



İÇİNDEKİLER

Araştırma Makaleleri

- Merzifon-Suluova çek-ayır havzası jeotermal özelliklerinin araştırılması ve havzanın kavramsal modeli 1
Fatih Mehmet ÖZİÇLİ ve Hüseyin KARAKUŞ
- Buca yeşil andezitlerinin jeolojisi malzeme özellikleri ve durabilitesi 25
Sebahat ATAY KARAMAN
- Orta Pontidler'in jeolojisine yeni bir yaklaşım, Jura-Kretase yaşlı İnaltı Formasyonu'nun stratigrafik konumu ve bunun bölgesel jeolojiye etkileri (Kuzey Türkiye) 41
Mehmet Fuat UĞUZ
- Yatağan fayının aktif tektonik özellikleri ve Holosen paleosismolojik tarihçesi, Güneybatı Anadolu, Türkiye... 87
Akın KÜRÇER ve Halil GÜRSOY
- Kırıkkale-Çankırı-Çorum kayatuzu yatakları jeolojisi ve doğalgaz depolama imkanları 113
Abdullah Mete ÖZGÜNER
- MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi Yayın Kuralları..... 141



MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

<https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri/>



Merzifon-Suluova çek-ayır havzası jeotermal özelliklerinin araştırılması ve havzanın kavramsal modeli

Fatih Mehmet ÖZİÇLİ^{a*} ve Hüseyin KARAKUŞ^b

^aMaden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi Başkanlığı, 06530, Ankara, Türkiye

^bKütahya Dumlupınar Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Merzifon-Suluova, Çek-Ayır Havza, Hidrojeokimya, Çevresel İzotoplar, Jeotermal.

ÖZ

Merzifon-Suluova çek-ayır havzası, Alp-Himalaya kuşağında bulunan, Türkiye'nin Neotektonik dönemden günümüze kadar ki süreçte KAFZ'na bağlı gelişmiş çökel bir havzadır. Havzanın çevresindeki jeotermal sahalar ve KAFZ'nun transform bir fay olması, jeotermal potansiyelinin araştırılması için önemlidir. Havzanın jeotermal potansiyeli jeoloji, jeofizik, hidrojeokimya ve sondaj verileri ile ortaya konulmuştur. Havza, Merzifon, Sarıbuğday, Büyükçay, Eraslan ve Suluova Fayları ile sınırlandırılmıştır. Uzunyazı ve Çetmi fayları da havzayı şekillendirmektedir. Rezistivite, SP ile gravite-manyetik anomalileri çökel kalınlığı, düşük rezistiviteli bölgeler, granodiyorit sokulumunun sınırları ve tektonik hatlar birlikte değerlendirilerek ASK-2016/11, AMÇ-2016/3 ve AMO-2015/8 jeotermal sondajları yapılmıştır. Sırayla 95.5 °C, 87.65 °C, 94.05 °C taban sıcaklıkları elde edilerek ortalama jeotermal gradyan 0,036 °C/m olarak hesaplanmıştır. Toplam kapasitesi ise 3,37 MWt'dır. Na/K, Na-K-Ca, K-Mg jeotermometreleri ile muhtemel rezervuar sıcaklıkları 100-170 °C arasında hesaplanmıştır. KAFZ'na bağlı gelişen çek-ayır havzalarda, elektrik enerjisi üretilebilecek derin jeotermal sondajların yapılması ve ülke ekonomisine kazandırılarak potansiyelin ortaya koyulması gerekmektedir.

Gönderim Tarihi: 13.01.2022

Kabul Tarihi: 22.06.2022

Keywords:

Merzifon-Suluova, Pull-Apart Basin, Hydrogeochemistry, Environmental Isotopes, Geothermal.

ABSTRACT

Merzifon-Suluova pull-apart basin, located in the Alpine-Himalayan belt, is a sedimentary basin developed in the Neotectonic period of Türkiye being connected to the NAFZ. The geothermal fields around the basin and the NAFZ being a transform fault are important for the investigation of its geothermal potential. The geothermal potential of the basin has been revealed by geology, geophysics, hydrogeochemistry and drilling data. The basin is bounded by the Merzifon, Sarıbuğday, Büyükçay, Eraslan and Suluova faults. The Uzunyazı and Çetmi faults also shape the basin. ASK-2016/11, AMÇ-2016/3 and AMO-2015/8 geothermal drillings were carried out by evaluating resistivity, SP and gravity-magnetic anomalies, sediment thickness, low resistivity regions, contact of granodiorite intrusion and tectonic lines. The average geothermal gradient was calculated as 0.036 °C/m by obtaining the base temperatures of 95.5 °C, 87.65 °C and 94.05 °C, respectively. Its total capacity is 3.37 MWt. Possible reservoir temperatures were calculated between 100-170 °C with Na/K, Na-K-Ca, K-Mg geothermometers. In the pull-apart basins developed due to NAFZ, deep geothermal drillings that can generate electrical energy should be made and their potential should be revealed by bringing them to the country's economy.

Received Date: 13.01.2022

Accepted Date: 22.06.2022

*Başvurulacak yazar: Fatih Mehmet ÖZİÇLİ, fmozicli@hotmail.com

1. Giriş

Alp-Himalaya kuşağında yer alan Türkiye, aktif tektonizma, genç volkanik etkinlik ve magmatik süreçlerinin bir sonucu olarak, jeotermal enerji kaynakları açısından zengin bir konuma sahiptir. Batı Anadolu'da bulunan gerilmeli bir tektonik rejimine bağlı oluşan yüksek sıcaklığa sahip horst-graben sistemlerinde, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'daki tektonik ve volkanik faaliyete bağlı gelişen jeotermal alanlar ile Orta Anadolu'daki magmatizma ve volkanizmaya bağlı gelişen jeotermal kaynaklar bulunmaktadır. Ülkemizde tespit edilmiş yaklaşık 1.000 adet civarında doğal jeotermal kaynak bulunmakta (MTA, 2021), bu kaynaklardan elektrik üretiminden seracılığa, şehir ısıtıcılığından termal turizme kadar geniş alanlarda yararlanılmaktadır. Türkiye jeotermal potansiyeli açısından günümüzde Avrupa'nın birinci ve kurulu jeotermal güç açısından ise dünyanın dördüncü ülkesi konumundadır (ETKB, 2021).

Ülkemizde, neotektonik dönemde hareketine başlayıp kuzeyinden yaklaşık 1.100 km karada ve yaklaşık 500 km denizde olmak üzere toplam 1.600 km. uzunluğunda sağ yanal doğrultu atımlı transform karakterde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) geçmektedir. Bu fay zonuna bağlı gelişen çek-ayır havzalarda tektonik deformasyon ve kalın çökel dolgusu, jeotermal sistemlerin bu havzalarda gelişimi için elverişli koşullar sağlamıştır. Çalışma konusu olan Merzifon-Suluova çek-ayır havzası da KAFZ içinde jeotermal potansiyel sunan önemli havzalardan birisidir. Merzifon-Suluova çek-ayır havzasının kuzeyinde 53 °C sıcaklığa sahip Havza, batısında 42 °C Hamamözü, güneyinde 37,8 °C Amasya-Gözlek ile 40,1 °C Amasya-Terziköy ve kuzeydoğusunda 38 °C Ladik jeotermal sahaları bulunmaktadır (Akkuş vd., 2005). Havzada örtü kayaç niteliğinde kalın çökel varlığı ve havzanın gelişimini sağlayan aktif kenar fayları ile havza ortasından geçen Uzunyazı aktif fayının varlığı bu alanda rezervuar ve örtü kayaç oluşumu bakımından elverişli koşullar sağlar. Ayrıca havzanın kuzeybatısında Eosen birimlerini kesen Tavşandağı Granodiyorit'i'nin havzanın hem radyojenik olarak ısınmasını hem de kristallenme süresince yan kayaçlara ısı ileten kütle olarak öne

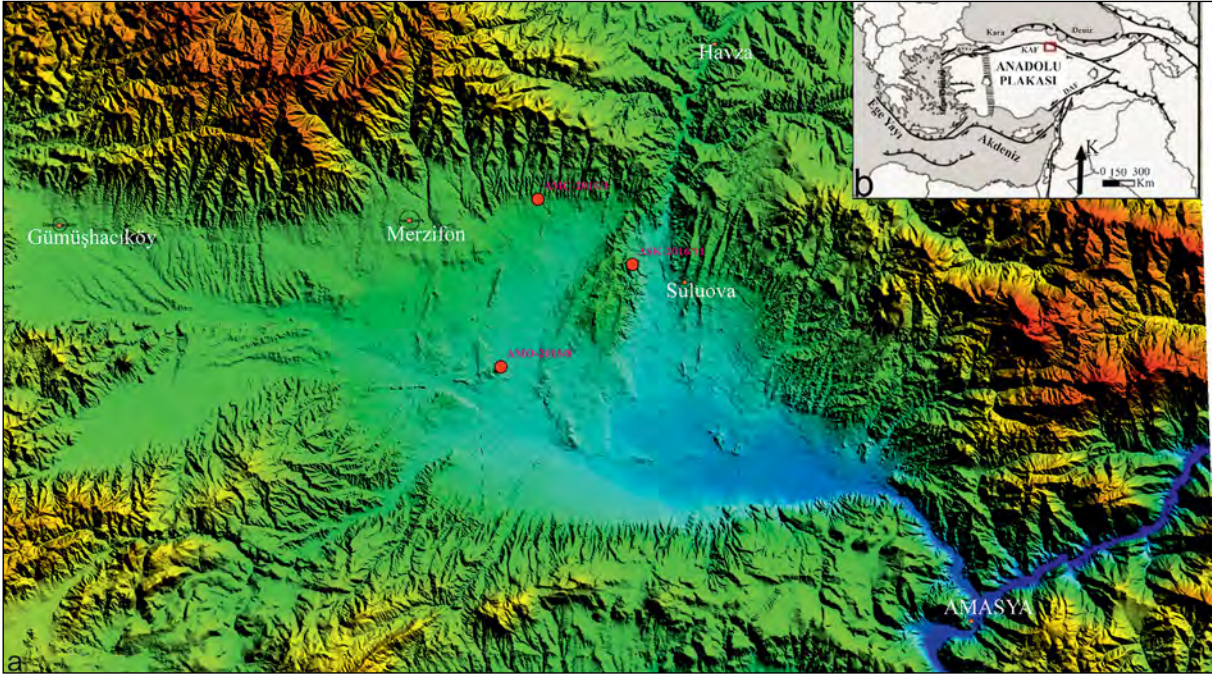
çıkılmaktadır. KAFZ'nun transform bir fay olması ile manto kökenli ısının konveksiyon akımlarıyla yüzeye gelmesi de ısınmanın bir başka faktörüdür. Mevcut bu jeolojik yapı ile birlikte Merzifon-Suluova çek-ayır havzası jeotermal potansiyelinin ortaya konması açısından araştırılmaya değer bulunmuştur. Bu bağlamda jeolojik, hidrojeokimyasal, jeofizik çalışmalar gerçekleştirilerek anomali alanlarında üç adet (AMO-2015/8, AMÇ-2016/3 ve ASK-2017/11) 2200 m derinlikte jeotermal araştırma kuyuları açılmıştır (Şekil 1).

Yapılan sondajlarda litoloji takibi, sondaj çamuruna ait bazı parametreler; viskozite, giriş-çıkış sıcaklıkları, çamur ağırlığı, kaçak seviyeleri, jeofizik ölçümler, kuyu teçhizi, kuyu üretimi (kompresörlü, artezyenik ve asitleme) ve kuyu testleri yapılmıştır (Öziçli vd., 2019). Hidrojeokimyasal çalışmalar kapsamında ise su kaynakları ve jeotermal kuyulardaki akışkanlardan örnekler alınarak majör iyon ve çevresel izotop (²H, ¹⁸O ve ³H) analizleri yaptırılmıştır. Kuyu tabanı karotlarından mineralojik ve petrografik analizleri yapılarak kesilen jeolojik birimlerin, havzada mostra veren formasyonlarla korelasyonu yapılmış ve jeotermal sistemin rezervuar ve örtü kayaçları ayırt edilmiştir. Kuyu testleri ile akışkan üretim seviyeleri belirlenmiştir. Hidrojeokimyasal ve izotopik veriler incelenerek su-kayaç etkileşim süreçleri, rezervuar koşullarının sıcaklıklarının tahmini, beslenme alanı yüksekliği ve jeoloji, sondaj ile jeofizik verilerinin değerlendirilmesiyle sahanın kavramsal hidrotermal modeli ortaya konulmuştur.

2. Bölgesel Jeoloji ve Tektonik

Çalışma alanı KAF'ın güneyinde, İzmir-Ankara-Erzincan ile Sakarya zonlarına ait kayaçlar tektonik ilişkiyle bir araya gelir ve bu tektonik ilişkiler örtü kayaçları ile örtülmektedir (Şekil 2).

Sahada, yüzlek vermemesine rağmen yapısal olarak altta yerleşim yaşı Geç Kretase olan ofiyolit yer almaktadır. Ofiyolitler üstte çörtlü kireçtaşı, radyolarit, spilitik bazalt ve çamurtaşı, alt kesimlerinde ise peridotit, gabro, serpantin ve kesen diyabaz dayklarından oluşur. Sakarya Kıtası'na ait Paleozoyik yaşlı kalkışist, şist, metavolkanit, fillat ve mermerlerden oluşan en yaşlı Tokat Metamorfileri bulunmaktadır.

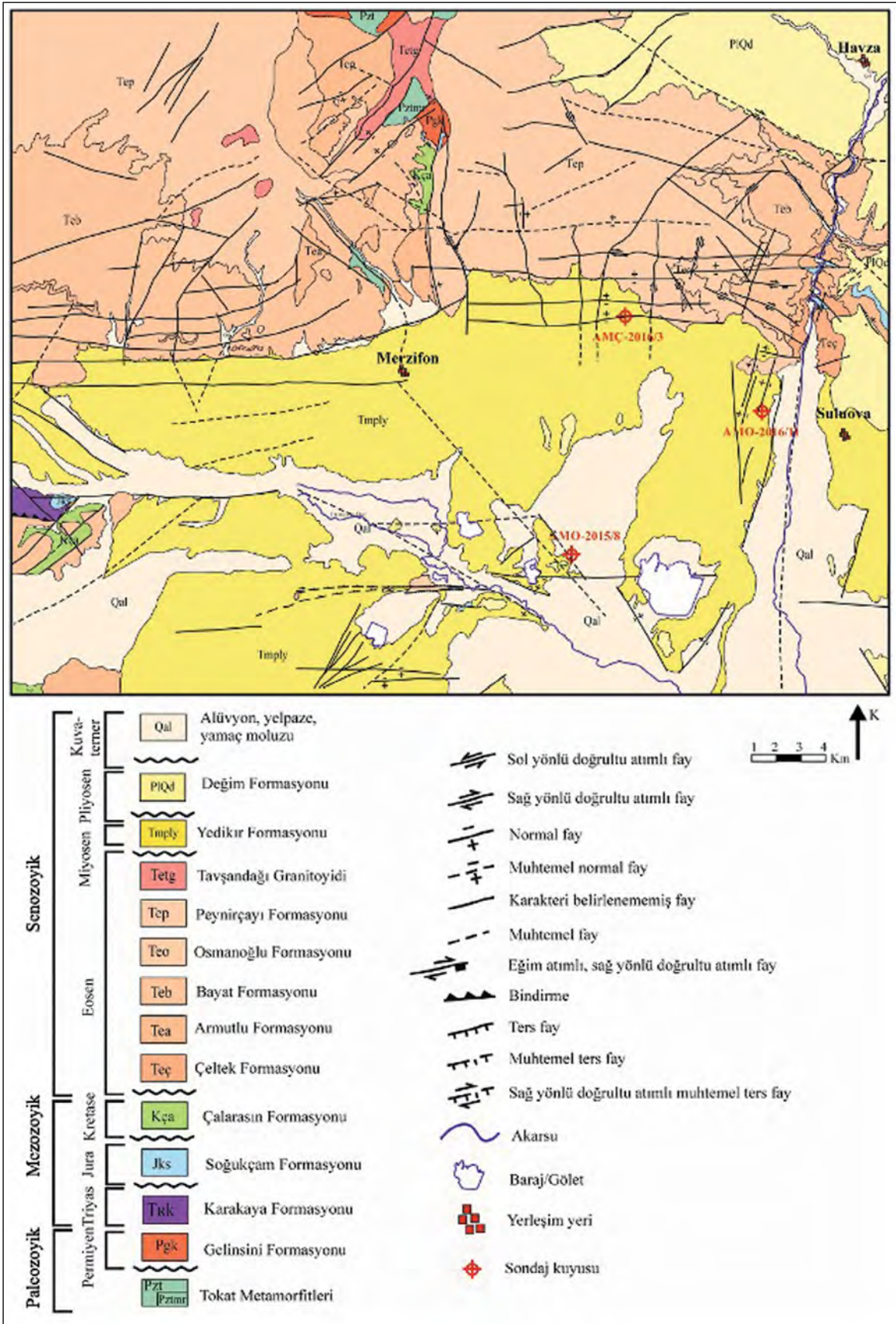


Şekil 1- Merzifon-Suluova çek-ayır havzası rölyef haritası ve jeotermal sondajların konumları (Türkiye'nin neotektonik hatları Bozkurt, 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

Tokat Metamorfittleri jeokimyasal olarak plaka içi özelliği gösteren bazik volkanitleri içermektedir (Çapan ve Floyd, 1985). Tokat Metamorfittleri, ofiyolitlerin üzerine tektonik dokanakla yerleşir. Metamorfittlerin üzeri erken-geç Permiyen yaşlı kumtaşı, çakıltaşı, ve kiltaşından oluşan Gelinsini Formasyonu ve resifal kireçtaşları ile kristalize kireçtaşından oluşan Karlık Üyesi uyumsuz olarak gelmektedir. Bunların üzerine Geç Triyas yaşlı uyumsuz olarak arkozik kumtaşı, çamurtaşı, çakıltaşı, kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve volkanitlerden oluşan Karakaya Formasyonu (Bingöl vd., 1973) gelmektedir. Bu birimlerin üzerine çörtlü kireçtaşı, mikritik kireçtaşı, marn, killi kireçtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşan uyumsuz olarak Kalloviyen-Apsiyen yaşlı (Altuner vd., 1991) Soğukçam Formasyonu gelmektedir. Bunların yanı sıra Kretase boyunca güneydeki okyanus tüketilmiş, melanjlara ve yığışım prizması oluşmuştur (Hakyemez vd., 1986). Bunların üzerini çakıltaşı, silttaşı, kumtaşı, çamurtaşı, volkanit, mikritik kireçtaşı ve kireçtaşı olistolitlerinden oluşan geç Santoniyen-Maastrichtiyen yaşındaki Çalarasin Formasyonu açısız uyumsuz olarak gelir. Sahada, Senozoyik öncesindeki birimlerin üzerlerini uyumsuz olarak kırıntılı-karbonatlı erken

Eosen-Lütesyen yaşlı kayaç serisi örter. Bunlar sırası ile kumtaşı ara katmanlı marn, silttaşı, çakıltaşı ve alt kısımları kömürlü Çelttek Formasyonu (Blumenthal, 1937), kumtaşı, konglomera, silttaşı, marn, kireçtaşı ile alt seviyelerinde bitümlü şeyl içeren Armutlu Formasyonu, alt seviyelerinin volkanik malzemeden türemiş kumtaşı, çamurtaşı, konglomera ile üst seviyeleri trakit, andezit, trakiandezit, bazaltik andezit, ojit andezit ve biyotit-andezitlerden oluşan Bayat Formasyonu, üst seviyeleri fosilli kireçtaşı ile çamurtaşı, kumtaşından oluşan Osmanoğlu Formasyonu, bunların üzerine andezit, bazalt, trakit, ojit andezit, hornblend, trakiandezit biyotit andezit ile dasitten oluşan Lütesyen sonrası, Peynirçayı Volkanitleri gelmektedir.

Porfirik doku yapısındaki Tavşandağı Granodiyoritli Lütesyen sonrasında bütün birimleri keserek yüzeyler. Bu birimlerin üzerini uyumsuz olarak Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı kumtaşı, çakıltaşı, silttaşı, kiltası, marn, çamurtaşı ve ara seviyeleri jipsli Yedikır Formasyonu örter (Gümüşi, 1980). Bunları, gevşek tutturulmuş çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Geç Pliyosen-Pleyistosen yaşlı (Karadenizli vd., 2004) Birgili vd. (1975) tarafından adlandırılan Değim Formasyonu uyumsuz olarak örter. Bütün bu



Şekil 2- Çalışma alanının jeoloji haritası.

birimlerin üzerine Kuvaterner yaşlı, tutturulmamış, çakıl ve bloklardan oluşan, tane destekli, yamaç molozu; kötü boylanmalı kum ve çakıldan oluşan yelpaze çökelleri ve çakıl, silt, kum ile çamurdan oluşan alüvyon malzemesi gelmektedir (Genç vd., 1991, Sevin vd., 2013a, b).

KAFZ'nun sağ yanal doğrultu atımlı olması ile bu alanlarda sıkışma-genişlemeli yapısal unsurların gelişmesiyle Merzifon-Suluova çek-ayır havzası oluşmuştur (Dirik, 1994). Merzifon-Suluova havzasının neotektonik dönemdeki gelişimi iki önemli aşamadan oluşmaktadır. Geç Miyosen-Erken Pliyosen'den başlayıp erken-Orta Pleyistosen'e kadar süren açılmalı rejim kontrolündeki depolanmalı havza alanları gelişmiştir. Erken neotektonik dönemde gelişen havzalar ve faylar erken-Orta Pleyistosen döneminden sonra gençleşerek sağ yanal doğrultu atımlı faylara dönüşmüştür. Geç neotektonik ve halen süre gelen dönem içerisinde Merzifon-Suluova çek-ayır havzası oluşmaktadır (Erturaç, 2009). Çalışma alanı, doğrultu atımlı ve normal bileşenli tektonik rejimin içerisinde yer alarak (Koçyiğit ve Özacar, 2003), çek-ayır havzasının kuzey kanadını sağ yanal eğim atımlı bulunan Merzifon Fay Zonu, güney kanadını ise Sarıbuğday, Eraslan ve Büyükçay sağ yanal eğim atımlı fayları, doğusunda ise normal fay karakterinde olan Suluova Fay Zonu ile havzanın ortasından geçen sağ yanal eğim atımı bulunan Uzunyazı Fayı ve sağ yanal eğim atımlı Çetmi Fayı oluşturmaktadır. Bu aktif faylar havzayı derinleştirerek havzayı sağa doğru ötelemektedir.

Havzada, D-B, KD-GB, KB-GD, DKD-BGB, KKD-GGB, BKB-DGD ve KKB-GGD olarak yedi ana fay grubuna ayrılmıştır. Fayların bazılarının neotektonik dönem öncesinde oluştuğu ancak tektonik rejimin değişmesi sonucu bir kısmının ise karakter değiştirerek yeniden çalışmaya devam ettiği düşünülmektedir. Buna göre doğu-batı fayları, baskın olarak sağ yanal ve az eğim atım bileşenli, dike yakın faylardan, kuzeybatı-güneydoğu fayları genel olarak sağ yanal ve eğim atım bileşenli, dike yakın faylardan, kuzeybatı-güneydoğu fayları sağ yanal ve eğim atım bileşenli, genellikle dike yakın faylardan, doğu/kuzeydoğu-batı/güneybatı fayları, genellikle sağ yanal ve az eğim atım bileşenli, genelde 80°'den dik faylardan, kuzey/kuzeydoğu-güney/güneydoğu fayları, genelde sol yanal ve az eğim atım bileşenli

dike yakın faylardan, batı/kuzeybatı-doğu/güneydoğu fayları sağ yanal ve az eğim atım bileşenli, dike yakın faylardan ve kuzeybatı-güney/güneydoğu fayları ise sağ yanal ve az eğim atım bileşenli, dike yakın faylardan oluşmaktadır.

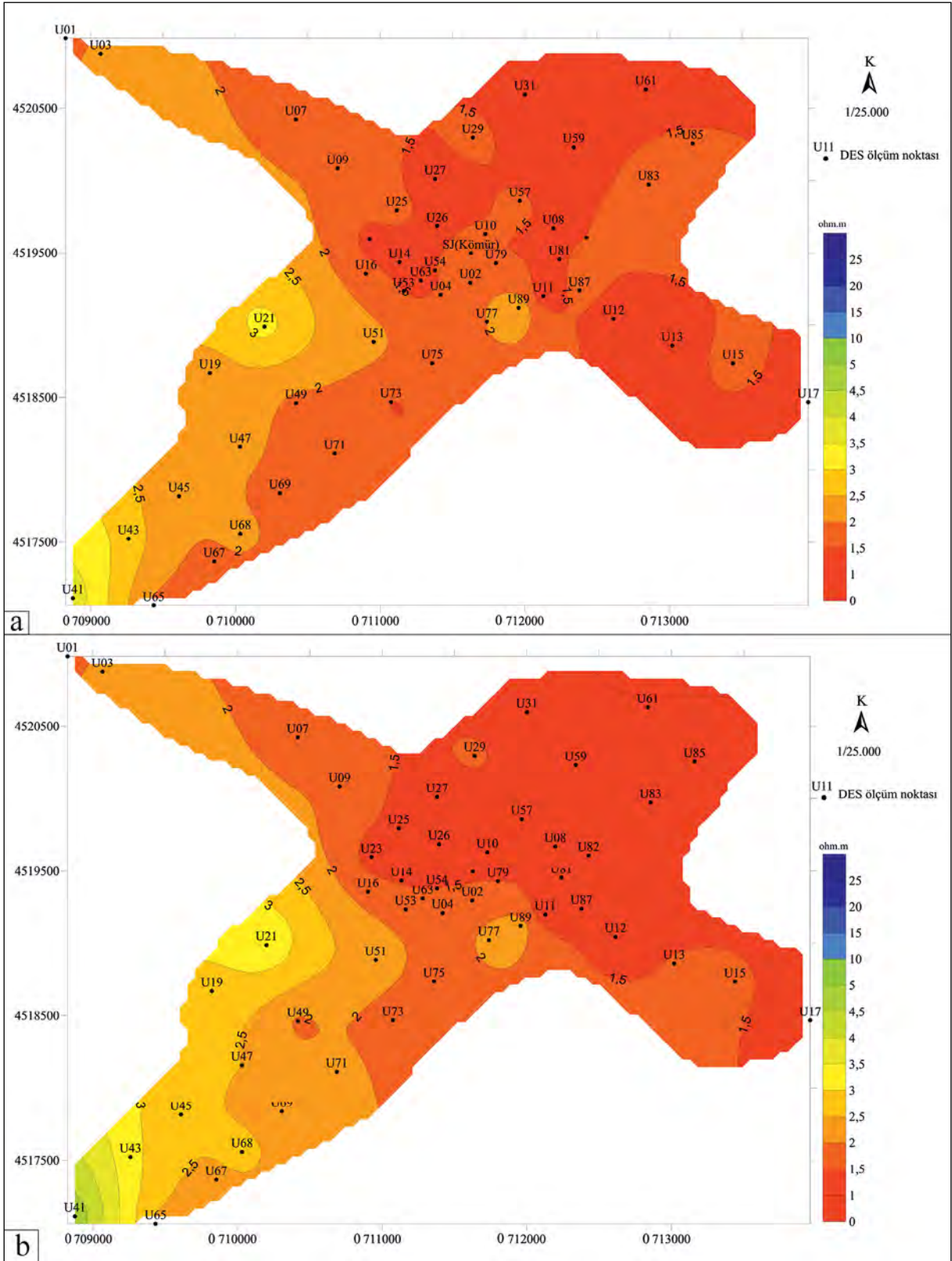
3. Jeofizik, Hidrojeokimya, İzotop, Sondaj Çalışmaları

3.1. Jeofizik Çalışmaları

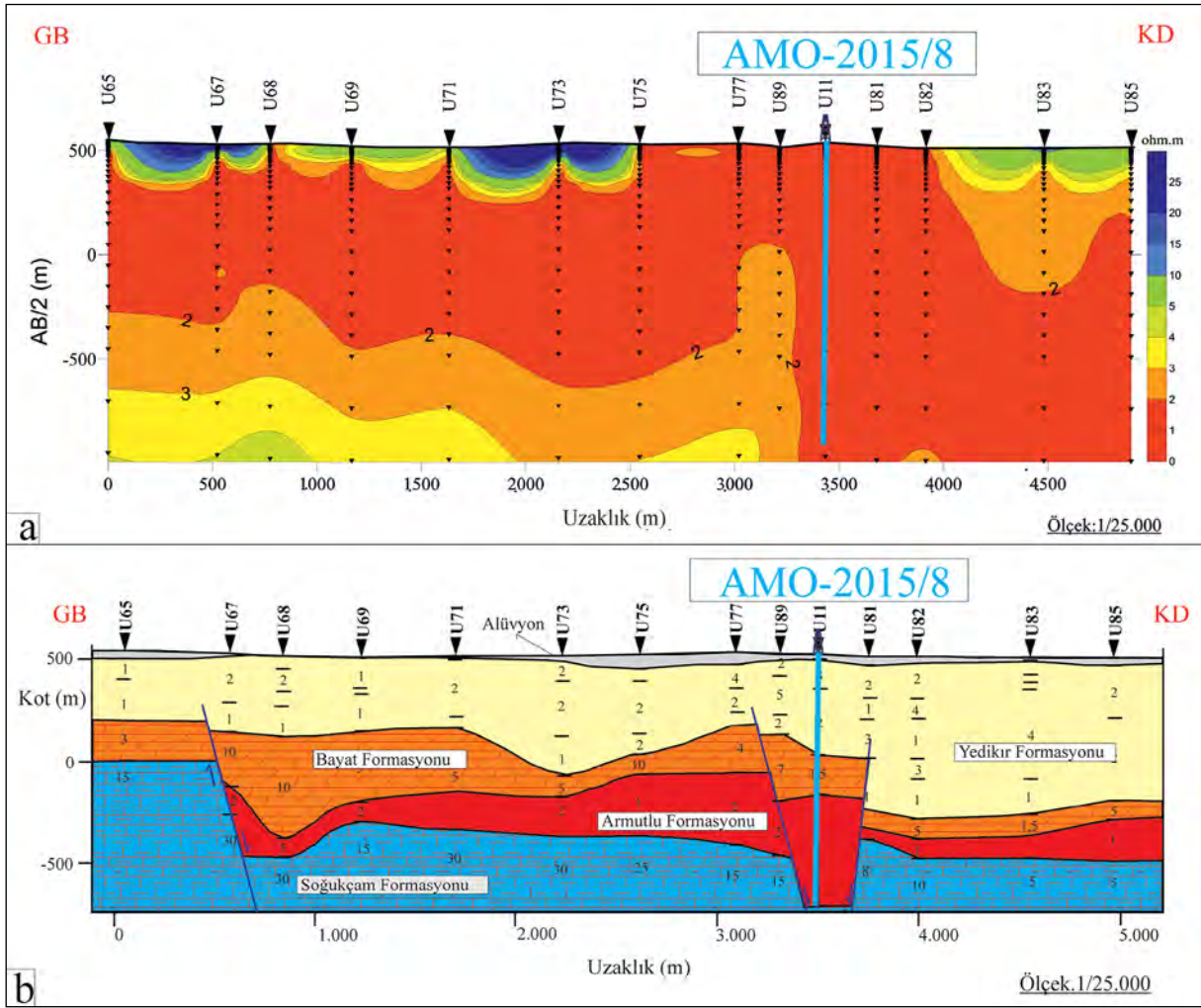
Merzifon çek-ayır havzasında yeraltı yapısının incelenmesi ve jeotermal alan sınırları ile uygun jeotermal sondaj yerlerinin tespiti için 393 adet düşey elektrik sondaj (DES) ile doğal potansiyel (SP) yöntemi uygulanmıştır. Elde edilen jeofizik verilerle jeoelektrik yapı kesitleri, görünür eş özdirenç kesitleri, SP grafikleri ve seviye haritaları oluşturulmuştur.

