak türbidit fasiyesleri, yanal ve düşey olarak istiflenmiş denizaltı kanyonları içindeki orta-kaba taneli, iyi boylanmış gevşek çimentolu kumtaşları ise çok iyi rezervuar kaya özelliklerine sahiptir ve Midyan ile Süveyş Körfezinde petrol üretimi yapılan kuyuların en önemli rezervuarını oluşturur.

# 7.3.4.2. Subayti Üyesi

Burqan Formasyonu'nun daha genç üyesini oluşturan Subayti Üyesi, Nutaysh Üyesinin türbidit istifi veya buzul vadisi çökelleri üzerine uyumlu olarak gelir. Bu yeni üye ilk defa S. Ferguson and M. Senalp (1993, Saudi Aramco Report) tarafından Midyan kuzeybatısında yer alan Subayti bölgesinden tanımlanmıştır. Subayti Üyesi Kızıl Deniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin tektonik açılımının son asamasını temsil eder ve bu istifin üzerine uyumlu olarak Magna Formasyonu'nun kalın evaporit çökelleri gelir. Her iki sedimanter istif Nutaysh Üyesi'nin rezervuar kumtaşları üzerinde geçirimsiz bir örtü kayası oluşturur. Subayti istifi içinde buzul işlemleri ile çökeltilmiş herhangi bir malzemeye rastlanılmamıştır. Bu durum buzul çökellerini içeren dar ve derin vadilerin yalnızca Nutaysh Üyesinin tabanını oluşturan türbidit istifleri içine kazılmış olduğunu hiçbir kuşkuya yer bırakmadan kanıtlar. Buzullaşma olayı Erken-Orta Miyosen zamanında Sina Yarımadası'nın tektonik olaylarla daimi buzul hattının çok üzerine yükseldiğini kanıtlar ve ayrıca buzul tipi Alp tipi olarak yorumlanmıştır. Bu nedenle, bu yayının yazarı ile Al-Laboun et al. (2014) rapor ettiği Pleystosen kıtasal buzullaşma arasında görüş ayrılığı bulunmaktadır

Burqan Formasyonu'nun Subayti Üyesi egemen olarak açık gri veya krem renkli masif şeyl, kalkerli çamurtaşı (marn), evaporitik çamurtaşı ve bu fasiyeslerle ince ara tabakalı miltaşı ve kumtaşından oluşmuştur (Şekil 21). Bu üye kıta sahanlığı üzerindeki sığ su ortamında çökelmiştir. Bu istifin kalınlığı yaklaşık 150 m olarak ölçülmüştür, fakat havza içindeki doğrultu atımlı ve normal faylanmalar istifin kalınlığını etkilemiştir. İnce kırıntılı kayaçlardan oluşan bu istif alttaki Nutaysh Üyesi'nin türbidit fasiyesleri ile genetik ilişkili olarak çökelmiştir. İstifin en üstünde Subayti Üyesi'nin masif çamurtaşları ile türbidit kanalları içinde çökelmiş kumtaşları yanal geçişlidir.



Şekil 21. Burqan Formasyonu'nun Subayti Üyesi stratigrafik olarak açılım sırasında çökelmiş ve Nutaysh Üyesini oluşturan derin deniz türbidit kumtaşları ile açılım sonrası çökelmiş Magna Formasyonu'nu oluşturan evaporitler (anhidrit) arasında yer alır (M. Şenalp, Nisan, 2017).

Stratigrafik, sedimantolojik ve biyostratigrafik veriler Burqan Formasyonu'nun Nutaysh Üyesi

Süveyş Körfezinde ve Mısır'da Rudeis Formasının aşağı kısımlarına karşılık geldiğini göstermiştir (Abdine, 1979). Buna karşın Subayti Üyesi Kareem Formasyonu'na karşılık gelir. Burqan Formasyonu Güneydoğu Türkiye'nin Diyarbakır bölgesinde mostra veren Lice Formasyonuna karşılık gelir.

### 7.3.5. Magna Formasyonu

Evaporitlerin egemen olduğu Magna Formasyonu'nun en iyi mostraları Akabe Körfezi kenarındaki Magna yerleşim merkezinde ve körfeze paralel olarak uzanan karayolunun iki tarafında görülür. Bu formasyon ilk defa M. Senalp (2016) tarafından bu bölgeden tanımlanmıştır. Magna Formasyonu Midyan bölgesindeki istifin en üst birimini temsil eder ve Burgan Fornasyonu'nun Akabe Körfezi'nin acılımın sona ermesinden sonra çökelmiştir. Geniş yayılımlı bu jips ve anhidrit çökelleri havzanın merkezi kısımlarında geniş yayılım gösterir (Şekil 22). İstifin en açık sergilendiği ve tip kesitin ölçüldüğü yer Magma kasabasının yakınında üzerinde uydu kulesinin bulunduğu tepedir. S. Ferguson and M. Senalp (1993, Saudi Aramco Unpublished Report) vaptıkları sedimantolojik calışmaların sonunda Magna evaporitlerinin sınırlı, dar ve tecrit edilmiş evaporitik havzalarda çökeldiğini rapor etmişlerdir. Jips ve anhidrit istiflerinde plastik-diyapirik hareketler sonucu ortaya çıkan açık kıvrımlanma yapıları ve bu olaylarla birlikte yamaç aşağı gelişen büyük-ölçekli kayma ve yıkılmalar bölgenin çoğu yerinde görülebilir. Bu olaylar Burgan Formasyonu'nun Subayti Üyesi ile olan sınırını gizler ve kesit ölçülmesini güçleştirir.



Şekil 22. Midyan havzası içinde açılım sonrası çökelmiş olan Magna Formasyonu'nun evaporitleri havza içinde geniş yayılım gösteriri. Önemli kalınlıklara ulaşan bu istif Nutaysh Üyesinin rezervuar kumtaşları üzerinde çok önemli bir örtü kaya oluşturur (M. Şenalp, Nisan, 2017).

Motti et al. (1982) Magna Formasyonu'nun kalınlığını yaklaşık 150 m olarak tahmin etmiştir. Buna karşılık Dullo et al. (1983) formasyonun kalınlığını en az 300 m olarak rapor etmiştir. Al-Ramadan et al. (2013) ve S. Ferguson and M. Senalp (1993, Saudi Aramco Unpublished Report) Magna yerleşim alanında ölçmüş oldukları kesitte bu formasyonun kalınlığını 245 m olarak tespit etmişlerdir. Evaporit istiflerinin masif özellikte olması kesit ölçümünde en önemli bir sorundur. Bazı tekrarlanan çamurtaşı-anhidrit istifleri henüz tam katılaşmamış çamurtaşlarında ortaya çıkan çekim kaymalarının sonucudur. Buna ek olarak Magna Formasyonu ile onun üzerine önemli bir uyumsuzluk yüzeyi ile oturan Lisan Formasyonu arasındaki düzensiz dokanak farklı kalınlık ölçümlerinin nedenidir.

Magna Formasyonu'nun yüzeydeki tipik kesiti içinde fosil izine rastlanılmamıştır. Midyan havzası, Kızıl Deniz ve Süveyş Körfezi içinde açılan kuyulardan elde edilen örneklerde Magna Formasyonu ile aynı zamanda çökeldiği düşünülen Jabal Kibrit Formasyonu içinde planktonik foraminiferler ve daha başka mikrofosiller bulunmuştur. Bunların arasında yaygın olan Orbulina suturalis ve Orbulina bilobata fosilleri bu formasyonun yaşını Erken Orta Miyosen (Langiyen, yaklaşık 16 MYÖ) olarak belirlemiştir.

# 7.4. Süveyş Körfezi ve Midyan Havzası'nın Hidrokarbon Potansiyeli

Kızıl Deniz, Süveyş ve Akabe Körfezlerinin acılımlarının her üÇ devresinde Midvan Havzasında çökelen istiflerin hidrokarbon potansiyeli yüksektir (Şekil 23 ve 24). Bunun başlıca nedenleri (1) tektonik açılım sırasında hem açık deniz ve hem de karasal ve playa ortamlarında kaynak kaya oluşumları için gerekli koşullar gelişmiştir. (2) nispeten yüksek jeotermal sıcaklıklar organik maddenin hidrokarbon oluşturacak kaynak kayaya dönüştürmüştür. (3) daha sonra havza içinde oluşan blok faylanmalar sonucu yükselen alanlarda kristalin temel üzerinde gözenekli kireçtaşı resifleri ve dolomitleşmiş kireçtaşları çökelmiştir. Aynı zamanda havzaya bitişik ve açılımın zirveye çıktığı devrede aşırı yükselmiş Sina Yarımadası'ndaki Neoproterozovik kristalin temelden asınıp gelen farklı tane boylarındaki kırıntılı kayaçlar derin deniz ortamında kalın istifler olarak çökelmiştir. Bu istif içindeki açık deniz şeylleri çok yüksek kaynak kaya potansiyeline sahiptir. İstiflerin üzerindeki sığ su ortamlarında çökelmiş kumtaşlarının çok iyi rezervuar kayası oluşturdukları kanıtlanmıştır. (4) Bu birimlerin rotasyonal olarak faylanmaları yapısal fay kapanları oluşturmuştur. Bu kapanlar daha sonra havzanın termal çökmesi sonucu açık deniz seyleri, marnları veya evaporitlerle örtülmüştür. (5) Süveyş ve Akabe Körfezleri içindeki tüm faylar normal faylardır. Çoğu petrol sahalarında petrolün kapanlanmasını gerçekleştiren yapılar başlıca horstlar ve yana yatmış fay bloklarıdır. Tektonik olarak yükselmiş alanların arasında kalan grabenler içinde kalın ve oldukça derin su ortamında kaynak kaya oluşturma potansiyeli yüksek şeyller ve

marnlar çökelmiştir. Bu alanlar çökeller içindeki organik maddenin olgunlaşıp hidrokarbon oluşturabilecek gerekli jeotermal sıcaklığa sahiptir. (6) Tektonik açılımın ilk ve son aşamalarında rezervuar kayalarının hemen üzerinde çökelmiş Miyosen yaşlı evaporitler çok iyi örtü kayası oluştururlar.



Şekil 23. Midyan havzası içinde açılım sırasında çökelmiş olan en önemli kaynak kaya fasiyesi Musayr Formasyonu üzerine transgresif olarak gelen deniz altı yelpazelerinin açık deniz ortamında çökeltmiş oldukları şeyl ve marn fasiyesleridir (M. Şenalp, Ocak, 2016).

# 7.4.1. Kaynak Kaya Potansiyeli

Süveyş Körfezinde ve Midyan havzasında, hidrokarbon için kaynak kaya potansiyeline sahip kayaçlar onların toplam organik karbon (TOC) değerlerinin ölçülmesiyle anlaşılmıştır. İstif içinde en önemli formasyonlar acılımın en etkin olduğu devirde çökelmiş alt Miyosen yaşlı Rudeis (Süveyş Körfezi) ve Burgan Formasyonu (Midyan havzası), ve orta Miyosen yaşlı Kareem Formasyonudur. Rudeis ve Burgan formasyonlarının tabanındaki derin deniz ortamında çökelmiş kalın şeyl ve marnlı şeyl seviyelerden alınan örneklerin toplam organik madde değerleri ortalama 2.5% olarak ölçülmüştür. Bu her iki formasyon bu bölgelerde genis yayılımlıdır ve en önemli kaynak kaya fasiyesini oluştururlar (Şekil 23, 24, 25 ve 26). Rudeis Formasyonu icindeki önemli kaynak kaya fasiyesi hem petrol ve hem de petrol ve gaz oluşumu için uygundur. Kareem Formasyonundan alınan örneklerde bu değer daha düşük olup 1.3 ile 1.5% arasında değişir (Barakat, 1982). Bu formasyon içindeki farklı litofasiyesler petrol, petrol ve gaz veya gaz üretimi için uygundur. Kareem Formasyonu da Süveys Körfezi icinde genis alanlarda yayılım gösterir fakat daha önceki formasyonlara kıyasla daha az önemlidir (Barakat, 1982; Alsharhan and Salah, 1994, 1995: Alsharhan, 2013).

#### 7.4.2. Rezervuar Kaya Potansiyeli

Süveyş Körfezi ve Midyan havzası özellikle, açılım öncesi ve açılım sırasında ortaya çıkmış karasal ve denizel ortamlar içinde çökelmiş farklı özelliklere sahip kumtaşı ve kireçtaşı fasiyesleri içinde çok sayıda petrol ve gaz rezervuar içermesi yönünden ilginç bölgelerdir. Midyan havzası içinde açılım sonrası çökelmiş rezervuar kayaçları yoktur. Bu bölgelerdeki her bir üretim sahası stratigrafileri ve sedimantolojileri farklı çok verimli rezervuarlar içerir (Şekil 24 ve 26). Bu rezervuarlar: (1) açılımöncesi oluşan rezervuarlar; (2) açılım-sırasında oluşan rezervuarlar ve (3) açılım-sonrası oluşan rezervuarlar olarak üç ana gruba sınıflandırılmıştır (Khalil and Meshref, 1988; Alsharhan and Salah, 1994, 1995; Alsharhan, 2013).

# 7.4.2.1. Açılım-Öncesi Oluşan Rezervuarlar

Bu gruba giren rezervuarlar: (1) kırılmış ve bozuşmuş kristalin temel; (2) Nubiyan Kumtaşı (Kambriyen-Erken Kretase); (3) Nezazat Group; (4) Thebes Formasyonunu içerir.

Kırılmış ve bozuşmuş kristalin temel: Kırılmış, parçalanmış kristalin temel kayaçları içindeki ilk petrol keşfi 1981 yılında yapılmıştır. Bu yıllarda temel kayaçları Süveyş Körfezi içinde sık rastlanılan ve yaygın bir rezervuar türüydü ve toplam petrol ve gaz üretiminin yaklaşık 3.2% bir bölümünü oluşturdu. Temel kayaçlarının gözenekliği 1% ve 15% arasında değişir. Geçirimlilikleri ise yaklaşık 10 ve 300 md arasında değişir. Üretim yapılan rezervuarın kalınlığı 10 ve 300 m arasında değişir (Salah and Alsharhan, 1998). Temeli oluşturan kayaç türü granitik (kuvarsdiyorit, granodiyorit, syenogranit, alkali granitler, ve andezit porfiri) grubundandır ve mafik ve asidik dayklarla kesilmiştir. Prekambriyen temelin rezervuar özellikleri başlıca kırılmalara, diyajenetik islemlere, davkların ve bireslesmis zonların doğrultu ve eğimlerine bağlıdır. Bu nedenle rezervuarın en üst kesiti gerilim nedeniyle kırıkların açılıp genişlemesi, kırıklar arasında düşey bağlantılar kurulması, diyajenetik işlemlerinin çok daha etkili olması ve bozuşma gibi nedenlerle daha iyi kalitededir.

Nubiyan Kumtası (Kambriyen-Erken Kretase): Süveyş Körfezi içindeki Paleozoyik kumtaşları çok iyi olgunlaşmış, iyi boylanmış kumtaşlarından yapılmış olup kalınlığı 465 metreye ulaşan Nubiyan kumtaşı formasyonu içindeki açılım öncesi önemli rezervuarları oluşturur (Şekil 24). Bu istif Süveyş Körfezi'nin kuzey bölgesinde yer alır fakat güneye doğru dereceli olarak incelir ve körfezin güneyinde açılan çok sayıdaki arama kuyularında rastlanılmamıştır. Rezervuarın üretim vapılan net kalınlığı 30 ve 305 m arasında, ve rezervuar icindeki petrolün üretim faktörü 15 ve 60% arasında değişir. Bu kumtaşlarının gözenekliliği 13 ve 29% arasında, geçirimliliği 70 ve 400 md arasında değişir. Nubiyan kumtaşının rezervuar istifi dört farklı formasyon (Araba, Nagus, Qiseib ve Malha) içerir. Rezervuarın kalitesi şeyl miktarına, diyajenetik işlemlere (örneğin sekonder silika er-

| RIFTING                                   | ERA      | TIME UNIT             | GROUP      |                   | FORMATION<br>Member                     | LITHOLOGY                                      |          | TYPE<br>SECTION            | THICKNESS |
|---|----------|-----------------------|------------|-------------------|---|--|----------|----------------------------|-----------|
| PRE - RIFT SEDIMENTS SYN - RIFT SEDIMENTS | CENOZOIC | POST                  |            | ZAAFARANA         |   | 0,0000,00000                                   |          |                            |           |
|   |          | MILOGENE              |            | ZEIT              |   | nanananananan                                  |          | Jabal Zeit-2               | 94        |
|   |          | MIOCENE               | Ras Maalab | SOUTH GHARIB      |   |  | 0        | South Gharib-2             | 70        |
|   |          |                       |            | BELAYIM           | Hammam Faraun<br>Feiran<br>Sidn<br>Baba |  | 8        | Belayim<br>112-12<br>Well  | 30        |
|   |          |                       |            | K                 | AREEM Snagar<br>Rahmi                   | •  | 1        | Gharib N-2<br>Abu Zenima-1 | 46        |
|   |          |                       | Gharandal  | RUDEIS            | Ayun<br>Safra<br>Yusr<br>Bakr           | •  | 8        | Rudeis-2                   | 78        |
|   |          |                       |            | NUKHUL Chara      |   |  | -        | Zeit Bay-1                 | 42        |
|   |          | OLIGOCENE             |            | -                 | RED BEDS                                | 2000 Chines                                    | -        |                            |           |
|   |          | EOCENE                | gma        |                   | THEBES                                  |  | -        | Luxor                      | 42        |
|   |          | PALEOCENE             |            |                   | ESNA                                    | 1000000  | -        | Esna                       | 60        |
|   | MESOZOIC |                       | EIE        | ~                 | SUDR                                    | THE PARTY                                      | -        | Wadi Sudr                  | 13        |
|   |          |                       |            |                   | DUWI                                    |  | -        | Jabal Duwi                 | 38        |
|   |          | LATE<br>CRETACEOUS    | Nezzazat   |                   | MATULLA                                 |  | 8        | Wadi Matulia               | 17        |
|   |          |                       |            |                   | WATA                                    | L L L L L L                                    |          | Wadi Wata                  | 64        |
|   |          |                       |            |                   | ABU QADA                                |  | 8        | Wadi Gharandal             | 2         |
|   |          |                       |            | -                 | RAHA                                    | •  | a        | Raha Scarp                 | 12        |
|   |          | EARLY                 | El Tih     |                   | MALHA                                   | St. Change                                     |          | Wadi Malha                 | 14        |
|   |          | JURASSIC              |            | A CONTRACTOR OF A |   | 15130774                                       |          | -                          |           |
|   |          | TRIASSIC              |            | $\sim$            | QISEIB                                  |  |          | Wadi Qiseib                | 4         |
|   | ALEOZOIC | PERMIAN               | Ataga      | ROD EL HAMAL      |   |  | -        |                            |           |
|   |          | LATE<br>CARBONIFEROUS |            |                   |   | <u> Baddada</u>                                | El Hamal |                            | 27        |
|   |          |                       |            |                   | ABU DURBA                               |  | F        | Jabal Durba                | 12        |
|   |          | EARLY                 |            | UMM BOGMA         |   |  |          | Jabel Nukhul               | 45        |
|   |          |                       | liat       | NAQUS             |   | 155 30 5 6 5 4 5 4 5 5 4 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 |          | Jabal Nagus                | 41        |
|   | -        |                       | Ob         |                   | ARABA                                   |  |          | Jabal Oubliat              | 13        |
| _   |          | PRECAMBRIAN           | ASE        | ME                | uT.                                     | . * . * . * . * .                              |          |                            |           |

**Şekil 24.** Süveyş Körfezi içindeki istiflerin litostratigrafisi ve hidrokarbon dağılımı (Alsharhan and Salah, 1995).

imesi ve çökelmesi), ve gömülme derinliyine bağlıdır. Çok iyi-boylanmış kuvars arenit bileşimindeki Nubiyan kumtaşından çok sayıdaki sahalardan petrol üretimi yapılmaktadır. Bu petrol üretimi Süveyş Körfezindeki tüm üretiminin yaklaşık 17% bir bölümünü oluşturur.



Şekil 25. Midyan havzası içinde Kızıl Deniz, Süveyş ve Akabe Körfezleri'nin açılımlarının en etkin olduğu sürede Midyan havzasının derin deniz ortamı içinde çökelmiş kalın türbidit istifleri çok önemli petrol sistemleri oluşturur. İstifin tabanındaki açık deniz ortamında çökelmiş olan şeyl ve marnlar ana kaya fasiyesi ve onların üstüne gelen kumtaşları ise önemli rezervuar fasiyesi oluştururlar (M. Şenalp, Nisan, 2017).

# 7.4.2.2. Açılım-Sırasında Oluşan Rezervuarlar

Süveyş ve Akabe Körfezleri ile Midyan havzası içinde açılımın ilk aşamasında oldukça dar ve derinliği az olan graben havzalarında karasal kumtaşları ve evaporitler çökelmiştir. Açılımın ilerlemesiyle birlikte Yeni Tetis okyanusu havza içine girerek sığ deniz kireçtaşlarının çökelmesi gerçekleşmiştir. Tektonik açılımının en etkin olduğu Burdigaliyen (yaklasık 19 MYÖ) zamanında Mısır ve Süveyş Körfezinde Rudeis Formasyonu ve Midyan havzası içinde Burgan Formasyonu cökelmiştir (Şekil 23 ve 24). Bu aynı yaştaki iki formasyon, derin havzalarda çökelmiş olup açılım öncesi formasyonlara kıyasla çok daha önemli hidrokarbon potansiyeline sahiptirler. Özellikle Rudeis Formasyonu Süveyş Körfezi içinde çok iyi korunmuş ve çok daha geniş yayılımlıdır ve çok sayıdaki farklı kumtaşı çökelme fasiyeslerinden hidrokarbon üretimi yapılmaktadır.

Bu gruba giren rezervuarlar Erken Miyosen zamanında çekelmiş kumtaşı, resifal kireçtaşları, dolomitleşmiş resifal kireçtaşları ve dolomitik kireçtaşları içinde gelişmiştir. Özellikle karasal ortamda alüvyon yelpazesi olarak ve derin deniz ortamında türbidit istifleri olarak çökelmiş kumtaşları en önemli petrol rezervuarları oluşturur. Resifal kireçtaşları ve resifal kireçtaşları Süveyş Körfezi'nin kıyıları boyunca ve Midyan havzası içinde dönmüş, yana yatmış ve yükselmiş horst bloklarının üzerinde gelişmiştir. Bu aktif faylanma sonucu önemli bir topografik röliyef ortaya çıkmıştır. Bu yüksek topografya Orta Miyosen zamanında gelişen Yeni Tetis transgresyonu altında gömülmüş ve yerel yükselim alanlarında resiflerin gelişmesine olanak sağlamıştır (Coffield and Smale, 1987; Smale et al., 1988; S. Ferguson and M. Senalp, 1993, Saudi Aramco report).

Nukhul (Sharik) Formasyonu: Nukhul kumtası, Midyan havzasındaki Sharik Formasyonu ile aynı yasta olup Süveys ve Akabe Körfezleri'nin açılımlarının en erken aşamasında ve benzer çökelmişlerdir. Bu formasyonların kalınlığı alttaki temelin cok engebeli olamsı nedeniyle bölgeden bölgeye değişir. Kurak ve sıcak iklim koşulları altında alüvyon yelpazeleri içinde çökelmiş olan bu formasyonun örgülü nehir kumtaşları çok iyi boylanmış, gözenekli ve gevşek çimentolu olup Midyan bölgesinin en verimli akiferini oluşturur (Şekil 27 a, b). Bu nedenle Sharik Formasyonu'nun petrol ve gaz icin önemli bir rezervuar olduğu hakkında hiç kuşku bırakmaz. Bu formasyon üzerçökelmiş anhidritleri ine kalın playa bu kumtaslarının hidrokarbon potansivelini artırmaktadır. Nukul Formasyonu Süveys Körfezi'nin her iki kıyısına doğru incelir. En kalın olduğu yer körfezin orta kısmıdır. Buna karşılık havza içindeki tektonik olarak yükselmiş olan yerel alanlarda tümüyle asındırılmıştır. Bu kumtaslarının gözenekliliği 17 ve 25% arasında değişir ve üretim potansiyelinin yaklaşık 11.5% bir kısmını oluşturur ve körfez icindeki cok savıdaki sahalardan petrol üretimi yapılmaktadır.

Nukul Karbonatları (Musayr Formasyonu): Nukhul Formasyonu içinde tanımlanmış Nukhul karbonatları Midyan Havzasında Yeni Tetis Okyanusu'nun transgresyonu tarafından çökeltilmiş resifal kireçtaşları, resifal dolomitik kireçtaşları ve kireçtaşlarından yapılmış Musayr Formasyonuna karşılık gelir (Sekil 28). Nukhul resifal karbonatlarının ortalama gözenekliliği 16% olup Süvevs Körfezi'nin icindeki üretim sahalarındaki kalınlığı 20 m ile 60 m arasında değişir. Tektonik açılımın en etkin olduğu zamanda Musayr Frmasyonu'nun karbonatları bazı bölgelerde alttaki Neoproterozoyik temel ile birlikte yükselip asınmış ve alınan bloklar Burgan Formasyonu içine taşınmışlardır. Bu nedenle karbonatlar aşınmadan etkilenmediği bölgeler araştırılmalıdır.

Rudeis (Burqan) Formasyonu: Süveyş Körfezi içindeki Rudeis Formasyonu Midyan havzasında tanımlanan ve ayrıntılı olarak çalışılmış Burqan Formasyonuna karşılık gelir. Rudeis rezervuarı Süveyş Körfezi içinde iyi korunmuş olup geniş alanlar kaplar ve körfez içindeki üretim potansiyelinin yaklaşık 20% sini temsil eder ve çok sayıdaki sahadan petrol üretimi ve daha az



Şekil 26. Süveyş Körfezi içindeki önemli petrol sahaları (Khalil and Meshref, 1988).

sayıdaki sahadan gaz üretimi yapılmaktadır. Uretim yapılan rezervuarın net kalınlığı körfezin güneyinde 15 ve 30 m arasında değişir. Buna karşılık rezervuarın körfezin kuzeyindeki kalınlığı 20 ve 75 m arasında değişir. Kumtaşlarının gözenekliliği 13 ve 26% arasında değişir, geçirimliliği ise 10 ile 1000 arasındadır. Rudeis md karbonatlarının gözenekliliği ortalama 16% olarak belirlenmiş olup resifal özellikteki bu Alt Miyosen yaslı bu karbonatlar sığ su altına gömülmüş topografik yükselim alanları üzerinde çökelmiştir. Midyan havzasında cökelmis kalın ve kumtası yönünden egemen olan Burgan Formasyonu'nun türbidit istiflerinin rezervuar potansiyeli çok yüksektir.

Kıta sahanlığı üzerindeki deniz altı kanyonları içinde çökelmiş olan kalın ve gözenekli kumtaşları başlıca rezervuar fasiyesini oluştururlar. Kaynak alanının periyodik olarak yükselmesi sonucu bu derin kanyonlar kaynak kaya potansiyeli yüksek olan derin deniz şeyleri içine kadar ilerlemişlerdir (Şekil 29 a, b).

Kareem Formasyonu: Rudeis Formasyonu üzerine açısal bir diskordansla oturan Orta Miyosen yaşlı Kareem Formasyonu'nun kumtaşları Süveyş Körfezi içinde en önemli rezervuar fasiyeslerini oluşturur ve körfez içindeki cok sayıdaki sahadan petrol üretimi yapılmaktadır veya petrol olduğu tespit edilmiştir. Havza içerisinde mevcut olan on potansiyel rezervuarın neredeyse 23% lük önemli bir bölümü Kareem Formasyonu'nun kumtaşlarından üretilmektedir. Üretim yapılan rezervuarın net kalınlığı 10 ve 200 m arasında değişir. Kumtaşlarının gözenekliliği 7 ile 33% arasında, geçirimliliği ise 20 ile 730 md arasında değişir. Kumtaşlarının rezervuar kaliteleri şeyl kapsamıyla, diyajenetik işlemlerin önemi (örneğin silisin erimesi ve yeniden çimento olarak çökelmesi), gömülme derinliyi gibi faktörlerle ilişkilidir. Bu çok verimli olan kumtaşları Süveyş Körfezinin farklı bölgelerinde üç ayrı ve geniş yayılımlı alüvyon yelpazeleri içinde çökelmiştir. Bölgenin kuzeyindeki alüvyon yelpazesi içindeki kumtaşlarının ortalama gözenekliliği 14%, doğu bölgesinde 25% ve güneydeki alüvyon yelpazesinin ortalama gözenekliliği 20% olarak tespit edilmiştir (Alsharhan, 2013).

Belayim Formasyonu: Belayim kumtaşı rezervuarı Süveyş Körfezi içinde üretilen petrolün yaklaşık 10.5% gibi önemli bir kısmını oluşturur. Alüvyon yelpazesi ortamında çökelmiş bu



Şekil 27a, b. Midyan havzası içinde tektonik açılımın en eken aşamasında alüvyon yelpazesi içinde çökelen örgülü ve menderesli nehirlerin kumtaşları çok önemli rezervuar fasiyeslerini oluşturur (M. Şenalp, Nisan, 2017).



Şekil 28. Al Bad' evaporitleri üzerine transgresif olarak gelen Musayr Formasyonu'nun karbonatları Midyan havzasının bazı bölgelerinde önemli rezervuar kaya potansiyeli oluşturur (M. Şenalp, Ocak, 2016).

kumtaşlarının iki ayrı bileşeni körfezin doğu ve batı bölgelerinde bulunur. Bu bölgeler Belayim kumtaşı rezervasyonların başlıca kırıntılı kaynak kaya bölgelerini oluşturdu. Bu rezervuar kumtaşlarının kalınlığı 8 ile 35 m arasında, gözenekliliği 13 ile 16% arasındadır. Belayim karbonatları Süveyş Körfezinde Belayim kumtaşlarından daha önemlidir. Bu karbonatlar Süveyş Körfezi içinde Belayim Kumtaşlarından daha önemlidir. Belayim karbonatları faylarla yükselmiş alanlar üzerinde resifler olarak çökelmiştir. Bu resifal kireçtaşları içindeki üretim yapılan rezervuarın kalınlığı 9 m ile 12 m arasında, gözenekliliği 10 ve 19% arasında değişir.



Şekil 29a, b. Midyan havzası içinde çökelmiş olan kalın türbidit istifleri bu havza içinde petrol sistemlerinin gelişmesi yönünden çok önemlidir. İstifin tabanındaki derin deniz şeylleri önemli bir kaynak kaya oluştururlar. İstifin üst kısımlarında ve kanyonlar içinde çökelmiş kumtaşları rezervuar kaya özelliklerine sahiptir (M. Şenalp, 2016).

Zeit and South Gharib Formasyonları: Üst Miyosen yaşlı Zeit ve South Gharib formasyonlar ancak çok yerel alanlarda petrol üretimi için uygun rezervuar özellikleri oluşturur. Bu rezervuarın kalınlığı genellikle 15 m den daha azdır ve gözenekliği ortalama 18% olarak tespit edilmiştir.

# 7.4.2.3. Açılım-Sonrası Oluşan Rezervuarlar

Süveyş Körfezi içinde körfezin açılım-sonrası aşamasında çökelmiş olan Kuvaterner kumtaşları bu grubun içindedir. Perol içeren bu kumtaşları sığ su derinliğinde (yaklaşık 1000 m) ve yalnızca Abu Durba sahasında bulunmuştur. Kumtaşları içindeki üretim yapılan seviyenin kalınlığı 15 m olup

gözeneklilik 16 ve 33% arasında, geçirimlilik 20 ile 730 md arasında değişir. Kumtaşlarının rezervuar kaliteleri şeyl kapsamıyla, diyajenetik işlemlerin önemi (örneğin silisin erimesi ve yeniden çimento olarak çökelmesi). Kuvaterner yaşlı kırıntılı kayacların büyük bir kısmı Süveys Körfezinin yan taraflarındaki Prekambriyen temelin aşınmasından türemiştir. Bunun yanı sıra Kuvaterner havzaları içindeki horst bloklarının aşınması sonucu oluşan kumlar da çökelmeye katkıda bulunmuşlardır. Bununla birlikte, bazı horst yükselim alanları rezervuar kumtaşlarının çökeldiği alüvyon yelpazelerinin havza iclerine doğru ilerlemesini engellemiştir. Çoğu kum kütleleri bu yüksek alanlara bitişik olarak çökelmiştir ve bazı durumlarda yüksek alanların üzerini aşar.

# 7.4.3. Örtü Kaya Fasiyesi

Rezervuar fasiyesleri üzerinde örtü tabakası oluşturacak seviyeler (örneğin, şeyller, evaporitler ve çık sıkı ve gözeneksiz kireçtaşları) Süveyş Kötfezinin stratigrafik istifinin tümü boyunca çok bol olarak bulunur. Süveyş Körfezi içindeki Miyosen evaporitlerinin kalınlığı 3 km den fazla olabilir ve yanal olarak paleo-yükselimlerden sırasıyla dolomitik ve jipsli marnlardan sığ deniz karbonatlarına geçer (Heybroek, 1965). Hiç kuşkusuz evaporitler, petrolün toplanıp tutulması ve gerekli sekilde korunması için en temel bir element oluştururlar. Evaporitler, sığ-deniz kireçtaşı rezervuarları üzerinde mükemmel geçirimsiz bir örtü kaya oluştururlar (Şekil 30). Bu kalın evaporit istifleri açılımın son aşamasındaki olaylarla ilişkili olarak çökelmiştir. Bununla beraber, açılım-sırasında cökelmis olan Miyosen evaporitleri Süveys Körfezi içindeki tüm petrol rezervasyonları üzerinde en temel ve etkin örtü kayası oluşturur (Şekil 30).



Şekil 30. Magna Formasyonu'nun kalın evaporitleri önemli bir örtü kayası fasiyesi oluşturur (M. Şenalp, Ocak, 2006).

# 7.4.4. Hidrokarbon Kapanlanması (Süveyş Körfezi)

Süveyş Körfezi içinde hidrokarbonların kapanlanması için birçok mekanizma etkili olmuş ve üretim yapılan sahalarda ayrıntılı olarak çalışılıp

Meshref et al. (1988), Tewfik (1988), Zahran and Meshref (1988), El Ayouty (1990), Rashed (1990), Saoudy (1990), Hammouda (1992), Alsharhan and Salah (1994, 1995), ve Salah and Alsharhan (1998) tarafından kaydedilmiştir. Bu mekanizmalar: (1) yapısal, (2) stratigrafik ve (3) bileşik kapanlar olmak üzere üç ana grup altında toplanmıştır. Süveyş Körfezi içindeki en önemli kapan tipleri, dönmüş ve yana yatmış faylanmalar ve bununla ilişkili olarak gelişen uyumsuzluklardır (Şekil 31). Bu tip kapanlara ilave olarak stratigrafik ve bileşik kapanlar vardır. Uyumsuzluk (Unconformity) kapanları horst bloklarının üzerindeki formasyonların asınması ve bu yüzeylerin üzerinde şapka gibi çökelen Miyosen resifleri içinde meydana gelmiştir. Gömülmüş horst blokları üzerinde daha sonra çökelen Miyosen sedimanter istifler alttaki topografya uygun çökelirler ve tektonik kökenli olmayan antiklinal yapıları (drape anticlines) oluştururlar ve bu istifler içinde rezervuarlar gelişir. Horst bloklarını kesen daha küçük ölçekteki faylar petrol birikimi için kapanlar oluştururlar (Clifford, 1987).

Yapısal Kapanlar: Süveys Körfezi icindeki petrol birikimlerinin önemli bir bölümü yapısal kapanlar içinde gelişmiştir. Hem açılım-öncesi ve hem de açılım-sırasında çökelmiş rezervuarlar, faylarlailişkili kapanlardan petrol üretimi yaparlar. Bu tür fay kapanlarındaki rezervuarlar yanal ve düşey yönde aşağı-düşmüş fay blokları üzerinde çökelmiş şeyllerle sarılıp kuşatılmıştır. Bu tip kapanlardaki hidrokarbonlar ya çekim fayları karşındaki açılımöncesi rezervuarlardan veya alttaki daha yaşlı açılım-öncesi veya açılım-sırası oluşan kaynaklardan yapılmaktadır. Cok sayıdaki sahalarda (örneğin Belayim sahaları) yükselmiş fay-bloklarını perde gibi örten açılım-sırası formasyonların farklı sıkılaşmaları sonucu asimetrik antiklinaller gelişmiştir (Şekil 31). Bu kapan düşey yönde formasyon içi çamurtaşları veya Miyosen evaporitleriyle örtülüp sıkıca mühürlenmiştir. Bu sistemle ilgili fakat ikinci derecede önemdeki kapanlar iki graben arasında veya iki horst yapıları arasında düz olarak uzanan yapılarda, örneğin South Ramadan sahasında meydana gelir.

Stratigrafik Kapanlar: Stratigrafik kapanlar, özellikle son yıllarda Süveyş Körfezi içinde hidrokarbon aramaları için çok önemli bir hedef oldu ve bu tür kapanların bulunuşu Res El Bahar keşfi sonucu güvenilir bir şekilde kanıtlanmıştır. Bu kuyuda Miyosen yaşlı gözenekli ve kama şekillikarbonat kayaçları düşey ve yatay yönlerden fasiyes değişimleri geçirerek sert ve gözeneksiz karbonat kayaçlarına geçer. Belayim Land sahasında, gözenekli Miyosen kumtaşları mercekler şeklinde mevcut olup bu kumtaşları düşey ve yanal yönde evaporitlere geçerler.