Merzifon-Suluova çek-ayır havzasında 750 m ve 1000 m derinliklerinin görünür eş özdirenç seviye haritasında, AMO-2015/8 sondaj noktasının güneybatısında 1,5 ohm.m'lik görünür eş özdirenç konturu saha derinleştikçe kuzeydoğu yönünde ilerlemektedir. Sahanın güneybatısında ise temele ait yüksek özdirençler görülmektedir. Kuzeydoğu yönünde artan sedimanter kalınlığı ve birimlerin tuzluluğana bağlı olarak düşük özdirenç seviyeli yapıyı sergilemektedir. Görünür eş özdirenç konturları, U23, U54, U79, U11 ve U13 noktaları boyunca uzanan yaklaşık kuzeybatı güneydoğu doğrultulu tektonik bir hattın belirtisidir (Şekil 3a, 3b). Bu ölçülerin Eosene ait birimlerine girişi yaklaşık olarak 1.250 m olduğu ve 1.750 m yapılan açılım sonrasında bu birimlerden çıkış görülemediği. Bu çalışmaların tümüyle değerlendirilmesinden sonra özdirenç düşümü dikkate alındığında ise U08 noktasındaki düşey elektrik sondajının olduğu nokta önemli görülmüş ve U08 DES noktasında $AB/2 = 1.000$ m için 1,1 ohm.m'lik görünür özdirenç değeri okunmuş ve bu noktada 1.000 metrelerden sonra kırıntılı Eosen birimlerine girileceği düşünülmüş fakat 1.500 m'den sonrasında ölçülerde potansiyel oluşumu sağlanamamıştır.

Sahada, 13 adet DES noktasından oluşan AMO-2015/8 jeotermal sondajında bulunduğu profilde görünür eş özdirenç (Şekil 4a) ve jeoelektrik yapı kesitleri (Şekil 4b) değerlendirilerek, profilde



Şekil 3- AMO-2015/8 jeotermal sondaj çevresi alanın a) 750 m ve b) 1.000 m görünür eş öz direnç seviye haritaları.



Şekil 4- a) AMO-2015/8 jeotermal sondajında bulunduğu profile ait görünür eş öz direnç kesiti. b) AMO-2015/8 jeotermal sondajında bulunduğu profile ait elektrik yapı kesiti.

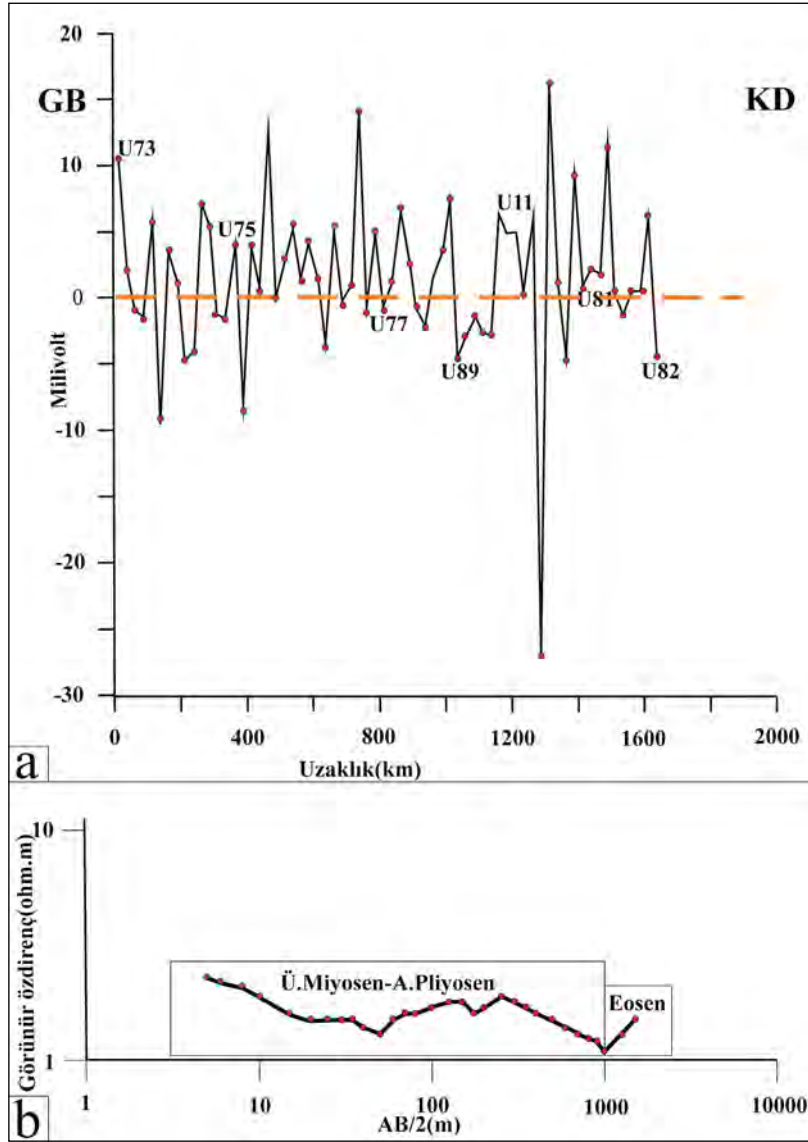
jeoelektrik temel görünür eş öz direnç konturlarının 2-4 ohm.m olduğu görülmüştür. Profilde U77 ve U11 DES noktaları arasında jeoelektrik temel girişinin derinliği 950 m'den 1250 m'ye düşmekte ve düşey yöndeki bu ani değişimin tektonik hat üzerinde gelişen jeotermal akışkan olabileceği yorumlanmıştır. Jeotermal sondajının bulunduğu noktaya yakın olan bu U11 DES noktasında 1000 ile 1250 m jeoelektrik temel giriş derinliği olduğu düşünülmüştür.

Aynı profilde, U73 DES noktasından başlayıp 25 m aralıklar ile GB-KD doğrultusu boyunca 1700 m SP (Doğal Potansiyel) ölçüsü alınarak değerlendirilmiştir. Bu ölçüde +16, -27 mv (milivolt) arasında maksimum gerilim U11-U81 DES noktaları arasında yakalanmıştır (Şekil 5a). Bu nokta

üzerinde alınan DES eğrisinde 1.000 m'den sonra düşük rezistiviteli bir yukarı dönüş izlenmektedir. Bu eğrinin dönüşü jeoelektrik tabana giriş olarak düşünülmüş ve jeotermal anomali olarak görülmüştür (Şekil 5b). Bu alanın güneyinde havzanın ortasından geçen Uzunyazı Fayının bulunması ve çek-ayır havzanın yeterli örtü kalınlığına sahip olması ile kuzeydoğudaki ısıtıcı Tavşandağı granodiyoritinin olmasından dolayı U11 noktasında jeotermal sondajı yapılmıştır.

3.2. Sondaj Çalışmaları

Jeoloji, jeofizik, hidrojeokimya, izotop çalışmalarının değerlendirilmesi havzada AMO-2015/8 (Amasya-Merzifon-Ortaova-015/8), AMÇ-



Şekil 5- AMO-2015/8 jeotermal sondajından geçen a) Doğal Potansiyel (SP) kesiti. b) DES eğrisi.

2016/3 (Amasya-Merzifon-Çobanören-2016/3) ve ASK-2016/11 (Amasya-Suluova-Kazanlı-2016/11) üç adet jeotermal sondaj yapılmış ve yukarıdaki kısıtlamalar kullanılmıştır. Bu sondajlardan AMO-2015/8 jeotermal sondajının litoloji logu, çamur giriş çıkış sıcaklıkları, jeofizik logları, kaçaqları, teçhizi, testi ve kuyu üretim bilgileri verilmiştir (Şekil 6).

AMO-2015/8 jeotermal sondajında en yüksek çamur sıcaklığı 2.154 m'de 59,4 °C olarak ölçülmüş ve 70,1 m³ toplam çamur kaçağı 1.550-2.100 m'ler arasında kaydedilmiştir. Kuyu tabanı 2.200 m'de iken teçhiz planı ve rezervuar parametreleri için

termik 1-2-3, gamma-ray (GR), neutron, rezistivite ve caliper log ölçüleri alınmıştır. Sirkülasyonun kesilmesinden 24 saat sonra termik-1 ölçüsü alınmış, 1.875 m'de kuyu taban sıcaklığı 76,5 °C ve statik çamur seviyesi 4 metre olarak ölçülmüştür. Sirkülasyonun kesilmesinden 29 saat sonra termik-2 ölçüsü alınmış, 2.200 m'de kuyu taban sıcaklığı 87,65 °C ve statik çamur seviyesi 6 m olarak ölçülmüştür. Kuyuda, 15 dakika beklemeyle kuyu taban sıcaklığı 90,1 °C'ye yükselmiştir. Sirkülasyonu kesilmesinden 51 saat sonra termik-3 ölçüsü alınmış, 2.200 m'de taban sıcaklığı 89,94 °C ile statik çamur seviyesi 12 metre olarak ölçülmüştür. Kuyuda, 15

ÜST SİSTEM				LİTOLOJİ VE KUYU DONANIMI	AÇIKLAMALAR	Kaçak (m ³)	
SİSTEM SERİ	KAT	FORMASYON	SİMGE				
SENOZOYİK	NEOJEN MIYÖSEN	ALÜVYON DEĞİM	Qal Plqd	8	100 m	ALÜVYON; blok, çakıl, kum, silt, çamur, Gevşek, tutturulmamış sarımsı bej, açık kahve renkli çakıl, kum, kil, silt.	
				20	26"		
				100	96 m, 20" kaynaklı	Yeşilimsi gri, gri, sarımsı bej, açık kahve renkli kilttaş.	
				100	686 m 17 1/2"	Ardalanmalı ince tabakalı mar, kilttaş.	
				100	679,5 m 13 3/8" casing	Yeşilimsi gri renkli siltli kilttaş, ince tabakalı fosilli kireçtaş.	
				500	1212 m 12 1/4"	Gevşek tutturulmuş çakiltaş, kaba orta taneli kumtaş, silttaş, çamurtaş.	
				688	1186,96 m 9 5/8" casing	Kahvemsı yer yer bordo renkli siltli çamurtaş.	
				688		Kahverenkli kil matrisli konglomera-kumtaş.	
				1100		Karot: (1230-1232,5) Gri renkli silttaş.	
				1212		Bordo-kahve renkli çamurtaş, konglomera.	
EOSEN	BAYAT	Teb	Teo	1430		Bazaltik-andezitik lav, Ardalanmalı volkano-sedimanter (tüf, tüfit, aglomera, çamurtaş, kumtaş, konglomera).	
				1430		Skarn zonu; Altare andezit, bazalt, hematitleşme, limonitleşme yer yer silisifiye zon.	40,6
				1770	2200m, 8 1/2"	Granodiyorit, diyorit porfir.	3,5
				2022		Anklav: Grimsi beyaz renkli, çatlaklı yer yer pirit sıvımalı mermer.	2
				2032	1032,30m 6 5/8"	Skarn zonu: Hematitleşme, limonitleşme yer yer silisifiye zon.	20,5
				2120		Spilit, bazalt	3,5
				2200		Karot: (2198-2200) Spilit.	

Şekil 6- AMO-2015/8 jeotermal sondaj kuyu logu (Özçilci vd., 2019).

dakika bekleme ile 91,4 °C'ye yükselmiştir. AMO-2015/8 jeotermal sondajında teçhiz yapıldıktan sonra kuyu yıkama jetiyle yıkanmış ve kuyunun artezyen akışı sağlanmıştır. Kuyubaşı basıncı 18 bar ölçülmüştür. Kuyu kompresörlü üretimin ardından 69,0 °C sıcaklığa ve 8 l/s artezyenik debiye ulaşmıştır. Kuyuda, 2.175 m'de en yüksek 94,05 °C statik sıcaklık ölçülmüştür. Havzada yapılan diğer kuyulardan ASK-2016/11 ve AMÇ-2016/3 sondajında kuyu taban sıcaklıkları sırasıyla 95,5 °C ve 87,65 °C olarak kayda geçirilmiştir (Öziçli, 2020).

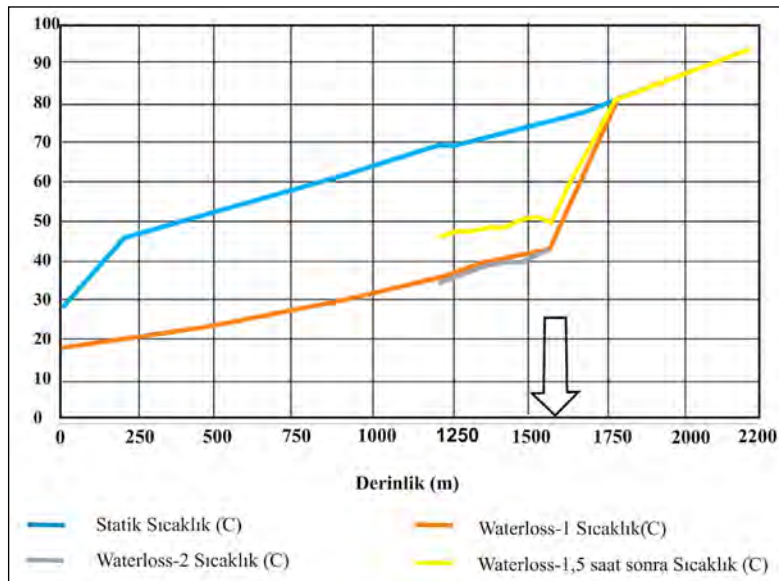
Preventer kapalı iken kuyuya waterloss yapılarak toplam 135 ton soğuk su basılarak statik sıcaklık ölçüsü tekrarlanmış ve grafiğe göre 1.550-1.600 m'ler arasında su kaybı olduğu gözlemlenmiştir. Statik sıcaklık grafiğine göre bu seviyelerin altında bir soğuma gerçekleşmemiş dolayısıyla bu seviyeler altında bir geçirgen zonun bulunmadığı görülmüştür. Kuyuda enjeksiyon testleri tekrar edilip warm-up ve sıcaklık profiline göre geçirgen zonun yine 1.550-1.600 m'ler arasındaki olduğu yani değişmediği görülmüştür (Şekil 7).

Kuyuda, 1.600 m'den çekilerek build-up testi alınmış ve yatay üretim vanası kapatılmıştır. Build-up eğrisine göre üretim endeksi $P.I = 3,12$ ton/saat/bar hesaplanmıştır. Artezyenik olarak kuyuda 8 l/sn. ve kompresörle 14l/sn (220m) debi ölçümü

yapılmıştır. Kuyubaşı üretim sıcaklığı 69 °C ölçülmüştür. Kuyuda, en yüksek ölçülen 2.170 m'deki dinamik sıcaklık 94,26 °C, en yüksek statik sıcaklık 2.175 m'de 94,05 °C olarak ölçülmüştür. Kuyuda üretim zonunda ortalama sıcaklık ise 78 °C'dir. Kuyunun üretim endeksi 3,12 t/sa/bar ve enjeksiyon endeksi 1,38 t/sa/bar hesaplanmıştır. Kuyu statik halde 15 bara yükselen kuyubaşı basıncının üretim esnasında sıfıra düştüğü belirlenmiştir (Öziçli, 2020).

3.3. Hidrojeokimya Çalışmaları

Merzifon-Suluova çek-ayır havzasında 27 adet yüzey ve yeraltı suyu (kuyu ve kaynak) örnekleme noktaları ile 3 adet derin jeotermal sondaj kuyusundan olmak üzere toplam 30 adet noktada sıcaklık, EC, tuzluluk ve pH ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 1). Ayrıca söz konusu örneklerde majör iyon analizleri için örnekler alınmış ve bu kimyasal analizler MTA Genel Müdürlüğü laboratuvarında yapılmıştır. Bu numunelerin sıcaklıkları 11,1 °C - 29,4 °C arasında, elektriksel iletkenlikleri ise (EC 25 °C) 54-2970 μ S/cm arasında değişmektedir. AMO-2015/8 jeotermal kuyusunun sıcaklığı 69 °C, EC'si 4594 μ S/cm tuzluluğu 2,3 ppt ölçülürken (Öziçli vd., 2019), ASK-2016/11 ve AMÇ-2016/3 kuyularında ise 43,8 °C, 5690 μ S/cm ve 2,16 ppt ile 56 °C, 5109 μ S/cm ve 1,79 ppt olarak ölçülmüştür (Öziçli, 2020).



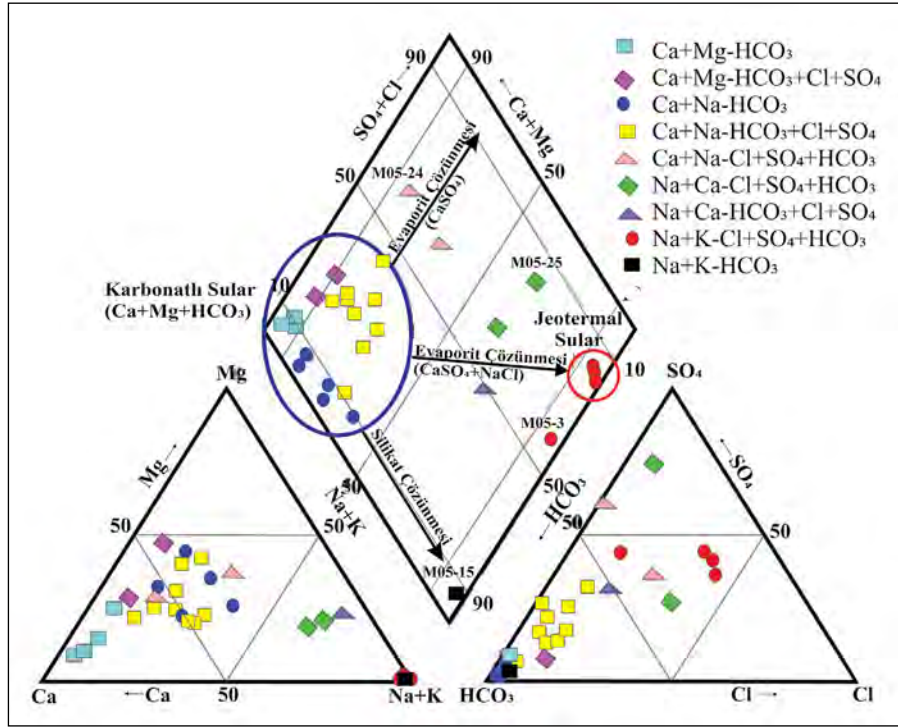
Şekil 7- AMO-2015/8 jeotermal kuyusu water-loss grafiği.

Back (1960, 1961), “jeolojik fasiyes” kavramından esinlenerek, yeraltı sularının hidrojeolojik sistem içerisinde geçirdikleri jeokimyasal süreçler sonucunda sahip olduğu kimyasal bileşim için “hidrokimyasal fasiyes” kavramını ortaya atmıştır. Bu kavram, fasiyes türlerinin üzerinde, su-kayaç etkileşim süreçlerinin yanı sıra deniz suyu karışımı gibi diğer fizikokimyasal süreçlerin de etkin olduğunu ifade eder. Buna ek olarak, özellikle jeotermal sistemlerde artan sıcaklık koşullarında, katyon takas tepkime hızları da artarak major iyon bileşimlerinin kısmen değişmesine neden olmaktadır.

Çalışma alanından örneklenen suların Ca+Mg, Na+K, HCO₃+CO₃ ve Cl+SO₄ iyon çiftlerini meq/l toplam derişimlerinin bağıl oranlarına göre hidrokimyasal fasiyes türleri (Back, 1961) sınıflamasına göre belirlenerek Çizelge 1’de verilmiştir. Hidrokimyasal fasiyes tipleri bu amaç için hazırlanan Piper diyagramında da gösterilmiştir (Şekil 8). Jeotermal kuyu suları dahil, alandaki yüzey-yeraltı suyu örnekleri 9 farklı hidrokimyasal fasiyes grubuna girmektedir. Hidrokimyasal fasiyes türlerin oluşumunu denetleyen üç jeokimyasal süreç ayırt edilmiştir. Bunlardan ilki, örneklenen suların çoğunlukla içinde

Çizelge 1- Örneklenen sulara ait fiziksel parametreler ve majör iyon analiz sonuçları (mg/l).

	T (°C)	pH	EC (25 °C) (mS/cm)	K	Na ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	Fasiyes Tipi (Back, 1961)
M05-1	16,4	7,5	981	1	57,8	83,9	59,8	484	75,2	48,3	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-2	18,2	7,5	2950	8,94	465	120	75,2	496	290	283	Na+Ca-Cl+SO ₄ +HCO ₃
M05-3	20,6	9,3	1422	0,05	328	3,21	4,38	406	343	82,7	Na+K-Cl+SO ₄ +HCO ₃
M05-4	17,1	7,35	1012	5,23	47,2	107	63,3	598	141	26,2	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-5	19,7	7,8	2970	15,6	569	50,2	105	1124	552	220	Na+Ca-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-6	21,9	7,6	723	1,58	32,6	68,3	46,5	514	22,4	7,36	Ca+Na-HCO ₃
M05-7	20,9	7,4	317	3,62	20,9	38	10	221	4,95	7,74	Ca+Na-HCO ₃
M05-8	16,6	7,3	252	3,42	17,1	21,8	12,8	191	2,96	2,74	Ca+Na-HCO ₃
M05-9	20,6	7,3	575	1,35	11,2	98,4	22,2	389	24,7	4,35	Ca+Mg-HCO ₃
M05-10	21,9	7,3	930	7,26	32,8	150	31,3	472	66,4	35,6	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-11	18,6	7,6	600	3	63,6	51,8	22,9	423	25,4	6,23	Ca+Na-HCO ₃
M05-12	11,1	7,6	412	<1	4,79	89,4	5,79	295	12	2,34	Ca+Mg-HCO ₃
M05-13	29,4	7,5	357	1,49	5,75	74,9	5,72	246	18,9	1,3	Ca+Mg-HCO ₃
M05-14	12,7	7,6	320	<1	6,76	61,2	7	239	15,8	2,11	Ca+Mg-HCO ₃
M05-15	18,8	8,3	1698	2,89	373	4,25	1,44	1029	28,3	27,4	Na+K-HCO ₃
M05-16	12,7	7	1200	22,3	63,2	154	59,4	438	204	50,7	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-17	17,9	6,5	385	1,22	31,2	46,7	11,9	210	36,4	10,1	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-18	18,7	7	1496	2,09	158	128	97,4	461	582	4,29	Ca+Na-Cl+ SO ₄ +HCO ₃
M05-19	16,1	6,5	698	1,23	19,5	79,8	52,8	385	115	4,44	Ca+Mg-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-20	12,9	6	280	2,07	12,1	38,4	10,9	146	43,8	1,64	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-21	11,7	6,5	1162	16,4	23,6	188	52,2	607	48,3	54,1	Ca+Mg-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-22	18	6,8	278	<1	12,6	38,6	14,1	226	4,69	1,74	Ca+Na-HCO ₃
M05-23	11,5	6	54	1,72	3,65	5,58	1,72	37,5	2,25	<1	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-24	15,8	7	1754	1,65	82,4	247	81,6	425	336	177	Ca+Na-Cl+ SO ₄ +HCO ₃
M05-25	15,6	8	3428	2,93	664	121	111	469	1530	110	Na+Ca-Cl+SO ₄ +HCO ₃
M05-26	17,7	7,5	847	1,24	75,9	108	27,4	423	85,2	44	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
M05-27	13,4	7	1035	4,71	74,1	138	38,9	462	144	38,1	Ca+Na-HCO ₃ +Cl+SO ₄
AMO-2015/8	69	8,9	4594	36,8	1047	4,67	<1	509	753	658	Na+K- Cl+SO ₄ +HCO ₃
AMC-2016/3	56	7,6	5109	8,7	1246	33,1	8,26	677	1229	864	Na+K- Cl+SO ₄ +HCO ₃
ASK-2016/11	43,8	8	5690	15,5	1493	29,6	4,96	783	1464	908	Na+K- Cl+SO ₄ +HCO ₃



Şekil 8- Çalışma alanında örneklenen sulara ait Piper (1944) diyagramı.

buldukları Ca+Mg-HCO_3 , Ca+Na-HCO_3 , $\text{Ca+Mg-HCO}_3+\text{Cl+SO}_4$ ve $\text{Ca+Na-HCO}_3+\text{Cl+SO}_4$ fasiyes grupları ile temsil edilen karbonatlı minerallerin çözünme sürecidir. Bu fasiyes grubuna giren sular göreceli olarak düşük iyonik içeriğine sahip olup EC değerleri 54-1200 mS/cm arasında değişmektedir.

İkinci önemli süreç ise havzada geniş düzlüklerde yüzlek veren Yedikır Formasyonu içinde de gözlenen evaporitik minerallerin çözünmesidir. Bu süreç etkisindeki yeraltısuları daha yüksek iyonik derişimlere sahip olup EC değerleri 1422-3428 mS/cm arasında değişmektedir. Jips, anhidrit gibi minerallerin çözünmesi özellikle M05-24 nolu örnekte baskındır. Bu süreç etkisindeki diğer noktalarda ise halitin çözünmesi de diğer evaporitik minerallere eşlik etmektedir.

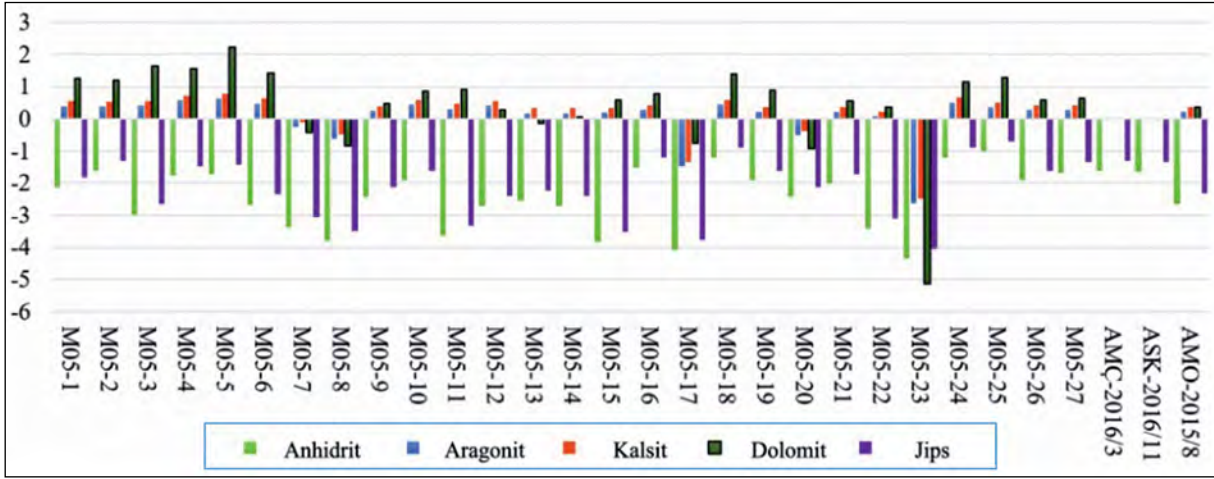
Üçüncü süreç ise sadece M05-15 nolu noktada gözlenen silikatlı minerallerin çözünmesidir. Silikatlı minerallerin düşük çözünürlüğü nedeniyle bu süreç genelde silikatlı kayalardan oluşan rezervuarlara sahip yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemlerde (örn. Kızıldere ve Salavatlı) gözlenmektedir. Çalışma kapsamında açılmış jeotermal sondaj kuyuları farklı

alanlarda bulunmalarına karşın Piper diyagramında aynı noktada kümelenmişlerdir. Bu durum sondajlardan elde edilen akışkanların kökenlerinin benzer olduğu, aynı litolojik birimlerle temasta olduğu, yeraltında benzer jeokimyasal süreçlerden etkilendiklerini göstermektedir.

Termal sular da evaporitik minerallerin çözünmesinden etkilenmelerine karşın bölgedeki yeraltı sularından farklı olarak $\text{Na+K-Cl+SO}_4+\text{HCO}_3$ hidrokimyasal fasiyes grubuna girmektedir. Özellikle Na bakımından zengin ve Ca ile Mg derişimlerinin görece daha düşük olmaları yüksek rezervuar sıcaklığı koşullarında karbonat mineral çözünürlüğünün azalması bu iyonların karbonat bileşikleri şeklinde su fazından ayrılmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 8).

3.3.1. Suların Mineral Doygunlukları

Çalışma alanında örneklenen suların aragonit, anhidrit, kalsit, dolomit ve jips minerallerine göre doygunluk analizleri PHREEQC ile yapılarak sonuçlar diyagram olarak Şekil 9'da sunulmuştur. Bu diyagrama göre M05-2, M05-3, M05-4, M05-5, M05-6, M05-9, M05-10, M05-11, M05-12, M05-13,



Şekil 9- Çalışma alanındaki örneklene sulara ait doygunluk analizi.

M05-14, M05-15, M05-16, M05-18, M05-19, M05-21, M05-22, M05-24, M05-25, M05-26, M05-27 no.lu örnekler jips ile anhidrite göre doygun değil (çözündürücü); aragonit, kalsit ve dolomite göre ise aşırı doygun (çöktürücü). M05-7, M05-8, M05-17, M05-20, M05-23 örnekleri ise ilgili minerallere göre doygun değildir. M05-1 örneği aragonit ve anhidritle dengede, dolomit, kalsite doygun ve jips ile ise doygun değildir (çözündürücü).

ASK-2016/11 ve AMÇ-2016/3 jeotermal sondajlarına ait sular kalsit, aragonit ve dolomit mineralleri ile dengede olup anhidrit ve jips göre doygun değildir (çözündürücü). AMO-2015/8 sondajına ait su ise kalsit ve aragonite göre doygun, jips ve dolomitte dengede, anhidrite ise doygun değildir ve bu suda karbonatlı ve silisli kabuklaşma beklenir. Üretim sırasındaki basınç kayıpları ile jeotermal kuyu sularında kabuklaşma sorunuyla karşılaşılması muhtemeldir.

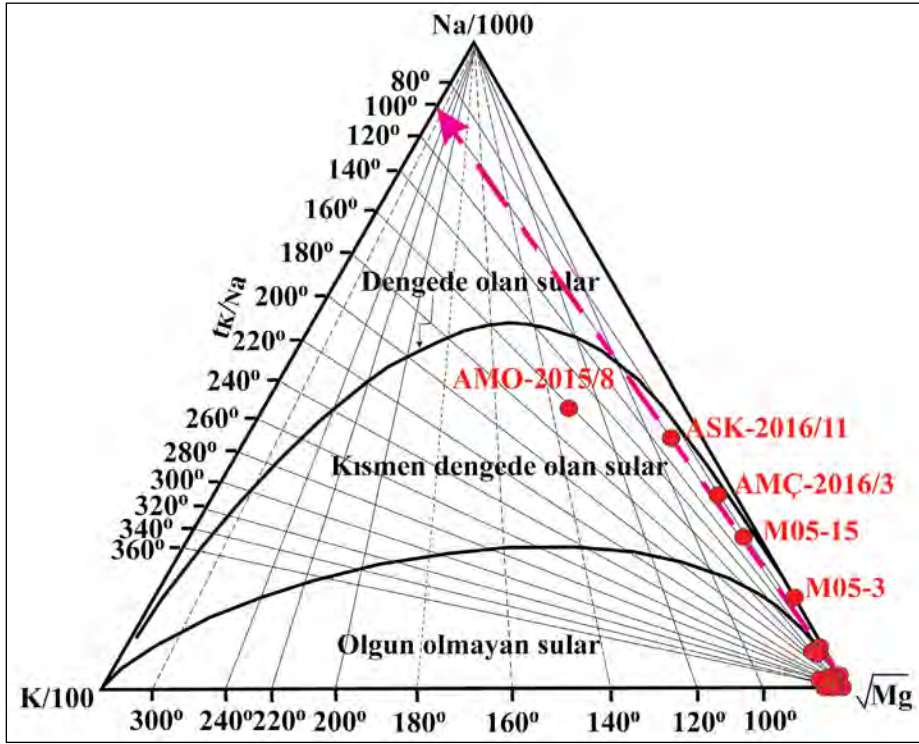
3.2.2. Jeotermometre Hesapları

Sahada, yüzey kaynak sularına ait kimyasal bileşimleri, jeotermal enerji çalışmalarında, akiferin akışkan sıcaklığını tahmin edilmesinde kullanılmaktadır. Yer altından jeotermal akışkanlar, yüzeye çıkarken kimyasal ve fiziksel süreçlerle yüzeydeki sularla veya üst zonlardaki farklı akifer sularıyla değişik oranlarda karışarak mevcut sıcaklığı ve kimyası değişmektedir.

Rezervuar sıcaklığı tahmini öncesinde örneklenen suların kimyasal jeotermometrelere uygunlukları Na-K-Mg üçlü-denge yöntemine (Giggenbach, 1988) göre değerlendirilmiştir (Şekil 10). Na-K-Mg diyagramı, Na-K ve K-Mg jeotermometrelerinin dayalı olduğu takas tepkimelerinin denge durumuna göre üç bölümden oluşmaktadır. Bunlar, ilgili kimyasal tepkimenin dengede olmadığı “Olgun olmayan sular”, tepkimenin denge durumuna doğru ilerlediği veya seyrelme-soğuma vb. süreçler nedeniyle dengenin kısmen bozulduğu “Kısmen dengede olan sular” ve tepkime dengesinin kurulu olduğu “Dengede olan sular” bölümleridir. Jeotermal sondaj suları (AMÇ-2016/3, AMO-2015/8, ASK-2016/11) ile M05-15 ve M05-3 noktalar diyagramda “Kısmen dengede olan sular” kısmında olup, diğer su noktaları ise “Olgun olmayan sular” bölümündedir.

Na-K-Mg diyagramında noktaların doğrusal bir hat üzerindeki dizilimleri oldukça dikkat çekicidir. AMO-2015/8 noktası belirlenme limitlerinin altındaki Mg derişimi nedeniyle doğrusallıktan sapma yapmış olmasına karşın diğer su noktaları 100 °C’lik denge noktasına doğru bir yönelim sergilemektedir. Bu durum nedeniyle havzadaki jeotermal sistemlerin rezervuar sıcaklığının 100 °C’ye kadar ulaşabileceği düşünülmektedir.

Bu çalışma kapsamında numunelere kısmen denge durumunda olan su noktalarına farklı araştırmacılar tarafından önerilen katyon jeotermometre eşitlikleri uygulanmıştır (Çizelge 2).



Şekil 10- Örneklenen numunelere ait (Giggenbach,1988) Na-K-Mg üçgen diyagramı (AMO-2015/8 noktasının Mg derişimi 1 mg/l olarak kabul edilmiştir.

Çizelge 2- Katyon jeotermometreleri ile muhtemel hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (°C).

Numune Adı	Na-K ¹	Na-K ²	Na-K ³	Na-K-Ca ⁴	K-Mg ³
AMO-2015/8	146	142	161	170	134
AMÇ-2016/3	69	61	82	90	66
ASK-2016/11	85	78	100	107	86

(¹Arnórsson vd.,1983), (²Fournier, 1979), (³Giggenbach, 1988), (⁴Fournier ve Truesdell, 1973)

Na-K jeotermometreleri: Yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemlerdeki potasyum ve sodyum değişimleri sulu çözeltiler ile alkali feldispatlar arasındaki ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}^+ \leftrightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Na}^+$) iyon takas değişimiyle olmaktadır. İyon takas değişimleri 300 °C ve altındaki sıcaklıklarda yavaş olduğundan, uzun süreli yeraltı geçişini temsil eden jeotermal sistemler için Na/K jeotermometreleri uygulanması gerekmektedir. ASK-2016/11 sondajında kuyu taban sıcaklığı 95,5 °C olarak ölçülmüş olmasına karşın Na/K jeotermometreleri 78-100 °C arasında sıcaklıklar türetmiştir. Benzer bir şekilde AMÇ-2016/3 sondajı kuyu taban sıcaklığı 87,5 °C olmasına karşın Na/K jeotermometreleri ise 61-82 °C aralığında sıcaklıklar türetmiştir. AMO-2015/8 sondajında Na/K jeotermometre sıcaklıkları 142-161 °C aralığında,

kuyu taban sıcaklığı olan 94,05 °C' nin üzerinde değerler türetmiştir.

K-Mg jeotermometresi: Sıcaklık değişimine hızlı tepki veren K ile Mg arasındaki katyon takas tepkimeleri, bu iyon değişimlerinin jeotermometre olarak kullanımına olanak sağlamaktadır. Na-K ve K-Mg arasındaki katyon takas tepkimeleri jeotermal akışkanın yükselirken etkilendiği fiziksel süreçlerin ayırtlanmasını sağlamaktadır (Giggenbach, 1988). K-Mg jeotermometre eşitliği jeotermal kuyular için 66-134 °C aralığında değerler türetmiştir. AMÇ-2016/3 ve ASK-2016/11 noktaları için hesaplanan değerler taban sıcaklıklarından düşük olması nedeniyle bu jeotermometre sonuçları güvenilir kabul edilmemiştir.

Na-K-Ca jeotermometresi: Na-K katyon jeotermometrelerinde, Ca içeriğinin yüksek olduğu düşük sıcaklıklı jeotermal sistemlerinde yüksek sonuçlar üretmektedir. Bu sular için Fournier ve Truesdell (1973) Na-K-Ca jeotermometre eşitliğini geliştirmiştir. Buna göre ASK-2016/11 sondajında Na-K-Ca jeotermometresi 107 °C üretmiş ve kuyu taban sıcaklığı 95,5 °C'ye nispeten yakındır. AMÇ-2016/3 sondajında da kuyu taban sıcaklığına yakın, 90 °C'lik sıcaklık üretmiştir. AMO-2015/8 sondajında ise kuyu taban sıcaklığının (94,05 °C) oldukça çok üzerinde, 170 °C'lik sıcaklık üretmiştir.

Yapılan jeotermometrik hesaplamalar sonucunda Na-K ile K-Mg jeotermometrelerinin ölçülen taban sıcaklıklarından daha düşük değerler üretmeleri nedeniyle bu katyon jeotermometreler güvenilir kabul edilmemiştir. Na-K-Ca jeotermometresi ise AMÇ-2016/3 ve ASK-2016/11 kuyuları için makul sonuçlar (90-107 °C) üretmesine karşın AMO-2015/8 için 170 °C'lik yüksek bir sıcaklık üretmiştir. Bu sonuçlar ile Na-K-Mg üçgen diyagramından elde edilen sonuç dikkate alındığında çalışma alanındaki rezervuar için 100 °C civarında sıcaklıklar beklenmektedir.

3.4. İzotop Çalışmaları

İzotop teknikleri kullanılarak yüzey ve yeraltı, suların kökeni ve dolaşım sistemleri, yeraltındaki dolaşım süresi, beslenme alanı yükseklikleri, buhar kaybı, farklı sularla karışım oranları, su-kayaç etkileşimi, buharlaşma süreçleri hakkında bilgi vermektedir. Çalışma alanındaki termal suların kökeni, sıcaklığın su-kayaç etkileşimi üzerindeki etkisi ve karışım süreçlerinin aydınlatılması amacıyla farklı su noktalarından izotop [trityum (TU), döteryum (δD), oksijen-18 ($\delta^{18}O$)] örnekleri alınmış ve bu izotop örneklerinin analizleri DSİ Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi Başkanlığı İzotop Laboratuvarları'nda yaptırılmıştır. Sonuçları Çizelge 3'te verilmiştir.

3.4.1. Oksijen18-Döteryum İlişkisi

Hidrojen ve oksijenin kararlı izotopları arasındaki oransal değişimleri, hidrolojik çalışmalarda izleyici olarak kullanılmalarını sağlamaktadır. Hidrolojik çevrimde buharlaşma ve yoğunlaşma evrelerinde

hafif ve ağır izotoplar sıcaklık ve nem koşullarına bağlı olarak farklı ayrışır. Bu ayrışma yağış sularında $\delta^{18}O$ ve δD içeriklerinin bölgesel değişmesine neden olur. Meteorik suların bölgesel değişimi $\delta^{18}O$ ve δD içerikleri arasında doğrusal bir ilişki ($\delta D = 8 \delta^{18}O + d$) ile temsil edilir. Bu eşitlikte "d" değeri döteryum fazlasını ifade etmekte olup, meteorik suların izotop içeriklerindeki bölgesel değişimi gösteren parametredir. Döteryum fazlası okyanusa ve denize olan uzaklığa, yüksekliğe, enleme ve beslenme öncesi buharlaşma oranına gibi faktörlere göre değişmektedir.

Küresel ölçekli meteorik suların $\delta^{18}O$ ve δD içerikleri arasındaki doğrusal ilişki $\delta D = 8(\delta^{18}O) + 10$ olarak tanımlanmış olup (Craig, 1961) bu eşitliğe ait doğru Dünya Meteorik Su Doğrusu (DMSD) olarak adlandırılmaktadır.

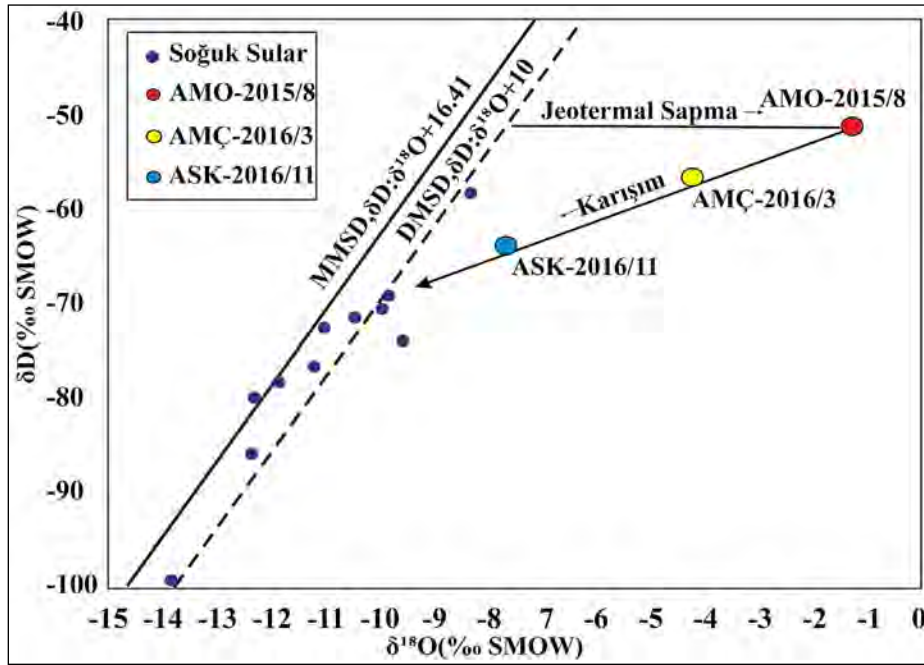
Çalışma alanındaki su noktalarının $\delta^{18}O$ - δD ilişkisi Şekil 11'de verilmektedir. Alandan örneklenen soğuk su noktalarının çoğunluğu DMSD ile döteryum fazlası +16.41 olan Orta Karadeniz (Sinop) Meteorik Su Doğrusu ($\delta D = 8\delta^{18}O + 16.41$, Dilaver vd., 2018) arasında kalan bölgede yer almaktadır. Jeotermal kuyu suları ise $\delta^{18}O$ bakımından zenginleşerek meteorik su doğrularından pozitif $\delta^{18}O$ değerlerine doğru belirgin bir şekilde sapma yapmışlardır.

Yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemlerdeki akışkanlarda gözlenen $\delta^{18}O$ zenginleşmesi, su-kayaç arasında gerçekleşen $\delta^{18}O$ izotop takası sonucunda akışkan fazın ^{18}O bakımından zenginleşir. Kayaçların ana bileşenlerinden biri olmayan hidrojen ise jeotermal suların 2H değerleri üzerinde bir değişiklik olmamaktadır. Bu süreç etkisinde bulunan jeotermal sular, $\delta^{18}O$ zenginleşmesi ile meteorik su doğrusundan pozitif yöne doğru saparak, bu sapmaya jeotermal sapma adı verilmektedir.

Rezervuar kayaç mineralojisi, sıcaklık ve etkileşim süreci Oksijen-18 zenginleşmesine etki eden faktörlerdendir. Karbonatlı rezervuarlar, ^{18}O bakımından en yüksek jeotermal sapma sağlamaktadır (Truesdell ve Hulston, 1980). Kuvars, feldispat ve mika gibi mineralleri içeren silikatlı kayaçlardaki belirgin ^{18}O izotop zenginleşmesi, 250 °C üzerindeki rezervuar sıcaklıklarını işaret etmektedir (D'Amore ve Panichi, 1987).

Çizelge 3- Çalışma alanında bulunan örneklerle ait izotop analiz değerleri ve kimyasal değerleri.

Örnek Adı	³ H	Belirsizlik	¹⁸ O	Belirsizlik	δ D	Belirsizlik	Kot	EC	SiO ₂ (mg/l)	Cl
	(TU)	(±)	‰VSMOW	(±)	‰VSMOW	(±)	(m)	(µS/cm)		(mg/l)
M05-2	1,68	0,68	-9,55	0,2	-74,03	0,3	680	2,95	23,1	283
M05-3	0,27	0,64	-13,84	0,4	-99,11	0,7	566	1,422	28,7	82,7
M05-05	0,46	0,62	-12,34	0,4	-85,89	0,2	574	2,97	41,7	220
M05-15	4,26	0,78	-10,43	0,3	-71,65	0,2	809	1,698	41,6	27,4
M05-12	4,99	0,8	-12,29	0,6	-79,98	0,9	1,301	412	18	2,34
M05-13	4,15	0,76	-11,86	0,3	-78,3	0,4	1,193	357	29,3	1,3
M05-18	6,01	1	-9,93	0,08	-70,54	0,83	804	1,496	10,4	4,29
M05-21	3,46	0,74	-11,16	0,07	-76,68	1,57	1,303	1,162	22,7	54,1
M05-23	4,95	0,84	-11	0,17	-72,54	0,57	1,75	53,6	49,2	1
M05-26	3,03	0,68	-9,83	0,14	-69,23	0,86	468	847	20,1	44
M05-27	4,95	0,7	-8,3	0,14	-58,46	0,86	451	1,035	21,1	38,1
AMO-2015/8	0	0,68	-1,25	0,17	-51,42	1,06	518	4594	54,8	658
AMÇ-2016/3	0	0,54	-7,63	0,19	-64,07	1,01	651	5109	32,7	864
ASK-2016/11	0,29	0,94	-4,22	0,11	-56,82	0,85	570	5690	22,5	908

Şekil 11- Çalışma alanında örneklenen sulara ait oksijen-18 ($\delta^{18}\text{O}$) ve döteryum (δD) grafiği.

Çalışma alanında özellikle AMO-2015/8 noktasının ^{18}O içeriğinin yaklaşık % 7'lik bir zenginleşme ile meteorik su doğrusundan sapmış olması, bu alandaki termal sulara ait su-kayaç etkileşim süreçlerinin ilerlediği olarak yorumlanmaktadır.

Derin jeotermal kuyuların rezervuarlarının, karbonatlara göre çözünürlükleri düşük ve ^{18}O bakımından fakir olan magmatik-volkanik kayalar

içinde gelişmiş olması, örneklenen termal suların yüksek sıcaklık koşullarına maruz kalmış olabileceğini düşündürmektedir. Jeotermal kuyuların tabanlarında ölçülen 87,2-95,5 °C arasındaki sıcaklıklar, silikati kayalarda ^{18}O zenginleşmesi için gerekli koşullardan oldukça uzak olması nedeniyle bölgedeki rezervuar zamanla soğumuş olduğu sonucuna varmak mümkündür.

Jeotermal sular kendi aralarında belirgin bir dizilim sunmakta olup, ASK-2016/11 ve AMÇ-2016/3 kuyularına ait jeotermal sular en yüksek sapmanın gözlemlendiği AMO-2015/8 kuyusu ile bölgede bulunan soğuk sularla bir karışım doğrusu üzerinde yer almaktadır. Bu dizilimde termal sulara farklı oranlarda soğuk su karışımı neden olduğu düşünülmektedir. Ancak bu karışım sürecinde de oldukça dikkat çeken bir nokta bulunmaktadır. $\delta^{18}\text{O}$ sapma miktarı ile sıcak suların EC ve iyonik derişimleri arasında ters doğrusal ilişki bulunmaktadır. $\delta^{18}\text{O}$ sapma miktarı azaldıkça iyonik derişimlerin artmasında karışıma katılan soğuk su bileşeninin iyonik derişiminin sıcak sulara göre daha yüksek olmasından kaynaklandığı tahmin edilmektedir.

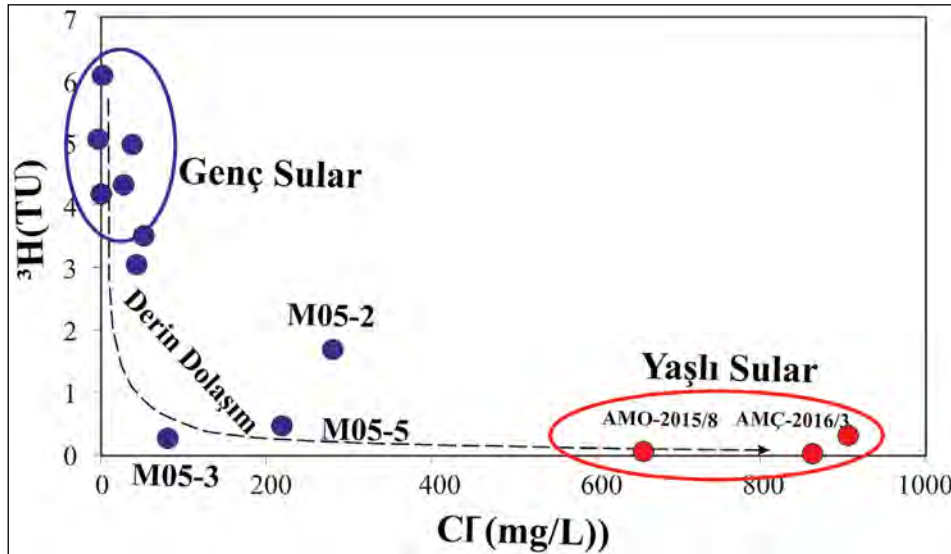
3.4.2. Trityum İçeriği

Radyoaktif olan trityum (^3H), hidrojenin bir izotopudur. Trityumun yarı ömrü 12,32 yıldır (Lucas ve Unterweger, 2000). Ayrıca suyun yapısındaki hidrojenden dolayı hidrolojik çevrimin izlenmesinde en çok kullanılan izotoptur. Atmosferdeki trityum içeriği 1950'li yıllarda termonükleer denemeler sonucunda artarak, 1963'te 1.000 Trityum Birimi (TU) düzeyine kadar ulaşmış ve günümüze kadar doğal yarılanma yoluyla azalarak gelmiştir. Trityum izotopundaki sürekli bozunma belirli bir alanda yeraltı suyunu besleyen yağışın trityum içeriğinin bilinmesi ve yeraltı suyunun ağırlıklı ortalama yaşının

belirlenmesi ile farklı yeraltı sularının karışımının belirlenmesine yaklaşımda bulunulabilir. Sulara, ^3H içeriklerinin $<0,8$ TU değeri 1952 öncesi beslenen (submodern) sular olarak sınıflandırılır (Clark ve Fritz, 1997).

Sahadaki örneklerde trityum içerikleri 0 ile 6,01 TU arasında değişmektedir (Çizelge 3). Havzadaki M3, M6 örnekleri ve jeotermal sondajlara ait örnekler (AMÇ-2016/3, AMO-2015/8 ve ASK-2016/11) $<0,8$ TU değerinde olup, 1952 öncesi beslenme (submodern) sular yani güncel yağışlardan uzak olan ve akifer geçiş süresinin uzun olduğu sular sınıfına girmektedir. Örneklerden diğerleri ise submodern-geç ve modern sular arasında yer almaktadır.

Çalışma alanındaki suların dolaşım sistemleri yeraltı sularında korunumlu kabul edilen Cl^- ile duraysız ^3H bileşeni eşliğinde nitel olarak değerlendirilmiştir (Şekil 12). Bu nitel değerlendirmede, korunumlu bileşen derişiminin akım yolu boyunca su-kayaç etkileşim süresine bağlı arttığı, ^3H içeriğinin ise zamana bağlı üstel bir formda azaldığı varsayılmıştır. Buna göre, çalışma alanındaki termal sular yüksek Cl^- derişimleri ve belirlenme limitleri düzeyindeki ^3H içerikleri ile derin dolaşım sistemine sahip "yaşlı sular" olarak ayırtlanmıştır. Trityum içerikleri 3-6 TU arasında ve Cl^- derişimleri görece daha düşük olan sular ise sığ dolaşım "genç sular" olarak ayırt edilmiştir. M05-3 ve M05-5 noktaları



Şekil 12- Çalışma alanındaki sulara ait Cl^- - ^3H grafiği.

diğer soğuk su noktalarından farklı bir biçimde derin dolaşıma sahip yeraltı suları olarak öne çıkmaktadır. M05-02 noktası ise diğer soğuk su noktalarına göre daha yüksek Cl- derişimine sahip olmasına karşın $1,68 \pm 0,68$ TU içeriği nedeniyle derin ve sığ dolaşım suların bileşiminden oluşmuş bir karışım suyu olduğu tahmin edilmektedir.

4. Havza Gelişimi ve Jeotermal Model

Merzifon-Suluova çek-ayır havzası, Sakarya Kıtası ile İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'na ait kayaçları içine almaktadır. Burası, güneydeki Neotetis'in okyanusal litosferinin Sakarya Kıtası'nın altında Kretase boyunca tüketildiği bir alanda bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Neotektonik dönemde Merzifon-Suluova çek-ayır havzası, sahanın kuzeyinden geçen KAFZ'nun etkisiyle şekillenmiş bir havzadır. Havza doğu-batı gidişli yaklaşık 55 km uzunluğunda, 22 km genişliğinde bir çöküntü alanından oluşmaktadır (Rojay ve Koçyiğit, 2010). Havzanın güney kanadını Sarıbuğday, Eraslan ve Büyükçay sağ yanal eğim atımlı fayları, kuzey kanadını sağ yanal eğim atımlı Merzifon Fay Zonu, doğusunu Suluova normal Fay zonu ile havzanın ortasından geçen Uzunyazı sağ yanal eğim atımlı fayı ve Çetmi sağ yanal eğim atımlı fayı oluşturmaktadır. Merzifon-Suluova havzası bu fayların aktivitesiyle derinleşmeye ve sağa doğru ötelenmeye devam etmektedir. Havza dike yakın kenar faylarıyla ani derinleşmiş ve neotektonik dönemden sonra güncel sedimanter malzeme ile dolmuştur.

Merzifon-Suluova çek-ayır havzasının kuzeyinde 53 °C'lik Havza, güneyinde 40,1 °C'lik Amasya-Terziköy ile 37,8 °C'lik Amasya-Gözlek, batısında 42 °C'lik Hamamözü ile kuzeydoğusunda 38 °C'lik Ladik jeotermal sahaları bulunur. Bu havzanın çevresinde bulunan jeotermal sahalar ile KAF Zonu'nun mantoya kadar ulaşan transform fay niteliği taşıması, havzayı potansiyel bir jeotermal havza haline getirmiştir. (Arıgün, 2002) bu havzanın güneyindeki Beke kaplıcalarında, yaptığı çalışmada rezervuar sıcaklığının 67,2 °C olarak hesaplamış, bu kaplıca sularının meteorik kökenli ve derin dolaşıma sahip olduğunu belirtmiştir. KAFZ boyunca alınan örneklerde mantodan türetilen helyumun çoğu yerde %50'nin üzerinde olduğu açıkça belirtilmiştir Güleş

vd. (2002). He izotop bileşimleri Ra değerinin ise 0,28 ve 2,19 ile KAFZ'da jeotermal kaynakların manto kökenli olduğu da Mutlu (2008) tarafından belirtilmiştir. Ayrıca Merzifon-Suluova çek-ayır havzasının doğusunda KAFZ üzerinde gelişen Tokat-Niksar çek-ayır havzasına bağlı kuzey ile güney kanatlarda hat boyunca gözlenen jeotermal kaynaklardan bahsedilmekte ve güney kanatta 53,3 °C sıcaklıktaki akışkan boşalımının olduğu rapor edilmiştir (Öziçli, 2019).

Merzifon-Suluova çek-ayır havzasında jeotermal potansiyelinin ortaya çıkarılması amacıyla derin jeotermal sondajlar yapılmıştır. Havzanın ortasından geçen Uzunyazı Fayı'nın hemen güneyinde çökel kalınlığının arttığı bir alanda AMO-2015/8 jeotermal sondajı yapılmıştır. Bu kuyuda 1.550-1.600 m'ler arasında üretim seviyeleri tespit edilmiş ve bu seviyeler Eosen yaşlı birimlerin içerisine sokulum yapan Tavşandağı Granodiyoritinin kenar zonundaki hematitleşmiş, limonitleşmiş ve silisleşmiş zonlarından üretim sağlamaktadır. Havzanın kuzey kanadında Merzifon Fay zonu üzerinde diğer bir sondaj olan AMÇ-2016/3 jeotermal sondajı yer almaktadır. Bu kuyudaki testlere göre 1.150 m ile 1.450 m'lerde iki farklı zonda üretim seviyeleri belirlenmiştir. Bu kuyuda 1.150 m'deki zonda Çalarasın Formasyonu içerisinde bulunan kireçtaşlarından ve 1.450 metredeki zonda ise Çalarasın Formasyonu ile ofiyolit arasındaki tektonik dokanaktan üretim sağlamıştır. Merzifon ile Suluova arasında bulunan yükseltinin Suluova havzasına bakan kesiminde ise ASK-2016/11 jeotermal sondajı yer almaktadır. Bu kuyuda yapılan testlere göre ise 1.550-1.600 m ile 1.650-1.700 m'lerde iki farklı zonda kuyu üretim seviyeleri belirlenmiştir. 1.550-1.600 m'deki zonda Çalarasın Formasyonu içerisindeki kumtaşı, kireçtaşı, çakıltaşı seviyelerinden ve 1.650-1.700 m'deki zonda ise Çalarasın Formasyonu ile Tokat metamorfiteğine ait şistlerin dokanağından üretim sağlanmıştır (Öziçli, 2020).

Rezervuarda, akışkanın depolanabileceği gözenekli ve geçirimli bir kayacın olması jeotermal sistemler için gereklidir. Rezervuar kayaç kumtaşı, çakıltaşı gibi birincil gözenekliliğe sahip kayaçlar olabileceği gibi, Batı Anadolu'daki jeotermal sistemlerde olduğu gibi tektonik deformasyon sonucunda ikincil gözeneklilik kazanan kayaçlardan da oluşmaktadır.