Başka bir stratigrafik kapan tipi Ras Gharib sahasının batı kanadındaki Miyosen yaşlı resif kireçtaşları içinde bulunur. Gemsa sahasında,



**Şekil 31.** Süveyş Körfezi içindeki tipik petrol sahalarının oluşumu ve farklı kapan tipleri (O'Connor and Kanes, 1984).

kristalin temelin oluşturduğu horst Miyosen ve daha genç birimlerle örtülmüştür. Miyosenin alt kısmında içerisinde petrolün toplandığı resifal kireçtaşları gelişmiştir. Bu resifal kireçtaşları fosilli, organik madde yönünden zengin şeyller tarafından çevrilip kuşatılmıştır. Söz konusu olan şeyller aynı zamanda temel kayaçların oluşturduğu hortları da çevreler. Bazı yapıların kanatlarında Kareem ve Rudeis formasyonları içindeki kumtaşları eğim yukarı dereceli olarak incelerek sonlanır. Kumtaşların bu incelip sonlanmaları düzensiz örnekler sunar, kalınlıktaki ve yanal fasiyeslerdeki bu hızlı değişimler iyi stratigrafik kapanlar oluşturur. Shoab Ali, Zeit Bay ve Hurghada sahalarındaki bazı kristalin kayaçlardan yapılmış blokların kırılmış ve parçalanmış zirveleri petrol birikimleri ihtiva eder.

**Bileşik Kapanlar:** Bu tür kapanların tanınması çok güç olmakla beraber, özellikle Süveyş Körfezindeki sahalarda iki örnek kanıtlanmıştır. Birinci örnekte hem kaynak kayası ve hem de rezervuar kayası özelliklerine sahip Eosen kireçtaşı oldukça dik eğimli faylanmaya bağlı olarak gelişmiş ve açılım-sırası çökelen çamurtaşları tarafından mühürlenmiştir. Bu sahalarda bazı sentetik faylar mühürleyici faylar olarak görev yapar.

Bileşik kapanlara ikinci örnek ise çok daha çarpıcı ve daha kolay anlaşılır durumdadır. Bu örnekte iyi rezervuar özelliklerine sahip resifal kireçtaşları fay-kontrollu yüksek alanlarda (genellikle horst) çökelmişler ve üzerinde çökelen Miyosen evaporitleri tarafından örtülerek mühürlenmişledir. Burada biriken hidrokarbonun kaynağı açılım-öncesi çökelmiş kaynak kayası olup burada oluşan hidrokarbon uzun bir göçme mesafesi kat etmiştir (Alsharhan, 2013). Üst üste yığışarak oldukça kalın fasiyesler oluşturan resifal kireçtaşları dolomitleşme ve kırılma olayları nedeniyle çok iyi petrofizik özellikler kazanmışlardır. Özellikle karbonat kayaçlarının kırıklı özellikleri onların gözenekliliğini ve özellikle de geçirimliliğini son derece artırır ve petrolün üretimine büyük katkı sağlar.

### 7.4.5. Midyan Yarımadası'nın Hidrokarbon Potansiyeli

Midyan Yarımadası ve ona çok yakın olan Kızıl Denizi hidrokarbon yönünden çok büyük bir potansiyel oluşturur. 1967 ile 1976 yılları arasında Suudi Arabistan'ın Kızıl Deniz bölgesinde uluslararası petrol şirketleri tarafından yalnızca 10 adet derin arama kuyusu açılmıştır. Oldukça uzun bir süre devam eden jeolojik ve jeofizik çalışmalarda sonra, 1982 ile 1986 yılları arasında Kızıl Denizi'nin doğu kıyısında bulunan Yanbu bölgesinde stratigrafik istifin ortaya çıkarılması amacına yönelik olarak altı sığ sondaj kuyusu açılmıştır. Bunu takip eden devrede, ülkenin ulusal petrol şirketi olan Suudi Aramco Kızıl Deniz araştırmaları için çok yoğun bir program hazırlayıp uygulamaya koymuştur. Bu cercevede ilk aşamada 1992 ile 1994 yılları arasında 14 arama kuyusu açmış ve bunu 1998 yılında açılan dört adet sondaj kuyusu takip etmiştir (Hughes and Johnson, 2005).

Suudi Aramco Petrol Şirketi'nin arama programı çerçevesi içinde ayrıntılı saha çalışmaları tüm istiflerin iyi korunduğu, mostraların çok iyi göründüğü ve çalışma koşullarının olanak sağladığı Midyan kıyı şeridine yoğunlaşmıştır. Bu çalışmalar Suudi Aramco şirketinin kendi jeolog ve jeofizikçileri ile Dhahran'da bulunan ve çok donanımlı laboratuar olanaklarına sahip King Fahad University of Petroleum and Minerals'ın öğretim üyeleri ile müşterek yürütülmüştür. Çalışmalara ilk planda Musayir Formasyonu'nun karbonat istifleri ile aynı yaşta olan ve aynı fasiyes özelliklerine sahip, Kızıl Deniz içinde önemli bir petrol rezervuarı oluşturan Wadi Waqb Formasyonu'nun stratigrafisi, sedimantolojisi ve rezervuar özelliklerini ayrıntılı bir şekilde ortaya koymak amacına yöneliktir.

Wadi Wagb Üyesi (Hughes and Johnson, 2005) Erken-Orta Miyosen yaşlı olup Magna Grubu'nun Kibrit Formasyonu'nun bir üyesidir ve Midyan bölgesinde önemli miktarlarda hidrokarbon (başlıca petrol) üretimi yapılan bir karbonat rezervuarıdır. Paleontolojik ve palinolojik çalışmalar bu karbonatların Midyan bölgesinde Al-Bad-Magna karayolu üzerinde mostra veren Musayr Formasyonu'nun Kızıl Deniz içindeki yeraltı uzantısı olduğunu kanıtlamıştır. Bu karbonatların Midvan bölgesinde mevcut olan mostraları Clark (1986) tarafından haritalanmıştır. Arama kuyularından alınan karotların incelenmesi sonucu, Wadi Wagb Üyesi'nin karbonat istifi tipik olarak bol miktarda mercan ve brakiyopod fosilleri içerir. Kalınlığı vaklasık 205 metre olarak tespit edilmis ve bol miktarda bileşik mercan fosilleri içeren bu karbonat kayaçlarının ince kesitlerde incelenmeleri sonucu, onun karbonat çamurtaşı (marn), killi çamurtaşı, dolomitik kireçtaşı vaketası. ve dolomit bileşimindedir. Bileşik mercanlar istifin üstüne doğru belirgin bir artış gösterir. İstifin üstünü olusturan en genc karbonat kayacları cok iyi gelişmiş stromatolit seviyeleri içerir. Yüksek gözenek ve geçirimlik özelliklerine sahip ve bu nedenle önemli bir rezervuarı olan bu karbonat kayaçları aynı zamanda petrolün oluşumu için kaynak kaya oluşturmuştur. Bu rezervuar karbonat kayaçların üzerine uyumlu olarak Jabal Kibrit Formasyonu'nun Numan Üyesi olarak tanımlanmış kalın evaporitik kayaclar (başlıca anhidrit ve daha az miktarda jips) gelir. Bu kalın anhidrit istifleri geniş Midyan Havzası'nın kara alanı üzerindeki Midyan Sahası'nda ve Kızıl Deniz içindeki Burgan Sahası'nda (Şekil 32) petrol üretimi yapan Wadi Waqb rezervuar karbonatları üzerinde geçirimsiz bir örtü kayası oluşturur (Hughes and Johnson, 2005).

Karbonat kayaçlarının yanı sıra kalın, petrol ve gaz birikimleri için hem kaynak kaya ve hem de rezervuar kaya için önemli potansiyel oluşturan Burqan Formasyonu'nun türbidit istifleri hem Suudi Aramco Petrol Şirketi'nin ve hem de farklı Suudi Üniversite jeolog ve jeofizikçilerinin arazide ve laboratuarda çalışma alanı oluşturmuştur. Söz konusu olan bu türbidit istifi, Sina Yarımadası'nın Orta-Miyosen zamanında aşırı yükselmesi ve buna olarak Musayr Formasyonu'nun çökelmesinden sonra Midyan Havzası'nın çökmesi sonucu ortaya cıkan derin deniz ortamında cökelmistir. Günümüzde Kızıl Denizi içindeki Burgan Petrol sahasından ve Midyan Yarımadası'nda yer alan Midyan sahasından ve daha başka kuyularadın (Sekil 32) petrol ve gaz üretimi yapılmaktadır. Kumtaşının daha egemen olduğu Burgan Formasyonu kumtaşı ve şeyllerin ara tabakalı olarak çökelmesi sonucu ortaya çıkmıştır. Kumtaşlarının tabaka kalınlıkları ve tane boyları istifin üstüne doğru artar. Burgan Formasyonu'nu oluşturan kalın kumtası rezervuaları icinde önemli petrol birikimlerinin bulunduğu Suudi Aramco Petrol Sirketi'nin Al-Wash South-1 (AWSO-1) kuyusunda 2875 -3819 metre derinlikleri arasında kanıtlanmıştır (Hughes and Johnson, 2005).



Şekil 32. Kızıl Denizi'nin KD köşesinde yer alan Midyan Yarımadası, Kızıl Deniz içinde bulunan petrol sahaları ve bu sahalar üzerinde açılmış bazı derin deniz sondajlarının yerini gösteren harita (Hughes and Johnson, 2005).

İstifin tabanındaki Musayr Formasyonu üzerine doğrudan uyumlu olarak oturan derin deniz ortamında cökelmiş seyller siyah renkli, masif ve organik madde yönünden oldukça zengindir (yaklaşık 3-5% TOC) ve kaynak kaya olma potansiyeline sahiptir. Burada oluşan petrol ve doğal gaz yukarı doğru kumtaşlarının içine göçerler. İstifin orta kısmı düzeni olarak kumtaşı ve şeyl ardalanmasından yapılmış klasik bir türbidit istifi olup deniz altı yelpazesinin orta kısmında çökelmiştir. Kumtaşları bol miktarda kil malzemesi içerdiği için gözenek ve geçirimliliği düşüktür. İstifin üst kısmı tümüyle geniş yayılımlı, orta-kalın tabakalı, orta-iri taneli, iyi-boylanmış, gevşek çimentolu kumtaşlarından oluşmuştur. Bu kumtaşları deniz altı yelpazesinin en üst kısımlarında ve yalpazevi kesen deniz altı kanyonları icinde çökelmiştir. Deniz altı kanyonları içinde çöekelmiş olan kumtaşları en iyi rezervuar özelliklerine sahiptir. Bu rezervuar kumtaşlarından hem Kızıl Deniz

içindeki ve hem de Midyan Yarımadası'ndaki kuyulardan önemli miktarlara petrol ve gaz üretimi tapılmaktadır. (Hughes and Johnson, 2005; Al-Ramadan et al., 2013; Al-Laboun et al., 2014). Burqan Formasyonu'nun türbidit istifi, bu yayının yazarı tarafından Magna Formasyonu olarak tanımlanmış beyaz renkli, kalın, masif evaporit feasiyesi (başlıca anhidrit ve jips) tarafından uyumlu olarak örtülmüş olup geçirimsiz bir örtü kayası oluşturur.

Midyan havzası'nın kuzeybatı bölgesinde geniş alanlar kaplayan türbidit istiflerinde bu yayının yazarı tarafından ölçülmüş stratigraphic ve sedimantolojik kesitlerden toplanan cok sayıdaki kumtası el örnekleri projenin diğer aleamanları tarafından Üniversite Laboratuarlarında ayrıntılı olarak incelenmiş ve kumtaşlarının bileşimi, gözeneklik, geçirimlik değerleri ve diyajenez özellikleri ayrıntılı olarak yayınlanmıştır. Çökelme sonrası ortaya çıkan diyajenez olaylarının rezervuar kalitesi üzerindeki etkilerini ortaya çıkarmak amacına yönelik yapılan türlü laboratuar analizleri, sedimantolojik, petrografik ve petrofizik analiz calismalarinin sonuclarıvla birlestirilip bütünlestirilmistir.

Elde edilen sonuçlara dayanarak kumtaşlarının yüzeyde tespit edilen sedimantolojik ve rezervuar özellikleri petrol üretimi yapılan derin arama kuyularından elde edilen verilerle deneştirilmiştir. Bu bilgilerin ışığı altında kumtaşlarının gömülme tarihçesi ve farklı diyajenetik işlemlerin rezervuar özellikleri (gözenek ve geçirimlik) üzerindeki etkileri daha sağlıklı olarak anlaşılıp yorumlanabilmiştir. Bu tüm veriler bilinçli olarak bir araya getirilerek rezervuar özelliklerinin en iyi geliştiği alanlar güvenli olarak tespit edilmis ve kuyulardaki petrol üretimi önemli derecede artırılmıştır. Bunun en büyük nedeni yüksek gözenek ve geçirimlik zonlarını gösteren rezervuar fasiyes haritalarının denizaltı kanyonlarının yüzey mostralarından elde edilen batı-doğu yönlü uzantılarını doğrulamasıdır. Bu tür üzey jeolojisi çalışmalarının petrol havzası incelemelerinde çok önemli olduğunu kanıtlamıştır.

Ölcülen stratigrafik kesitlerden alınan cok sayıdaki kumtaşı örneklerinin ince kesitlerde petrografik incelenmesi sonucu kumtaşlarının yarıolgunlasmis (submature) veya olgunlaşmiş (mature) litik arenit ve suarkoz özelliğinde olduğu, bileşimlerinin başlıca kuvars (80%), feldspat (9.7%) ve farklı kökenli kaya parçacıklarından (10.3%) meydana geldiği anlaşılmıştır. Kumtaşı bileşiminin yerel ölçekte farklılıklar göstermesi kaynak olanı olarak belirlenen Sina Yarımadasını oluşturan kavac türlerinin cok heterojen niteliğinde olmasından kaynaklanır. Bu bilelenlerin yanı sıra daha az önemde olmak üzere biyotit, kalsit ve demir oksit mineralleri bulunur. Önemli kil minerallerinden kaolinit SEM vöntemiyle ve smektit XRD analizleri yardımıyla incelenen örneklerin çoğunda tespit edilmiştir. Kalsit, demir oksit ve kuvars aşırı büyümesi (quartz overgrowth) en önemli çimentolama maddeleridir.

Kumtaşlarının gözenek ve geçirimliği alınan örneğin cökelme istifindeki verine, tane boyuna ve hatta tabaka içindeki yerine göre değişir. En yüksek rezervuarlar değerleri denizaltı kanyonları içinde vüksek enerji ortamında cökelmiş kumtaşları icinde tespit edilmiştir. Bu nedenle helyum kullanılarak yapılan ölçümlerde kumtaşlarının gözeneklik değerlerinin 7% ile 34% arasında değiştiğini fakat büyük sayıdaki ölçümlerin 20% ile 25% arasında değiştiğini ortaya koymuştur. Bu çalışmada hem çökelme ile yaşıt, taneler arası (intergranular) gözeneklik (primary porsity) ve hem de cökelme sonrası duraysız minerallerin erimesi sonucu ortaya çıkan gözeneklik (intragranular, secondary porosity) ayrı ayrı tespit edilmiştir. Bu veriler istatistik olarak bu yayının yazarının da ortak olduğu bültenlerde yayınlanmıştır (Al-Ramadan et al., 2013; Al-Laboun et al., 2014). Çökelme sonrası ortaya çıkan gözenekliğin önemli kaynağı kalsit çimentonun ne plajioklas minerallerinin erimesine ilişkindir. Çökelme ile yaşıt porozitenin azalmasına neden olan önemli diyajenetik oylalar: 1) çökellerin ağırlığından dolayı ortaya cıkan mekanik sıkılaşma, 2) gözenek alanlarının daha sonra genellikle kalsit cimento ile kısment doldurulması, 3) otojenik olarak çökelen kil mineralleri hem Gözenlilik hem de geçirimlilik üzerinde olumsuz etkiler yapmıştır. Gözenek alanlarını birbirine bağlayan boğaz bölgelerinde oluşan kil mineralleri petrolün akışını tümüyle etkilevebilir.

Geçirimlik su, petrol gibi akışkanalrın veya gazların bulundukları ortamın yapısını olumsuz bir yönde etkilemeden hareket etme özelliğidir. Petrol veya gaz içeren boşlukların birbirleriyle doğrudan bağlantılı olması onların rezervuardan kuyuya olan hareketlerini son derece kolaylaştırır. Geçirimliğin düşük olduğu rezervualar çatlatma yöntemiyle daha akışkan duruma getirilebilirler. Gecirimliye etki eden en önemli unsur kumtaşının etkin gözenekliğidir. Etkin gözenekliği denetleyen unsurlar, kumtaşlarının tane boyu (yüzey alanı), tane mertebesi (sorting), boylanma tane sekli, yuvarlaklık, tane istiflenmesi (packing) ve çökelmeyi takip eden diyajenetik işlemlerdir. Burgan Formasyonu'nun farklı fasiyeslerinden alınan kumtaşlarının geçirimliliyi 36 milidarsi ile 10,502 milidarsi arasında geniş bir alan içinde farklılık gösterir. Çok sayıdaki kumtaşlarından ölçülen değerlerin ortalaması of 2,444 milidarsi olarak rapor edilmiştir. Bu farklı gözenek ve geçirimlik değerlerinin en önemli nedeni kumtaşlarının cökelme fasiyesleridir. Burgan istifinin orta kısımlarında klasik türbidit istifini oluşturan kumtaşları dereceli tabakalanma gösterdikleri için rezervuar özellikleri tabakanın altından üstüne doğru önemli bir azalma gösterirler. Denizaltı kanyonları içindeki kumtaşları da yanal ve düşey yönde istiflenmiş kanal dolguları içinde çökeldiği için kumtaşlarının tabaka kalınlıkları, tane boyları,

aynı şekilde kanalın tabanından üstüe doğru enerji seviyesinin düşmesi nedeniğle gözenek ve geçirimlilikleri önemli derecede düser. En yüksek rezervuar değerleri en iri malzemenin çökeldiği kanalların en derin olduğu bölgelerdir. Bu nedenlerle özellikle denizaltı kanyonlarının gidiş yönleri, derinlikleri ve genişliklerinin bilinmesi üretim esnasında son derece önemlidir. Kumtaşının gözenek ve geçirimlik değerleri alınan örneğin istif içindeki yeri ile doğrudan ilişkili olduğu için düşük değer ölçümleri rezervuarın mutlaka kötü kaliteli olduğunu göstermez. Sonuç olarak kumtaşlarının rezervuar kaliteleri cökelme sonu oratava cıkan ve gömülme derinliyi ile ilişkili olarak ortaya çıkan diyajenez olaylarından son derecede olumsuz olarak etkilenmistir.