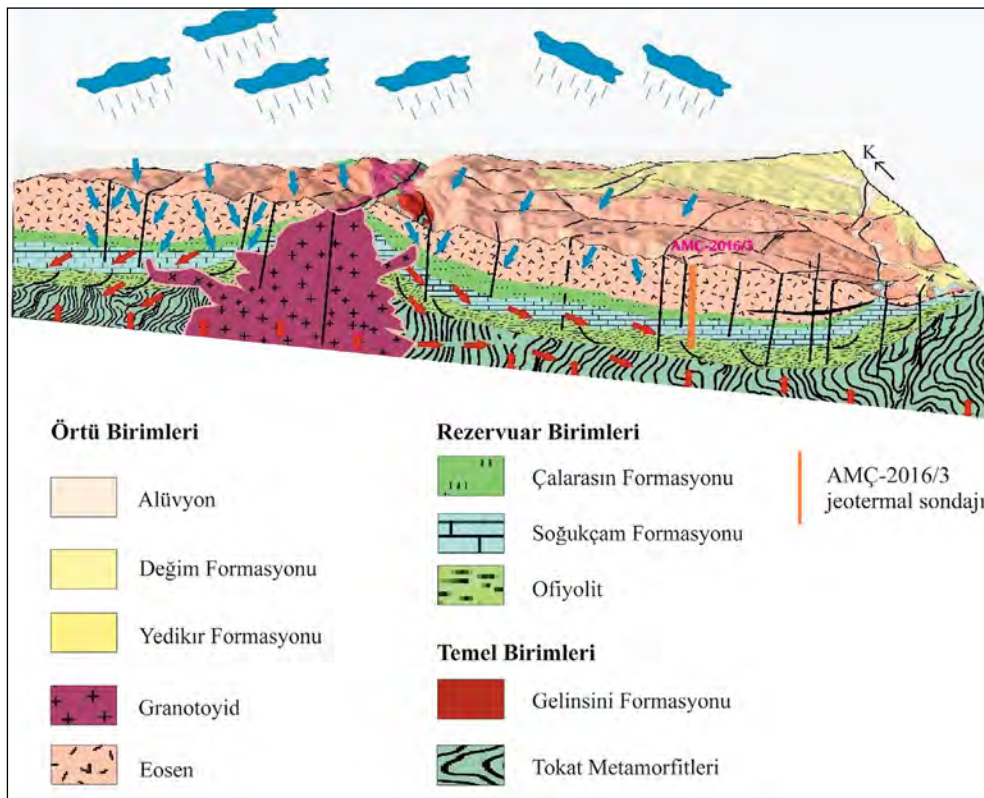
Havzada açılan jeotermal sondajların üretim zonlarına bakıldığında rezervuar kayacın gelişiminde tektonik deformasyonun etkin olduğu ve bu deformasyona uğrayan ofiyolit, volkanit ile volkanosedimanter kayaçların rezervuar kayacı oluşturduğu sonucuna varılmıştır.

Merzifon-Suluova çek-ayır havzası kenar fayları ile ötelenirken bu faylara ait verev atımlar ile derinleşerek sedimanla dolmaktadır. Bu sondajlardan, 2.200 m derinlikte AMO-2015/8 Eosen birimlerine ait silttaşı seviyelerinde kalmış ve sondajın kuzeyine doğru örtü kalınlığı artarak derinleşmektedir. Ayrıca sondaj kuyularındaki üretim zonları üzerinde 1.000-1.500 m kalınlıkta kırıntılı-karbonatlı sedimanter istif, havzadaki jeotermal sistemler için bir örtü kayaç özelliği taşımaktadır.

KAFZ boyunca jeotermal alanlardaki sulara uygulanan jeotermometrelere göre rezervuar sıcaklıkları en fazla 110 °C olarak hesaplanmıştır (Mutlu ve Güleç, 1998). KAFZ üzerindeki jeotermal sistemlerin gelişiminde aktif tektonizmanın etkin

olduğu ve meteorik suların derinlere inerek jeotermal gradyan etkisi ile ısı kazandığı düşünülmektedir. Havzanın kuzeybatısında bulunan Tavşandağı Granodiyoriti'nin, U, Th, ve K bakımından zengin olması ile radyojenik olarak ısınma süreçlerine sahip olabileceği düşünülmektedir. AMÇ-2016/3, AMO-2015/8 ve ASK-2016/11 jeotermal sondajlarının kuyu tabanları 2.200 m'de sırasıyla 87,65 °C, 94,05, °C, 95,5 °C olarak ölçülmüştür. Ortalama hava sıcaklığının 13,8 °C dikkate alındığında çalışma alanındaki jeotermal gradyan 0,036 °C/m olarak hesaplanmış olup bu değer kıtasal alanlar için hesaplanan ortalama jeotermal gradyan (0.025 °C/m; Criss, 2020) değerinden daha yüksektir.

Merzifon-Suluova çek-ayır havzasında yapılan jeoloji, su kimyası, jeofizik, jeotermal sondajlar ve izotop verileri birlikte değerlendirildiğinde sahanın jeotermal kavramsal modeli oluşturulmuştur (Şekil 13). Havzada, Stuyfzand Hidrojeokimyasal Modelleme Sistemi çalışmasında akiferin NaHCO_3^+ su tipinden MgHCO_3^+ su tipine doğru devam ettiği ve daha sonra yapılan sondajlarla da CaHCO_3 su



Şekil 13- Merzifon Suluova çek-ayır havzasına ait 3 boyutlu kavramsal modeli.

tipinden CaHCO_3^+ su tipine gittiği gösterilmiştir. Dolayısıyla beslenme akım yönünün batıdan doğuya olduğu gösterilmiştir Ersoy ve Ersoy (2008). Böylece, Merzifon-Suluova çek-ayır havzasında, meteorik beslenme batıdaki İnegöl Dağı ve kuzeybatıdaki Tavşandağı'nın yüksek kotlarından olmakta ve süzülen bu meteorik sular derin yeraltı dolaşımı ile ısınıp yukarı doğru çıkmaktadırlar. Havzanın kuzey kanadında bulunan Merzifon Fay zonu üzerindeki AMÇ-2016/3 jeotermal sondajı, ısıtıcı ve örtü birimleri açısından hedefine ulaşmış olmasına rağmen rezervuar birimlere ve beslenme açısından verimli olabilecek seviyelere ulaşamamıştır. Bu sondaja ait kuyu logu havzanın jeolojik istifini belirleme açısından önemli veriler sunmuştur. Çalışma alanında mostrada görülemeyen birimlerin stratigrafik olarak konumları, havzadaki derinliklerini ve yaklaşık olarak kalınlıkları hakkında bilgi vermektedir. ASK-2016/11 sondajında ise, Merzifon-Suluova havzaları arasındaki Tokat metamorfiklerinin yükselimi ortaya çıkarılmıştır. Bu jeotermal sondaja ait olan diğer parametrelerde, havzanın kavramsal modelini oluşturmaya, havzanın tektonik ve jeolojik gelişimi hakkında katkı sağlamıştır. Merzifon-Suluova çek-ayır havzasının ortasından geçen aktif Uzunyazı Fayı'nın kuzeyindeki AMO-2015/8 jeotermal sondajında, kuyu tabanı Eosen birimlerinde kalmıştır. Bu kuyuda, kuzeyde bulunan Tavşandağı Granodiyoritinin sokulum yaptığı kontak zonundan akışkan üretimi sağlanmıştır. Kuyuda taban sıcaklığının $100\text{ }^\circ\text{C}$ 'ye yaklaşması daha derin planlanacak jeotermal sondajlardan yeterli miktarda akışkan ve buhar sağlanması halinde elektrik üretimi amaçlı kullanılabileceğini düşündürmüştür.

5. Tartışma ve Sonuçlar

Merzifon-Suluova çek-ayır havzası jeotermal olanaklarının araştırılması için yapılan jeoloji, hidrojeokimya, jeofizik, izotop kimyası, tektonik ve sondaj verilerinin değerlendirilmesi sonuçları özetlenmiştir. Yapılan sondajlara göre bu havzada, elde edilen stratigrafik birimler yüzeyden itibaren Kuvaterner, Pliyosen, Üst Miyosen-Pliyosen, Eosen, Kretase flişi, ofiyolit ve Paleozoyik yaşlı Tokat metamorfikleri olarak belirlenmiştir. Jeolojik ve jeofizik çalışmalar sonucunda jeotermal anomali sunan alanlarda araştırma sondajları açılmıştır.

Havzanın ortasında yapılan AMO-2015/8 sondajında 8 l/s artezyen ve 14 l/s kompresörle akışkan üretimi elde edilmiştir. Kuyubaşında üretim sıcaklığı $69\text{ }^\circ\text{C}$ olarak ölçülmüştür. Kuyuda 2.170 m 'deki dinamik sıcaklık $94,26\text{ }^\circ\text{C}$, maksimum statik sıcaklık ise 2.175 m 'de $94,05\text{ }^\circ\text{C}$ olarak ölçülmüştür. Kuyuda üretim endeksi $3,12\text{ t/sa/bar}$ ve enjeksiyon endeksi $1,38\text{ t/sa/bar}$ olarak hesaplanmıştır. Jeotermal kuyunun üretim zonları ise $1.550\text{-}1.600\text{ m}$ 'ler arasındadır.

AMÇ-2016/3 jeotermal sondajında ise asitleme, artezyenik ve kompresörlü üretim ile kuyu testleri sonucunda kompresörlü üretim debisi $5,3\text{ l/s}$ ve üretim sıcaklığı $56\text{ }^\circ\text{C}$ elde edilmiştir. Kuyuda akışkanın artezyen üretim debisi 2 l/s ve üretim sıcaklığı $53\text{ }^\circ\text{C}$ olarak ölçülmüştür. Kuyu tabanında ölçülen en yüksek statik sıcaklık $87,65\text{ }^\circ\text{C}$ olarak ölçülmüştür. Kuyuda enjeksiyon endeksi $1,4\text{ t/sa/bar}$ ve üretim endeksi ise $4,16\text{ t/sa/bar}$ olarak hesaplanmıştır. Bu kuyunun üretim seviyeleri $1.150\text{ ve }1.450\text{ m}$ 'lerdir.

Havzadaki diğer jeotermal sondajı olan ASK-2016/11 kuyusunun kompresörlü üretim sıcaklığı $43,8\text{ }^\circ\text{C}$ ve debisi $1,32\text{ l/s}$ olarak ölçülmüştür. Kuyu testlerinden water-loss testine göre $1.550\text{-}1.600\text{ ile }1.650\text{-}1.700\text{ m}$ 'ler arasında rezervuar olabilecek bölgeler tespit edilmiştir.

Örnekleme yapılan numunelerin elektriksel iltkenlikleri ($\text{EC } 25\text{ }^\circ\text{C}$) $54\text{-}2970\text{ }\mu\text{S/cm}$ arasında ve sıcaklıkları $11,1\text{ }^\circ\text{C} - 29,4\text{ }^\circ\text{C}$ arasında değişmektedir. Hidrokimyasal fasiyes türlerin oluşumunu denetleyen üç jeokimyasal süreç ayırt edilmiştir. Bunlardan ilki, örneklenen suların çoğunlukla içinde buldukları Ca+Mg-HCO_3 , Ca+Na-HCO_3 , $\text{Ca+Mg-HCO}_3+\text{Cl+SO}_4$ ve $\text{Ca+Na-HCO}_3+\text{Cl+SO}_4$ fasiyes grupları ile temsil edilen karbonatlı minerallerin çözünme sürecidir. İkinci önemli süreç ise havzada geniş düzlüklerde yüzlek veren Yedikir Formasyonu içinde de gözlenen evaporitik minerallerin çözünmesidir. Üçüncü süreç ise silikatlı minerallerin çözünmesidir. Jeotermal sular da evaporitik minerallerin çözünmesinden etkilenmesine karşın bölgedeki yeraltı sularından farklı olarak $\text{Na+K-Cl+SO}_4+\text{HCO}_3$ hidrokimyasal fasiyes grubuna girmektedir.

Jeotermometrik yöntemlere göre çalışma alanında $100\text{ }^\circ\text{C}$ ve biraz üzerinde rezervuar sıcaklıkları beklenmektedir.

Termal sularda su-kaya etkileşim süreci ilerlemiş olup, sularda ^{18}O -zeninleşmesi gözlenmektedir. Bununla birlikte düşük trityum içerikleri nedeniyle termal sular yaşlı ve uzun akifer geçiş süreli sular sınıfındadır.

Merzifon-Suluova çek-ayır havzası Erken Pliyosen'den itibaren KAFZ etkisinde oluşmuş bir çek-ayır havzadır. Bu havza dike yakın kenar fayları ile ani derinleşmiş ve havza içerisi güncel malzeme ile dolmuştur.

Sahanın kavramsal modeline göre havzanın kuzeybatısında ısıtıcı Tavşandağı Granodiyoriti bulunmaktadır. Rezervuarların beslenimi batıdaki İnegöl Dağı ve kuzeybatıdaki Tavşandağı'nın yüksek kotlarından olmakta ve yağışlarla süzülen meteorik sular derin yeraltı suyu dolaşımı sonucunda ısınarak yukarı doğru çıkmaktadırlar. Sondaj kuyularındaki üretim zonlarına göre bölgedeki rezervuar kayaçları ikincil geçirgenlik özelliği kazanmış ofiyolit, volkanit, ile volkanosedimanter kayaçlardan oluşturmaktadır. Kuyularda kesilen 600-700 m kalınlıktaki Neojen çökel ideal bir örtü kayaç niteliği taşımaktadır. Çalışma kapsamında yapılan 2.200 m derinlikteki sondajlara göre ortalama gradyanı $0,036\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ olarak hesaplanmıştır.

KAFZ ülkemizin kuzeyinde boylu boyunca uzanan ve tarih boyunca yıkıcı depremler üretmiş bir faydır. Son yüzyılda 1939 ile 1999 yılları arasında doğudan batıya doğru yüzey kırığı oluşturmuş ve sekiz büyük deprem olmuştur. Bu depremler insan kaybı ve maddi zararlara yol açmıştır (Herece ve Akay, 2003). KAFZ, karada yaklaşık 1.100 km uzunlukta olan ve üzerinde çek-ayır havzaların geliştiği, sadece deprem üreten bir fay değil aynı zaman da jeotermal potansiyel açıdan da değerlendirilmesi gereken bir faydır. Türkiye'de 0-5000 m derinlik aralığında $295\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'ye ulaşan sıcak alanların varlığını Geleneksel Olmayan Jeotermal Sistemler-(UGS) veya geliştirilmiş jeotermal sistem (EGS) yöntemleri (Çiçek, 2020) ile gün yüzüne çıkarılıp ülkemizin enerji ihtiyacına katkıda sağlanabilecektir.

Katkı Belirtme

Bu çalışma, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi

Başkanlığı bünyesinde yürütülen "Orta Karadeniz Jeotermal Enerji Aramaları (Amasya, Çorum, Tokat)" projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Çalışmalarda görev alan Dr. Aydın ÇİÇEK, Alper YOLAL, Adnan GÜVEN, Hayrettin KARZAOĞLU, İsmail ÖZTEL'e; projenin yürütülmesi esnasındaki katkılarından dolayı Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi, Sondaj Dairesi ve Jeofizik Etütleri Dairesi Başkanlıklarına ve MTA Orta Anadolu I. Bölge (Sivas) Müdürlüğü'ne teşekkürü borç biliriz.

Değinilen Belgeler

- Akkuş, İ., Akıllı, H., Ceyhan, S., Dilemre, A., Tekin, Z. 2005. Türkiye Jeotermal Kaynakları Envanteri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Envanter serisi, 201, 849.
- Altuner, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U., Conti M. A. 1991. Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of southern part of north-western Anatolia. *Geologica Romana* 27, 13-80.
- Arıgün, Z. 2002. Çorum-Mecitözü Doğusu ile Amasya-Doğantepe arasındaki karstik kaynakların ve Beke Kaplıcası'nın hidrojeoloji incelemesi. Doktora tezi, Ankara Üniversitesi, 217 (yayımlanmamış).
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H. 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 567-577.
- Back, W. 1960. Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain. U.S. Geological Survey Professional Paper, 498-A, 42
- Back, W. 1961. Techniques for mapping hydrochemical facies. U.S. Geological Survey Professional Paper, 424.
- Blumenthal, M. M. 1937. Amasya vilayetine tabi Çeltik'teki linyitli arazinin jeolojik teşekkülü hakkında rapor. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 157, 7 Ankara (yayımlanmamış).
- Bingöl, E. Akyürek, B. Korkmazer, B. 1973. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 17-19 Aralık 1973, Ankara, 70-76.
- Birgili, Ş., Yoldaş, R., Ünal, G. 1975. Çankırı-Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 5621, 138, Ankara (yayımlanmamış).

- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica Acta* 14 (1-3), 3-30.
- Clark, I., Fritz, P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publication, Boca Raton, 328.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.
- Criss, R. E. 2020. Thermal models of the continental lithosphere. *Heat Transport and Energetics of the Earth and Rocky Planets*, Elsevier, 151-174.
- Çapan, U. Z., Floyd, P. A., 1985. Geochemical and petrographic features of metabasalts within units of Ankara melange, Turkey. *Ofioliti* 10, 3-18.
- Çiçek, A., 2020. Elektrik enerjisi amaçlı geleneksel olmayan jeotermal sistemler (UGS), bazı kavramsal tasarımlar ve termodinamik sınıflandırılması. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 163, 219-238.
- D'Amore, F., Panichi, C. 1987. Geochemistry in geothermal exploration. *Applied Geothermics* 9, 69-89.
- Dilaver, A. T., Aydın, B., Özyurt, N. N., Bayarı, C.S. 2018. Türkiye Yağışlarının İzotop İçerikleri (2012-2016), Devlet Su İşleri Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi Başkanlığı ve Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Ankara, 44.
- Dirik, K. 1994. Kuzey Anadolu transform fay zonunun Beşpınar-Havza kesimindeki neotektonik özellikleri. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 116, 37-50.
- Ersoy, A. F., Ersoy, H. 2008. Stuyfzand hidrojeokimyasal modelleme sistemi: Gümüşhacıköy (Amasya) Akiferi Örneği. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080.
- Erturaç, M. K. 2009. Amasya ve çevresinin morfolotektonik evrimi. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 382, İstanbul (yayımlanmamış).
- ETKB (Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı) <https://enerji.gov.tr/bilgi-merkezi-enerji-jeotermal>. Nisan 22, 2021.
- Fournier, R. O., Truesdell, A. H. 1973. An empirical Na-KCa geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 5, 1255-1275.
- Fournier, R. O. 1979. A revised equation for the Na-K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions* 3, 221-224.
- Genç, Ş., Kurt, Z., Küçümen, Ö., Cevher, F., Saraç, G., Acar, Ş., Bilgi, C., Şenay, M., Poyraz, N. 1991. Merzifon (Amasya) dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9529, 47 Ankara (yayımlanmamış).
- Giggenbach, W. F. 1988. Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geoinicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2749-2765.
- Güleç, N., Hilton D. R., Mutlu, H. 2002. Helium isotope variations in Turkey: Relationship to tectonics, volcanism and recent seismic activities. *Chemical Geology* 187,129-142.
- Gümüşsu, M. 1980. Amasya ili Merzifon-Suluova ilçeleri kömür jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 7063, 551, Ankara (yayımlanmamış).
- Hakyemez, Y., Barkut, M. Y., Bilginer, E., Pehlivan, Ş., Can, B., Dağar, Z., Sözeri, B. 1986. Yapraklılgaz-Çandır dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 7966, 281, Ankara (yayımlanmamış).
- Herece, E., Akay, E. 2003. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Atlası. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 61, Ankara.
- Karadenizli, L., Saraç, G., Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Antonie, O., Kazancı, N., Varol, B., Alçiçek, C., Gül, A., Ertan, H., Esat, K., Özcan, F., Savaşçı, D., Antonie, A., Filoreau, X., Hervet, S., Bouvain, G., De Bonis, L., Hakyemez, Y., 2004. Oligo-Miocene Mammalian biostratigraphy and depositional evolution of the western and southern parts of Çankırı-Çorum basin, Central Anatolia. Tübitak Project No: 101Y108, Ankara.
- Koçyiğit, A., Özacar, A. 2003. Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data. *Turkish Journal of Earth Sciences* 12 (1), 67-90.
- Lucas L. L., Unterweger M. P. 2000. Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of Tritium. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology* 105, 4, 541-549.
- MTA, 2021. <https://www.mta.gov.tr/v3.0/arastirmalar/jeotermal-enerji-arastirmalari>. Nisan 22, 2021.
- Mutlu H., Güleç N. 1998, Hydrogeochemical outline of thermal waters and geothermometry applications in Anatolia (Turkey). *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 85, 495-515.
- Mutlu, H. 2008. Helium-carbon relationships in geothermal fluids of Western Anatolia, Turkey. *Chemical Geology*, 247, 305-321.

- Öziçli, F. M. 2019. Hidrojeokimyasal ve izotopik veriler ışığında Tokat-Niksar çek-ayır havzasındaki suların kökeni ve Kuzey Anadolu Transform Fay sistemi ile ilişkisi. 5. Ulusal Hidrolojide İzotop Teknikleri Sempozyumu, 16-18 Ekim 2019, İstanbul, 186-211.
- Öziçli, F. M. Güven, A. Öztel, İ. Bakraç, S. 2019. Amasya-Merzifon-Uzunyazı AMO-2015/8 jeotermal sondajı kuyu bitirme raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 13805, 95, Ankara (yayımlanmamış).
- Öziçli, F. M. 2020. Merzifon-Suluova çek-ayır havzası jeotermal özelliklerinin araştırılması. Yüksek lisans tezi, Dumlupınar Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 250, Kütahya (yayımlanmamış).
- Piper, A. M. 1944. A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water-Analyses. Eos, Transactions American Geophysical Union, 25, 914-928.
- Sevin, M., Uğuz, M. F. 2013a. 1/100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Çorum G-34 paftası, No: 184. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Sevin, M., Uğuz, M. F. 2013b. 1/100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Çorum G-34 paftası, No: 185. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey; plate tectonic approach. Tectonophysics 75, 181-241.
- Truesdell, A. H., Hulston, J. R. 1980. Isotopic evidence of environments of geothermal systems. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1, The Terrestrial Environment, Elsevier, Amsterdam, 179-226.



MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

<https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri/>



Doğal yapıtaşı olarak kullanılan Buca yeşil andezitinin durabilitesi

Sebahat ATAY KAHRAMAN^{a*}

^aMaden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ege Bölge Müdürlüğü, 35040, İzmir, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Durabilite, Andezit, Tek Eksenli Basınç Direnci, Porozite, Kloritleşme.

ÖZ

İzmir-Buca ilçesindeki tarihi binaların yapımında ve dış cephe kaplamalarında yaygın olarak kullanılmış olan yeşil andezit, günümüzde de varlığını sürdürmektedir. Yeşil renkli ve masif yapıda olan bu andezit adını ocağının bulunduğu Buca ilçesi ve yeşil renginden almaktadır. Çalışma kapsamında hala işletilen taş ocağından andezit bloklar alınarak kayacın mineralojik, petrografik, jeokimyasal, fiziksel ve mekanik özellikleri belirlenmiştir. Daha sonra doğal yapıtaşı olarak kullanılabilirliği International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering (ISRM) - Uluslararası Kaya Mekaniği Derneği, Réunion Internationale des Laboratoires et Experts des Matériaux (RILEM)- Uluslararası Laboratuvarlar ve Malzeme Uzmanları Topuluğu ve Türk Standartları (TS) göz önünde bulundurularak değerlendirilmiştir. Buca yeşil andezitinin “trakiandezit” bileşiminde olduğu yapılan mineralojik, petrografik ve jeokimyasal analizler sonucunda tespit edilmiştir. Ayrıca Buca yeşil andezitinin değişik çevresel ayrıştırıcı etkilere karşı durabilitesini belirleme amacıyla tuz kristallenmesi, donma-çözünme ve ıslanma-kuruma gibi hızlandırılmış bozunma deneylerine tabi tutulmuştur. Çalışmanın son aşamasında, Andezitin ortalama gözenek boyutu, su emme kapasitesi, ıslak kuru tek eksenli basınç direnci oranı, suda dağılmaya karşı duyarlılık indeksi ve statik kaya durabilite indeksi değerleri belirlenmiş ve bu değerlere durabilite sınıfları belirlenmiştir. Buca yeşil andezitinin sahip olduğu fiziksel ve mekanik özellikleri, TSE standartlarında öngörülen sınır değerlere büyük oranda uygun olduğundan doğal yapıtaşı olarak kullanılabilir olduğu belirlenmiştir. Kayacın su emme oranı ve gözenek boyutu durabilite tanımlama yöntemlerine göre değerlendirildiğinde “donma-çözünmeye karşı düşük durabiliteli”, tek eksenli basınç direnci oranı, slake durabilite ve statik durabilite indeksi parametreleri değerlendirildiğinde ise “yüksek durabiliteli” kayalar grubunda yer aldığı görülmüştür.

Gönderim Tarihi: 19.01.2022

Kabul Tarihi: 21.10.2022

Keywords:

Durability, Andesite, Uniaxial compressive strength, Porosity, Chloritization.

ABSTRACT

Green andesite, which has been widely used in the construction and exterior cladding of historical buildings in Izmir-Buca district, continues to exist today. This andesite, which is green in color and has a massive structure, takes its name from the town of Buca where its quarry is located and its green color. Within the scope of the study, andesite blocks were taken from the still-operated quarry and mineralogical, petrographic, geochemical, physical and mechanical properties of the rock were determined. Then, its usability as a natural building stone was taken into consideration and evaluated by the International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering (ISRM)-International Society of Rock Mechanics, Réunion Internationale des Laboratoires et Experts des Matériaux (RILEM)- International Society of Laboratories and Materials Experts and Turkish Standards (TS). It has been determined as a result of mineralogical, petrographic and geochemical analyzes that Buca green andesite is “trachyandesite” composition. In addition, in order to determine the durability of Buca green andesite against various environmental decomposing effects, accelerated decomposition tests such as salt crystallization, freeze-thaw and wetting-drying were subjected to. At the last stage of the study, the average pore size, water absorption capacity, wet-dry uniaxial compressive strength ratio, susceptibility index to water dispersion and static

Received Date: 19.01.2022

Accepted Date: 21.10.2022

*Başvurulacak yazar: Sebahat ATAY KAHRAMAN, sebahat.atay@mta.gov.tr

rock durability index values of andesite were determined and durability classes were determined based on the values. Since the physical and mechanical properties of Buca green andesite are in compliance with the limit values stipulated in TSE standards, it has been determined that it can be used as a natural building stone. When the water absorption rate and pore size of the rock are evaluated based on the durability definition methods, it is seen that it is in the group of “low durability against freezing-thawing”, and when the uniaxial pressure resistance ratio, slake durability and static durability index parameters are evaluated, it is in the group of “high durability” rocks.

1. Giriş

Doğal yapıtaşı, homojen bir yapıya sahip olan, çevresel etkilere karşı dayanıklı, malzeme ve petrografik özellikleri bakımından elverişli olan sedimanter, volkanik ve metamorfik kayaların taş ocaklarından alınıp yapılarda kullanıma uygun hale getirilen kayalar olarak tanımlanabilir. İzmir ve civarında doğal yapıtaşı olarak kullanılan Buca yeşil andezitleri, İzmir’de antik Roma döneminden beri tarihi binaların özellikle dış cephe kaplamasında ve su kemerlerinde (Şekil 1a), İzmir’in başta Buca

ilçesi olmak üzere birçok tarihi binalarında ve yapılarında (Şekil 1 b ve c) kullanılmıştır. Çalışma kapsamında Buca yeşil andezitlerinin üretildiği ocağın İzmir-Buca’da $38^{\circ}23'37.60''K$ $27^{\circ} 8'12.58''D$ koordinatlı bölgede yer aldığı tespit edilmiştir (Şekil 2).

2. Genel Jeoloji

Buca ve Altundağ köyüne ait kaya birimleri, alttan üstte doğru, Geç Kretase yaşlı kireçtaşı, uyumsuz olarak üstleyen Neojen yaşlı taban çakıltaşı, kıltaşı,



Şekil 1- a) Antik Roma Dönemi’nden kalma su kemerinde kullanılan yeşil andezitler (Yer Buca Mevkii), b) Dış cephe kaplamasında yeşil andezit kullanılmış bir Levanten evi (Buca-Uğur Mumcu Caddesi) ve c) Dış cephesinde yeşil andezit kullanılmış tarihi bina (Alsancak Garı yanı).



Şekil 2- Yeşil Andezit ocağının koordinat ve paftasını gösteren uydu görüntüsü (Google Earth' den alınmıştır).

kireçtaşı, andezitik bileşimli volkanitler ve Kuvaterner yaşlı alüvyondan oluşmaktadır (Şekil 3) (Arık, 1989; Kıncal, 2005).

Çalışma alanında kaya birimleri Bornova Karmaşığı, Yamanlar Volkanikleri ve Gölsel Tortullar olmak üzere üç ana grupta yer almaktadır (Şekil 4) (Kıncal, 2005). Özellikle Üst Miyosen içinde, Batı Anadolu'da ve Ege Denizi çevresinde Alpin orojenik hareketlere bağlı kalk-alkali kimyasında Andezit, Dasit, Riyolit bileşiminde kayalar bulunmaktadır (İzdar, 1975). Neojen yaşlı Yamanlar Volkanikleri bölgede geniş yayılım sunmaktadır. Yamanlar volkanikleri, tüf, otobreşik andezit, andezitik-dasitik masif lav ve aglomera gibi volkanik ürün ve türevlerini içerirler (Savaşın, 1974; İzdar, 1975; Türk ve Koca, 1994; Koca ve Türk, 1999; Akay, 2000; Kıncal, 2005). Çalışmanın konusunu oluşturan Buca yeşil andezitleri Yamanlar Volkanikleri'nin üyesi olduğu düşünülmektedir. Yer yer yüzlek veren andezitler bozunmaya uğramış bol kırıklı ve çatlaklıdır. İzmir yöresinde andezitler genelde Neojen tortul istifin üzerine uyumsuz gelirler. Körfezin güneyinde yoğun yerleşim nedeniyle örtülü durumda bulunan andezitler, kuzeyinde geniş yüzlek verir. Andezitlerde bozunma 1.5-2 m derinliğe kadar ulaşır. Bozunmanın yanı sıra, akma bantları, makaslama çatlakları ve soğuma yüzeyleri boyunca killeşmeler gelişmiştir (Koca, 1995).