Sonuc olarak söylenebilir ki, Burgan Formasyonu'nun petrol üretim yapılan kumtaşları başlıca aubarkozik ve litikarenit bileşiminde, orta-iri taneli, köşeli veya yuvarlaklaşmış, kötü veya ortalama boylanmıştır. Çökelme sırasında gelişen ve çökelme sonrası diyajenetik işlemlerle ortaya çıkan gözeneklik orta dereceden iyi dereceye kadar değişir ve ortalama porosite değeri 22.73% olarak tespit edilmiştir. Kumtaşlarının ölçülen geçirimlik değerleri el örneğinin alındığı noktaya bağlı olarak orta dereceden çok iyi dereceye kadar değişir, ortalama değer ise 2444.2 milidarsi olarak tespit edilmiştir. Hem erken hem de geç diyajenetik çimentolanma, ve bu olaylarla birlikte görülen sıkılaşma ve derin gömülme olayları gözenek ve geçirimliliğin önemli derecede azalmasına neden olmuştur. Kumtaşlarının rezervuar kalitesi, kil minerallerinin (başlıca kaolinit ve simektit) çökelmesi, kalsit ve silis cimentolanma gibi kimyasal olaylardan son derecede etkilenmiştir, fakat kimyasal vönden duraysız minerallerin ve kalsit çimentonun erimeleri geçirimliliğin kısmen artmasına yardımcı olmuştur (Al-Ramadan et al., 2013; Al-Laboun, 2014)..

# 8. SONUÇLAR

Bu yayın, ilk defa olmak üzere Kızıl Denizi, Körfezleri'nin Süvevs ve Akabe tektonik açılımlarıyla ortaya çıkan Midyan Havzası'nın stratigrafik, sedimantolojik ve çok farklı fasiyes özelliklerini ayrıntılı olarak çalışarak bu havzanın hidrokarbon potansiyelini ortaya çıkarmak amacına yönelik olarak hazırlanmıştır. Tektonik açılım sırasında egemen olan ve Sina Yarımadası'nın aşırı yükselmesiyle sonuçlanan olayların Midyan Havzası'nın içinde gelişen farklı çökelme ortamlarına nasıl yansıdığını açıklamaya yöneliktir. Açılımın her farklı aşamalarını gösteren jeolojik olayların türleri ve yaşları en güvenilir bir şekilde tespit edilmiştir. Süveyş Körfezinde, Kızıl Denizde (Burgan) ve Midyan Yarımadası'nda (Midyan sahası) 200 den fazla üretim yapılan petrol sahasının bulunması ve körfez içindeki sedimanter istiflerin her yönüyle Midyan havzasındaki istiflere

benzerlik göstermesi bu havzanın hidrokarbon potansiyelini önemli derecede artırmaktadır. Bu istif icinde petrol sistemlerinin en önemli unsurları olan kaynak kaya, rezervuar kaya, örtü kaya ve hidrokarbonların kapanlanması için gerekli olan vapısal ve stratigrafik özellikler mevcuttur. Midvan Havzası içinde yaşları Oligosen'den başlayıp Miyosen sonuna kadar uzanan sedimanter istiflerinin stratigrafisi, sedimantolojisi ve fasiyes analizlerini içeren bilgiler bu yayının yazarının Saudi Aramco ve King Fahad University of Petroleum and Minerals için 2016 ve 2017 yıllarında yapmış olduğu arazi calismalarinin sonuclarına dayandırılmıştır. Bu bilgiler hiçbir bültende henüz yayınlanmamıştır.

Kızıl Deniz Açılımı, Afrika Levhası ve Arabistan Levhası olarak bilinen iki önemli tektonik levhanın arasında kuzeybatı-güneydoğu istikametinde uzanan bir yayılım ve genişleme merkezidir. Kızıldeniz'in güney kısımları nispeten daha geniş olup, kuzeye doğru gittikçe daralır ve kuzeyde de Sina Yarımadası ortada kalmak üzere iki kola ayrılır. Bu kollardan biri kuzeydoğu istikametinde olup, Akabe Körfezi ismini alır. Diğeri ise Kızıl Denizin aynı istikametteki uzantısı olan Süveys Körfezidir, bu nedenle Süveyş Körfezi'nin açılımı Kızıl Denizi'nin açılımının bir devamı olduğu düşünülür. Ölü Deniz fay sistemi, etkinliği günümüzde de devam eden sol-yönlü, doğrultuatımlı bir fay sistemi olup bu fay sistemi ile doğrudan ilişkili yerel büyüklüklerde gerilim ve sıkılaşma bölümleri bulunur. Miyosen başında başlayan Kızıl Deniz açılımının toplam yer değiştirmesinin 100 km den daha fazla olduğu rapor edilmistir (Garfunkel, 1988).

Levha Tektoniği kuramından incelendiğinde, Kızıl Deniz-Süveyş Körfezi açılım sisteminin Arabistan Levhası'nın birlikte bulunduğu Afrika Levhasına göre sağdan sola yani saat yelkovanın hareket yönünün tersi yönünde dönmesi sonucu meydana gelmiştir. Söz konusu olan bu model, açılım sisteminin tüm uzunluğu boyunca görülen birbirine dik açılımların bulunmasıyla uygunluk içindedir. Kızıl Deniz içinde açılan petrol arama kuyularından elde edilen önemli bilgiler güney Kızıl Denizi'ndeki kıtasal acılımın Aden Körfezi'nin açılımıyla aynı zamanda başladığını göstermiştir. Kızıl Deniz Açılımı, Afrika Kıtası ile Arabistan Levhası'nın birbirinden ayrılıp yaklaşık yılda 1 cm uzaklasmaları sonucu oluşmuştur. Kızıl Deniz'in açılımı ve bugünkü istikameti, Neoproterozoyik kristalin temel özelliğinde olan Arap-Nubiyan Kalkanı üzerinde önceden mevcut olan yapılardan kuvvetli bir sekilde etkilenmistir. Bunun sonucunda, güneydeki Afrika Boynuzu'nun Afar Çukurluğu'nda bulunan Sfar Üçlü Kavşağı'ndan başlamış, Kızıl Denizi'nin ekseni boyunca aktif olan acılım merkezi Süveyş Körfezine kadar uzanarak karmaşık bir yol izlemiş ve Ölü Deniz Transform sisteminde son bulmuştur. Açılımın her bir bölümü başlangıçta asimetrik yarı grabenler olarak gelişmiş ve küçük havzalar arasında iyi-belirlenmiş yerleşim zonları oluşmuştur.

Miyosen zamanının sonlarına doğru Arabistan Levhası kuzeydeki Avrasya Levhası ile çarpışmaya basladı. Bu carpışma ile ilişkili olarak levhaların hareket yönlerinde, düzen ve görünüşünde değişiklikler oldu, Süveyş Körfezi'nin açılımı durdu ve buna karşılık Ölü Deniz Transformu gelişti. Süveyş Körfezi'nin açılımı ile yaşıt (syn-rift) Neojen istifi havza içinde gelişmiş en azından beş aşınma yüzeyleri veya stratigrafik istifte gelişmiş kesiklik yüzeyleri icerir. Söz konusu olan olaylar ve bunlarla birlikte görülen havza icindeki stratigrafik istiflerdeki değişiklikler Süveyş açılımı sırasında, ortaya çıkan çökme olayları, Miyosen süresindeki deniz seviyesinin dalgalanmaları ve bu bölgeye bitisik Kızıl Denizi ile Ölü Deniz'in açılması sırasındaki tektonik olayların etkileri ile ilişkilidir (Evans, 1988).

Midyan Havzası Geç Oligosen (Chattian, 28.1 Ma)-Erken Miyosen (Akitaniyen, 23.1 Ma) zamanında graben ve yarı-grabenler şeklinde acılmaya başlamıştır. Bu düzensiz havzalar icinde gelisen alüvyon velpazeleri içinde koyu kırmızı renkli kumtaşı ve çamurtaşından yapılmış Sharik Formasyonu çökelmiştir. Kumtaşları tüm Midyan bölgesinin en verimli tatlı su kaynağını oluşturur. Bu karasal istiflerin üzerine tümüyle masif anhidritten yapılmış ve geçici bir göl ortamında (playa) çökelmiş kalın anhidrit fasiyesi (Bad' Formasyonu) gelir. Bu geçici göl havzası Midyan Havzasının su baskınına uğradığı ilk açılımının belirtisidir. Göl ortamı sürekli büyüyerek açık deniz ortamına dönüşmüş ve bol miktarda sığ deniz fosilleri içeren Erken Miyosen (Erken Burdigaliyen, yaklasık 24.4 MYÖ) Musayr Formasyonu'nun karbonatları çökelmiştir. Bu sığ deniz karbonat fasiyesinin Kızıl Deniz içindeki karşılığı Wadi Waqb Formasyonu olarak bilinir ve Midyan ve Burgan petrol sahalarının en verimi rezervuar kayasını oluşturur. Kısaca açıkladığımız Sharik, Al Bad' ve Musayr Formasyonlarının çökelmeleri birbirleriyle yakın iliskili olup kesiksiz bir transgresyon istifini temsil ederler.

Musayr Formasyonu'nun sığ deniz ortamında cökelmesinden hemen sonra ortava cıkan tektonik olaylarla Sina Yarımadası aşırı derece yükselmiş, buna karşılık Midyan Havzası hızlı bir şekilde çökerek derinleşmiştir. Bu derin deniz ortamında gelişen denizaltı yelpazeleri içinde üste doğru tabaka kalınlıklarının arttığı ve kumtaşlarının tane boylarının kabalaştığı kalın klasik türbidit istifleri cökelmistir. Burgan Formasyonu olarak tanımlanan bu istifin tabanındaki koyu gri renkli, organic madde yönünden zengin (3-5% TOC) açık deniz şeylleri hidrokarbon için potansiyel ana kaya oluştururlar. Klasik türbidit istiflerinin üzerine gelen vakınsak türbidit fasiyesleri ve yanal ve düşey olarak istiflenmiş denizaltı kanyonları içindeki iyi boylanmış gevşek çimentolu kumtaşları ise çok iyi rezervuar kaya

özelliklerine sahiptir. Mostradan alınan kumtaşları üzerinde yapılan laboratuar çalışmalar (Al-Ramadan et., 2013) ve (Al-Laboun., 2014) bu kumtaşlarının gözenekliye ve geçirimliye sahip olduklarını göstermiştir.

Akabe Körfezi açılımının en etkin olduğu ve zirveye ulaştığı Erken Geç Burdigaliyen (yaklaşık 19 MYÖ) zamanında düşey faylanma sonucu Sina Yarımadası 4 km den daha fazla bir yükselim kazanmış ve bunun sonucunda dağ silsilesinin daimi kar sınırının üzerinde kalan geniş alanlarında kalın buz tabakaları oluşmuştur. Bu Alp tipi veya dağ buzullarından yamac aşağı inen U-seklindeki vadiler icinde cilalanmış ve cizilmiş granit blokları içeren morenler çökelmiştir. Vadilerin deniz seviyesine kadar ulaşması durumunda kıta sahanlığından kayma, yıkılma ve bunların sonucunda ortaya çıkan bulantı akıntıları sayesinde buzul çökellerinin büyük bir kısmı derin deniz ortamına yeniden taşınmıştır. Denizel kumtaşları içinde deniz tabanına düşmüş büyük granit blokları çok yaygın olarak görülür. Midyan bölgesinde yapılan gözlemler morenlerin çökelmesinden sorumlu buzul islemleri ile türbidit fasiyeslerinin cökelmesinden sorumlu olan moloz ve bulantı akıntıları islemleri arasında kesiksiz bir devamlılığın olabileceğini orta koymuştur. Buzul çökelleri, bazı bölgelerde iklimin tamamen ısınması sonucu oluşan örtü karbonatları tarafından üstlenmiştir. Türbidit istiflerinin üzerine genellikle sığ deniz şeylleri ile ara tabakalı marnlar gelir. Midyan Havzası içindeki istifin en genç birimi Magna Formasyonu olarak tanımlanmış ve tümüyle evaporit ve gri renkli evaporitik çamurtaşından yapılmış bir istif tarafından örtülmüstür. Bu istif Burgan Formasyonu'nun deniz altı kanyonları içinde çökelmiş rezervuar kumtaşları üzerinde çok kalın ve geçirimsiz bir örtü kayası olusturur.

# 9. DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdine, A.S., 1979. A Review of Recent Discoveries in Egypt. Exploration Update, 1979 Symposium, Calgary, Alberta, Canada, June 1979.
- Al-Laboun, A.; Al-Quraishi, A; Zaman, H.; Benaafi, M. 2014. Reservoir characterization of the Burgan Formation sandstone from Midyan Basin, northwestern Saudi Arabia, Turkish Journal of Earth Sciences (TÜBİTAK).
- Al-Ramadan, K., Dogan, U., Senalp, M. (2013) Sedimentology and diagenesis of the Miocene Nutaysh Member of the Burqan Formation in the Midyan area (northwestern Saudi Arabia) Geological Quarterly, 2013, 57 (1): 165–174.
- Alsharhan, A. S., and M. G. Salah, 1994, Geology and hydrocarbon habitat in rift setting: southern Gulf of Suez, Egypt: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 42., p. 312–331.

- Alsharhan, A. S., and M. G. Salah, 1995, Geology and hydrocarbon habitat in rift setting: northern and central Gulf of Suez, Egypt: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 43, no. 2, p. 156–176.
- Alsharhan, A. S., and M. G. Salah, 1998, Sedimentological aspect and hydrocarbon potential of the Quaternary in the Gulf of Suez rifted basin, in A. S. Alsharhan, K. W. Glennie, G. L. Whittle, and C. G. St. C. Kendall, eds., Quaternary deserts and climatics changes: Rotterdam, Balkema, p. 531–538.
- Alsharhan, A.A., 2003. Petroleum Geology and potential hydrocarbon plays in the Gulf of Suez rift basin, Egypt, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology. No. 344, 77 p. Vol. 87, no. 1, pp. 143-180.
- Al-Saleh, A.M., A.P. Boyle and A.E. Mussett 1998. Metamorphism and Ar40/Ar39 dating of the Halaban ophiolite and associated units: evidence for two-stage orogenesis in the eastern Arabian Shield. Journal of the Geological Society, London, v. 155, p. 165–175.B
- akor, A.R., I.G. Gass and C.R. Neary 1976. Jabal Al Wask, northwestern Saudi Arabia: an Eocambrian back-arc ophiolite. Earth and Planetary Science Letters, 30, p. 1–9.
- Barakat, H., 1982, Geochemical criteria for source rock, Gulf of Suez: 6th Egyptian General Petroleum Corporation, Petroleum Exploration and Production Conference, v. 1, p. 224–251.
- Beydoun, Z.R., 1991, Arabian Plate Hydrocarbon Geology and Potential-A Plate Tectonic Approach, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology. No. 344, 77 p.
- Bosworth, W. 1993, Nature of the Red Sea Crust: a controversy revisited. Geology, v.21, p. 574-575.
- Bosworth, W. 1995. A high-strain rift model for the southern Gulf of Suez (Egypt) Rift Structure: Models and Observations. Special Publications. 80. London: Geological Society. pp. 75–102.
- Bosworth, W., and McClay, K.R. 2001. Structural and stratigraphic evolution of the Gulf of Suez Rift, Egypt: a synthesis. In Ziegler P.A.; Cavazza W.; Robertson A.H.F.; Crasquin-Soleau. Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins.
- Bosworth, W.; Huchon, P.; McClay, K.R. (2005). The Red Sea and Gulf of Aden Basins. Journal of African Earth Sciences. 43.
- Camp, V.E. 1986. Geologic map of the Umm Al Birak quadrangle, sheet 23D, Kingdom of Saudi Arabia. Saudi Arabian Deputy Min-

istry for Mineral Resources Geoscience Map GM-87, scale 1:250,000, with text, 40 p.

- Clark, M.D., 1986, Explnanatory notes to the geologic map of the Al Bad' Quadrangle, Kingdom of Saudi Arabia. Kingdom of Saudi Arabia. Geoscience Map Series GM81A, scale 1:250,00 sheet, 28A. Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources Resources, p. 46.
- Clifford, A. C., 1987, African oil—past, present and future, in M. T. Halbouty, ed., Future petroleum provinces of the world: AAPG Memoir 40, p. 339–372.
- Cocker, J.D and Hughes,G.W., 1993, Seawater strontium stratigraphy applied to anhydrites; Tertiary basins of the Saudi Arabian Red Sea. Abstract of paper presented at the Geological Society of Londan meeting 25-26 May 1993, Dating and Correlating Biostratigraphically Barren Strata.
- Coffield, D.Q., and Smale, J.L., 1987, Structural geometry and synrift sedimentation in an accommodation zone, Gulf of Suez, Egypt: Oil & Gas Journal, v. 85, no. 51, p. 56–59.
- Dullo, W.C., Hotzl, H., and Jado, R.A., 1983, New stratigraphical results from the Tertiary Sequence of the Midyan area, NW Saudi Arabia, Newsletter Stratigraphy, v. 12, no. 2., p. 75-83.
- El Ayouty, M.K., 1990, Petroleum geology, in R. Said, ed., The geology of Egypt: Rotterdam, Balkema, p. 567–599.
- Evans, A. L., 1990, Miocene sandstone provenance relations in the Gulf of Suez: insights into synrift unroofing and uplift history: AAPG Bulletin, v. 74, p. 1386– 1400.
- Ferguson G.S. and Senalp M., 1993, Sedimentology of the Nutaysh Formation (Burqan Group), and other stratigraphic insights; evidence from a field trip to the Midyan Area. Saudi Aramco Miscellaneous Report, 1001 (unpublished).
- Filatoff, J. and Hughes, G. W., 1996, Late Cretaceous to Recent Paleoenvironments of the Saudi Arabian Red Sea. Journal of Earth Sciences, v.22, no. 4, p. 535-548.
- Gardner, W.C., Khan, M.A. and Al-Hinai, K.G., 1996, Interpretation of Midyan and Sinai geology from a Landsat TM image. Arabian Journal for Science and Engineering, v. 21, no. 4A, p. 571-586.
- Garfunkel, Z., and Bartov, Y., 1977, The tectonics of the Suez rift: Geological Survey Survey of Israel Bulletin, v. 71, p. 1–44.
- Gass, I.G. 1981. Pan-African (upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian- Nubian Shield. In, A. Kroner (Ed.), Precambrian Plate Tectonics. Elsevier, p. 387–405.

- Gettings, M.E., Blank, H.R., Mooney W.D. and J.H. Healey 1986. Crustal structure of southwestern Saudi Arabia. Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 6,491-6,512.
- Girdler, R.W, and Styles, P. Two Stage Red Sea Floor Spreading. 1974. Nature 247 p.7–11.
- Hammouda, H., 1992, Rift tectonics of the southern Gulf of Suez: 11th Egyptian General Petroleum Corporation, Petroleum Exploration and Production Conference, v. 1, p. 18–19.
- Heybroek, F., 1965, The Red Sea Miocene evaporite basin, in Salt basins around Africa: London, Institute of Petroleum, p. 17– 40.
- Hughes, G.W., and Beydoun. Z.R., 1992, The Red Sea-Gulf of Aden: Biostratigraphy, Lithostratigraphy and Paleoenvironments. Journal of Petroleum Geology, v. 15, no.2, p. 135-156.
- Hughes, G.W., and Filatoff, J., 1995, New biostratigraphic constrains on Saudi Arabian Red Sea pre-and-synrift sequences. In. M.I. Al-Husseini (Ed.), Middle East Petroleum Geosciences, GEO'94 Gulf Petrolink, Bahrain, v.2, p. 517-528.
- Hughes, G.W., Johnson, R.S., 2005, Lithostratigraphy of the Red Sea Region. GeoArabia 3(10):49–126.
- James, N.P., Coniglio, M., Aissoui, D. M., and Purser, B.H., 1988, Facies and geologic history of an exposed Miocene-rift carbonate platform: Gulf of Suez, Egypt, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.72, no. 5, 555-572.
- Johnson, P.R. 1998. Tectonic map of Saudi Arabia and adjacents areas (scale: 1:4,000,000). Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources Open-File Report USGS-OF-97-3.
- Johnson, P.R., 2003. Post-amalgamation basins of the NE Arabian shield and implications for Neoproterozoic III tectonism in the northern East African orogen. Precambrian Res. 123, 321–338.
- Johnson, P.R. and Kattan, F.H., 2007. Geochronological dataset for Precambrian rocks in the Arabian Peninsula: a catalogue of U– Pb, Rb–Sr, Ar–Ar, and Sm–Nd ages. SGS-OF- 2007-3. Saudi Geological Survey, Jeddah, Saudi Arabia.
- Johnson, P.R., Kattan, F.H., Al-Saleh, A.M., 2004. Neoproterozoic ophiolites in the Arabian Shield: field relations and structure. In: Kusky, T.M. (Ed.), Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Developments in Precambrian Geology, Elsevier, pp. 129–162.
- Johnson, P.R., Stewart, I.C.F., 1995. Magnetically inferred basement structure in central Saudi Arabia. Tectonophysics 245, 37–52.
- Johnson, P.R., Woldehaimanot, B., 2003. Development of the Arabian–Nubian Shield: per-

spectives on accretion and deformation in the East African Orogen and the assembly of Gondwana. In: Yoshida, M., Windley, B.F., Dasgupta, S. (Eds.), Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. Geological Society, London, Special Publication, London, pp. 289–325.

- Kamal, R.A. and Hughes, G.W., 1995, An integrated multi-disciplinary approach in characterizing a new discovered reservoir in the onshore Midyan Basin, Saudi Arabian Red Sea. In, M.I. Al-Husseini (Ed.), Middle East Petroleum Geosciences, GEo'94. Gulf Petrolink, Bahrain, v.2, p. 571-578.
- Karpoff, R., 1957, Sur l'existance de Maastrichtian au nord Djiddah (Arabia Saoudite). Compte-rendu Sommaire des Seances de la Societe Geologique de France, no. 225, p. 1322-1324.
- Khalil, B., and W. M. Meshref, 1988, Hydrocarbon occurrences and structural style of the southern Suez Rift Basin, Egypt: 9th Egyptian General Petroleum Corporation, Petroleum Exploration and Production Conference, v. 1, p. 86–109.
- Khalil, S.M.; McClay K.R. 2001.Tectonic evolution of the NW Red Sea-Gulf of Suez rift system. In Wilson, R.C.L.; Whitmarsh, R.B.; Taylor, B.; Froitzheim, N. Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea. Special Publication. 187. Geological Society of London. pp. 453–473.
- Koeshidayatullah, A. I., Al Ramadan, K., Hughes, G.W., and Collier, R., 2014, Facies Distribution and High-Frequency Carbonate Cycles of Midyan Rift Basin: the Early Miocene Musayr Formation, Northwestern Saudi Arabia. AAPG Search and Discovery Article #90188 ©GEO-2014, 11th Middle East Geosciences Conference and Exhibition, 10-12 March 2014, Manama, Bahrain.
- Konert G, Afifi AM, Al-Hajri S, de Groot K, Al Naim ,A.A., Droste HJ. 2001. Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate. AAPG Memoir, 74: p. 483-515.
- Kröner, A. 1985. Ophiolites and the evolution boundaries in the late Proterozoic Arabian-Nubian Shield of northeast Africa and Arabia. Precambrian Research, v. 27, p. 277–300.
- Laboun, A. A. (2012) Did glaciers exist during Pleistocene in the Midyan region, northwest corner of the Arabian Peninsula? Arabian Journal of Geosciences, Volume 5, Issue 6, pp 1333-1339.
- Lyberis, N., (1988). Tectonic evolution of the Gulf of Suez and the Gulf of Akabe, Tectonophysics, Volume 153, Issues 1-4 October 1988.

- McKenzie, D.P; Davies, D.; and Molnar, P. 1970. Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa. Nature 226, p. 243–248.
- Meshref, W.M., Abu Karamat, M.S. and Gindi, M., 1988, Exploration concepts for oil in the Gulf of Suez: 9th Egyptian General Petroleum Corporation, Petroleum Exploration and Production Conference, v. 1, p. 1–24.
- Motti, E., Teixido, L., Vazques-Lopez, R. andVial, A., 1982, Magna Massif Area: Geology and Mineralization. Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources Open File Report BRGM-OF-02-16, 44 p.
- Nehlig, P., Genna, A. and Asfirane, F., 2002, A review of the Pan-African evolution of the Arabian Shield, GeoArabia, Vol. 7, No. 1, Gulf PetroLink, Bahrain.
- O'Connor, T.E., and Kanes, W.H. 1984, Tectonic evolution and sedimentary response: a hydrocarbon accumulation model of the eastern north African continental margin, in Proceedings of the Seminar on Source and Habitat of Petroleum in the Arab Countries: Kuwait, Organization of Arab Petroleum Exporting Countries (OAPEC), p. 543–576.
- Pallister, J.S., J.S. Stacey, L.B. Fischer and W.R. Premo 1987. Arabian Shield ophiolites and late Proterozoic microplate accretion. Geology, v. 15, p. 320–323.
- Patton, T. L., Moustafa, A. R., Nelson, R. A. and Abdine, S. A., 1994, Tectonic Evolution and Structural Setting of the Suez Rift: Chapter 1: Part I. Type Basin: Gulf of Suez. Interior Rift Basins, Memoir Book (59).
- Quick, J.E. 1991. Late Proterozoic transpression on the Nabitah fault system, implications for the assembly of the Arabian Shield. Precambrian Research, v. 53, p. 119–147.
- Rashed, A., 1990, The main fault trends in the Gulf of Suez and their role in oil entrapment: 10th Egyptian General Petroleum Corporation, Petroleum Exploration and Production Conference, v. 1, p. 143–178.
- Remond, C. and Teixido, 1980, Geological and Mineral Exploration of the sedimentary cover between Al Bad' and Al Muwaylih. Bureau de Researches et Geologiques et Mineres Open-File Report JED-OR 80-26, 79 p.
- Said, R., 1962, The geology of Egypt: Amsterdam, Elsevier, 317 p.
- Salah, M. G. and A. S. Alsharhan, 1998, The Precambrian basement: a major reservoir in the rifted basin, Gulf of Suez: Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 19, p. 201–222.
- Saoudy, A. M., 1990, Significance of NE cross faults on oil exploration in the southern Gulf of Suez area, Egypt: 10th Egyptian

General Petroleum Corporation, Petroleum Exploration and Production Conference, v. 1, p. 104–143.

- Schlumberger, 1995, Well evaluation conference, Egypt: Paris, France, Schlumberger, 87 p.
- Sharland, R.P., Archer, R., Casey, R.B., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, 2001, Arabian Plate Sequence Stratigraphy. GeoArabia Special Publication 2, Gulf Petrolink, Bahrain, 371 p., 3ith 3 charts.
- Smale, J.L, Thunell, R.C. and Schamel, S., 1988, Sedimentologic evidence for early Miocene fault reactivation in the Gulf of Suez: Geology, v. 16, p. 113–116.
- Stern R.J., 1985, The Najd Fault System, Saudi Arabia and Egypt: a late Precambrian rift re lated trans form sys tem? Tectonophysics, 4 (5): 497–511.
- Stern R.J. 1994. Neoproterozoic (900–550 Ma) arc assembly and continental collision in the East African orogen: implicationss for the consolidation of Gondwanaland. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22, p. 319–351.
- Stern, R.J. and Abdelsalam, M.G., 1998. Formation of continental crust in the Arabian– Nubian shield: evidence from granitic rocks of the Nakasib suture, NE Sudan. Geol. Rundsch. 87, 150–160.
- Stern, R.J., Johnson, P.J., Kröner, A. and Yibas, B., 2004. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian–Nubian Shield. In: Kusky, T. (Ed.), Precambrian Ophiolites. Elsevier, Amsterdam, pp. 95–128.
- Stern, R.J. and Johnson, P.R., 2008. Do variations in Arabian plate lithospheric structure control deformation in the Arabian–Eurasian convergence zone? Donald D. Harrington Symposium on the Geology of the Aegean. IOP Conf. Series. Earth & Environ. Sci. 2. doi:10.1088/1755-1307/2/1/012005.
- Stern R.J and Johnson P. 2010. Continental lithosphere of the Arabian Pate; a geologic, petrologic, and geophysical synthesis. Earth-Sci Rev 101(1-2):29-67.
- Stoeser, D.B. and Camp, V.E., 1985. Pan-African microplate accretion of the Arabian Shield. Geol. Soc. Am. Bull. 96 (7), 817–826.
- Stoeser, D.B. and Frost, C.D., 2006. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian Shield terranes. Chem. Geol. 226, 163–188.
- Stoeser, D.B. and Stacey, J.S., 1988. Evolution, U– Pb geochronology, and isotope geology of the Pan-African Nabitah orogenic belt of the Saudi Arabian shield. In: El-Gaby, S., Greiling, R.O. (Eds.), The Pan-African Belt of NE Africa and Adjacent Areas. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig, pp. 227–

Riftin of the Red Sea and Stratigraphc evolution of Midyan Basin

289.

- Sultan, M., Stern, R.J.; Arvidson, R.E., Shore, P., and Becker, R. 1993. Nature of the Red Sea Coast. A Controversy Revisited: Reply. Geology, v. 21, p. 575-576.
- Şenalp, M. 1974. Tertiary Sedimentation in Part of the Çankırı-Çorum Basin, Central Anatolia. (Yayınlanmamış doktora tezi, Imperial College of Science Technology, London, sayfa 386).
- Şenalp, M. 1981. Çankırı-Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki karasal formasyonların sedimantolojik incelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt, 24, sayı 1, sayfa, 66.
- Şenalp, M. 1981. Çankırı-Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki Eosen turbidit olistostrom ve olistolit fasiyesleri: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, sayfa 93.
- E., and Tawadros, T. 2000. Geology of Egypt and Libya. p. 500.
- Tewfik, N., 1988, An exploration outlook on the northern Gulf of Suez, Egypt: 9th Egyptian General Petroleum Corporation, Petroleum Exploration and Production Conference, v. 1 p. 24–45.
- Younes, A. I., Engelder, T., Bosworth, W. 1998. Fracture Distribution in Faulted Basement Blocks: Gulf of Suez, Eygpt. M. P. Coward, T.S.Dalbatan, H.Johnson (Eds.), Structural Geology in Reservoir Characterisation, Geol. Soc., London, Special Publications, 127, pp.167-190.
- Younes, A. I., McClay, K. 2002. Development of Accomodation Zones in the Gulf of Suez-Red Sea Rift. Egypt. AAPG Bulletin. 86 (6): 1003–1026.
- Young M.J., Gawthorpe R.L. and Sharp I.R., 2000, Sedimentology and sequence stratigraphy of a transfer zone coarse-grained fandelta, Miocene Suez Rift, Egypt. Sedimentology, 47: 1081–1104.
- Vail, J.R. 1985. Pan-African (Late Precambrian) tectonic terrains and the reconstruction of the Arabian-Nubian Shield. Geology, v. 13, p. 839–842.
- Vail, J.R. 1987. Late Proterozoic tectonic terrains in the Arabian-Shield and their characteristic mineralization, Geological Journal.
- Zahran, M.E., and Meshref, W., 1988, The northern Gulf of Suez basin evolution, stratigraphy and facies relationship: 9th Egyptian General Petroleum Corporation, Petroleum Exploration and Production Conference, v. 1, p. 110–126.

# SEISMIC INTERPRETATION AND RESTORATION OF A FOREARC BASIN SYSTEM OFFSHORE, NEW ZEALAND

# YENİ ZELANDA AÇIK DENİZİNDE YER ALAN YAYÖNÜ BASEN SİSTEMİNİN SİSMİK YORUMU VE YAPISAL RESTORASYONU

# Umut IŞIKALP

# Türkiye Petrolleri Genel Müdürlüğü, 06100, Çankaya-ANKARA uisikalp@tp.gov.tr

# ABSTRACT

The study area is located in the offshore, North Island of New Zealand in an active forearc basin. Although there has been no commercial petroleum production to date, oil and gas seeps throughout the onshore portion of the basin and oil and gas shows encountered in several wells, suggest an active petroleum system. Since the basin is an active forearc basin, the stratigraphic and structural evolution is complex.

In this study, seismic interpretation and 3D visualization were used in order to understand the stratigraphic and structural development of the basin. Midland Valley's 2DMove software was used to restore 2D cross sections in order to understand the evolution of the active forearc basin and the components related to the active subduction occurring beneath the Australian plate. The 3D geological models, constructed for the Pliocene, Top Miocene and Middle Miocene, suggest that the location of the depocenters from Middle Miocene to Pliocene age migrated towards the northeast and the major faults trending northwest-southeast controlled the dimension and geometry of the depocenters.

Restorations demonstrate the shortening due to the oblique subduction of the Pacific plate beneath the Australian plate and provide the following insights into the evolution of the forearc basin. The forearc basin features, including accretionary wedge, trenches, and slopes, are interpreted on the restored models. The restored section of 05CM-01 indicates 17 km shortening of the Cretaceous rocks and 22 km shortening of the Miocene rocks. In addition, the restored section of 05CM-03 line also indicates an approximately 4 km of shortening from Middle Miocene to present. The shortening rate calculated from the balanced cross sections across the forearc basin is 2-6 mm/year from subduction initiation to present.

In the big picture, calculated rates indicate that 5-15% of margin normal plate motion is taken up by the forearc basin deformation. The subduction slab takes up 80% of the current convergence, the remaining 5-15% of margin-normal motion is taken

up by the Taranaki Thrust or other onshore shortening structures.

**Keywords:** seismic interpretation, structural geology, palinspastic reconstruction, forearc basin, compressional tectonics.

### ÖΖ

Erken Miyosen'de başlayıp günümüzde halen devam etmekte olan Pasifik kıtasının Avusturalya kıtasının altına dalmasına cevaben oluşmuş aktif yayönü havzası, Yeni Zelanda'nın Kuzey Adası'nın doğusunda yer almaktadır. Günümüzde ticari bir petrol-gaz üretimi olmamasına rağmen, basenin kara alanında haritalanmış yüzlerce petrol ve gaz sızıntısının olması, açılan kuyuların büyük bir çoğunluğunda petrol ve gaz emarelerine rastlanılması aktif bir petrol sisteminin varlığına işaret etmektedir. Aktif tektonizmanin etkilerinin günümüzde de devam etmesinden kaynaklı, basenin stratigrafik ve yapısal evrimi oldukça karmaşıktır.

3 boyutlu ve 2 boyutlu sismik veri, sekans stratigrafik ve yapısal yoruma yönelik metodlar kullanılarak yorumlanip, üç boyutlu jeolojik model oluşturuldu. Erken Miyosen'de başlayan şıkışma tektoniğiyle birlikte basenin günümüze kadar geçirdiği evrimi ve aktif dalma-batmanın ortava çıkardığı jeolojik unsurları anlamak için 2 adet baseni tanımlayan sismik kesitler secilerek palinspastik restorasyon yapıldı. Oluşturulan Pliyosen, Üst ve Orta Miyosen yaşlı çökeller için jeolojik modeller üzerinden çökelim alanları belirlenip, Orta Miyosen'den Pliyosen'e kadar cökelim alanlarının tektonik etkiyle kuzeydoğuya doğru göç ettirildiği ve kuzeybatı-güneydoğu istikametli büyük faylarla geometrilerinin ve de büyüklüklerinin sınırlandırıldığı ortaya konuldu.

Restore edilmiş kesitlerden oblik dalma batmanın basen üzerinde meydana getirdiği sıkışmadan kaynaklı kısalma hesaplanıp, yayönü baseninin Kretase'den günümüze geçirdiği evrim modellendi. 05CM-01 numaralı sismik hattın restorasyonuyla, Kretase çökelleri 17 kmlik, Üst Miyosen çökelleri 21 kmlik, Orta Miyosen 20 kmlik ve son olarak Üst Pliyosen için 11 kmlik kısalmalar hesaplandı. Ek olarak, 05CM-03 numaralı sismik hattan da Üst Miyosen'den günümüze 4 kmlik bir kısalmanın olduğu hesaplandı. Balans edilmiş kesitlerden hesaplanan marjine dik olan kısalmanın yıllık 2-6 mm arasında olduğu ölçülmüştür.

Büyük resme bakıldığında, hesaplanan kısalmanın marjine dik plaka hareketinin %5-15'ine tekabül ettiği ve yayönü basenindeki deformasyona karşılık geldiği söylenebilir. Marjine dik hareketin %80i batan levhanın hareketi için gerekliyken, geriye kalan %5-15 ise adanın kara alanındaki Taranaki Bindirmesi ve de diğer küçük çaplı sıkısma vapılarına karşılık qeldiği ortava konmustur.

Anahtar kelimeler: sismik yorum, yapısal jeoloji, palinspastik restorasyon, yayönü baseni, sıkışma tektoniği.

# INTRODUCTION

The study area is located in the offshore, North Island of New Zealand in an active forearc basin, lies in between the Hikurangi subduction margin and the axial ranges of the North Island (Figure 1). The major structural elements of the basin consist of the Hikurangi trough, an accretionary wedge with several thrust-related ridges and associated slope basins, a forearc domain, the 1700m-high axial ranges and a southward propagating continental backarc rift and volcanic arc system (Taupo Volcanic Zone) (Cole and Lewis, 1981; Barnes et al., 2002; Lamarche et al., 2006). Obligue subduction of the Pacific plate beneath the Australian plate commenced at about 25 Ma (Ballance, 1976; Rait et al., 1991; Kamp et al., 1999; Stern et al., 2006) and is still actively occurring beneath the Australian



Figure 1. Location map of the East Coast basin, New Zealand. The boundary of the study area is shown in red. Modified from Christianson (2008).

**Şekil 1.** East Coast Baseni'nin yerini gösteren bulduru haritası. Çalışma alanının sınırı kırmızı ile gösterildi.

plate with a rate of 42-48mm/year offshore (Nicol et al., 2007). Shortening and inversion mainly characterize the margin setting. The process of subduction is largely responsible for the tectonic features of the basin including anticlines, synclines, thrust faults, and inversion structures (Figure 2). Although there has been no commercial petroleum production to date, oil and gas seeps throughout the onshore portion of the basin and oil and gas shows encountered in several wells, suggest an active petroleum system. Since the basin is an active forearc basin, the stratigraphic and structural evolution is complex. proximately an area of 600 km2. Hawke Bay-1 is the only well within the study area and ties to a 2D line. Interpretation and mapping of these data were undertaken using Schlumberger's Petrel software package.