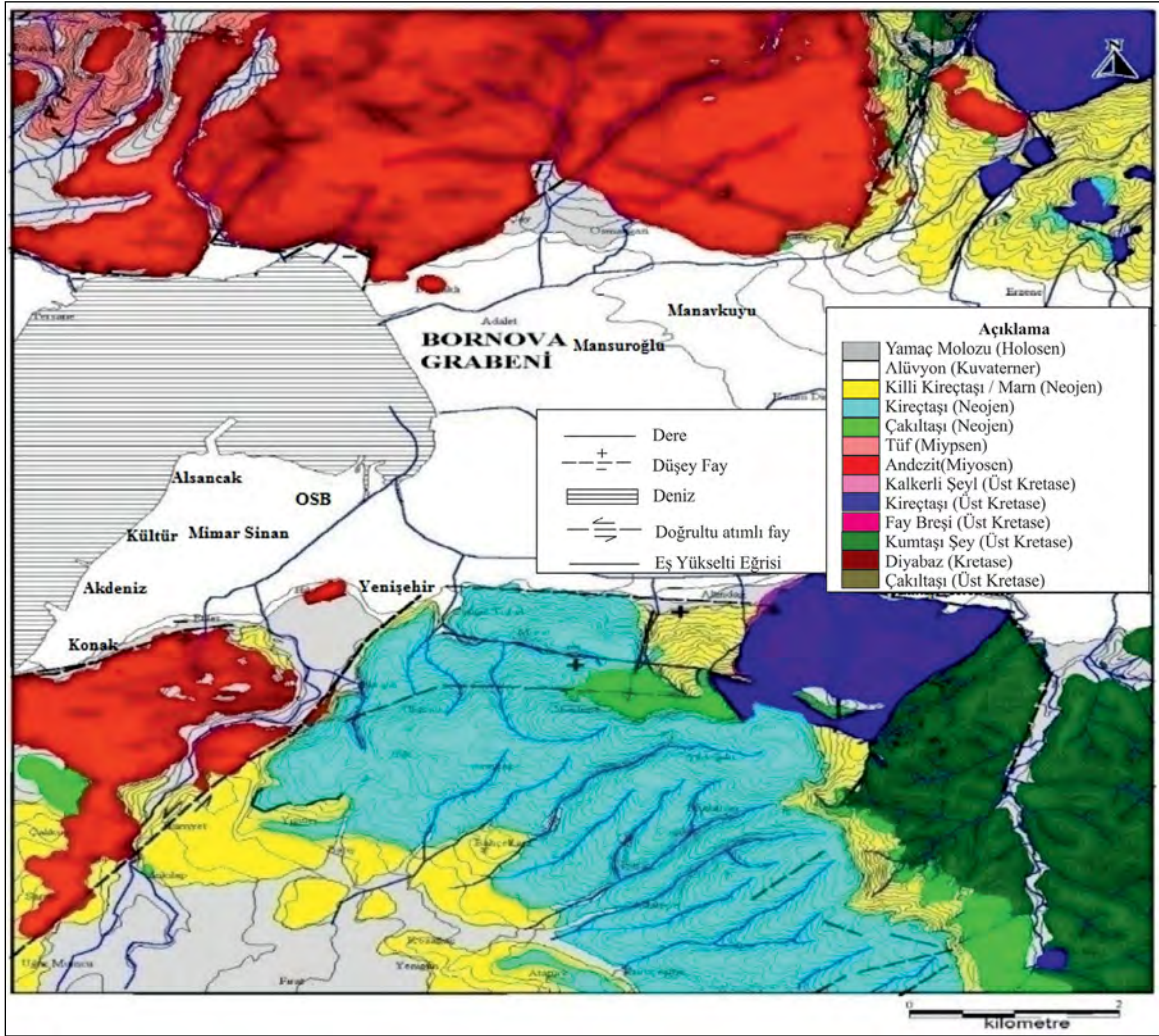
Genel olarak siyahımsı ve kırmızımsı kahve renkli bulunan andezit bileşimli lavlar, yer yer yeşil renkte gözlenirler. İçerdiği akma bant yapıları ve birbirine dik iki yönde gelişmiş soğuma çatlak takımları belirgindir (Kıncal, 2005).

3. Malzeme ve Yöntemler

Çalışmada ilk olarak ocaktan alınan kaya bloklarından elde edilen ince kesitlerin polarizan mikroskop yardımıyla incelenmesi ile kayacın petrografik ve mineralojik özellikleri belirlenmiştir. Kayacın jeokimyasal özellikleri ise Kanada ACME laboratuvarında yaptırılan kimyasal analizler sonucu saptanmıştır.

Çalışmanın ikinci aşamasında ise kayaç üzerinde yürütülecek hem laboratuvar deneyleri için hem de hızlandırılmış bozunma deneyleri için bu deneylere uygun numuneler üretilmiştir.

Üretilen numuneler üzerinde çalışma kapsamında, kayacın fiziksel özelliklerinin saptanması için, birim hacim ağırlığı, görünür ve toplam porozite değeri, gözenek boyu dağılımı, ağırlıkça su emme ve boşluk oranı gibi laboratuvar deneyleri uygulanırken, kayacın mekanik özelliklerini belirlemek için tek eksenli basınç dayanımı, darbe dayanımı, nokta yükleme dayanım indeksi, shore sertlik indeksi, Böhme



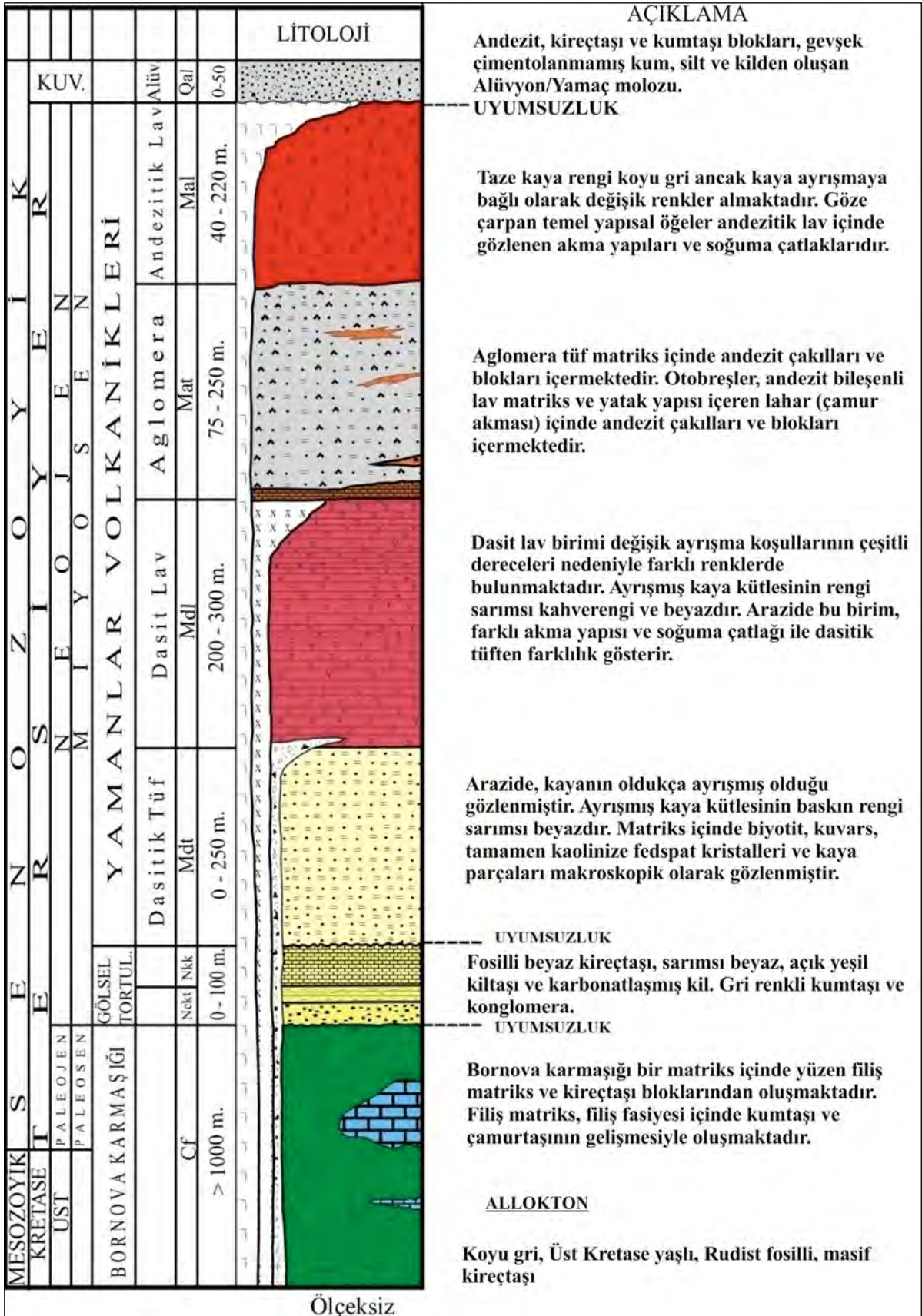
Şekil 3- 1/1000 ölçekli haritalardan 1/5.000 ölçeğine küçültülerek hazırlanmış genel jeoloji haritası (Kıncal, 2005).

yüzeysel aşınma kaybı, disk aşınma kaybı ve suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi (Slake durability) gibi laboratuvar deneyleri uygun standartlara göre uygulanmıştır (Çizelge 1). Kayacın mekanik özelliklerini belirlemek amacıyla hem kuru hem suya doymun numuneler üzerinde Tek eksenli basınç deneyi, Nokta yükleme indeksi, Darbe direnci, Brazilian çekme direnci, Böhme yüzeysel aşınma kaybı, Disk aşınma kaybı, Suda Dağılmaya Karşı Duyarlılık (Slake Durability) İndeksi deneyleri uygulanmıştır (Çizelge 1). Kayaç numuneleri üzerinde uygulanan tüm fiziksel ve mekanik laboratuvar deneyleri Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümünde yapılmıştır.

Yeşil andezit numuneleri üzerinde hızlandırılmış bozunma deneyleri uygun standartlara bağlı kalınarak

uygulanmıştır (Çizelge 2). Bu deneyler; ıslanma kuruma, donma çözünme ve tuz kristallenmesi gibi deneyleridir. Deney esnasında yapılan ara ölçümler ile kayacın değişik çevresel ayrıştırıcı etkiler altındaki davranışları incelenmiş sonuç olarak andezitlerin fiziksel ve mekanik özelliklerindeki değişimleri belirlenmiştir. Durabilite belirlemeye yardımcı tüm bu laboratuvar deneyleri Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümü kaya mekaniği laboratuvarında, Buca yeşil andezitinin gözenek boyu tanımlaması, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Merkez Laboratuvarı'nda civalı porozimetre (Pore Master 6) ile yapılmıştır.

Çalışmanın son aşamasında ise kayacın durabiletesini değerlendirmek amacıyla, suya doymun tek eksenli basınç direnci oranı, kuru tek



Şekil 4- İzmir ve yöresinin genelleştirilmiş litostratigrafik kolon kesiti (Koca,1995).

Çizelge 1- Buca Yeşil Andezitinin fiziksel ve mekanik özelliklerini belirlemek amacıyla belirli standartlara bağlı kalınarak uygulanan deneyler.

Analiz	Deneyler	Uyulan Standartlar
Fiziksel Özellikler	Kuru Birim Hacim Ağırlık	TS 699
	Suya Doymun Birim Hacim Ağırlık	TS 699
	Özgül Ağırlık	TS 699
	Görünür (Etkin) Porozite (Su Emdirme Yöntemi ile)	TS EN 1936
	Görünür (Etkin) Porozite (Cıvalı Porozimetre ile)	ASTM D 4404
	Toplam Porozite	TS EN 1936
	Ağırlıkça Su Emme	TS 13755
	Vakum Sonrası Ağırlıkça Su Emmesi	TS 13755
	Boşluk Oranı	TS 699
Mekanik Özellikler	Tek Eksenli Basınç Direnci	TS 1926
	Nokta Yükleme İndeksi	ISRM 1985
	Böhme Yüzeysel Aşınma Kaybı	TS EN 14157
	Disk Aşındırma Deneyi	TS EN 1341
	Brazilian Çekme Direnci	ISRM 1981
	Darbe Direnci	TS 699 (2009)
	Suda Dağılmaya Karşı Duyarlılık (Slake Durability) İndeksi	ISRM 1981

eksenli basınç direnci oranı, doymunluk katsayısı, statik kaya durabilite indeksi, gözenek boyu dağılımı ve slake durabilite indeksi gibi değişik durabilite sınıflandırma yöntemleri uygulanmıştır (Çizelge 2).

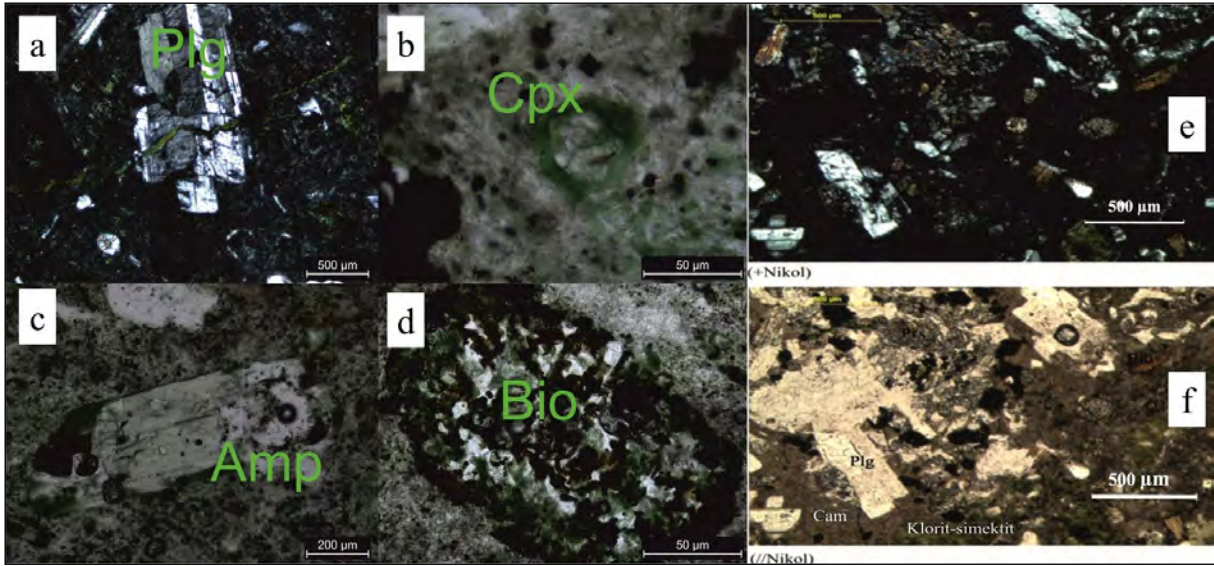
4. Minerolojik Özellikler

Çalışmanın bu bölümünde yeşil andezitin minerolojik bileşimi ile kristal ve matris ilişkileri, kristal ve matris deformasyonu gibi petrografik özellikleri incelenmiştir. Buca yeşil andezitinin yüzey rengi, grimsi yeşil-ayrışmış koyu yeşildir.

Kayaç hipokristalen dokuda olup içerdiği temel mineraller amfibol, piroksen, plajiyoklaz ve biyotittir. Kayaç genel olarak özşekilli fenokristallere sahiptir (Şekil 5). Şekil 5a'da görüldüğü üzere plajiyoklaz mineralinde herhangi bir bozunma gerçekleşmemiştir. Fakat hem plajiyoklaz kristalini hem de volkanik hamuru kesen çatlak ve çatlak dolgusunda (Şekil 5a), içerdiği 8 köşeli klinopiroksen (Şekil 5b), amfibol (Şekil 5c), biyotit minerallerinde (Şekil 5d) ve genel olarak volkanik hamurunda meydana gelen kloritleşme sonucu yeşil renk aldığı saptanmıştır (Şekil 5e ve f).

Çizelge 2- Buca Yeşil Andezitinin belirli standartlara bağlı kalınarak belirlenen durabilite özellikleri ve uygulanan hızlandırılmış bozunma deneyleri.

Analiz	Deney Türü	Uyulan Standartlar
Durabilite Özellikleri	Doymunluk Katsayısı	RILEM (1980)
	Gözenek Boyu Dağılımı	Cıvalı Porozimetre
	Doymun-Kuru Tek Eksenli Basınç Direnci Oranı	Winkler, 1993
	Statik Durabilite İndeksi	Fookes, 1988
	Slake Durabilite İndeksi	ISRM (1981)
Hızlandırılmış Bozunma Testleri	Donma-Çözünme Deneyi Sonrası Kütle Kaybı	TS 699 (2009)
	MgSO ₄ Tuz Kristallenmesi Deneyi Sonrası Kütle Kaybı	TS EN 12370
	Na ₂ SO ₄ Tuz Kristallenmesi Deneyi Sonrası Kütle Kaybı	TS EN 12370
	Islanma-Kuruma Deneyi Sonrası Kütle Kaybı	TS 699 (2009)



Şekil 5- a) Buca yeşil andezitin içerdiği Plajiyoklazın (Plg), b) Klinopiroskenin (Cpx), c) Amfibölün (Amp), d) Biyotitin (Bio) polarizan mikroskop altındaki görünümü. e) Andezitin çift nikol ve f) paralel nikol görünümü.

5. Kimyasal Özellikler

Buca yeşil andezitinin kimyasal analizi ile yüzde ve ppm cinsinden içerdiği element değerleri belirlenmiştir (Çizelge 3).

Kayacın kimyasal analiz sonuçları Le Bas vd. (1986), Miyashiro (1978) diyagramında yerine koyulmuş ve buna göre kayacın “trakiandezit” bileşiminde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 6).

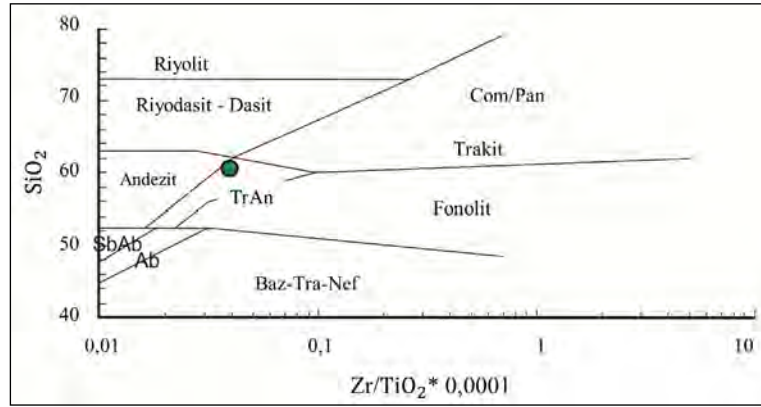
6. Fiziksel Özellikler ve Mekanik Özellikler

6.1. Fiziksel Özellikler

Yeşil andezitin fiziksel özelliklerini belirlemek için laboratuvarında tam ölçekli indeks testleri yapılmıştır. Test sonuçları Çizelge 4’te verilmiştir. Uygulanan test sonuçları Buca yeşil andezitini, Anon (1979) tarafından önerilen sınıflandırmaya göre çok düşük birim hacim ağırlıklı ve çok gözenekli kayaç olarak sınıflandırmıştır (Çizelge 4).

Çizelge 3- Buca yeşil andezitinin kimyasal analiz sonuçları.

Element	%	Element	ppm	Element	ppm	Element	ppm
SiO ₂	60,62	Ba	871	V	114	Ho	1,16
Al ₂ O ₃	14,26	Be	3	W	0,9	Er	3,43
Fe ₂ O ₃	5,53	Co	14,4	Zr	238,1	Tm	0,57
MgO	1,86	Cs	8,6	Y	35,5	Yb	0,57
CaO	5,46	Ga	17,7	La	42,3	Mo	0,4
Na ₂ O	2,61	Hf	6,6	Ce	87	Cu	24,3
K ₂ O	4,14	Nb	11,8	Pr	9,93	Pb	3,9
TiO ₂	0,60	Rb	144,2	Nd	36,8	Zn	47
P ₂ O ₅	0,38	Sn	3	Sm	7,25	Ni	30,7
MnO	0,43	Sr	456,1	Eu	1,31	As	14,2
Cr ₂ O ₃	0,02	Ta	0,9	Gd	6,19	Sb	0,9
Kızdırma Kaybı (%)	3,8	Th	21,8	Tb	0,97	Au	32,9
Toplam (%)	99,74	U	4,9	Dy	5,57	Ti	0,04



Şekil 6- Kayacın trakiandezit bileşiminde olduğunu gösteren diyagram (Le Bas vd., 1986; Subalkali – alkali sınırı Miyashiro, 1978).

Çizelge 4- Buca yeşil andezitinin fiziksel özellikleri ve testlerde kullanılan standartlar.

Test	Test için Kullanılan Standart ve Yöntem	N	Deney Sonucu (Ortalama ± SS)
Kuru Birim Hacim Ağırlık (kN/m ³)	TS 699 (2009)	35	2,32±0,08
Suya Doymun Birim Hacim Ağırlık (kN/m ³)	TS 699 (2009)	35	2,36±0,08
Özgül Ağırlık	TS 699 (1987)	1	2,82
Görünür (Etkin) Porozite (Su Emdirme Yöntemi ile) (%)	TS 1936	35	4,90±1,50
Görünür (Etkin) Porozite (Cıvalı Porozimetre Yöntemi ile) (%)	ASTM 4404 (1984)	1	5,54
Toplam Porozite (%)	TS 1936	35	17,8
Boşluk Oranı (%)	TS 699 (2009)	35	5,18±1,65
Ağırlıkça Su Emme (%)	TS 699 (2009)	35	2,12±0,66
Kütlece Doymunluk Katsayısı	TS 699 (2009)		0,91

N: Deney Sayısı SS:Standart Sapma

6.2. Mekanik Özellikler

Yeşil andezitlerin mekanik özelliklerini belirlemek amacıyla kuru ve suya doymun olarak birtakım testler uygulanmıştır (Çizelge 5). Test sonuçlarına göre Buca yeşil andezitinin yüksek mukavemete sahip olduğu belirlenmiştir. Buca yeşil andeziti, USC değerlerine dayalı olarak Deere ve Miller (1966) tarafından önerilen kaya sınıflandırmasına göre yüksek dayanımlı kaya olarak sınıflandırılmaktadır. Böhme yüzeysel aşınma kaybı testi ve disk aşındırma testi Buca yeşil andezitinin yüksek aşınma direncine sahip olduğunu göstermektedir (Çizelge 5).

7. Durabilite Özellikleri

Mühendislik projelerinde kullanılan doğal yapıtaşları farklı çevresel ve iklimsel ayrıştırıcı etkilere maruz kalmaktadır. Bu çevresel ve iklimsel ayrıştırıcı

faktörler; biyolojik aktiviteler, ıslanma-kuruma, donma-çözünme, ısınma-soğuma ve tuz kristallenmesi başta olmak üzere çok çeşitlilik gösterir. Bu faktörler zaman içinde kayacın ciddi şekilde tahribatına sebep olup kayacın kullanılamaz hale gelmesine neden olmaktadır. Zaman içerisinde kayacın bu çevresel ve iklimsel faktörlere karşı gösterdiği dirence ise durabilite denmektedir. (Sims, 1991; Bell, 1993; Topal ve Doymun, 1997; Steinberger, 2003; Topal ve Sözen, 2003; Yavuz, 2006; Reudrich vd., 2011; Stück vd., 2011). Yapıtaşı olarak kullanılan kayaçlar iklimsel faktörlere bağlı olarak yıllık ve günlük sıcaklık farklarından etkilenirler. Sıcaklık farkının sonucunda kayaçlarda genleşme ve büzülme meydana gelir. Bu büzülme ve genleşmeler ise farklı yönde ve büyüklükte gerilmelere sebep olur. Gerilmelerin sonucu olarak kılcal çatlaklar meydana gelir ki bu çatlaklar zamanla kayaçta daha büyük deformasyonlar meydana getirir.

Çizelge 5- Buca yeşil andezitlerinin mekanik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yapılan deneyler ve bu deneylerde uyulan standartlar.

Test	Test için Kullanılan Standart ve Yöntem	N	Test Sonuçları (Ortalama± SS)
Tek eksenli basınç (kuru) (kgf/cm ²)	TS EN 1926	5	899,08±197,21
Tek eksenli basınç (sd) (kgf/cm ²)	TS EN 1926	5	826,04±233,17
Nokta yükeme indeksi. Is ₅₀ (kuru) (kgf/cm ²)	ISRM (1985)	5	80,04±11,30
Nokta yükeme indeksi. Is ₅₀ (sd) (kgf/cm ²)	ISRM (1985)	5	46,34±13,60
Darbe direnci (kuru) (mm)	TS 699 (2009)	5	52±23,15
Brazilian çekme direnci (kuru) (kgf/cm ²)	ISRM (1981)	5	98,35±16,48
Brazilian çekme direnci (sd) (kgf/cm ²)	ISRM (1981)	5	59,37±8,73
Böhme yüzeysel aşınma kaybı (kuru) (cm ³ /50cm ²)	TS 14157	3	7,05±0,24
Disk aşınma kaybı (kuru) (mm)	TS EN 1341	3	19,21±0,19
Suda Dağılmaya Karşı Duyarlılık (Slake Durability) İndeksi 2 aşama(%)	ISRM (1981)		98,62

sd: Suya doymun N: Numune sayısı SS: Standart sapma

(Küçükkaya, 1995). Kayaçların değişik çevresel ayrıştırıcı ortamlarda dayanımı ve davranışını belirlemek amacıyla; mühendislik çalışmalarında ve mimaride kullanılmadan önce laboratuvar ortamında hızlandırılmış bozunma deneyleri ve çeşitli yöntemlere tabi tutulur. Hızlandırılmış bozunma deneyleri ıslanma- kuruma, donma çözünme ve tuz kristallenmesi deneyleri olmakla beraber; su emme kapasitesi, gözenek boyu dağılımı, suya doymun ve kuru tek eksenli basınç direnç oranları, statik durabilite indeksi ve slake durabilite indeksi ise durabilite belirleme yöntemlerinden bazılarıdır (Topal ve Doyuran, 1997; Yavuz, 2006; Topal ve Sözen, 2003).

Çalışma kapsamında Buca yeşil andezitinden alınan bloklardan elde edilen numunelere ıslanma-kuruma, donma-çözünme, tuz kristallenmesi deneyleri uygulanmıştır. Uygulanan bu deneyler sonucunda kayacın fiziksel ve mekanik özellikleri üzerindeki değişiklikler belirlenmiş ve deney sonrası kütle kayıpları hesaplanmıştır (Çizelge 6). Ayrıca gözenek

boyu dağılımı, suya doymun-kuru tek eksenli basınç direnç oranı, doymunluk katsayısı, suda dağılmaya duyarlılık indeksi ve statik kaya durabilite indeksi yöntemleri ile kayacın durabilitesi, her bir değer için ayrı ayrı belirlenmiştir (Çizelge 7).

7.1. Hızlandırılmış Bozunma Deneyleri

Ocaktan alındıktan sonra silindirik numuneleri elde edilen Buca yeşil andezitlerinin üzerinde donma çözünme, ıslanma-kuruma ve Na₂SO₄ ve MgSO₄ tuz kristallenmesi deneyleri gibi hızlandırılmış bozunma testleri uygulanmış ve sonuçlar testler için kullanılan standartlarla karşılaştırılmıştır (Çizelge 6). Hızlandırılmış bozunma deneylerinin detaylarıyla aşağıda verilmiştir.

7.1.1. Islanma Kuruma Deneyi

Doğal yapıtaşı olarak kullanılacak kayaçların durabilitelerini belirleyen deneylerden biri de ıslanma kuruma deneyidir (Rossi-Manaresi, 1976; Knöfel, 1987; Topal ve Sözen, 2003; Yavuz, 2006). TS 699

Çizelge 6- Buca yeşil andezitinin hızlandırılmış bozunma testleri sonuçları.

Test	Testlerde kullanılan yöntemler ve standartlar	N	Test sonuçları Ortalama (Sonuç ± SS) (%)
Islanma kuruma sonrası kütle kaybı	TS 699 (2009)	5	1.28±0.1
Donma çözünme sonrası kütle kaybı	TS 699 (2009)	5	1.15±0.14
Na ₂ SO ₄ kristallenmesi sonrası kütle kaybı	TS EN 12370 (2001)	5	2.31±2.09
MgSO ₄ kristallenmesi sonrası kütle kaybı	ASTM (1990)	5	2.03±1.64

N: Numune sayısı SS: Standart Sapma

Çizelge 7- Buca yeşil andezitinin durabilite değerlendirmesi.

Özellikler	Deney Sonuçları	Durabilite Değerlendirmesi
Ortalama Gözenek Boyutu	0,08µm	Donma çözünmeye duyarlı
Doymunluk Katsayısı	0,91	Donma çözünmeye duyarlı
Doymun-Kuru Tek Eksenli Basınç Direnç Oranı	%91,88	Çok iyi
Statik Kaya Durabilite İndeksi	2,11	İyi
Slake Durabilite İndeksi	%98,75	Çok Yüksek

uygun olarak yapılan ıslanma kuruma deneyi toplam 80 periyot uygulanmıştır. Yeşil andezit örnekleri önce 65 °C’de 6 saat kurutulmuş, ardından 12 saat distile suya daldırılarak suya doymun hale getirilmiştir. 80 periyot sonunda numunelerin kütle kaybı belirlenmiştir (Çizelge 6).

7.1.2. Donma Çözünme Direnci Deneyi

Mimaride yapıtaşı olarak kullanılan doğal kayalar üzerinde ciddi deformasyonlara yol açan çevresel ayrıştırıcı faktörlerden biri de donma-çözünme olayıdır. Atmosferdeki sıcaklık değişimleri ve nem, doğal taşların hem bozunmasına sebep olur hem de bozunma sürecini hızlandırır. Nemli ortamlarda don ve sıcaklık farklılıkları, kayaç içerisinde gerilmeler meydana getireceğinden kayacın içerisinde parçalanmalara ve kopmalara neden olan olumsuz faktörlerden biridir (Küçükaya, 1995). İklimlere ve mevsimlere bağlı olarak gelişen donma sırasında, suyun hacminin %9 oranında genişmesi sebebiyle kayacın gözenek ve çatlaklarındaki donan su, basınç oluşturduğundan donma-çözünme süreçleri sonrasında o kayacın bozunmasına sebep olmaktadır. Tekrar eden donma-çözünme olayları sonucunda kayacın var olan çatlakları derinleşerek çatlak açıklıklarının artacağı gibi yeni mikro çatlaklar da gelişebilir. Çözünme sonrasında ise su gözenekler içerisinde yer değiştirerek daha derine göç edebilir (Yavuz vd., 2006). Donma-çözünme deneyi, doğal taşların malzeme özellikleri üzerinde mevsimsel ve iklimsel ısı farkının sebep olduğu ya da olacağı değişimleri tahmin etmemizi sağlayan hızlandırılmış bozunma deneylerinden bir tanesidir (Topal ve Doyuran, 1997). İzmir ili 2001-2004 yıllarına ait meteorolojik verileri değerlendirilmiş ve yaklaşık 4 yıllık süre içerisinde ısıнын 0 °C’nin altına 13 kez düştüğü ve en düşük sıcaklığın ise -5 °C olduğu belirlenmiştir (Yavuz, 2006).

TS 699’a göre uygulanan donma-çözünme testi, Buca yeşil andeziti numuneleri üzerinde 25 periyot uygulanmıştır. Andezit örnekleri -20 °C’de dondurulup ardından çözdürülmüştür. Test sonunda Buca yeşil andezit numunelerinde %1,15 oranında kütle kaybı ve ayrıca numune yüzeylerinde gözle görülür bozulma meydana gelmiştir (Çizelge 6).

7.1.3. Tuz Kristallenmesi Deneyleri

Hem estetik açıdan kıymetli hem de gelecek nesillere aktarmak için korumamız gereken insanlığın kültürel mirası içerisinde; birçok arkeolojik ve mimari anıtları içerisinde alan çeşitli yapı ve heykellerde, doğal taşlar kullanılmıştır. Kültürel mirasımızın bozunmasına ve tahrip olmasına sebep olan ayrışma süreçlerinden biri de tuz kristallenmesidir (Schaffer, 1932; Lewin, 1982; Winkler, 1994). Tüm gözenekli kayaçlara, kimyasal bileşimlerine bakılmaksızın çevresel etkiler ve iklimsel değişiklikler zarar verebilmektedir. Kayaçların bozunmalarında en etkili tahrip edici ve en yaygın olan etmenlerden biri tuz kristalizasyonudur. Su vasıtasıyla taşınıp kayacın gözeneklerine, çatlaklarına yerleşen tuzlar, ardından meydana gelen buharlaşma ile kılcal kanallarda ve taşın yüzeyinde birikir. Bu da osmos etkisi ile tuzun kayaç içerisinde sürekli birikmesine sebep olur (Topal, 1997). Kayacın içerisinde yer alan tuz, kristal hale geldiğinde fiziksel gerilme meydana gelir ve bu durum gözenekli kayaçlara zarar vermektedir (Herodotus, 420 MÖ; Luquer, 1895; Taber, 1916; Jutson, 1918). Sıcaklık yükselirse tuz çözeltisinin doyma noktası yükselir. Çevresindeki tuz kristalleri de çözünür. Düştüğünde ise tekrar kristalleşir. Tuzların hidrasyon dereceleri arttıkça hacimde büyür. Bu nedenle kayaçta meydana getirdiği tahribat daha büyük olacaktır (Arnold, 1999). Kristallenme sırasında kayacın gözeneklerinde basınç sürekli artar ve kayaçta kılcal çatlaklar meydana gelmeye

başlar. Kayacın içerisindeki boşluklarda meydana gelen tuz kristalleşmesine çiçeklenme adı verilir. Çiçeklenmenin devamında taş kabırır, deformasyona uğrar ve tuz taşın yüzeyinde birikir (Küçükaya, 1995). $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (alçı taşı), Na_2SO_4 (sodyum sülfat), MgSO_4 (magnezyum sülfat), K_2SO_4 (potasyum sülfat) ve NaCl (sodyum klorür) çözülebilir tuzlardan en yaygın olanlarıdır (Arnold, 1999). Tuz, suda çözünerek kayaç içine gireceğinden birbiri ile ilişkili gözenekler arasında da hareket edebilir ve gözeneklerde tuz kristallenebilir. Tuz kristallenmesi kayacın durabilitesinin belirlenmesinde anahtar bir rol oynar. Kayaçlarda tuz kristallenmesi su ve nem hareketine bağlı olduğu gibi buharlaşma ve kapilarite yardımıyla suyun ve nemin kayaç içerisinde ilerleyebilmesi için kayacın görünür porozitesine de bağlıdır (Lucas, 1925; Mamillian, 1993). Tuz kristallenmesi deneyi yardımıyla mimaride yapıtaşı olarak kullanılacak taşların durabiliteleri, çevresel etkenlerin oluşturacağı tuz kristallenmesi ve oluşturacağı etkileri önceden belirlemeye çalışılır (Rossi-Doria, 1985; Topal, 1997). Bu çalışma kapsamında Buca yeşil andezit numuneleri üzerinde Na_2SO_4 ve MgSO_4 tuz kristallenmesi testleri uygulanmıştır. Tuz testleri sonuçları Buca yeşil andezitinin tuza duyarlı bir kayaç olduğunu açıkça göstermektedir (Çizelge 6).

7.2. Durabilite Değerlendirme Testleri

Durabilite, kullanılan yapıtaşının orijinal boyutunun, şeklinin, mukavemetinin ve görünüşünün zaman içerisinde bozunmaya karşı gösterdiği direncin ölçüsüdür (Bell, 1980, 1993; Sims, 1991; Topal ve Doyuran, 1997). Doğal taşın hem malzeme özellikleri hem de yapıtaşı olarak kullanıldığı çevreye ait ayrıştırıcı etkiler, taşın durabilitesi doğrudan ilişkilidir (Topal, 1997). Bu bölümde, Buca yeşil andezitinin durabilitesini belirlemek amacıyla, bazı yöntemler kullanılarak kayacın kuru ve doymun tek eksenli basınç oranı, doymunluk katsayısı, statik kaya durabilite indeksi, suda dağılmaya karşı duyarlılığı ve gözenek boyutu dağılımı belirlenmiştir.

7.2.1. Suya Doymun - Kuru Tek Eksenli Basınç Direnç Oranı

Kayaçların suya doymun ve kuru tek eksenli basınç direnci oranı, kayacın durabilitesinin belirlenmesinde kullanılabilir (Winkler, 1993). Laboratuvarda Buca

yeşil andeziti numuneleri üzerinde kuru ve suya doymun olarak tek eksenli basınç deneyi uygulanmıştır. Uygulanan deney sonrası kuru tek eksenli basınç direnci ile suya doymun tek eksenli basınç direnci değerleri arasında belirgin bir farklılığın bulunmadığı belirlenmiştir. Kayacın suya doymun-kuru tek eksenli basınç direnci oranı % 91,88'dir. Winkler (1993)'in sınıflandırmasına göre, Buca yeşil andeziti 'çok iyi durabiliteli kayaçlar' grubuna girmektedir (Çizelge 7).

7.2.2. Doymunluk Katsayısı

Kayacın belirli bir sürede atmosferik şartlar altındaki ağırlıkça su emme değerinin, vakum altında tutularak hesaplanan ağırlıkça su emme değerine oranı, kayacın doymunluk katsayısını verir (RILEM, 1980; TS 699 1987). Oran 0,8 den büyük ise, kayaç donma çözünme etkileri karşısında "düşük durabilitelidir" denir (TS 699, 1987; Topal ve Doyuran, 1997). Laboratuvarda vakumlu desikatör kullanılarak hesaplanmış Buca yeşil andezitinin doymunluk katsayısı TS 699'a uygun olarak yapılmıştır. Buca yeşil andezitinin doymunluk katsayısı 0,91'dir ve TS 699, 1987'ye göre Buca yeşil andeziti donma çözünme etkilerine karşı "hassastır/duyarlıdır" denebilir (Çizelge 7).

7.2.3. Statik Kaya Durabilite İndeksi (RDI_s)

Fookes vd. (1988), doğal taşların durabilitelerinin belirlenmesi için statik kaya durabilite indeksini (RDI_s) önermiştir. RDI_s , atmosferik basınç altında ağırlıkça su emme (%), nokta yükü dayanım indeksi ortalaması ($Is_{(50)}$), sodyum sülfat tuz kristallenmesi 5 çevrim sonrası kütle kaybı (%) ve doymun yüzey kuru birim hacim ağırlık gibi dört mühendislik parametreler belirlendikten sonra RDI_s eşitliği kullanılarak hesaplanır (Eşitlik 1).

$$RDI_s = \frac{(Is_{(50)} - 0.1(SST + SWA))}{SGssd} \quad (\text{Eşitlik 1})$$

RDI_s = Statik kaya durabilite indeksi

$Is(50)$ = Kuru ve suya doymun nokta yükü dayanım indeksi ortalaması (kgf/cm^2)

SST= Na_2SO_4 tuz kristallenmesi deneyi 5 çevrim sonrası kütle kaybı (%)

WA= Ağırlıkça su emme (atmosferik basınç altında)
(%)

SGssd= Doygun yüzey kuru birim hacim ağırlık
(gr/cm³)

Fookes (1998)'e göre, Buca yeşil andezitinin statik kaya durabilite indeksi 2,11 olarak belirlendiğinden kayaç 'iyi durabiliteli kayaçlar' sınıfına girmektedir (Çizelge 7).

7.2.4. Suda Dağılmaya Karşı Duyarlılık (Slake Durability) İndeksi

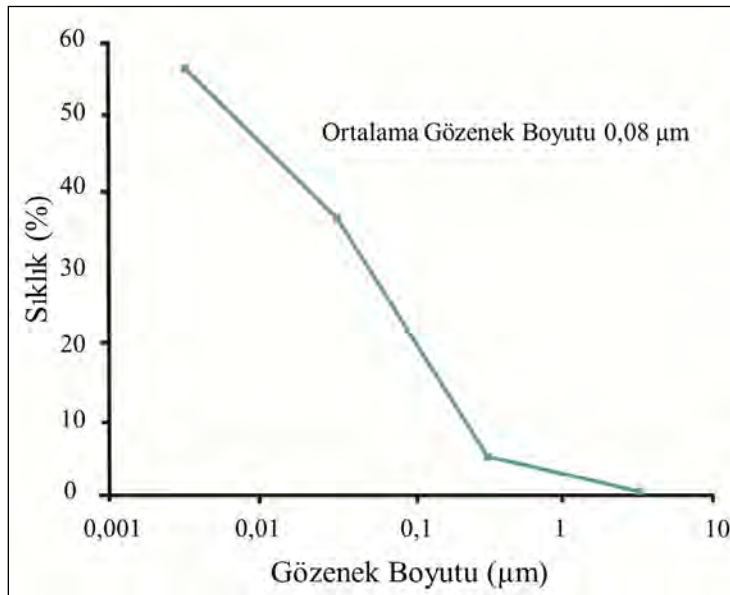
Deney, kayaç örneğinin standart iki çevrim süresince kurumaya ve ıslanmaya bırakılması durumunda, parçalanmaya ve zayıflamaya karşı gösterdiği direncin belirlenmesi amacıyla uygulanmaktadır (ISRM, 1981). Bu çalışmada iki takım Buca yeşil andezit numunesi test edilmiş ve sonuçlar Çizelge 5'te verilmiştir. Buca yeşil andezitinin suda dağılmaya karşı duyarlılık indeksi 2. çevrimden sonra %98.88 olarak bulunmuştur. Buna göre Buca yeşili andeziti, ISRM tarafından önerilen suda dağılmaya karşı duyarlılık sınıflandırmasına göre 'orta derecede dayanıklı kaya' olarak sınıflandırılabilir (Çizelge 7).

7.2.5. Gözenek Boyutu

Doğal yapıtaşlarının durabilitesinin belirlenmesinde iklimsel etkilerden donma çözünme süreci ve tüm çevresel etkileşim süreçleri için, gözenek boyutu önemli bir rol oynamaktadır. Gözenek boyutunu 5 µm'den küçük olan kayaçlar gözenek suyunu kayacın dışına atamamaktadır (Larsen ve Candy, 1969). Donma çözünme süreçleri sonucunda kayacın durabilitesi açısından gözenek boyu dağılımı kritik bir değer taşır. Bu sebeple gözenek boyutu 5 µm'nin altında olan kayaçlar, donma ve çözünmeden daha fazla ve kolay etkilenirler (Topal ve Doyuran, 1997).

Yapılan tanımlamada kayacın gözenek boyu dağılımı, ortalama gözenek boyu ve ortalama gözeneklilik değerleri belirlenmiştir. Buca yeşil andezitinin görünür porozitesi % 5,54, ortalama gözenek boyutunun ise 0,08 µm olduğu belirlenmiştir (Şekil 7).

Buca yeşil andezitinin ortalama gözenek boyutunun 5 µm 'dan küçük olması nedeniyle kayacın donma çözünmeye karşı 'düşük durabiliteli' olduğunu gösterir (Çizelge 7).



Şekil 7- Buca yeşil andezitinin gözenek boyu dağılım grafiği.

7. Sonuçlar

Yeşil andezitler İzmir'in başta Buca ilçesi olmak üzere birçok tarihi binalarında ve tarihi yapılarında kullanılmıştır.

Buca yeşil andezitinin mineralojik ve kimyasal kompozisyonuna göre trakiandezit bileşiminde olduğu belirlenirken kayacın belirgin yeşil renginin ise kayacın volkanik hamurunun ve içerdiği minerallerin kloritleşmesinin ürünü olduğu tespit edilmiştir.

Buca yeşil andezitinin fiziksel özelliklerinden görünür porozitesi % 4,89, toplam porozitesi %17,8, kuru birim hacim ağırlığını $2,32 \text{ gr/cm}^3$, suya doymuş birim hacim ağırlığı $2,36 \text{ gr/cm}^3$, doymuşluk katsayısının 0,91, ağırlıkça su emmesinin % 2,12 ve boşluk oranının % 5,18 olduğu belirlenmiştir. Özgül ağırlığının ise 2,82 olduğu tespit edilmiştir. Buca yeşil andezitinin; Böhme yüzeysel aşınma kaybı $7,05 \text{ cm}^3 / 50 \text{ cm}^2$, kuru tek eksenli basınç dayanımı $899,08 \text{ kgf/cm}^2$, suya doymuş tek eksenli basınç dayanımı $826,04 \text{ kgf/cm}^2$, darbe direnci 52 kgf cm/cm^3 , kuru nokta yükü dayanım indeksi $80,04 \text{ kgf/cm}^2$, suya doymuş nokta yükü dayanım indeksi $46,34 \text{ kgf/cm}^2$ olarak belirlenmiştir. Buca yeşil andezitinin donma çözünme deneyi sonucunda kütle kaybı % 1,15, ıslanma-kuruma deneyi sonrası kütle kaybı %1,28, MgSO_4 tuz kristallenmesi deneyi sonrası %2,03 ve Na_2SO_4 tuz kristallenmesi deneyi sonucunda % 2,31 oranında kütle kaybı olduğu belirlenmiştir. Kayacın fiziksel ve mekanik özelliklerinin önemli bir kısmı doğal yapıtaşı olarak kullanılabilirliği açısından ilgili standartlara uygundur.

Buca yeşil andezitinin durabilitesi beş ayrı yöntemle incelenmiş ve kullanılan durabilite değerlendirme yöntemlerine göre farklılık sunduğu tespit edilmiştir. İncelemeler kayacın ortalama gözenek boyutu ve doymuşluk katsayısı yöntemleri bakımından 'düşük durabiliteli' olduğunu, suda dağılmaya karşı duyarlılık indeksi, doymuş-kuru tek eksenli basınç direnci oranı ve statik kaya durabilite indeksine göre ise 'iyi ve çok iyi durabiliteli' olduğunu göstermektedir.

Yapılan saha gözlemleri neticesinde, Buca yeşil andezitinin doğal yapıtaşı olarak kullanılmış olduğu

tarihi binaların dış cephelerinde, kayacın uzun dönem saha performansının yüksek olduğu ve yeşil andezitlerin iyi korunmuş olduğu gözlemlenmiştir. Bu durum İzmir'de donma çözünme olayının sıkça rastlanmaması, iklimin ılıman olması ve ayrıca Buca ilçesinin sanayileşmenin İzmir şehir merkezine oranla daha bakir olmasıyla açıklanabilir. Bu nedenle, ılıman iklime sahip bölgelerde doğal yapıtaşı olarak kullanılacak kayalar için ortalama gözenek boyutu ve doymuşluk katsayısı, durabilite değerlendirme açısından önem arz etmektedir. Buca yeşil andeziti saha performansı dikkate alındığında 'yüksek durabiliteli bir kayaç' olarak tanımlanabilir.

8. Katkı Belirtme

Bu makale Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Uygulamalı Jeoloji Bölümünde 2013 yılında tamamladığım yüksek lisans tezim kapsamında üretilmiştir. Yüksek lisans çalışmamda yardımlarından dolayı danışman hocam Prof. Dr. A. Bahadır YAVUZ'a teşekkür ederim. Ayrıca Dr. Samet SAKA'ya, Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU'na ve Prof. Dr. Utku BAĞCI'ya teşekkür ederim.

Değinen Belgeler

- Anon, 1979. Classification of rocks and soils for engineering geological mapping, Part 1. Rock and soil materials, Bulletin of the International Association Engineering Geology 19, 364-371.
- Akay, E. 2000. Magmatic and Tectonic Evolution of the Yuntdag Volcanic Complex Western Anatolia. Doktora Tezi, DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Arık, M. 1980. Buca-Altındağ Yöresinin Hidrojeolojik İncelemesi, Bitirme Projesi, E. Ü. Yer Bilimleri Fakültesi, İzmir, 48.
- Arnold, A. 1999. Methodology of the study on decay, weathering and conservation of monuments, ICCROM, 13th international course on the technology of stone conservation, Unpublish Lecture Notes, Venice.
- ASTM, 1990. Standard test method for soundness of aggregates by the use of sodium sulfate or magnesium sulfate, Annual book of ASTM standards, American Society for Testing and Materials 37-41.
- ASTM D 4404, 1984. Standarts Test Method for Determination of Pore Volume and Pore Volume

- Distribution of Soil and Rock by Mercury Intrusion Porosimetry, ASTM International.
- Bell, F. G. 1980. Engineering Geology and Geotechnics. Butter Worth and Co. Ltd. London, 497.
- Bell, F. G. 1993. Engineering Geology. Blackwell Scientific Publications, London.
- Deere, D. U., Miller, R. P. 1966. Engineering classification and index properties for intact rock: Report AFWL-TR-65-116, Air Force Weapons Laboratory (WLDC) Kirtland Air Force Base, New Mexico.
- Fookes P. G., Gourley C. S., Ohikere C. 1988. Rock Weathering in Engineering Time. Quaterly Journal of Engineering 21, 33-57.
- Herodotus 420 BC. History : I Observed That salt exuded from the soil to such an extent as event to injure the pyramids 2, 12.
- ISRM, 1981. Rock Charakterization, Testing and Monitoring: ISRM Suggested Methods, E. T. Brown, E. T. (Ed), Brown 211, Pergamon Press U.K.
- ISRM, 1985. Suggested method for determining poind load strength. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts 22, 51-60.
- İzdar, E. 1975. Batı Anadolu'nun Tektonik Gelişimi ve Ege Denizine Ait Üniteler ile Karşılaştırılması 8.
- Jutson, J. T. 1918. The influence of salts in rock weathering in sub-arid western Australia. Royal society of Victoria, Proceedings 30, 165-172.
- Kıncal, C. 2005. İzmir İç Körfezi Çevresinde Yer Alan Birimlerin Coğrafi Bilgi Sistemleri Ve Uzaktan Algılama Teknikleri Kullanılarak Mühendislik Jeolojisi Açısından Değerlendirilmesi, D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 342, İzmir.
- Knöfel, S. 1987. Physicochemical weathering reactions as a formulary for time-lapsing ageing tests, Materials and Structures 20, 127-145.
- Koca, M. Y. 1995. Slope Stability Assessment of the Abandoned Andesite Quarries in and Around the İzmir City Centre, PhD. Thesis, Dokuz Eylül University Graduate School of Natural and Applies Science, İzmir-Türkiye, 430.
- Koca, M. Y., Türk, N. 1999. Influenced of weathering on the engineering properties of andesitic rock in İzmir, Western Turkey. IESCA 1995, II.
- Küçükaya, A. G. 1999. Taşların bozunma nedenleri koruma yöntemleri 43-95.
- Larsen, T., Candy, P. D. 1969. Identification of frost susceptible particles in concrete aggregates. National Cooperative Research Program, report 66. Highway research board, Washington, DC.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27, 745-750.
- Lewin, S. Z. 1982. The mechanism of masonry decay through crystallization. In: Conservation of historic stone building and monuments. National Academy of Sciences, Washington, DC, 120-144.
- Lucas, A. 1925. Antiques, their restoration and preservation. Arnold E. and Co., London.
- Luquer, L. Mcl. 1895. The relative effects of frost and the sulfate of soda efflorescence tests on building stones. Transactions, American Society of Civil Engineers 33, 235-256.
- Mamillian, M. 1993. Méthodes d' evaluation de l' état d' alterations des pierres des monuments. In: Theiel, M.-J. (Ed.), Conservation of stone and other materials, Proceedings of the International RILEM/UNESCO Congress. RILEM Proceedings 21, 775-783.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic rock series, Contrib. Mineral Petrology 66, 91 – 104.
- Ruedrich, J., Kirchner, D., Siegesmund, S. 2011. Physical weathering of building stones induced by freeze-thaw action: a laboratory long –term study, Environmental Earth Sciences 63, 1573-1586.
- RILEM. 1980. Recommended tests to measure the deterioration of stone and to assess the effectiveness of treatment methods, Comission 25-PEM. Material Structures 13, 175-253.
- Rossi-Doria, P. R. 1985. Laboratory tests on artistic stonework, the deterioration on conservation of stone. Studies and documents on the cultural heritage.
- Rossi-Manaresi, R. 1976. Causes of decay and conservation treatments of the tuff of Castel Dell'ova In Naples, Proc. 2nd. Int. Symp. On the deterioration of building stones. Athens 233-248
- Savaşçın, M. Y. 1974. Batı Anadolu 'Andezit Bazalt' Jenezi Sorununa Katkılar, TJK Bülteni 17, 87-171.
- Schaffer, R. J. 1932. The weathering of natural building stones. Special report no. 18, Building Research Establishment, Garston.
- Sims, I. 1991. Quality and durability of stone for construction. Quarterly Journal of Engineering Geolgy 24, 67-73.

- Steinberger, E. 2003. Volcanic tuffs from Hesse (Germany) and their weathering behaviour, *Environmental Geology* 46, 378-390
- Stück, H., Siegesmund, S., Ruedrich, J. 2011. Weathering behaviour and construction suitability of dimension Stones from the Drei Gleichen area (Thuringia, Germany) *Environmental Geology* 63, 1763-1786.
- Taber, S. 1916. The growth of crystals under external pressure, *American Journal of Science* 41, 532-556.
- Topal, T. 1997. Accelerated weathering in the Cappadocian tuff, In: *Proceedings of the international symposium on geology and environment*, İstanbul 281-291.
- Topal, T., Doyuran, V. 1997. Engineering geological properties and durability assesment of the Cappadocian tuff, *Engineering Geology* 47, 175-187.
- Topal, T., Sözen, B. 2003. Deterioration mechanism of tuffs in Midas monument, *Engineering Geology* 68, 201-233
- Türk, N., Koca, M. Y. 1994. Engineering Geological Problems of the First Phase of the Izmir Metro *Proceedings Sevent International Congress International Association of Engineering Geology*, 5-9 September 1994, Lisboa, Portugal, 4259-4264.
- TS 13755. 2003. Doğal Yapı Taşları - Deney Metodları- Atmosfer Basıncında Su Emme Tayini, Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.
- TS 699. 1987. Tabii Yapı Taşları-Muayene ve Deney metodları. (Methods of testing for natural building stones) Türk Standartları Enstitüsü, Ankara 82 (in Turkish).
- TS 699. 2009. Doğal Yapı Taşları- İnceleme ve Laboratuvar Deney Metodları (Natural building stone- Methods of inspection and laboratory testing) Türk Standartları Enstitüsü, Ankara 36 (in Turkish).
- TS EN 1341. 2004. Doğal Yapı Taşı -Aşınmaya Karşı Dayanıklılık Tayini, Türk standartları Enstitüsü, Ankara.
- TS EN 14157. 2005. Doğal taş-Aşınma direncinin tayini (Natural stone- determination of the abrasion resistance) Türk Standartları Enstitüsü, Ankara 21 (in Turkish).
- TS 1926. 2000. Doğal Yapı Taşları- Deney Metodları- Basınç Dayanımı Tayini, Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.
- TS EN 1936. 2001. Doğal Yapı Taşları- Deney Metodları- Gerçek Yoğunluk, Görünür Yoğunluk, Toplam ve Açık Gözeneklilik Tayini. Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.
- TS EN 12370. 2001. Doğal Yapı Taşları- Deney Metodları- Tuz Kristallenmesinin Direncinin Tayini (Natural stone test methods-Determining of resistance to salt crystallisation. Türk Standartları Enstitüsü, Ankara (in Turkish).
- Yavuz, A. B. 2006. Deterioration of the volcanic kerb and pavement stones in a humid environment in the city centre of İzmir, Turkey. *Environmental Geology* 51, 211-227.
- Yavuz, H., Altındağ, R., Saraç, S., Uğur, I., Sengun, N. 2006. Estimating the index properties of deteriorated carbonate rocks due to freeze-thaw and thermal and thermal shock weathering.
- Winkler, E. M. 1993. Discussion and Reply On “ The Durability of Sandstone As a Building Stone, Especially In Urban Environments”. *Bulletin of the Association Engineering Geology* 30, 99-101.
- Winkler, E. M. 1994. *Stone in architecture*, Springer- Verlag, Berlin.



MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

<https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri/>



Jura-Kretase yaşlı İnalıtı Formasyonu'nun stratigrafik konumu, Orta Karadeniz Dağları'nın jeolojisine yeni bir yaklaşım ve bunun bölgesel jeolojiye etkileri (Türkiye'nin kuzeyi)

Mehmet Fuat UĞUZ^{a*}

^aMaden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, 06530, Ankara, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Karadeniz dağ kuşağı, İnalıtı Formasyonu, tektono-stratigrafi, bölgesel jeoloji.

ÖZ

İnceleme alanı Türkiye'nin kuzeyinde, Orta Pontidler olarak bilinen bölgede yer alır. Önceden yapılmış çalışmalara göre bölgede Permo-Karbonifer-Erken Jura'ya yaşlandırılan bir eski temel vardır. Bu temelin ofiyolitler ile metakırıntılı kayalardan oluştuğu belirtilmiştir. Batı Pontidlerde yüzeyleyen ve metamorfik olmayan, Paleozoyik yaşlı başka bir temelin Orta Jura öncesinde bu temeli tektonik ilişkiyle üzerlediği; Geç Jura-Erken Kretase-Eosen yaşlı bir çökel istifin tektonikle bir araya gelmiş olan bu iki farklı Paleozoyik temeli birlikte örttüğü öne sürülmüştür. İnalıtı Formasyonu çökel örtünün alt düzeylerinde yer almakta ve yaşlı Orta-Geç Jura olarak bilinen Bürnük Formasyonu'nun konglomeraları üzerinde bulunmaktadır. Literatürde İnalıtı Formasyonu'nun stratigrafik konumuna uymayan, saha gözlemlerine dayalı açıklamalar vardır. İnalıtı Formasyonu'na ait kireçtaşlarının alloktonluğuna örtülü ya da açık göndermelerde bulunan bu açıklamalar veri yetersizliği nedeniyle stratigrafiye yansımamıştır. Bürnük Formasyonu en alt tabakalarından itibaren ve her düzeyinde bol miktarda İnalıtı Formasyonu'ndan kopma çakıl ve bloklar içerir. Bu durum İnalıtı Formasyonu'nun, Bürnük Formasyonu'ndan daha yaşlı olmasını gerektirir. Bürnük Formasyonu üzerindeki yaygın örtü konumu nedeniyle İnalıtı Formasyonu'nun taban ilişkisi tektonik olmalıdır. Bürnük Formasyonu Küre Okyanusu'nun kapanması ve İnalıtı Formasyonu'nun bölgeye yerleşmesinin son evresinde, naplı-bindirmeli yapıların önünde, kara ortamında ve muhtemelen Bartoniye'de çökelmiştir. Altın Küre Ofiyoliti'nin lav-çökel dizisi ve üstten Geç Kretase yaşlı Kapanboğazı Formasyonu ile geçişli olan Akgöl Formasyonu'ndan bu çalışmada *Spirillina* sp., *Radiolaria* spp., Lageniidae, Nodosariidae, Ophthalmididae gibi Geç Jura-Erken Kretase yaşını veren fosiller elde edilmiştir. Geç Jura-Erken Kretase yaşlı, epiofiyolitik çökellerin Kalloviyen'den Lütésiye'ye uzanan çökel sürekliliğinde tamamlayıcı bir bağ oluşturur. Bu çökel sürekliliği Orta Pontidler'de Orta Jura ve sonrasında yaşlandırılan kıtasal kabuk gelişimi teziyle uyumsuz. Bu çalışma ile ulaşılan sonuçlar bölgesel jeolojiye derinden ilgilendiren değişikliklere yol açmaktadır.

Gönderim Tarihi: 26.01.2022

Kabul Tarihi: 21.10.2022

Keywords:

Black Sea Mountain Belt, İnalıtı Formation, tectonostratigraphy, regional geology.