# PLATE TECTONIC HISTORY

From Late Cretaceous to Early Eocene times, the East Coast basin was affected by the rifting caused by regional tension associated with the separation of New Zealand from Australia/Antarctica. Many studies (Uruski, 1994; Davies et al., 1998; Haskell, 2002) indicate that much of the Cre-





**Şekil 2.** East Coast Baseni'ndeki yapısal unsurlar: bindirme fayları, normal faylar, antiklinaller, senklinaller ve inversion yapıları.

#### DATA

The data set available for the study consists of digital 2D and 3D seismic reflection data and well data. The 2D survey contains 46 NE-SW and NW-SE oriented lines running parallel and perpendicular to each other across an area of approximately 2800 km2 of the study area. The 3D data are bounded between inline 1969 and 3159 NW and between crossline 840 and 4640 NE, covering ap-

taceous was deposited across a continental margin; facies include shelf sandstone, slope channels, and turbidite fans, as well as thick marine mudstone. In the offshore East Coast basin, the Early Cretaceous was part of the active convergent plate margin of Gondwana, while the Mid to Late Cretaceous was under extensional tectonics resulting from sea floor spreading (Laird et al., 2003). In Oligocene times, the East Coast basin was dominated by carbonates with fine calcareous mudstone and siltstone present. During the Early Miocene, the East Coast basin was compressed after the initiation of the Hikurangi subduction. Southward verging thrusts are identified, as a set of sheets of Cretaceous and Paleocene rocks which were interpreted to have been thrust or slid by gravity into their present position.

# PRESENT DAY PLATE TECTONICS

The East Coast basin is bounded by an uplifted and semi-emergent accretionary wedge to the east and an elevated fault bounded frontal ridge underlain by indurated Mesozoic basement to the west (Bland and Kamp, 2006). Oblique subduction of the Pacific plate beneath the Australian plate commenced at about 25 Ma (Ballance, 1976; Rait et al., 1991; Kamp et al., 1999; Stern et al., 2006) and is still actively occurring beneath the Australian plate with a rate of 42-48 mm/year offshore (Nicol et al., 2007). Shortening and inversion mainly characterize the margin setting. The process of subduction is largely responsible for the tectonic features of the basin including anticlines, synclines, thrust faults, and inversion structures. Timbrell (2005) and Nicol/Uruski (2005) described the structural style and deformation mechanisms of the margin. A series of major normal faults are present in the basin and downthrowning to the east or southeast. Some of the faults are known to be normal reactivations of the antecedent reserve faults from the combined outcrop and seismic data.

Due to the subsequent severe folding and shortening, parallel depositional geometries show apparent onlap and downlap features that cause interpretation difficulties. The forearc basin overlies a terrigenous succession of at least 5 km thick comprised of dominantly deep-water marine sediments. The basin fill is known to be more than 10 km thick according to the East Coast Fact File Report published on The Ministry of Economic Development website. The depth conversion of the seismic data also suggests a maximum thickness of approximately 14 km of basin fill.

# STRATIGRAPHY

The stratigraphy of the East Coast basin has been studied extensively by many authors; Leslie (1971 a, 1971b), Moore (1988, 1989), Lewis and Pettinga (1993), and Ballance (1993b).

The basement rocks of the study area are the Triassic to Early Cretaceous age, indurated and strongly deformed sandstones and mudstones of Torlesse Supergroup (Browne, 1986). The deposition of deeper water mudstone facies with occasional incursions of fan sandstones occurred in the Paleogene, after the spreading of the sea floor stopped in the Tasman Sea in the Late Paleocene, and was followed by the regional thermal subsidence of the East Coast passive margin (Uruski, 1994). Paleocene units in the onshore comprises of the upper part of the Whangai and Waipawa formations. The Paleogene was dominated by the mudstones, which includes bentonites, thought to be act as effective regional seals (Uruski, 1994).

The sediments of the Miocene were affected by the initiation of the Hikurangi margin. Faulting became compressional and uplift of the coastal tectonic zone are present in the offshore Hawke Bay region. Early Miocene sediments are dominantly mudstone but some parts of the basin sandstone formations. Miocene reservoirs, in which are thought to be the best reservoirs for the region, are formed between rising anticlinal ridges of the basin (Christianson, 2008). The Late Miocene consists of deep water mudstones, siltstones, and tuff beds which should provide effective seals over the sandstone formations (Uruski, 1994). The Pliocene/Pleistocene sediments are characterized by limestones in the onshore portion of the basin. The limestone bands are encountered between thick muddy sandstone and sandy mudstone deposits (Uruski, 1994).

# **PETROLEUM SYSTEMS**

Numerous seeps and stains have been investigated and mapped in the onshore East Coast basin indicating an active petroleum system. Two oil prone source rocks --Waipawa and Whangai Formations - have been identified and mapped throughout the basin. The TOC content of the Waipawa Formation ranges from 4.5 to 12wt. % averaging 5wt. %, with a thickness up to 70 meters (Killops et al., 2000). The Whangai Formation has a lower TOC content ranging from 0.2 to 1.5wt. % -averages 1 wt. %. with a thickness up to 600 meters. Both source rocks have oil and gas generation potential (Field et al., 1997). The study conducted by Funnell et al. (2002) suggested that the known source rocks in the region, the Waipawa Formation black shale and the Whangai Formation should be widely mature for oil and gas in large areas offshore.

Numerous potential reservoir rocks with depositional facies ranging from shallow shelf to deep submarine clastics are present throughout the basin. Miocene and younger strata have better reservoir quality than the older formations (Field et al. 1995). The Miocene section has good porosity characteristics and is known to be the most favorable section for good reservoir quality sandstone (Christianson, 2008). Elongate intra-slope basins developed between thrust ridges, shelf sandstone slope channels, and turbidite fans are the most significant targets for hydrocarbon exploration. The conceptual, large scale, paleogeographic model for the northern Hawke Bay area created for the Middle Miocene Tunanui Formation, suggests that thick sands are in structural lows and should be considered as potential reservoir units as much as structural highs. Applying this concept to our study area can help us to predict new potential reservoir locations. The rocks that formed the East Coast basin were deposited in a marine setting, thus finegrained marine sediments such as mudstone and shales provide effective seals for hydrocarbon entrapment. However, intense faulting and folding present in the basin may cause a loss of seal capacity and leakage to occur. The traps are mostly structural, anticlinal or fault bounded and related to development of the forearc basin. During the Miocene compressional event structural traps, such as anticlines, formed trap targets for the area.

# SEISMIC INTERPRETATION

Due to a lack of sufficient well data, seismic interpretation was done mainly based on seismic reflector characteristics. The horizon interpretations on the 2D line were carried over the 3D seismic volume in the area where no well data available. In addition; changes in reflector dip, seismic reflection terminations (such as truncations, onlaps, downlaps, toplaps), erosional unconformities and angular unconformities are used to identify and track the horizons through the data volume. Three horizons with ages of Top Pliocene, Top Miocene, and Middle Miocene were identified on all interpreted seismic profiles, while two additional horizons of Miocene age were interpreted in the 3D survey. However, only the horizons -Top Pliocene, Top Miocene, Middle Miocene- that were supported by the available data and literature were picked with certainty across the data. Due to the basins close proximity to the Hikurangi subduction margin between the Pacific and Australian plates, faults are abundant in the area of interest.

Before picking the faults on the 3D volume, Petrel Ant Tracking was performed to obtain an idea of the trends of the faults in the 3D area. The various types of faults –such as normal faults, listric faults, thrust faults, imbricate faults, mega splay faults and inverted-normal faults- are identified in the 2D and 3D seismic data All interpreted 2D lines and 3D survey from Top Pliocene to the detachment are shown in Figure 3. Inverted anticlines, normal faults and their related structures, such as pull-ups, are recognized on the 3D survey Figure 4.

In the 3D survey area, the fault and horizons picks are used to construct a geologically realistic 3D model. For each horizon; Pliocene (Figure 5a), Top Miocene (Figure 5b), and Middle Miocene (Figure 5c), 3D horizon models are built and helped investigate topographic highs and lows. depocenters, and faults that cut through the structural features in the time interval of each horizon. Fault models generated based on picks on the 3D survey mainly trend NE-SW direction. Combining inline, crossline, time-slice, overlapping 2D line data help to evaluate the consistency and thoroughness of the fault models across the 3D survey. 3D model of the Pliocene time interval indicates that the depocenters are located in the northeastern part of the 3D survey area. In addition, in the center and southeastern part of the basin minor depocenters exist. From Miocene to Pliocene age, 3D models demonstrate a change in depocenter locations moving to the northeast. The cold colors rep-



Figure 3. Interpreted 2D lines of the study area. The red line on the inset map shows the visible 2D lines on the map.

Şekil 3. Yorumlanmış 2 boyutlu sismik kesitler. Kırmızı ile işaretlenmiş alandaki hatların görünümü.

Seismic Interpretation and Restoration of a Forearc Basin System Offshore...



Figure 4. Inversion fold and associated structures–growth strata, pull-up, and inverted normal fault- are shown on an inline -2533-.

**Şekil 4.** Inversion kıvrımı ve ilgili yapılar–büyüme yapısı, hız çekmesi, ve inversiona uğramış normal fayın inline 2533 üzerindeki gösterimi.

resent topographic lows while the warm colors represent topographic highs in the study area. The fault models show that the development of depocenters and their unity were constrained by NE-SW faults and can clearly be seen on Figure 6.

### STRUCTURAL RESTORATION

Structural restoration is an important procedure used to validate interpretations by undeforming the rocks to their original depositional geometry. Restored sections provide insights into the depositional and tectonic evolution of basins.

In this study, the 2D seismic profiles -05CM-01 and 05CM-03- were chosen for structural restoration. The 05CM-01 profile is approximately 150 km long, showing all the important features of the forearc basin such as ridges, slopes, accretionary wedge, inversion structures, and thrust complexes. The 05CM-03 profile is approximately 90 km long and the second most appropriate section for restoration, since most of other 2D lines are too short in terms of providing useful information about the evolution of the forearc system. After all of the horizon, fault, and construction lines are tidied up, polygons are created for each horizons.

Since all the data are in two-way travel time (TWT), depth conversion was required for a valid restoration process. Air gun well velocity survey was used for depth conversion to estimate average seismic velocities, based on interval velocities derived from calibrated log data. Due to lacking of depth coefficient data, constant values of shales, mudstones, and clays in the literature are used in order to make the depth conversion reasonable. The process of reconstruction is summarized in Figure 7.

In this study, I sequentially restored two-depthconverted seismic profiles traversing the depocenter of the basin to determine the subsidence history and determine the timing of trap formation. The restorations also provided insights into the paleotopographic evolution of the basin.

The methodology used for the restoration consists of 3 steps. The first step is to restore faults and folds using the proper algorithms that were provided by 2DMove. Fault parallel flow algorithm



**Figure 5.** a) 3D geological model for the Top Pliocene. b) 3D geomodel for the Top Miocene. c) 3D geomodel for the Middle Miocene. For each figure, purple areas are the topographic lows and showing the depocenters.

Şekil 5. a) Üst Pliyosen 3B jeolojik modeli. b) Üst Miyosen 3B jeolojik modeli. c) Orta Miyosen 3D jeolojik modeli. Bütün resimlerde mor alanlar topoğrafik olarak alçak yerleri ve çökelim alanlarını göstermektedir.



**Figure 6.** Faults models shown on a time-slice map. Note the consistency between 3D faults models and faults present on time-slice data. Depocenters are also recognizable.





**Figure 7.** A workflow for the structural restoration of a cross section. **Şekil 7.** Kesitin yapısal restorasyonu için izlenen iş akışı.

is used to restore the highly complex thrust fault systems. Fold restorations are performed by Line Length Unfolding feature in 2DMove which maintains constant line lengths. The second step of the restoration is to edit the inconsistencies after restoring the faults and folds and removing the pins that were used to unfold the folds –pin describes the surface of zero slip during the folding process. The third step is to remove the effects of sediment loading using the decompaction tool.

Decompaction is an important step in terms of obtaining a precise geometry of the reconstructed structures in regions. For a valid decompaction process, the thickness, age, porosity, and depth of the units should be determined. When dealing with multiple layers of stratigraphic units, the decompaction should be done individually at each stage to obtain a complete evolution of the tectonic subsidence. Compaction coeffecients were assumed by estimating the dominant proportions of sands, shales, limestone of each individual seismic unit.

The restoration results are represented sequentially from Cretaceous period to present time, including 5 stages of reconstruction Figure 8. The basin was under extensional tectonics resulting from sea floor spreading during the Cretaceous, thus there is no evidence of subduction seen on the restored section (Figure 8e). When the subduction initiated, the effects started to be seen on the restored section of the Middle Miocene. Cretaceous rocks had been shortened by the tectonic forces and changed their shapes.

The accommodation that was created onto the subducted portion of Pacific plate filled with the Miocene sediments and formed the accretionary wedge. The model suggests that the length of the section extended due to the sediments deposited down dip; however, the Cretaceous measurements indicated an approximately 6 km of shortening. Small-scale faults associated with the subduction were also developed and recognized (Figure 8d). Gentle slope basins began to form at the base of the lower slope where sediments accumulated between adjacent thrust faults in the Top Miocene restored section. Slope basins and trench fills present on the accretionary wedge of the developing forearc basin. As stated by Leeder (1999) "the efficiency of the forearc traps increases as ridgelike barriers form by accretionary off scrapping at the trench-slope break". While the basin continued to develop with the deposition of Mid-Miocene units, the Cretaceous rocks were compressed by



Figure 8. Restored cross section (05CM-01). From top to bottom, a) present b) Top Pliocene, c) Top Miocene, d) Middle Miocene, and e) Cretaceous. Vertical exaggeration ratio is ~ 3:1.

Şekil 8. Restore edilmiş kesit (05CM-01). Yukarıdan aşağıya sırasıyla, a) güncel b) Üst Pliyosen, c) Üst Miyosen, d) Orta Miyosen, ve e) Kretase. Düşey abartma yaklaşık 3:1.
the subduction and shortened approximately 3 km and the water column got shortened more (Figure 8c). The distribution of trench sediment infill increases with the continuation of the subduction from Middle Miocene to Plioecene-Pleistocene. The slope-trench break becomes distinctive at the Pleistocene-Pliocene section. Depocenters between thrust ridges took their shapes. The compressional effects of the subduction can still be recognized on the model. The shortening rates measured for the Cretaceous and Middle Miocene and Top Miocene sections are 4, 8 and 9 km, respectively, at this stage of the basin evolution period (Figure 8b). From Pliocene to date; the basin has still been under the influence of the Hikurangi subduction, most of the water column filled with sediments. The compressive forces shortened the Cretaceous rocks at around 4 km in this stage. The shortening rates measured for the Middle Miocene and Top Miocene rocks are 9 and 11 km, respectively (Figure 8a). Table 1a presents the length of the Cretaceous units measured on the restored sections as described above. Table 1b presents the total lengths of the each section.

- Table 1. a) The length of the Cretaceous units<br/>measured on the restored section of<br/>05CM-01 with respect to the geological<br/>age. Note the shortening of the Creta-<br/>ceous units through time. b) The length<br/>of the cross sections measured on the<br/>restored sections of 05CM-01 with re-<br/>spect to the geological age. c) The<br/>length of the cross sections measured<br/>on the restored sections of 05CM-03<br/>with respect to the geological age.
- Tablo 1. a) Restore edilmiş kesit (05CM-01) üzerinden ölçülmüş Kretase uzunluklarıyaşa göre sıralı. Günümüze kadar ki kısalmaya dikkat edin. b) 05CM-01 kesidi üzerinden ölçülmüş uzunlukların gösterimi, yaşa göre sıralı. c) 05CM-03 kesidi üzerinden ölçülmüş uzunlukların gösterimi, yaşa göre sıralı.

| (a)      | Stages         | Total Length (km) |
|----------|----------------|-------------------|
| <i>V</i> | Present        | 111.4             |
| 24       | Top Pliocene   | 115.6             |
| 2        | Top Miocene    | 119.6             |
|          | Middle Miocene | 122.5             |
| 2        | Cretaceous     | 128.7             |
| (b)      | Stages         | Total Length (km) |
|          | Present        | 148               |
|          | Top Pliocene   | 159.8             |
|          | Top Miocene    | 170.4             |
| i        | Middle Miocene | 139               |
|          | Cretaceous     | 128.7             |
| (C)      | Stages         | Total Length (km) |
|          | Present        | 89.5              |
|          | Top Pliocene   | 90.4              |
|          | Top Miocene    | 91.2              |
|          | Middle Miocene | 93.4              |
| 3        | Cretaceous     | 90.5              |

The restored 05CM-03 line extends over a length of 89.5 km and does not provide more information about the forearc evolution; since it does not even reach to the accretionary wedge. The compression rate is relatively small due to the location of the seismic line. However, the compressional effects of the present subduction can be seen on the models (Figure 9).

From Cretaceous to Middle Miocene, the basin appears to be developed without affected by the influence of the subduction. The length measurement of the section suggests a small-scale extension occurring from Cretaceous to Middle Miocene (Figure 9d-e). The fold structure present in the middle portion of the cross section is thought to be the product of the compression and might be formed during an uplift related to on-going compression. The uplifted section of the Top Miocene units eroded away and deposited to the east where the sediment deposition is higher. Note that, the water column of the section also gets narrower while the basin continues to grow (Figure 9c). Since the eroded parts of the Top Miocene and Pliocene sections constructed back, the assumption is that the uplift and erosion have taken place in this stage. The cross section length presented in Table 1c points out that the basin shortened at approximately 2 km from Top Miocene to present (Figure 9).

# DISCUSSION

The rate of geological shortening calculated from the restored section of this study for the upper plate is 2-6mm/year corresponding to 5-15% of plate convergence rate. The remaining 85-95% of plate motion could be explained by the different factors listed below:

1) plate subduction accommodating the marginnormal slip;

2) strike-slip faulting (North Island Dextral Fault System, Wellington Fault) in the upper plate (Figure 10) accommodating the margin parallel-slip;

3) clockwise rotation of the eastern North Island accommodating the margin parallel-slip.

With the information derived from previous studies, most (60-90%) of the margin-parallel component of relative motion is known to be accommodated by the clockwise rotation in the North Island (Nicol et al., 2007). Nicol et al. (2007) state that rotations could accommodate all the margin parallel motion from Oligocene to 1-2 Ma. Strike-slip faults onshore have been active in the last 1-2 Ma and could be responsible for the remaining 10-30% of the margin-parallel motion of the basin. Geological and GPS datasets suggest that the block rotation could account for about 20 and 90% of the margin-parallel component of relative motion (Nicol and Wallace, 2007). Wallace et al. (2004) also conclude that 25-65% of the margin-parallel motion in the North Island was accom-



Figure 9. Restored cross section (05CM-03). From top to bottom, a) present, b) Top Pliocene, c) Top Miocene, d) Middle Miocene, and e) Cretaceous. Vertical exaggeration ratio is ~3:1.