ABSTRACT

The study area is located in the northern Turkey, in the region known as the Middle Pontides. Based on previous studies, there is Permo-Carboniferous-Early Jurassic aged basement rock in the region. It is stated that the basement consists of ophiolites and metaclastic rocks. Another non-metamorphic Paleozoic basement cropping out in the Western Pontides, overlaid the basement by tectonic relation before the Middle Jurassic; It has been suggested that Late Jurassic-Early Cretaceous-Eocene aged sedimentary sequence overlays the two different Paleozoic basements, which were juxtaposed by tectonics. The İnalıtı Formation is located at the lower level of this sediment cover and overlies the conglomerates of the Bürnük Formation known to be of Middle-Late Jurassic age. In the literature, there are explanations based on field observations that do not match the stratigraphic position of the İnalıtı Formation. These explanations, which implicitly or explicitly refer to the allochthonous limestones of the İnalıtı Formation, were not reflected in the stratigraphy

Received Date: 26.01.2022

Accepted Date: 21.10.2022

*Başvurulacak yazar: Mehmet Fuat UĞUZ, uguzmf@gmail.com

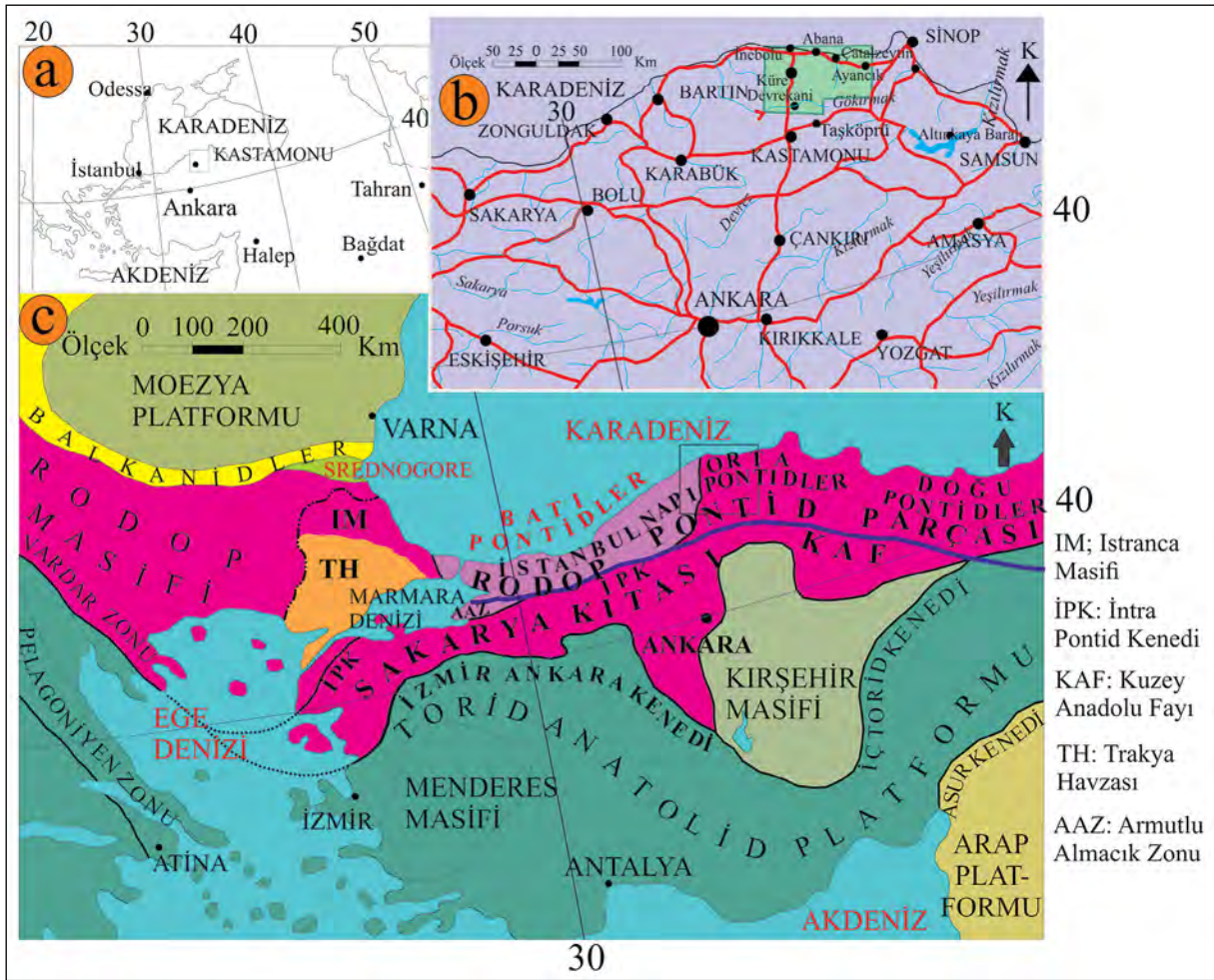
due to lack of data. The Bürnük Formation contains pebbles and blocks belonging to the İnaltı Formation. This means that the İnaltı Formation must be older than the Bürnük Formation. The basal relationship of the İnaltı Formation can be tectonic due to the widespread cover of the Bürnük Formation. The Bürnük Formation was deposited in the terrestrial environment and probably in the Bartonian, in front of nappe-thrusted structures, in the last phase of the closure of the Küre Ocean and the emplacement of the İnaltı Formation in the region. Fossils of Late Jurassic-Early Cretaceous age such as Spirillina sp., Radiolaria spp., Lageniidae, Nodosariidae, Ophthalmididae were obtained from the Akgöl Formation, which is transitional with the lava-sedimentary sequence of the Küre Ophiolite from below and the Late Cretaceous aged Kapanboğazı Formation at the top. The Late Jurassic-Early Cretaceous age forms a complementary link in the sedimentary continuum of the epiophiolitic deposits from Callovian to Lutetian. This sedimentary succession is inconsistent with the idea of Middle Jurassic and younger aged continental crust development in the Middle Pontides. The results reached by this study lead to changes that deeply concern the regional geology.

1. Giriş

İnceleme alanı, Türkiye'nin kuzeyinde, Kastamonu İli dolayında (Şekil 1 ve 2), Orta Pontidler (Tüysüz, 1990) olarak bilinen bölgede (Şekil 1c) yer alır. Birbirleriyle stratigrafik ve yapısal yakınlıkları olan, benzer jeodinamik evrim süreçlerinden geçmiş kayalar tektono-stratigrafik birlikler biçiminde gruplandırmak, bölgesel jeoloji çalışmalarını kolaylaştırmakta ve daha anlaşılır kılmaktadır. Bu yöntemin Türkiye özelinde kullanımı oldukça eski dönemlere kadar gitmektedir (Naumann, 1896; Chaput, 1936; Arni, 1939; Parejas, 1940; Salomon-Calvi, 1940). Sonraki dönemde Ketin (1966) ve Brinkmann (1966)'ın Anadolu coğrafyasında bir takım ofiyolitli kuşakların varlığını ortaya koymalarının ardından, Tetis Okyanusu'nun evrimi ve Anadolu'nun ofiyolitli kuşakları tartışılmaya başlanmıştır (Dewey vd., 1973; Adamia vd., 1977; Şengör vd., 1980; Tokel, 1980, 1983; Şengör ve Yılmaz, 1983). Türkiye Jeolojisine ilk kez, levha tektoniği kuramı ile yaklaşan Şengör ve Yılmaz (1981) ofiyolitli kenet kuşakları ve bu kuşakları birbirinden ayıran kıtasal blokların varlığından söz etmişlerdir. Ofiyolitli kayalar bakımından oldukça zengin olan inceleme alanında ofiyolitli kuşaklar ve kıtasal blokların köken, yer ve konumları, günümüzde de süren tartışmalara konu edilmektedir. Bu nedenle bölge jeolojisine yoğun ilgi olmuştur (Okay ve Tüysüz, 1999; Ustaömer ve Robertson, 1999; Bortolotti ve Principi, 2005; Şengün, 2006; Tüysüz ve Tekin, 2007; Moix vd., 2008; Sayıt vd., 2011; Akbayram, 2011; Göncüoğlu vd., 2012a, b; Akbayram vd. 2013, 2016; Okay vd., 2013a, b, 2014, 2018; Sayıt ve Çimen, 2015; Çimen vd., 2016a,

b; Sarıfakıoğlu vd., 2017; Önal ve Demirbağ, 2019; Schmid vd., 2020).

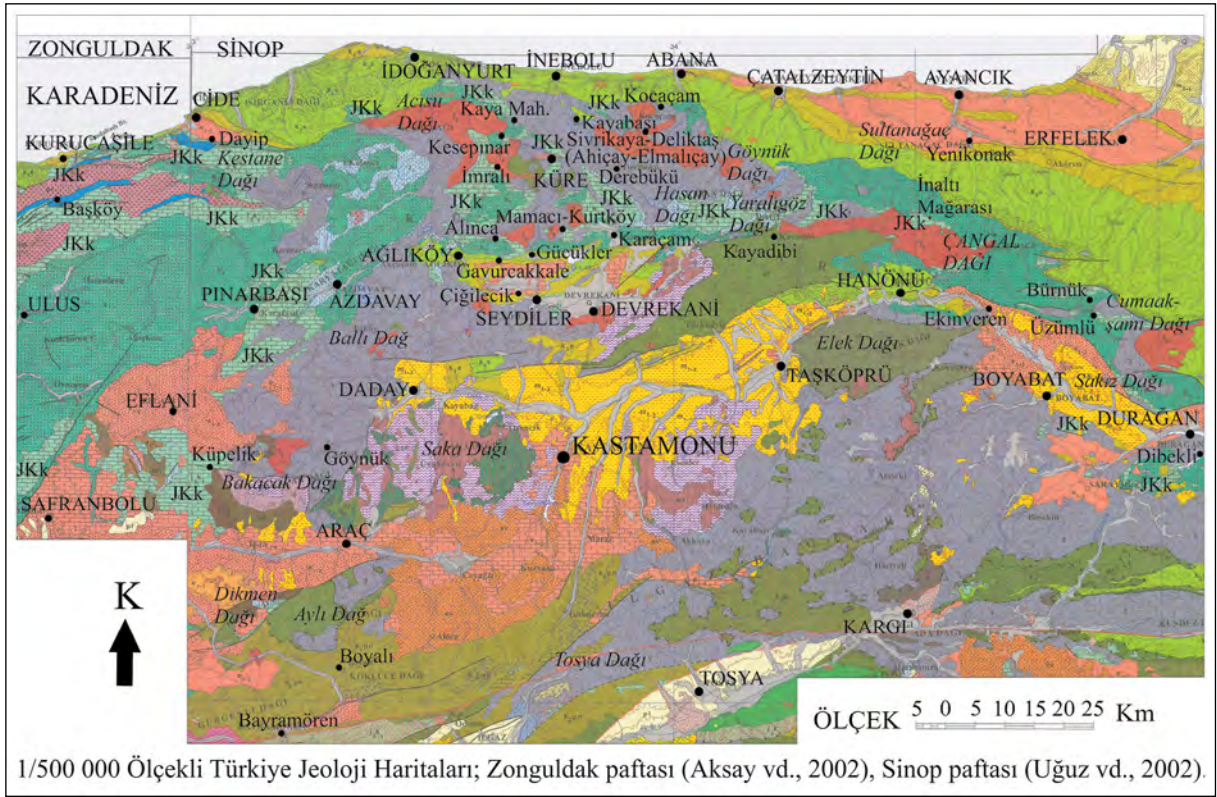
Eski incelemelerden bölgede Permo-Karbonifer-Erken Jura'ya yaşlandırılan Geç Jura öncesine ait bir temelin varlığı bilinmektedir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Aydın vd., 1986; Tüysüz, 1990). Orta Pontid Temeli adıyla bilinen bu temel (Tüysüz, 1990) ofiyolitler ve ofiyolitlerin üzerinde yer alan ve genellikle metamorfik olan derin deniz çökellerinden oluşmaktadır. Orta Pontid Temeli'nin, Permian sonunda gelişen bir rift ile Gondwana'nın kuzey ucunda açılan Karakaya kenar denizinin (Bingöl vd., 1973; Şengör ve Yılmaz, 1981; Tekeli, 1981; Şengör vd., 1984; Okay vd., 1991; Tüysüz vd., 1990a; Koçyiğit, 1991) ve daha da kuzeydeki Paleotetis Okyanusu'nun kalıntılarından oluştuğu ileri sürülmüştür (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tekeli, 1981; Şengör vd., 1984; Tüysüz, 1990). Önceki çalışmalardan, Pontidler'in Kastamonu'nun batısında kalan bölümünde, Orta Pontid Temeli'nden farklı, başka bir temelin daha varlığı bilinmektedir. İstanbul Paleozoyik İstifi olarak da bilinen bu temele Okay (1989) İstanbul Zonu, Şengör vd. (1984) İstanbul Napı (Şekil 1c), Tüysüz (1990) Batı Pontid Temeli adını vermişlerdir. Pre-Kambriyen yaşlı metamorfik kayalarla temsil edilen Pan-Afrikan bir temel üzerinde gelişen ve Kambriyen-Karbonifer yaşlı kayalardan oluşan Batı Pontid Temeli'nin, Erken Jura ve daha yaşlı bir yığışım prizması üzerine itildiği öne sürülmüştür (Şengör vd., 1984; Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Aydın vd., 1986; Tüysüz, 1990; Tüysüz vd., 1990a). Bu yığışım prizmasına Şengör vd. (1984) Küre Napı, Tüysüz (1990) Orta Pontid Temeli adlarını vermişlerdir. Söz konusu Paleozoyik



Şekil 1- (a-b) İnceleme alanının bulduru haritası. a'da çerçeveye alınan inceleme alanı b'de boyalı olarak gösterilmiştir. Türkiye'nin ve Balkanların temel tektonik birliklerini gösteren haritada (c) inceleme alanı çerçeve içine alınmıştır. c için Yılmaz vd., 1997 ve Okay ve Tüysüz 1999'dan yararlanılmıştır.

istife ait Karbonifer düzeyleri İstanbul ve Zonguldak bölgelerinde birbirinden farklıdır. İstanbul dolayında çört bantlı, derin denizel türbidit çökellerinden oluşan Karbonifer (Abdüsselamoğlu, 1963; Baykal ve Kaya, 1963; Haas, 1968), Zonguldak bölgesinde Türkiye'nin en önemli taşkömürü yataklarını da bulunduran karasal kıvrımlılardan (Tokay, 1955, 1962) oluşur (Görür vd., 1995). Aydın vd. (1986) ve Tüysüz (1990) Batı Pontid temelinin Erken Jura sonu ile Orta Jura öncesinde Orta Pontid temeli üzerine itildiğini öne sürmüşlerdir. Nitekim Orta-Geç Jura yaşında olduğu varsayılan Bürnük Formasyonu'nun çakıltaşları ile onun üzerindeki İnaltı Formasyonu'nun (Ketin ve Gümüş, 1963) kireçtaşları Orta Pontid Temeli'ni ortaklaşa örtmektedir. İstanbul Paleozoyik İstifi'nin Geç Jura öncesinde Orta Pontid Temeli

üzerine sürüklenmesi, Paleotetis Okyanusu'nun bu dönemdeki kapanmasına bağlanmıştır (Şengör vd., 1980; Yılmaz ve Tüysüz, 1988, 1991; Tüysüz, 1990; Ustaömer ve Robertson, 1993). Bürnük Formasyonu ile İnaltı Formasyonu birlikte örtü kayaları adı ile incelenen çökellerin alt düzeylerini oluşturur. İnaltı Formasyonu bölge için önerilen tektono-stratigrafik modellerin önemli bir elemanıdır. Bu birbirinden farklı iki temel kaya grubunun bir araya gelmesinin, Geç Jura öncesine tarihlendirilmesinde ortaya konulan en sağlam belge, İnaltı Formasyonu'nun Geç Jura olan alt yaşıdır. İnaltı Formasyonu'nun kapsadığı zengin fosil içeriği nedeniyle herhangi bir yaş sorunu yoktur. Ancak, literatürde İnaltı Formasyonu'nun stratigrafik konumunda bazı sorunların varlığına yönelik, daha çok da saha gözlemlerine dayanan açıklamalar vardır.



Şekil 2- İnceleme alanının ve yakın çevresinin yer belirleme haritası.

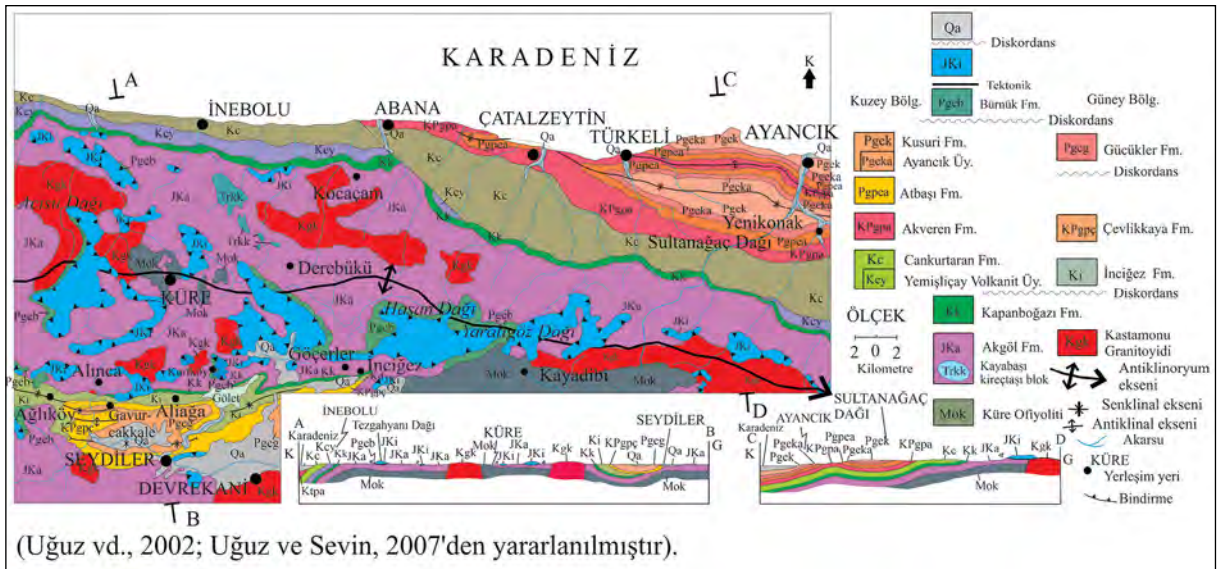
Örneğin, Blumenthal (1940) Kretase ve Paleojen yaşlı çökelleri de kapsayan yüksek alanların Urganiden fasyesindeki resifal kalkerlerle örtülü olduğunu, Erken Kretase ve belki daha da yaşlı olabileceğini düşündüğü bu kalkerlerin, sırtlarda ve sırtlara yakın yüksek alanlarda, düzensiz geometri bir dağılım sunduğunu belirtmiştir. Söz konusu bu kalkerleri, daha önceden “Cumaakşamı kireçtaşı” adı ile inceleyen Ericson (1938) ve “Felsenkalke” adı ile inceleyen Calvi (1936a, b) de bölgedeki yüksek dorukların bu kireçtaşlarından oluşan adacıklarla örtülü olduğunu ifade etmişlerdir. Ericson (1938) bu kireçtaşlarının stratigrafik herhangi bir örtüsünün olmadığını vurgulamıştır. Kovenko (1939) Küre dolayında Geç Jura (Kimmericiden ve/veya Portlandiden) yaşlı kalkerlerin bir fliş istifi üzerinde şapkalar şeklinde gözlendiğini öne sürmüştür. Bölgedeki en eski araştırmacılarından olan Schmidt (1911) bu kalker takyelerin allokon olması gerektiğini öne sürmüştür. Sagular vd. (1991) Devrekani dolayındaki çalışmalarında, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarının kuzeyden güneye

doğru bindirdiğini, Geç Kretase ve daha genç yaşlı çökellerde bindirmeler ile doğu-batı uzanımlı kıvrımlar geliştiğini belirlemişlerdir. Cide'nin güneydoğusunda yer alan Kestane Dağı'nda Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarının İpresiyen yaşlı çökeller üzerindeki klip konumu (Şekil 3) Akyol vd. (1974) tarafından haritalanmıştır.

Yukarıdan, kuşbakışı görünümü (Şekil 4) erimiş devasa bir buz kütesinin su üzerindeki irili ufaklı kalıntıları gibi duran bu kireçtaşları, bir arada bulunduğu öteki birimlerle geometrik olarak uyumlu bir görüntü vermez. Orta Pontidler'deki temel kayaları ve tüm örtü kayalarını etkileyen doğu-batı uzanımlı kıvrımlar (Tüysüz 1990; Sagular vd., 1911) İnaltı Formasyonu'nun kireçtaşlarında görülmez (Şekil 4). Geç Jura-Berriaziye'ye yaşlandırdıkları bu karbonatlarda düzensiz, breşli ve katmansız yapıların varlığını gözlemleyen Derman ve Sayılı (1995), stratigrafik ilişkileri ve fasyies özellikleri gibi nedenlerle bu karbonatların yeniden çökelmiş olmaları gerektiğini ifade etmişlerdir. Söz konusu



Şekil 3- Cide-Kurucaşile dolayının jeoloji haritası (Akyol vd., 1974'den).



Şekil 4- İnceleme alanının jeoloji haritası ve jeoloji enine kesitleri.

kireçtaşları Türkiye Stratigrafi Komitesi tarafından İnaltı Formasyonu adı (Ketin ve Gümüş, 1963) ile kayda geçirilmiştir (Tüysüz vd., 2004).

İnaltı Formasyonu ve bölgede yer alan öteki kaya birimlerinin stratigrafileri bu çalışmada sistematik fosil tayinleri ve ölçülmüş stratigrafi kesitleriyle yeniden düzenlenmektedir.

2. Genel Jeolojik Durum

Şengör ve Yılmaz (1981), Ketin (1966)'in Pontid Kuşağı olarak adlandırdığı alanı; kuzeyde Rodop-Pontid Parçası ve güneyde Sakarya Kıtası olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Rodop-Pontid Parçası, Bulgaristan'dan başlayarak, Trakya üzerinden Türkiye'ye giren Rodop Masifi'nin (Yovchev, 1971; Bonchev, 1971, 1974) doğuya devamıdır (Şekil 1 c). Kretase yaşlı, ofiyolitli bir kenet ile kuzeyinden Moezya Platformu'na bağlı olan Rodop Masifi (Burchfiel, 1980), güneyinden de Vardar Zonu ile sınırlanır (Dewey vd., 1973; Bernouilli ve Jenkyns, 1974; Biju-Duval vd., 1977, 1978; Channel vd., 1979). Semadirek Adası üzerinden Gelibolu Yarımadası'na uzanan Vardar Zonu (Kockel vd., 1971) Gelibolu'nun doğusundaki Kretase-Paleosen yaşlı ofiyolit/ofiyolitli melanj (Siyako vd., 1989; Okay vd., 1991) ve Armutlu Yarımadası'nda Akartuna (1968) tarafından haritalanan Geç Kretase yaşlı ofiyolitli karmaşığa bağlanır (Şengör ve Yılmaz, 1981, 1983). Daha doğuda; Bolu ve Eskişehir üzerinden Ilgaz Dağları'na kadar uzanan bu ofiyolitli kuşak (Brinkmann, 1966) Rodop-Pontid Parçası'nı, güneydeki Sakarya Kıtası'ndan ayırmaktadır. Şengör ve Yılmaz (1981, 1983)'ın bu kuşağa verdikleri Pontid İç Kenedi yerine sonradan Akbayram (2011) tarafından Pontid İç Kenedi adı önerilmiştir. Armutlu Yarımadası'nda (Yılmaz, 1990) ve Almacık Dağı'nda (Abdüsselamoğlu, 1959; Yılmaz vd., 1981) gözleendiği gibi, Moezya Platformu kayaları ile yakın benzerlikler sunan İstanbul Paleozoyik İstifi (Şengör vd., 1984; Okay, 1989), güneyindeki Pontid İç Kenedi üzerine itilmiş durumdadır. Pontid İç Kenedi burada, İstanbul Paleozoyik istifi ile Sakarya Kıtası arasındaki sınırı oluşturmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bozcu, 1992; Göncüoğlu vd., 1987, 1992; Yılmaz vd., 1995; Okay ve Tüysüz, 1999; Robertson ve Ustaömer, 2004; Akbayram, 2011; Akbayram vd., 2013, 2016). Sakarya Kıtası ile daha güneydeki Anatolid-Torid Platformu

arasında yer alan İzmir-Ankara Zonu (Brinkmann, 1966, 1972, 1976), Pontid İç Kenedi ile birlikte, batıdaki Vardar Zonu'na bağlanmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981, 1983) (Şekil 1 c). Vardar Zonu ile Pontid İç Kenedi ve İzmir-Ankara Kenedi, Neotetis'in kuzey kolunu oluşturmakta, Sakarya Kıtası da bu okyanusun içinde bir ada gibi durmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981, 1983). Torid-Anatolid Platformu, batıdaki Vardar Zonu'nu güneyinden sınırlayan Dinaro-Torik Platformu'nun doğuya doğru uzantısından oluşur (Şengör ve Yılmaz, 1981, 1983).

3. Stratigrafi

İnceleme alanı, bu çalışmada tanımlanan yaklaşık doğu-batı uzanımlı büyük bir antiklinoryumun (Şekil 4) üzerinde yer alır. Güneyde Seydiler, kuzeyde İnebolu-Çatalzeytin dolaylarına kadar uzanan bu antiklinoryuma Küre Antiklinoryumu adı verilmiştir. Bu antiklinoryumun çekirdeğinde ortaya çıkan Küre Ofiyoliti'nin geç erken Kalloviyen'den Lütésiyen'e kadar süren sedimanter bir örtüsü vardır. Bu örtü ile Küre Ofiyoliti'nin birlikte oluşturdukları kaya topluluğuna Küre Tektonik Birliği adı verilmiştir. Küre Tektonik Birliği, İstanbul Napı tarafından tektonik ilişki ile üzerlenmektedir. Bu allokon kütleinin altında, geç Eosen'e yaşlandırılan Bürnük Formasyonu'nun karasal konglomeraları yer alır.