Şekil 9. Restore edilmiş kesit (05CM-03). Yukarıdan aşağıya sırasıyla, a) güncel, b) Üst Pliyosen, c) Üst Miyosen, d) Orta Miyosen, ve e) Kretase. Düşey abartma yaklaşık ~3:1.

modated by the clockwise rotation of the basin, which is similar to the Cascadia forearc where rotation accommodates most of the margin-parallel component of the relative motion (McCaffrey et al., 2007). Paleomagnetic and geodetic data indicate a clockwise rotation of around 4o/Myr for the Hikurangi margin (Walcott, 1994; Wallace et al., 2004; Nicol et al., 2007). The increase in finite rotations with rock age also suggests that the clockwise rotation of the margin has been occurring for more than 15 Myr (Walcott, 1984; Rowan et al., 2005). The North Island Dextral Fault system, including Wellington and Wairarapa faults, onshore may also accommodate some of the margin-parallel motion; however, no data are available for high rates of strike-slip faulting that could take up most of the margin-parallel component.

In the active Hikurangi margin in the present day setting, 80% of the current convergence is taken up by the subducting slab as stated by Nicol et al. (2007). In this study, the calculated shortening across the forearc basin takes up the 5-15% of the margin normal motion of the basin. The remaining 5-15% of margin normal motion could be taken up by the Taranaki Thrust or other onshore shortening structures (Figure 10).

At the southern end of the Hikurangi margin, the Alpine and Marlborough Fault systems (Figure 10) accommodate at least 70-75% of the relative plate motion (Norris and Cooper, 2001; Sutherland et al., 2006), which is analogous to the San Andreas Fault System where most of the relative plate motion is taken up by large strike-slip faulting (Yeats and Berryman, 1987). Table 2 summarizes the



Figure 10. Cross section showing the structures of the North Island that accommodate the margin-normal shortening. Percentages represent the margin-normal motion that the structures accommodate the minor component of the margin-parallel motion. Modified from Nicol et al. (2007).

- **Şekil 10.** Kuzey Adası'ndaki kıtaya dik kısalmayı karşılayan yapıların -yüzde olarak karşılıkları da belirtilerek- kesit üzerinde gösterimi.
- **Table 2.** Table shows the structures that accommo-<br/>dates the margin-parallel and margin-nor-<br/>mal motion of the basin.
- **Tablo 2.** Kıtaya dik ve paralel hareketi karşılayan yapıları gösteren tablo.

| Margin-Normal Motion                                     | Margin-Parallel Motion |                         |   |
|--|------------------------|-------------------------|---|
| Plate Subduction   | 80%                    | Vertical Axis Rotations | 70-90%  |
| Forearc Basin Shortening                                 | 5-15%                  | Strike-slip Faulting    | 10-30%  |
| Taranaki Thrust (other onshore<br>shortening structures) | 5-15%                  |                         | the second second second second second second se |

structures that are responsible to accommodate the margin-parallel and margin-normal motions of the basin.

As mentioned in previous chapters, an active petroleum system is known to be present in the study area. Oil and gas seeps investigated and mapped throughout the onshore North Island and wells drilled with significant oil and gas kicks prove the presence of source rocks. Geochemical (Rogers et al., 1999) and thermal modeling (Field and Uruski, 1997) studies revealed that two source rocks interval with potential for hydrocarbon generation are present, the Waipawa and the Whangai Formations. Potential reservoir rocks ranging from shallow shelf to deep submarine clastics are also present. Fine grained marine sediments such as mudstone and shales provide effective seals for hydrocarbon entrapment.

Both structural and stratigraphic traps occur in the basin; however, a complicated structural history with on-going tectonic activity destroys the petroleum traps and causes hydrocarbons to escape or leak. So, in this case, the key point is to predict the potential traps that have not been affected by the on-going subduction. The further move away from the Hikurangi trough, the more likely that traps have been destroyed by severe tectonic episode reduces. Two large anticline structures, which were formed during Miocene times, located in the NW 05CM-01 may work in this case. However, one of those anticlines was drilled in 1976 and proved to be a gas charged marly limestone. The other anticline structure, which is marked with a star on the restored cross section of 05CM-03 (see Figure 9), was formed during the Late Miocene and could also be a potential target to drill. Further exploration targets could be turbidites, since they are widespread and easy to recognize on seismic data. Structural lows, marked on 3D geomodels (Figure 5a, b, c), are the potential depositional centers for turbidite sands.

#### CONCLUSIONS

The geology and petroleum aspects of the study of the East Coast basin are strongly controlled by the oblique subduction of the Pacific plate beneath the Australian plate. In this study, the development of the forearc basin has been investigated in terms of the deposition center development, and migration; forearc basin structural development, compression rates by constructing 3D geological models and restoring 2D seismic cross sections. From this research I conclude the following:

• The 3D geomodels illustrate the paleotopographic history of the 3 geologic age intervals, Top Pliocene, Top Miocene, and Middle Miocene, and provide information about where the deposition centers of the each geological age were located in the basin.

• The migration of the depocenters to the northeast direction corresponds to the compressional regime of the basin as observed and mapped on the 3D geomodels.

 NE-SW trending faults constrained the development of depocenters and their unity as the models suggest. on the seismic data indicate to inversion. • The restored section of 05CM-01 line suggested that the Cretaceous units have been compressed and shortened by approximately 17 km after subduction initiation. Moreover, the Middle Miocene, Top Miocene, and Pliocene units have also been influenced by the present subduction and shortened at roughly 17, 20, 11 km, respectively.

• The restored section of 05CM-03 line indicates an approximate 4 km of shortening from Middle Miocene to present. The fold structure present in the middle portion of the restored cross section is interpreted to be the product of the subduction.

• The shortening rate, calculated from the restored cross sections of this study, across the forearc basin is 2-6 mm/year.

# ACKNOWLEDGEMENT

Turkish Petroleum Corporation is greatly appreciated for providing financial support throughout my study. I would also like to sincerely thank to my advisor Dr. Bruce Trudgill for his guidance and suggestions.

## REFERENCES

- Ballance, P.F., 1976, Evolution of the Upper Cenozoic Magmatic Arc and Plate Boundary on Northern New Zealand: Earth and Planetary Science Letters, vol. 28, p. 356-370.
- Ballance, P.F., 1993b, The Paleo-Pacific, Post-subduction, Passive Margin Thermal Relaxation Sequence (Late Cretaceous-Paleogene) of the Drifting New Zealand Continent, In Ballance, P.F. (Ed.), South Pacific Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World, vol. 2: Amsterdam (Elsevier), p. 93-110.
- Barker, D.H.N., Sutherland, R., Hnerys, S., Bannister, S., 2009, Geometry of the Hikurangi Subduction Thrust and Upper Plate, North Island, New Zealand: The American Geophysical Union, vol. 10, no. 2.
- Barnes, P.M., Mercier de Le´pinay, B., Collot, J.Y., Delteil, J., Audru, J.C., 1998a, Strain Partitioning in the Transition Area between Oblique Subduction and Continental Collision, Hikurangi Margin, New Zealand: Tectonics, vol. 17, no. 4, p. 534–557.
- Barnes, P.M., Nicol, A., Harrison, T., 2002, Late Cenozoic Evolution and Earthquake Potential of an Active Listric Thrust Complex above the Hikurangi Subduction Zone, New Zealand: GSA Bulletin, vol. 14, no. 11, p. 1379-1405.
- Bauer, T.E., Skytta, P., Allen, R.L., Weihed, P., 2011, Syn-extensional Faulting Controlling

Structural Inversion – Insights from the Palaeproterozoic Vargfors syncline, Skellefte mining district, Sweden: Precambrian Research, vol. 191, p. 166-183.

- Beanland, S., Melhuish, A., Nicol, A., Ravens, J., 1998, Structure and Deformation History of the Inner Forearc Region, Hikurangi Subduction Margin, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 41, p. 325-342.
- Bland, K.J., Kamp, P.J.J., Nelson, C.S., 2004, Stratigraphy and Development of the Late Miocene-Early Pleistocene Hawke's Bay Forearc Basin: 2004 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Bland, K.J., Kamp, P.J.J., 2006, Geological Structure of the Forearc Basin in Central Hawke's Bay, Eastern North Island: 2006 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Bland, K.J., Kamp, P.J.J., Nelson, C.S., 2008, Late Miocene – Early Pleistocene Paleogeography of the Onshore Central Hawke's Bay Sector of the Forearc Basin, Eastern North Island, New Zealand, and some Implications for Hydrocarbon Prospectivity: 2008 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Bond, G. C., and Kominz, M. A., 1984, Construction of Tectonic Subsidence Curves for the Early Paleozoic Miogeocline, Southern Canadian Rocky Mountains--Implications for Subsidence Mechanisms, Age of Breakup, and Crustal Thinning: Geological Society of America Bulletin, vol. 95, p. 155-173.
- Bradshaw, J.D., Andrews, P.B., 1980, Torlesse Terrane Excursion, p. C1-C12 IN: Weaver, S.D.; Lewis, D.W. (eds.) Geological Society of New Zealand 1980 conference, Christchurch: Field Excursion Guide Book.
- Browne, G.H., 1986, Basement-cover Relationships and Tectonic Significance of Mt Miroroa, Western Hawke's Bay: Journal of the Royal Society of New Zealand, vol. 16, p. 381-402.
- Busby, C., Azor, A.P., 2012, Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, Wiley-Blackwell, UK.
- Cande, S.C., Stock, J.M., 2004, Pacific–Antarctic– Australia Motion and the Formation of the Macquarie Plate: Geophysical Journal International, vol. 157 (1), p. 399–414.
- Christianson, L., 2008, Offshore East Coast Basin Exploration Update, Plains Exploration & Production Company.
- Cole, J.W., Lewis, K.B., 1981, Evolution of the Taupo-Hikurangi Subduction System: Teconophysics, vol. 72, p. 1-21.

lşıkalp

- Davies, E.J., Frederick, J.B., Leask. W.L., Williams. T.J., 1998, East Coast Basin Exploration: 1998 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Davies, E.J., Frederick, J.B., Leask. W.L., Williams. T.J., 2000, East Coast Drilling Results: 2000 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Dickinson, W.R., Seely, D.R., 1979, Structure and Stratigraphy of Forearc Region: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 63, no. 1, p. 2-31.
- Einsele, G., 2000, Sedimentary Basin: Evolution, Facies, and Sediment Budget, pp. 592-599, Springer, New York, NY.
- Field, B.D., Uruski, C., 1995, East Coast Hydrocarbon Potential, an Updated Interpretation: Petroleum Exploration News, vol. 44, Ministry of Economic Development, New Zealand.
- Field, B.D, Uruski, C.I., 1997, Cretaceous-Cenozoic Geology and Petroleum Systems of the East Coast Region, New Zealand., Monograph 19, Institute of Geological and Nuclear Science Limited, New Zealand: Journal of Geophysics, vol. 77, p. 4432-4460.
- Francis, D., 1992, Oil Seeps and Oil Impregnations in Dannevirke-Castlepoint Area, Southern East Coast Basin: Petroleum Exploration News, vol. 34, Ministry of Economic Development, New Zealand.
- Francis, D., 1993, Historic Oil Exploration in the ECB Part 1: 1874-1932: Petroleum Exploration News, vol. 38, Ministry of Economic Development, New Zealand.
- Francis, D.A., 1998, The Real Oil and a bit of Gas on East Coast Reservoirs: 1998 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Crown Minerals, Ministry of Commerce, Wellington, p.173-188.
- Francis, D., Bennett, D., Courteney, S., 2004, Advances in Understanding of Onshore East Coast Basin Structure, Stratigraphic Thickness and Hydrocarbon Generation: 2004 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Funnell, R.H., Darby, D., Stagpoole, V.M., Field, B.D., and Uruski, C.I., 2002, Petroleum Generation and Migration Models for the East Coast Basin: 2002 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Furlong, K.P., Kamp, P.J.J., 2009, The Lithospheric Geodynamics of Plate Boundary Transpression in New Zealand: Initiating And Emplacing Subduction Along The Hikurangi Margin, and the Tectonic Evolution Of The Alpine Fault System: Tectonophysics, vol. 474, p. 449-462.

- Haskell, T.R., 2002, The East Coast Basin Seismic Sequence of Capre Runaway as an Element of New Zealand's Eastern Petroleum System: 2002 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Heffer, K., Milne, A., Simpson, C., 1976, Well Completion Report – Hawke's Bay 1(BP Shell Aquitaine and Todd Petroleum Development Ltd.), Ministry of Commerce, New Zealand, unpublished open-file petroleum report 667, Ministry of Commerce, Wellington.
- Kamp, P.J.J., Tippett, J.M., 1992, Fission Track Analysis Reveals Tectonic Architecture and Dynamics of the South Island Collision Zone (New Zealand): Proceedings 7th International Workshop on Fission Track Thermochronology, Philadelphia.
- Kamp, P.J.J., Raza, A., Brown, R.W., Balance, P.F., Hill, K.C., 1999, Thermal History of the Early Miocene Waitemata Basin and Adjacent Waipapa Group, North Island, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 42, p. 469-488.
- Killops, S.D., Carlson, R.M.K., Peters, K.E., 2000, High-temperature GC Evidence for the Early Formation of C40+ n-alkanes in Coals: Organic Geochemistry, vol. 31, p. 589–597.
- Laird, M.J., Bassett, K., Schiøler, P., Morgans, H.E.G., Bradshaw, J., Weaver, S.D., 2003, Paleoenvironmental and Tectonic Changes Across the Cretaceous/Tertiary Boundary at Tora, Southeast Wairarapa: a Link Between Marlborough and Hawke's Bay: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 46, p. 275-293.
- Lamarche, G., Barnes, P.M., Bull, J.M., 2006, Faulting and Extension Rate over the Last 20,000 years in the Offshore Whakatane Graben, New Zealand: Tectonics, vol. 25, TC4005, doi:10.1029/2005TC001886.
- Leeder, M.R., 1999, Sedimentology and Sedimentary Basins. From Turbulence to Tectonics: Blackwell Publishing, Malden, USA.
- Lensen, G.J., 1978, Tertiary Stratigraphy, Marlborough. In R.P. Suggate, G.R. Stevens, M.T. Te Punga (Eds): The Geology Of New Zealand, Government Printer, Wellington, vol. 2, p. 484-488.
- Leslie, W. C., 1971a, Well Report Ongaonga-1, Beaver Exploration NZ Ltd., unpublished open-file petroleum report 271, Ministry of Commerce, Wellington.
- Leslie, W.C., 1971b, Well Report Mason Ridge-1, New Zealand Geological Survey (Petroleum Section) unpublished open-file petroleum report 272, Ministry of Commerce, Wellington.
- Lewis, K.B., Pettinga, J.R., 1993, The Emerging, Imbricate Frontal Wedge of the Hikurangi Margin, In: Balance PF (Ed.), Basins of the

Southwest Pacific, Sedimentary Basins of the World, vol. 3, p. 225-250.

- Lowry, D., Francis, D.A., Bennet, D.J., 1998, Biogenic Gas: A New Play in the East Coast Basin of New Zealand: 1998 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Lyon, G.L., Giggenbach, W. F., Francis, D., 1992, The Stable Isotope Composition of some East Coast Natural Gases: 1991 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Crown Minerals, Ministry of Commerce, Wellington, p. 310-319.
- Mazengarb, C., 1991, Cretaceous Stratigraphy and Basin Development of Raukumara Peninsula: DSIR Geology and Geophysics Repost, Pre Publication Manuscript, p. 64.
- Mazengarb, C., 1993, Cretaceous Stratigraphy of Raukumara Peninsula: Insititute of Geological and Nuclear Science Science Report, vol. 93, p. 2051.
- McCaffrey, R., 1992, Oblique Plate Convergence, Slip Vectors, and Forearc Deformation: Journal of Geophysics, vol. 97, p. 8905-8915.
- McCaffrey, R., Zwick, P. C., Bock, Y., Prawiodirdjo, L., Genrich, J. F., Stevens, C. W., Puntodewo, S. S. O., Subaraya, C., 2000b, Strain Partitioning During Oblique Plate Convergence in Northern Sumatra: Geodetic and Seismologic Constraints and Numerical Modeling: Journal of Geophysics, vol. 105, p. 28363–28376.
- McCaffrey, R., A. I. Qamar, King, R. W., Wells, R., Khazandre, G., Williams, C. A., Stevens, C.
  W., Vollick, J., and Zwick, P., 2007, Fault Locking, Block Rotation, and Crustal Deformation in the Pacific Northwest: Journal of Geophysics, vol. 169, p. 1315–1340.
- Murray, A.P., Summons, R.E., Boreham, C.J., Reed, J.D., Francis, D.A., 1994, Geochemistry of Oil and Source Rocks of the East Coast Basin and Implications for the Taranaki Basin, New Zealand: 1994 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Moore, P.R., 1987, The Late Cretaceous Paleocene Sequence (Whangai Formation) in Opoutama-1 and Morere-1 Wells, Northern Hawke's Bay: a reassessment: New Zealand Geological Survey Report G120.
- Moore, P.R., 1988, Stratigraphy, Composition and Environment of Deposition of the Whangai Formation and Associated Late Cretaceous and Paleocene Rocks, Eastern North Island, New Zealand: New Zealand Geological Survey Bulletin 100.
- Moore, P.R., Isaac, M.J., Mazengarb, C., Wilson, G.J., 1989, Stratigraphy and Structure of Cretaceous (Neocomian-Maastrichtian) Sedimentary Rocks in the Anini-Okaura

Stream Area, Urewera National Park, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 32(4), p. 515-526.

- Nicol, A., Acocella, V., Spinks, K., Cole. J., 2003, Oblique Back Arc Rifting of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: American Geophysical Union, 0278-7407/03/2002TC001447.
- Nicol, A., Uruski, C., 2005, Structural interpretation and cross section balancing, East Coast Basin, New Zealand: Institute of Geological and Nuclear Sciences Client Report 2005/117 9p plus 4 enclosures.
- Nicol, A., Mazengarb, C., Chanier, F., Rait, G., and others, 2007, Tectonic Evolution of the Active Hikurangi Subduction Margin, New Zealand, since the Oligocene: Tectonics, vol. 26, TC4002.
- Nicol, A., Wallace, L.M., 2007, Temporal Stability of Deformation Rates: Comparison of Geological and Geodetic Observations, Hikurangi Subduction Margin, New Zealand: Earth and Planetary Science Letters, vol. 258, p. 397-413.
- Norris, R. J., Cooper, A. F., 2001, Late Quaternary Slip Rates and Slip Partitioning on the Alpine Fault, New Zealand: Journal of Structural Geology, vol. 23, p. 507–520.
- Rait, G., Chanier, F., Waters, D., 1991, Landward and Seaward Directed Thrusting Accompanying the Onset of Subduction beneath New Zealand: Geology 19, p. 230-233.
- Rogers, K.M., Collegen, V.B., Johnston, J.H., Elgar, N.E., 1999, A Geochemical Appraisal of Oil Seeps from the East Coast Basin, New Zealand: Organic Geochemistry, vol. 30, p. 593-605.
- Rowan, C. J., Roberts, A. P., and Rait, G. J., 2005, Relocation of the Tectonic Boundary between the Raukumara and Wairoa Domains (East Coast, North Island, New Zealand): Implications for the Rotation History of the Hikurangi margin: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 48, p. 185– 196.
- Stern, T.A., Stratford, W.R., Salmon, M.L., 2006, Subduction Evolution and Mantle Dynamics at a Continental Margin: Central North Island: New Zealand" Reviews of Geophysics, vol. 44(4).
- Sutherland, R., Berryman, K., Norris, R., 2006, Quaternary Slip Rate and Geomorphology of the Alpine Fault: Implications for Kinematics and Seismic Hazard in Southwest New Zealand: The Geological Society of America Bulletin, vol. 118(3–4), p. 464–474.
- Stoneley, R., 1968, A Lower Tertiary Decollement of the East Coast, North Island, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 11, p. 128-156.

- Stuwe, K., 2002, Geodynamics of the Lithosphere, p. 158-167, New York, NY: Springer.
- Uruski, C.I., 1994, Structural Zoning Offshore the East Coast Basin North Island, New Zealand: 1994 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Uruski, C.I., 1996, Exploration of the East Coast Basin, North Island, New Zealand: 1996 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington, p. 130-144.
- Uruski, C.I., Field, B.D., Sykes, R., Funnel, R., Darby, D., 2004, Is the offshore East Coast Basin an Accessible Source of Gas?: 2004 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Ministry of Commerce, Wellington.
- Tanner, D.C., Behrmann, J.H., Dresmann, H., 2002, Three-dimensional Retro-deformation of the Lechtal Nappe, Northern Calcareous Alps: Journal of Structural Geology, vol. 25, p. 737-748.
- Timbrell, G., 2005, East Coast Basin Review, November 2005.
- Walcott, R. I., 1984, The Kinematics of the Plate Boundary Zone Through New Zealand: A Comparison of Short and Long-term Deformations: Journal of Geophysics, vol. 79, p. 613–633.
- Wallace, L.M., Beavan, J., McCaffrey, R., and Darby, D., 2004, Subduction Zone Coupling and Tectonic Block Rotations in the North Island, New Zealand: Journal of Geophysical Research, vol. 109, B12406.
- Wallace, L.M., Reyners, M., Cochran, U., Bannister, S., and others, 2009, Characterizing the Seismogenic Zone of a Major Plate Boundary Subduction Thrust: Hikurangi Margin, New Zealand, Geochemistry, Geophysics, and Geosystems: An Electronic Journal of the Earth Sciences, vol. 10, No: 10.
- Yeats, R. S., Berryman, K. R., 1987, South Island, New Zealand and Transverse Ranges, California: A Seismotectonic Comparison: Tectonics, vol. 6(3), p. 363–376.

# TÜRKİYE PETROL JEOLOGLARI DERNEĞİ (TPJD) BÜLTENİ TASLAK MAKALE KABUL İLKELERİ VE YAZIM KURALLARI

#### Kapsam

TPJD Bülteni'nde yerbilimleri içinde yer alan tüm bilimsel ve mühendislik konularını özgün bir yaklaşımla değerlendiren aşağıdaki ana başlıklarda özetlenen çalışmaları yayımlanır:

• Temel jeoloji konuları,

 Fosil yakıtların (petrol, doğal gaz ve kömür) aranmasını, üretilmesini ve işletilmesini konu alan jeoloji, jeokimya, jeofizik, petrol ve doğal gaz mühendisliği çalışmaları,

• Yenilenebilir enerji kaynaklarının (jeotermal, rüzgar, güneş, biyodizel, biyoyakıt gibi) yer bilimlerini ilgilendiren çalışmaları,

• Mühendislik jeolojisi ve maden yatakları içinde yer alan çalışmaları,

 Yukarıda önceden belirtilen yapılmış konularda çalışmalara eleştirel yaklaşımlarda bulunan ve yeni bulgular ve görüşler ortaya koyan çalışmalar,

• Bilimsel yöntemlerle elde edilmiş özgün sonuçların yer aldığı kısa çalışmalar ve

• TPJD Bülteni'nin son iki sayısında yayımlanan makale/makaleler hakkında eleştiriler ile bu eleştirilere yanıt veren çalışmalar.

#### Kabul İlkeleri

TPJD Bülteni, Türkçe ve İngilizce olarak yılda iki kez Haziran ve Aralık aylarında yayınlanır. Yayınlanacak makalelerin sorumluluğu (çalıntı, aşırma, tekrar yayımlama vs.) yazar(lar)'a aittir.

TPJD Bülteni'nde yayınlanacak makalelerin daha önce yayınlanmamış olması ve yayın haklarının bir başka dergiye verilmemiş olması gerekmektedir.

Yayımlanması düşünülen Taslak Makale (TM) (manuscript) aşağıda verilen adrese bir kapak yazısı, bir adet basılı kopya (hard copy) ve birde word dosyası olarak ".doc formatında" elektronik bir kopya ile birlikte ulaştırılmalıdır.

#### Posta Adresi

Cem KARATAŞ

Alternatif İş Mrk. Kızılırmak Mah. 1446. Sk. No:12 Kat: 2/6 Çukurambar Çankaya / ANKARA

E-posta: ckaratas@tp.gov.tr

TPJD Bülteni'ne gönderilen TM ile ilgili yazışmalar çalışmanın sorumlu yazarı (SY) tarafından yürütülür. Bu nedenle gönderilen TM de SY mutlaka belirtilmelidir.

TPJD Bülteni'ne yayım için gönderilen TM, ilk aşamada Bülten'in Yayım Kurulu tarafından değerlendirilir. Yapılan değerlendirmeler sonucunda yayımlanması uygun bulunmayan TM hakemlere gönderilmeden ilgili yazara iade edilir. Yazım kuralları ve içerik açısından yüksek derecede hata barındıran çalışmalar düzeltme önerileriyle birlikte SY'ye geri gönderilir. Önerilerin yerine getirilmesinden sonra TM yeniden işleme alınır.

Bülten kabul ilkelerine uygun TM, konusu, kapsamı ve içeriği esas alınarak üç farklı hakeme gönderilir. Hakemlerin değerlendirme sonuçları, Yayım Kurulu'nunda önerileriyle birlikte SY'ye en geç 6 hafta içinde iletilir. SY, öneriler kapsamında TM üzerindeki düzeltme ve düzenlemelerini yaptıktan sonra yukarıda verilen e-posta adresine 30 gün içinde göndermelidir.

Yayım Kurulu, düzeltilmiş TM'nin son halinden oluşan geçici (prova) baskısını sorumlu yazara ileterek olası yazım hatalarının kontrolünü talep eder. Bu aşamada TM'de ciddi boyutta düzeltmeler (ilave ve eksiltmeler) kabul edilemez.

TM'nin düzeltilmiş geçici baskısı ile birlikte basıma kabul edilen çalışmada isimleri bulunan yazarlar adına SY tarafından imzalanmış, yayın hakkının TPJD Bülteni'ne verildiğine dair "Makale Gönderme ve Telif Hakkı Devir Sözleşmesi" yukarıda verilen adrese ulaştırılır. Bu belge sonrasında makalenin basımına geçilir ve sorumlu yazara basılan makalenin ücretsiz 25 adet kopyası gönderilir.

#### Yazım Kuralları

#### **Genel Biçim**

Taslak makale metni A4 boyutundaki sayfanın bir yüzüne Times New Roman tipi harflerle 12 punto ve çift satır aralıkla yazılmalıdır. Sayfaların çevresinde 2.5 cm boşluk bırakılmalıdır. Şekil ve Kapak sayfası bu numaralandırmanın dışında tutulmalıdır.

TPJD Bülteni'ne gönderilecek TM'de aşağıdaki başlık sırası izlenmelidir.

Kapak Sayfası Taslak Makale Başlığı Yazar(lar) Öz ABSTRACT Anahtar kelimeler GIRIS Birinci, ikinci.....derecede baslıklar TARTIŞMA / SONUÇLAR Birinci, ikinci.....derecede başlıklar **KATKI BELİRTME** DEĞİNİLEN BELGELER Şekil başlıklarını içeren liste (Şekil numaraları kurşun kalemle verilmiş sekilde) Tablo başlıklarını iceren liste

(Tablo numaraları kurşun kalemle verilmiş şekilde)

Gönderilen TM, metin, tablo, şekil ve levhalarla birlikte 40 sayfayı geçmemelidir.

#### Hazırlama Şablonu

# Kapak Sayfası

TPJD Bülteni'nde yayım için gönderilecek TM'ye bir kapak yazısı ilave edilmelidir. Kapak sayfası TPJD Bülteni Yayım Kurulu'na hitaben yazılmış kısa bilgilendirme notu şeklindedir. Bu sayfada basımı için gönderilen yazının başlığı, yazarları, yazarların posta, e-posta adresleri ile telefon ve faks numaralarına yer verilmelidir. Ayrıca yazının önemi/kapsamı ile çok kısa bilgi sunulabilir.

#### Taslak Makale Başlığı

TM'nin başlığı çalışmanın içeriğini açıklayıcı ve kısa olmalıdır. Başlığı oluşturan kelimelerin ilki büyük harfle başlamalı diğerleri ise küçük harflerle devam etmelidir. TM'nin anlatım dili Türkçe ise önce Türkçe başlık verilmeli altına İngilizce başlık yazılmalıdır. Yazım dilinin İngilizce olması durumunda ise Türkçe başlık İngilizce başlığın altına gelecek şekilde düzenlenmelidir. Her iki başlıkta sayfa ortalı olarak biçimlendirilmelidir.

#### Yazar(lar)

Yazar ad ve soyadları yazar(lar)a ait posta adresi sırasıyla alt alta gelecek şekilde yazılmalıdır Buna ilaveten SY'nin e-posta adresi yazarın posta adresi altına parentez içerisinde verilmelidir. Tüm yazar adları ve adresleri sayfa ortalı olarak biçimlendirilmelidir.

#### Öz ve Abstract

Öz, Türkçe ve İngilizce olarak ayrı ayrı 300 kelimeyi aşmayacak ve kaynak atıfı bulundurmayacak şekilde yazılmalıdır. TM'nin yazım diline bağlı olarak düzenlenmelidir. Türkçe metinler de "Öz" den sonra "Abstract", İngilizce metinlerde ise "Abstract" an sonra "Öz" gelmelidir.

Taslak makalenin Öz/Abstract bölümü çalışmanın amacını, sonuçlarını ve yazar(lar)'ın sonuçlar üzerindeki değerlendirmelerini kapsayacak şekilde düzenlenmelidir.

#### Anahtar Kelimeler

Türkçe ve İngilizce olarak en az 4 en fazla 7 kelimeden oluşacak şekilde Öz ve Abstract bölümlerinin altında verilmelidir. Buradaki her bir kelime büyük harf ile başlamalı, diğerlerinden büyük harf ile başlamalı, diğerlerinden çalışmayı en iyi tanımlayacak nitelikte olmalı ve mümkünse başlık kelimelerini içermemesine dikkat edilmelidir.

#### Giriş

TM'nin bu bölümünde çalışma konusu, konu ile ilgili öncel çalışmalar, materyal ve metod ve çalışmanın amacına yer verilebilir.

#### Tartışma/Sonuçlar

Tartışma ve Sonuçlar bölümleri ayrı ayrı verebileceği gibi Tartışma ve Sonuçlar başlığı

altında bulguların karşılaştırılması ve sonuçların sunulması yoluna da gidilebilir. Tartışma bölümünün öngörülmediği çalışmalarda sadece sonuçlar sunulabilir.

#### Katkı Belirtme

Çalışmaya katkı sağlayan kişi, kurum ve kuruluşlara olan kısa teşekkür notu nedenleri ile birlikte yazılabilir. Teşekkür edilecek kişilerin ünvanları belirtilmeksizin sadece ad ve soyadları kullanılmalıdır.

#### Değinilen Belgeler

Değinilen Belgeler bölümde yer alan kaynak adreslerin TM içinde mutlaka atıf yapılmış olmalıdır. Bu nedenle buradaki açıklamalara TM içinde kaynaklara atıf yapılırken bilinmesi gereken kuralların açıklanması ile başlanacaktır.

TM içinde atıf "Yazarın soyadı virgül yıl" düzeninde verilmelidir. Birden fazla yapılan atıflarda yıldan sonra noktalı virgül konulmalı ve diğer atıfa geçilmelidir. İki yazarlı atıflarda soy isimler arasına "ve" bağlacı, üç ve daha fazla yazarlı atıflarda birinci yazarın soyadından sonra "vd.," harfleri ardından yıl getirilmelidir.

Örnek;

(Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981; Bozkurt vd., 2006). Metin içerisindeki atıflarda cümle atıf ile başlatılacaksa yalnızca yıl parantez içinde verilmelidir. Örnek; İnan vd. (2000)'ne göre ...., Jackson ve McKenzie (1986)'ye göre Jackson ve McKenzie (1986)'ye göre Bir yazarın aynı makale içerisinde birden fazla çalışmasına atıf yapılması durumda ve aynı yıla ait çalışmaların birlikte verileceği hallerde yazar soy ismi bir kez yazılıp küçük harfle birlikte yılın verilmesi yeterlidir. Örnek; (Varol vd., 2009a, 2009b).

TM'de sözlü görüşmeye dayalı ifadelere yer verilmesi durumunda görüşme yapılan kişinin adının baş harfi nokta soyadı virgül yıl şeklinde parentez içerisinde yazılmalıdır. Örnek, (C. Çoruh, 2009, sözlü görüşme). Bu tür atıflara Değinilen Belgeler bölümünde yer verilmeyecektir. Çalışmada aynı yıl ve soyadı benzerlikleri olan atıfların oluşması durumunda yazar adlarının baş harfi soyadından önce verilebilir. Örnek; (D. Altıner, 1995; S. Altıner, 1995). Metin içerisinde atıf yapılan yazar(lar) ın çalışmasının belirli bir bölümü vurgulanacaksa soyadı ve yıldan sonra sayfa numarası verilir. Örnek; (Helvacı vd., 2005, s.41), (Okandan vd., 2002, Şekil 10).

Yayıma kesin kabul edilmiş ancak yıl, cilt, sayfa numaraları henüz belli olmamış çalışmalar yazar soyadından sonra italik karakterde "baskıda" ifadesi kullanılmalıdır. Örnek; Değinilen Belgeler bölümünde bu tür atıfı yazarken belli olduysa "doi" numarası verilmelidir.

Metin, şekil, tablolarda atıfı yapılan tüm kaynaklar Değinilen Belgeler bölümünde sistematik bir biçimde, yazar(lar)ın soyadına göre alfabetik sırada ve makalenin orjinal dilinde verilmelidir.

Bu bölümün hazırlanmasında yazarlar AAPG (American Association of Petroleum Geologist) 2010 makalelerinden yararlanabilir. Kaynakların bu bölümde nasıl verileceği, yazım biçimi ve noktalama işaretlerinin kullanım şekli örnekler ile birlikte aşağıda verilmiştir.

### Süreli Dergi

- Aragon.A., S.L. Moya and A.Garcia- Gutierrez, 2008, Inflow performance relationship in geothermal and petroleum reservoir engineering: A review of the state of the art: Geothermics, v. 37, p. 635-650.
- Fowler, M.G. and A.G.Douglas, 1987, Saturated hydrocarbon biomarkers in oils of late Precambrian age from eastern Siberia: Organic Geochemistry, v.11, p.201-213.
- Goldstein, R.H., 2001, Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems:Lithos, v.55, p.159-193.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Dergisi, c.66, s.20-34.
- Yazgan, E. and R. Chessex, 1991, Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya: TPJD Bülteni, c. 3, sayı.1, s.1-42.

## Kitap ve Kitap Bölümleri

- Boillot, G., D. Mougenot, J. Girardeau, and Boillot, G., D. Mougenot, J. Girardeau, and processes on the West Galicia Margin, Spain, in: J.A. Tankard, and R.H. Balkwill, eds., Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG, Memoir 46, p.363-377.
- Bouma, A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Crowell, J.C., 1974, Origin of late Cenozoic basins in southern California, in: W.R. Dickinson, ed., Tectonics and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications v.22, p.190– 204.
- Tekeli, O., A. Aksay, H.B. Ürgün and A. Işık, 1984, Geology of the Aladağ Mountains, in: O. Tekeli and C.M. Göngüoğlu, eds., Geology of the Taurus Belt, p.143–158.

#### **Rapor ve Tez**

- Öztaş, Y., 1989. Homa-Akdağ yöresi, Sandıklı, Şuhut kuzeylerinin jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Raporu, No:2584, Ankara, 82 s.
- Sağıroğlu, A., 1982, Contact metasomatism and ore deposits of Akdağ madeni, Yozgat, Turkey: University of London, PhD Thesis, 324p.

# Kongre

Chikatamarla,L., X.Cui, and R.M. Bustin, 2004, Inplications of volumetric swelling/shinkage of coal in sequestration of nacid gases: Paper (no. 0435) presented at the 2004 International Coalbed Methane Symposium, Tuscaloosa, Alabama, May 3-7, CD-ROM.

#### Harita

- Harris, A. G., L. D. Harris, and J. B. Harris, A. G., L. D. Harris, and J. B. Harris, A. G., L. D. Harris, and J. B. Appalachian basin. Map I-917-E, 1:2500000, U.S. Geological 1:2500000, U.S. Geological.
- MTA, 2002. Türkiye Jeoloji Haritaları, 1:500000, Ankara.
- Şenel, M., 1997. Türkiye Jeoloji Haritaları, Isparta Paftası. 1:500000, Maden Tektik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

## Tablolar, Şekiller, Levhalar

TM'de sunulabilecek grafik, denklem, matematiksel eşitlikler ve analiz sonuçları vs. gibi şekil olarak algılanamayacak durumlar tablo olarak sunulabilir. Her türlü harita, kesit, korelasyon cizimleri, grafikler ve arazi fotoğrafları da "Şekil" olarak sunulmalıdır. Tablo ve şekillerim boyutu tek sayfa düzeninde en fazla 16 cm x 20 cm ve çift sütun düzeninde ise genişliği en fazla 8 cm olmalıdır. Bunların boyutu baskı sonunda üzerlerindeki her türlü bilginin rahatlıkla anlaşılmasını sağlayacak şekilde olmalıdır. Tablo ve şekil açıklamaları kısa ve öz olmalıdır ve Times New Roman tipi harflerle 10 punto olmalıdır. Kısaltmalar kullanılmıs ise bu kısaltmalar tablo ve sekil başlıklarında veya üzerlerinde açıklanmalıdır. Tablolar word dosyası olarak ".doc formatında" hazırlanmalıdır. Tablo, şekil ve levha açıklamaları hem Türkçe hem de İngilizce olarak verilmelidir.

Levhalar kullanılmış ise Ek olarak verilmelidir. Şekil ve levha olarak verilcek resim ve çizimlerin çözünürlüğü 300 dpi'den az olmayacak şekilde, JPG, BMP, TIFF veya GIFF gibi dosya türlerinden birinde hazırlanmalı, gerekli ölçeklendirmeler yapılmalı ve elektronik bir kopya ile birlikte gönderilmelidir.



1954'den beri

# derinlere indikçe **yükseliyoruz...**

Aldığımız yol ve verdiğimiz emek ile büyük başarılara imza atıyoruz...

tp.gov.tr