3.1. Küre Tektonik Birliği

Küre Ofiyoliti'nin geç erken Kalloviyen ile başlayıp Lütésiyen'e kadar devam eden bir çökel örtüsü vardır. Bu örtünün geç Kampaniyen'den sonraki üst bölümü, Küre Antiklinoryumu'nun farklı iki kanadında birbirinden farklı gelişmiştir. Kuzey kanatta ofiyolitten başlayarak regresif karakterli, kesiksiz ve tam olan bu örtü, güneyde Kampaniyen'den itibaren yer yer ve zaman zaman gelişen uyumsuzluklarla kesintiye uğramıştır. Sedimentasyondaki bu farklılık nedeniyle çökel örtünün Kampaniyen'den sonraki bölümü antiklinoryumdaki coğrafi konumuna göre kuzeyde Kuzey Bölge ve güneyde Güney Bölge olarak ayrılmıştır. Küre Tektonik Birliği'nin Küre Ofiyoliti ile Akgöl ve Kapanboğazı formasyonlarından oluşan alt bölümünün stratigrafisi (Şekil 5) antiklinoryumun her iki kanadında da aynıdır. Birliğin Kampaniyen'den

ÜST SİSTEM	SİSTEM	DEVRE	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK (m)	KAYA TÜRÜ	LOKASYON	AÇIKLAMALAR	FOSİLLER
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI		8	Koyu gri renkli kilitaşı, silttaşı ve kiremit renkli, çörtlü kireçtaşı	8) 01 FU 189, 191 <i>Globotruncanita subspinoso Pessagno</i> , <i>Schackonia sp.</i> , <i>Globotruncana sp.</i> , <i>Globotruncana linneiana (d'Orbigny)</i> , <i>Globotruncana sp.</i> , <i>Heterohellicidae</i> , <i>Schackonia sp.</i> , Globigerinidae (Kampaniyen)
									7	Andezitik, bazaltik tüf, aglomera, lav, volkanik kumtaşı	7) 97 FU 230 <i>Globotruncana carnita DALBIEZ</i> , <i>Dicarinella sp.</i> , <i>Marginotruncana sp.</i> , (Santoniyen-Erken Kampaniyen)
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI		6	Koyu gri renkli kilitaşı, silttaşı ve kiremit renkli, çörtlü kireçtaşı	6) 97 FU 8C <i>Heterohelix globulosa (Ehrenberg)</i> <i>Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno</i> , <i>Marginotruncana sp.</i> , <i>Dicarinella sp.</i> , <i>Ticinella sp.</i> , <i>Hedbergella sp.</i> , <i>Heterohelix sp.</i> , Globigerinidae (Turoniyen-Santoniyen))
									5	Andezitik, bazaltik tüf, aglomera, lav, volkanik kumtaşı	5) 01 FU 196 <i>Helvetoglobotruncana Helvetica (Bolli)</i> , <i>Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno</i> , <i>Praeglobotruncana gibba Klaus</i> (Turoniyen)
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI		4	Çörtlü kireçtaşı, mikritik kireçtaşı, pelajik kireçtaşı, çamurtaşı, çört	4) 97 FU 8B <i>Schackoina cenomana (Schacko)</i> , <i>Rotalipora cushmani (Morrow)</i> , <i>Ticinella sp.</i> , <i>Rotalipora greenhornensis (Morrow)</i> , <i>Praeglobotruncana gibba Klaus</i> , <i>Rotalipora sp.</i> , <i>Hedbergella sp.</i> , Globigerinidae (Senomaniyen)
									3	İnce-orta tabakalı, killi kireçtaşı Koyu gri, gri renkli, ince tabakalı, kilitaşı, silttaşı, kumtaşı ve yer yer karbonatlı kumtaşları; kireçtaşı çakıl ve blokları	3) 97 FU 8A <i>Rotalipora cushmani (Morrow)</i> , <i>Rotalipora ticinensis (Gandolfi)</i> , <i>praeglobotruncana sp.</i> , <i>Ticinella roberti (Gandolfi)</i> , <i>Ticinella sp.</i> , <i>Hedbergella sp.</i> , <i>Globigerinidae</i> , <i>Rotalipora sp.</i> , (geç Albiyen-Senomaniyen)
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI		2	İnce-orta tabakalı, kilitaşı, killi kireçtaşı	2) 97 FU 227 <i>Hedbergella sp.</i> , <i>Radiolaria spp.</i> , <i>Stomiosphaera sp.</i> (Apsiyen-Albiyen)
									1	Kireçtaşı çakıl ve blokları	1) 97 FU 225 <i>Globigerinelloides ferreolensis (Moullade)</i> , <i>Hedbergella planispira (Tappan)</i> , <i>Hedbergella sp.</i> (Apsiyen?)
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI		15	Gri renkli, ince tabakalı kilitaşı, marn	15) 01 FU 296 Lageniidae, Ophthalmidiidae Nodosariidae, (Geç Jura-Erken Kretase)
										İnce-orta tabakalı, kırıntılı kireçtaşı	
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI			Kumtaşı, silttaşı, şeyl	
										İnce-orta tabakalı, kırıntılı kireçtaşı	
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI			Kumtaşı, silttaşı, şeyl	
										Egzotik kireçtaşı, mermer blokları	
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI			İnce-orta tabakalı, kırıntılı	
										İnce-orta tabakalı, kırıntılı	
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI			Fillat, şeyl, kumtaşı	
										İnce-orta tabakalı, kırıntılı	
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI			Volkanik breş, siyah renkli şeyl ardalanması	Radyolarya topluluğu; geç Batoniyen-erken Kalloviyen (Bragin vd., 2002) K/Ar yöntemiyle alınmış 170 ± 6 My [Aaleniyen- Kalloviyen (Orta Jura)] (Aydın vd., 1995)
										Siyah renkli, ince tabakalı şeyl, kuvarsit.	Re-Os yaşlaması (Toarsiyen) (Akbulut vd., 2016)
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI			Toleyitik karakterli, andezitik, bazaltik pillow lavalar.	40 Ar-39 Ar yaşlaması ile alınmış 182,6±1,9 My [geç Pliyensbahiye-erken Toarsiyen (geç Erken Jura)] (Sarıfakioğlu vd., 2017)
										Masif bazalt lavı.	
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI			Dayk karmaşığı.	
										TEKTONİK	
MESOZOYİK	KRETASE	ALT	ÜST	KAMPANİYEN	SENOMANİYEN-TURONİYEN	KONİANİYEN-SANTONİYEN	KAPANBOĞAZI			Ultramafit	

Şekil 5- Küre Ofiyoliti ve Sedimanter Örtü'nün alt düzeyleri GSK (Küre-İnebolu-Seydiler dolay).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	KALINLIK (m)	KAYA TÜRÜ	LOKASYON	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK		PALEOJEN		PALEOSEN		MESEYOYİK		
		Eosen		TANESİYEN		KRETASE		
		LÜTESİYEN		SELANDİYEN		ÜST		
		GÜCÜKLER		DANIYEN		KAMPANİYEN		
				ÇEVLİKKAYA		KAMPAZİYEN		
						İNCİĞEZ		
						ALBİ-SENOMA-TURO-KONİ-SANTO-YEN NİYEN/ASİYEN/NİYEN		
						KAPANBOĞAZI		
						AKGÖL		
							01 FU 171	Gri renkli, ince-orta tabakalı silttaşı, kiltası, marn.
							01 FU 172	Gri renkli, orta-kalın tabakalı, kireçtaşı.
							01 FU 173A	Beyaz renkli, kalın tabakalı, kiltası-marn ara katkılı kireçtaşı.
							01 FU 173B	Taban çakıltası
								UYUMSUZLUK
							01 FU 175	Gri renkli, kalın tabakalı kireçtaşı.
							01 FU 176	Kirli beyaz, gri renkli, orta, kalın tabakalı kireçtaşı ile, koyu gri renkli, ince tabakalı kiltası-silttaşı ardalanması.
							97 FU 62A	Kirli beyaz, açık gri renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ardalanması.
							97 FU 62B	Gri renkli, orta tabakalı, kumlu, killi kireçtaşı.
							01 FU 177	Sarımsı kahverenkli, orta-kalın tabakalı çakıltası, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltası ardalanması.
							01 FU 178	Gri renkli, orta-kalın tabakalı, bol makro fosilli, kumlu kireçtaşı.
							01 FU 179	Açık gri-boz renkli, orta-kalın tabakalı kumtaşı
							97 FU 58	Gri renkli, orta tabakalı, bol makro fosilli, kumlu kireçtaşı.
							97 FU 57	Gri renkli, ince, ince-orta tabakalı silttaşı, kiltası ardalanması
							97 FU 56	Açık gri-boz renkli, orta-kalın tabakalı, karbonatlı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ardalanması
							97 FU 8C	Koyu gri renkli, orta tabakalı kumtaşı, silttaşı, kiltası.
							97 FU 8B	Gri renkli, ince-orta tabakalı kiltası, killi kireçtaşı, silttaşı ardalanması
							97 FU 8A	Gri renkli, ince tabakalı kiltası, silttaşı
							97 FU 227	UYUMSUZLUK
							97 FU 8C	Beyaz renkli, ince-orta tabakalı, killi kireçtaşı
							97 FU 58	Orta tabakalı, kızıl renkli, mikritik kireçtaşı.
							97 FU 60	Siyahımsı kızıl renkli, ince-orta tabakalı killi kireçtaşı, marn.
							97 FU 60	Gri renkli, ince tabakalı, killi kireçtaşı, silttaşı, marn
							97 FU 8B	Sarımsı yeşil renkli, ince-orta tabakalı kiltası, killi kireçtaşı, marn.
							97 FU 8A	İnce tabakalı, gri renkli killi kireçtaşı, silttaşı, marn

Şekil 7- Sedimanter Örtü Kayaları; Güney Bölge (Aliğa Köyü dolayı) GSK.

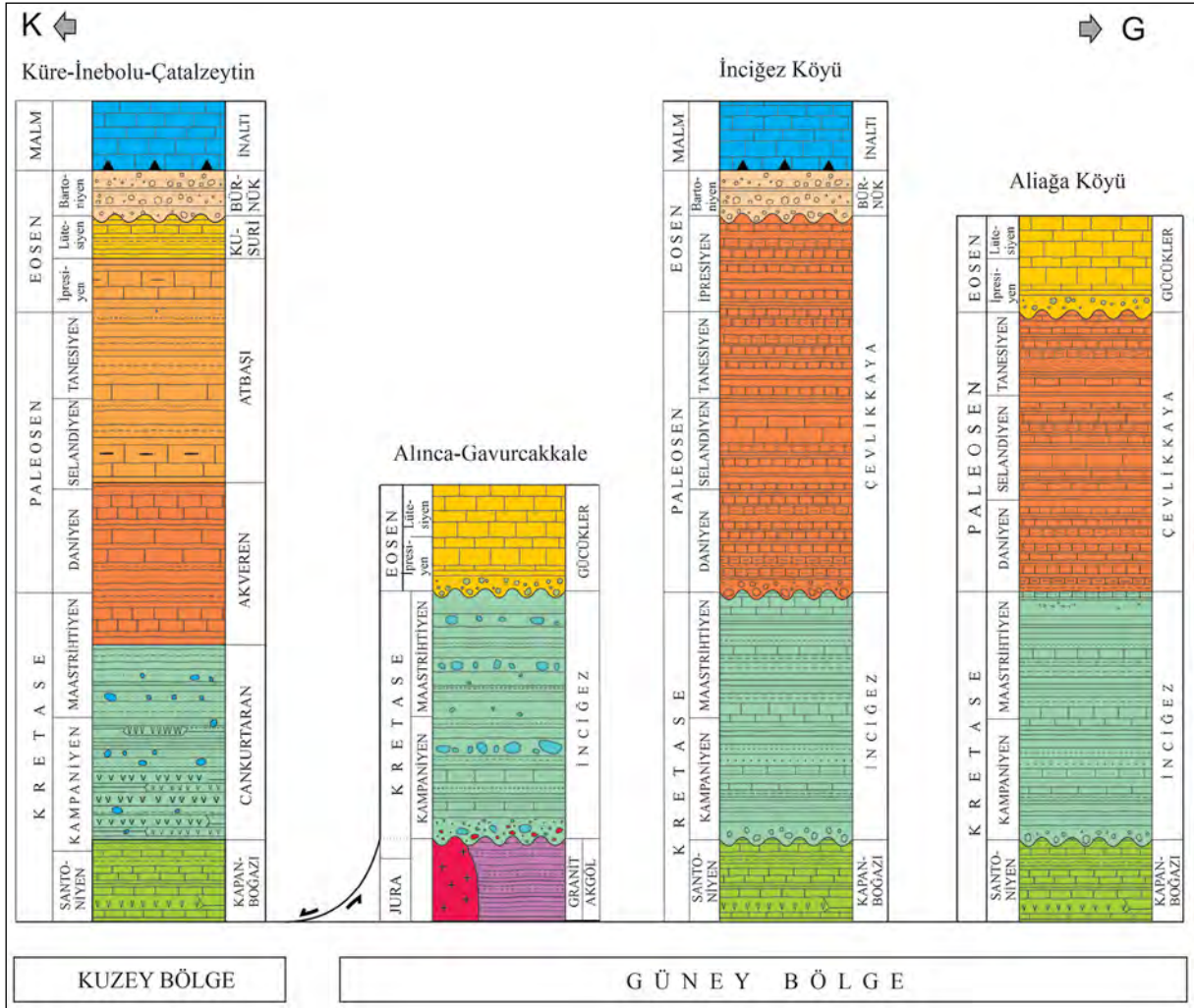
ÜST SİSTEM		S E N O Z O Y İ K		M E S O Z O Y İ K		KAYA TÜRÜ	LOKASYON	AÇIKLAMALAR
MESO-ZOYİK	JURA SİSTEM	P A L E O J E N		K R E T A S E				
ORTA KALLO-VYEN	ORTA S E R İ K A T F O R M A S Y O N K A L İ N L İ K (m)	E O S E N		Ü S T		97 FU 263	Gri, koyu gri renkli, orta, kalın tabakalı kireçtaşı.	
İNALTI		PALEOSEN	SELANDİYEN	KAMPA NYEN	MAASTRİHTİYEN			TEKTONİK
		ÇEV L İ K K A Y A	ÜST DANIYEN	İN C İ Ğ E Z	İN C İ Ğ E Z	97 FU 235 B 97 FU 235 A 97 FU 234 97 FU 62 B	Yeşilimsi gri renkli, ince-orta tabakalı kumtaşı, silttaşı, kiltası, killi kireçtaşı.	
						97 FU 62 A	Açık Gri Renkli, Orta-Kalın Tabakalı, türbiditik kireçtaşı.	
						97 FU 233A,B 97 FU 232A,B 97 FU 231	Açık gri renkli, orta tabakalı, kiltası, killi kireçtaşı Sarımsı kahverenkli, orta-kalın tabakalı çakiltası, çakilli kumtaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltası ardalanması.	
						97 FU 230 97 FU 8C 97 FU 8B 97 FU 8A	Açık gri renkli, ince-orta tabakalı kiltası, marn. Açık gri renkli, ince-orta tabakalı, bitki kırıntılı, kiltası, marn. Açık gri renkli, ince-orta tabakalı, bitki kırıntılı, kiltası, marn. Çakiltası, çakilli kumtaşı, silttaşı	
						97 FU 227	UYUMSUZLUK Kızıl renkli, ince tabakalı, mikritik, killi kireçtaşı Beyaz renkli, ince-orta tabakalı, killi kireçtaşı. Kiremit renkli, Orta tabakalı, çörtlü kireçtaşı Sarımsı yeşil renkli, ince-orta tabakalı kiltası, silttaşı, marn	
							İnce tabakalı, gri renkli killi kireçtaşı, silttaşı, marn	

Şekil 8- Sedimanter Örtü Kayaları, Güney Bölge (İnciğez Köyü dolay) GSK.

ÜST SİSTEM	SISTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	KAYA TÜRÜ	LOKASYON	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	PALEOJEN	E O S E N	LÜTESİYEN	GÜÇÜKLER			97 FU 135	Orta-kalın tabakalı, beyaz renkli kireçtaşı.
ME S O Z O Y İ K	K R E T A S E	Ü S T	MAASTRİHTİYEN	KAMPANIYEN	İ N C İ Ğ E Z		01 FU 134	Yeşilimsi gri renkli, orta-kalın tabakalı, bol pelesipod ve ekinit kavkılı kumtaşı, silttaşı, şeyl araldanması.
							01 FU 133	Kirli sarı renkli, orta tabakalı kumtaşı, silttaşı
							01 FU 132	Krem renkli, orta-kalın tabakalı, mercanlı kireçtaşı, bloklu, killi kireçtaşı, marn araldanması.
							01 FU 131	Kirli beyaz renkli, ince-ortatabakalı, kireçtaşı bloklu, killi kireçtaşı, marn araldanması
							01 FU 130	Açık gri renkli, orta-kalın tabakalı, kireçtaşı blokları kapsayan, killi kireçtaşı, marn araldanması.
							01 FU 125	Açık gri renkli, iri kireçtaşı blokları kapsayan kumtaşı, silttaşı, marn araldanması, kireçtaşı blokları.
							01 FU 124	Sarımsı gri renkli, ince-orta tabakalı kilttaşı, silttaşı, marn araldanması içinde, kalın tabakalı, gri renkli, iri kireçtaşı blokları.
							01 FU 104	Açık gri renkli, ince-orta tabakalı kilttaşı, marn araldanması.
							01 FU 105	Açık gri renkli, ince-orta tabakalı kilttaşı, marn araldanması.
							01 FU 106	Açık gri renkli, ince-orta tabakalı kilttaşı, marn araldanması.
							01 FU 107	Açık gri renkli, ince-orta tabakalı kilttaşı, marn araldanması.
							01 FU 108	Açık gri renkli, ince-orta tabakalı silttaşı, kilttaşı ile gri renkli, orta tabakalı, kırıntılı kireçtaşı araldanması.
							01 FU 109	Kırıntılı kireçtaşı
							01 FU 110	Kırıntılı kireçtaşı
							01 FU 112	Orta tabakalı, gri renkli, kırıntılı kireçtaşı.
							01 FU 111	Orta tabakalı, gri renkli, kırıntılı kireçtaşı (Kalloviyen-Oksfordiyen fosilleri örneğin kırıntularında görülmüştür)
							01 FU 122	İnce-orta tabakalı, kilttaşı, killi kireçtaşı, marn araldanması, kireçtaşı blokları.
							01 FU 120	Kireçtaşı ve granitten türeme bloklu çakıltaşı.
	01 FU 118	İnce-orta tabakalı, gri renkli silttaşı marn araldanması.						
								DİSKORDANS
								Siyah renkli şeyl, kumtaşı araldanması.

- Kalloviyen-Oksfordiyen (01 FU 118, 125, 112?); ● Üst Jura (01 FU 111, 124); ● Kimmericiyen (01 FU 110, 109, 108, 107, 106, 105); ● Titoniyen-Berriaziyen (01 FU 132, 131); ● geç Kampaniyen (01 FU 120C, 122, 104, 130); ● geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen (01 FU 133); ● Maastrichtiyen (01 FU 134). 01 FU 105, 106, 107, 108, 109, 110, 118 nolu örneklerdeki fosiller römaniyedir

Şekil 9- Sedimanter örtü kayaları, Güney Bölge (Alınca-Gavurcakkalr dolayı) GSK.



Şekil 10- Kuzey ve Güney bölgelerin karşılaştırmalı sütun kesitleri.

Küre Ofiyoliti (Mok): Serpantinleşmiş peridotit, gabro, diyabaz, bazalt lavı ile çört, radyolarit ve çamurtaşlarından oluşan Küre Ofiyoliti, Elek Dağı ofiyolitiyle birlikte daha büyük bir bütünün parçalarıdır. Elekdağı Ofiyoliti ile Küre Ofiyoliti'nin çökel örtüleri aynıdır. Küre Ofiyoliti'nin Küre İlçesi dolayında, Elekdağı'nda ve Azdavay-Daday arasında yer alan Ballı Dağ yöresinde yüzeylemeleri vardır.

Yılmaz ve Tüysüz (1984) metaofiyolitlerin Elek Dağı'nda, dağın yaklaşık doğu-batı gidişli eksen uzanımına uygun, düzenli bir ofiyolit kesiminin varlığını ortaya koymuşlardır. Bu düzenli ofiyolit üst düzeylerini oluşturan lavlar, üst bölümlerinde ortaya çıkan çökel katkıları ile lav-çökel geçişine dönüşür. Lav-çökel geçişi Küre İlçesi'nde, Kastamonu-İnebolu karayolunun yol yarmasında lav

breşi ara düzeyleri içerir (Şekil 11). Bazalt lavları bu lokasyonda alt düzeylerde masif, üst düzeylerde yastık yapılıdır. Ofiyolit dizisi daha üst düzeylerde kalın lav breşi düzeyleri ile ardalanan siyah renkli şeyllere dönüşür (Şekil 11a). Bu siyah renkli şeyl düzeyleri yer yer dayklarla kesilmektedir. Kömür karası renginde, manganlı, yağsı ve parlak görümlü olan pelajik özellikli bu şeyller; ince taneli, ince-orta tabakalı, sarımsı kahverenkli kuvarsit ara tabakaları içerir (Şekil 11b). Bazalt lavları stratigrafik olarak bölgedeki tabakalı kayaların tabanında yer alır. Lav-çökel geçişi ile başlayan tabakalı kayalar, stratigrafik olarak üstten epiofiyolitik örtü çökellerine geçer. Elek Dağı'nda gözlenen düzenli ofiyolit (Yılmaz ve Tüysüz, 1984), Küre ilçesi dolayında bindirmeler ve deniz altı kaymaları sonucu parçalara ayrılmış haldedir



Şekil 11- Küre Ofiyoliti lav-çökel dizisi, a) siyah renkli şeyl ve lav breşleri, b) Siyah renkli şeyl içinde kuvarsit ara tabakaları.

(Güner, 1980; Koç vd., 1995; Ustaömer ve Robertson, 1995). Küre ilçesi dolayında alt ilişkisi gözlenmeyen ofiyolit, Elek Dağı'nın güney yamacı boyunca güney güneybatı-kuzey kuzeydoğu uzanımlı bir gidişle, güneydeki Domuzdağı karmaşığı (Tüysüz vd., 1990 a; Tüysüz, 1990) üzerine itilmiş durumdadır. Hanönü İlçesi'nin güneyinde, Elekdağı'nın kuzey yamacı boyunca, Elekdağı ofiyoliti de Küre Ofiyolitine benzer biçimde, Akgöl Formasyonu ve onu stratigrafik olarak takip eden birimlerle üzerlenmektedir. Bu ilişkiler sözü edilen iki ofiyolit, tek bir ofiyolit ayrılmış parçaları olduğunun önemli bir kanıtıdır.

Yılmaz ve Tüysüz (1984), Aydın vd. (1986) ve Tüysüz (1990) tarafından Paleotetis Okyanusu'nun kalıntısı olarak değerlendirilen Küre Ofiyoliti'nden kısa süre öncesine kadar doğrudan elde edilmiş herhangi bir yaş bulgusu yoktur. Yaşlandırma bu nedenle birimin çökel örtüsünden alınan yaşlara göre yapılmıştır. Böyle yapılan değerlendirmelere göre birime verilen Paleozoyik yaşı yakın zamana kadar genel bir kabul görmüştür (Nikitin, 1926; Ketin ve Gümüş, 1962; Yılmaz, 1978; Şengör ve Yılmaz, 1983; Aydın vd., 1986; Önder vd., 1987). Küre Ofiyoliti'ni

Akgöl Formasyonu içinde inceleyen Aydın vd. (1995) ilk kez, petrolojik araştırma sonuçlarına göre toleyitik karakterine işaret ettikleri bazalt lavlarından, K/Ar yöntemiyle Orta Jura (?Aaleniyen-erken Kalloviyen) yaşı (170 ± 6 My) elde etmişlerdir (Şekil 5). Bragin vd. (2002) Azdavay ilçesinin doğusunda, aynı bazalt lavları içindeki kırmızı renkli silisifiye çamurtaşlarından aldıkları örneklerde Orta Jura'da (Kallovien-Oksfordiyen) yaşamış radyolaryalar bulmuşlardır. Akbulut vd. (2016) Küre volkanik masif sülfid çökeltisindeki siyah renkli şeyllerden, Re-Os yaşlaması ile Toarsiyen yaşı almışlardır. Sarıfakıoğlu vd. (2017)'nin, Küre Ofiyoliti'nin üst düzeylerindeki yastık yapılı bazalt lavlarından tüm kayaç $Ar^{40}-Ar^{39}$ yaşlaması ile aldıkları geç Pliyensbahiye-erken Toarsiyen'e (geç Erken Jura) denk gelen $182,6 \pm 1,9$ My yaşı, Akbulut vd. (2016) ve Aydın vd. (1995)'nin bulgularını da tamamlar durumdadır. En üst düzeylerinde Orta Jura'ya (Aaleniyen-erken Kalloviyen) kadar çıkan Küre Ofiyoliti'nin yaşı (Şekil 5), erken Erken Jura'yı ve çok yüksek olasılıkla, en azından Geç Triyas'ı da içine almalıdır. Bununla birlikte Kovenko (1944)'nin siyah renkli şeyller içinde bulunduğu ammonit fosilinin (*Arietites latisulcatus* Quensted) Sinemuriyen yaşı, Küre Ofiyoliti'nin üst düzeylerini oluşturan lav-çökel dizisinin alt yaşını Pliyensbahiye'den biraz daha alta çekebilir.

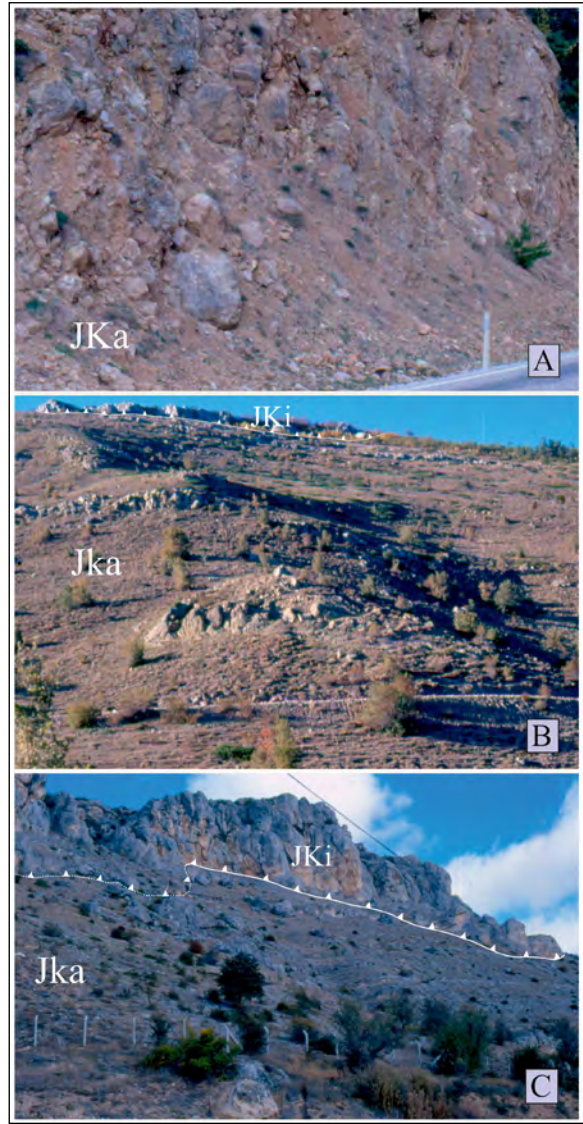
Küre volkanitlerinin kalkalkalen eğilimli alkali niteliği ve ada yayı toleyitleri gurubu içinde yer aldığı ortaya konulmuştur (Koç vd., 1995). Küre lavlarından alınan örneklerin immobil element jeokimyası hem MORB (Okyanus Ortası Sırt Bazaltı) hem IAT (Ada Yayısı Toleytleri) alanında yer alır (Ustaömer ve Robertson, 1990, 1992) ve bu, bir SSZ (Supra Subduction Zone) volkanizmasının varlığına işaret eder (Ustaömer ve Robertson, 1995). Küre Ofiyoliti'nin gabroları ada yayı toleyitleri (AYT), bazaltları kesen doleritler yitimle ilgili ada yayı toleyiti ya da okyanus ortası sırtı bazaltları (OOSB) alanında yer alır (Çelik, 2016). Jakes ve Gill (1970) ada yayı toleyitik serilerinin yay evrimindeki en erken evreleri temsil ettiğini belirlemişlerdir. Veriler Okyanus içi bir dalma-batmanın varlığını kanıtlamaktadır. Öte yandan Meschede (1986)'in tektono-magmatik ortam diyagramında bazalt, gabro ve doleritlerin tamamı normal okyanus ortası sırtı bazaltı (N-OOSB) ve

volkanik yay bazaltları (VYB) alanına düşmektedir (Çelik, 2016). Ustaömer ve Robertson (1990, 1992, Çelik (2016) Küre lavlarından ve gabro kayalarından bir okyanus ortası sırt-ada yayı ve buna bağlı olarak bir dalma-batmanın varlığı sonucuna varmışlardır.

Okyanus ortası sırttan tektonik ve volkanik etkilerle boşalan lav blok ve parçaları (lav breşleri) çevre alanlarda yer alan abisal ovaya doğru uzanan siyah renkli, pelajik şeyl ve şeyl-kuvarsit çökelleri içine depolanmıştır. Malzeme gelişi bazen öyle yoğun ve fazladır ki böyle yerlerde siyah renkli şeyllere rastlanmaz olur. Ofiyolitler, bilindiği gibi okyanusal kabuk malzemeleridir ve genel olarak okyanus tabanı açılmasına bağlı olarak okyanus ortası sırt bölgelerinde oluşurlar. Yaygın olarak lav breşi ara düzeyleri ve sedimanter katkı bulunduran ve Küre Ofiyoliti'nin en üst düzeylerini oluşturan siyah renkli pelajik şeyller ve onların içinde ara seviyeler halinde gözlenen lav breşleri okyanus tabanı ortamına işaret eder.

Akgöl Formasyonu (JKa): Adlaması Ketin ve Gümüş (1963) tarafından yapılan birimin, Küre İlçesi dolayından kuzeyde İnebolu'ya, güneyde Seydiler'e kadar uzanan geniş dağılımlı yüzeylemeleri vardır (Şekil 3).

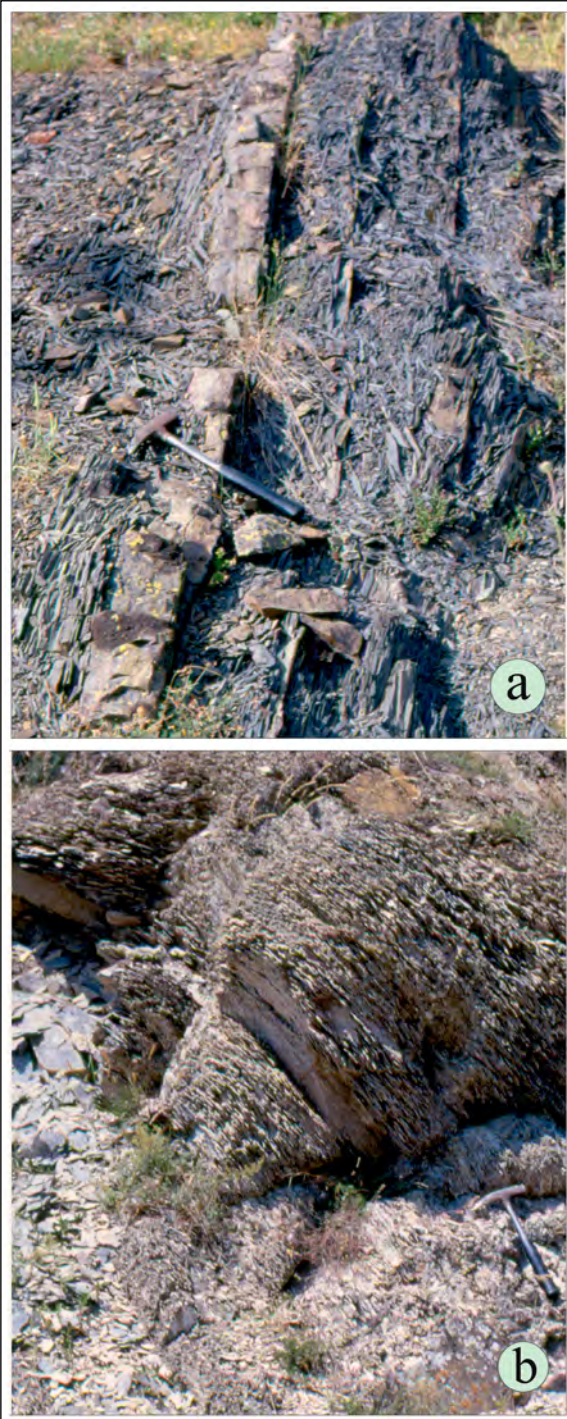
Başlıca fillat, şeyl, kumtaşı araldanmasından oluşan formasyon, en alt düzeylerinden itibaren bol bloklu fliş çökelleri ile temsil edilir (Şekil 12). Fillat düzeyleri gri rengi, yapraksı görünümü, sert dokusu ve yer yer kıymıksı ayrışması ile tipiktir (Şekil 13 a). Daha çok alt düzeylerde gözlenen şeyller, koyu gri renkli, çok ince tabakalı, laminalı olup kolayca yapraklara ayrılabilir (Şekil 13 b). Genel olarak keskin bir taban ilişkisiyle şeyller üzerine oturan kumtaşı tabakaları tabaka altı yapıları gösterir ve üste doğru dereceli olarak silttaşı, kilttaşı tabakalarına geçer. Bu düzeyler tipik Bouma (1962) istifi özellikleri sunar (Şekil 14). Üst düzeylerine doğru tane boyu irileşen Akgöl Formasyonu'nda tabaka kalınlıkları da giderek artar (Şekil 15). Kumtaşları kuvars, feldspat, volkanik kayaç parçaları ve kireçtaşı kırıntılarında oluşur, matriks killi olup, çimento karbonatlıdır. Alt düzeylerde çok düşük olan karbonat oranı, belirgin olarak güneyde olmak üzere, üst düzeylere doğru tedricen yükselir.



Şekil 12- Akgöl Formasyonu'na ait olistostromal düzeyler (A, B, C) ve olistostromal düzeyler üzerine İnaltı Formasyonu bindirmesi (B, C).

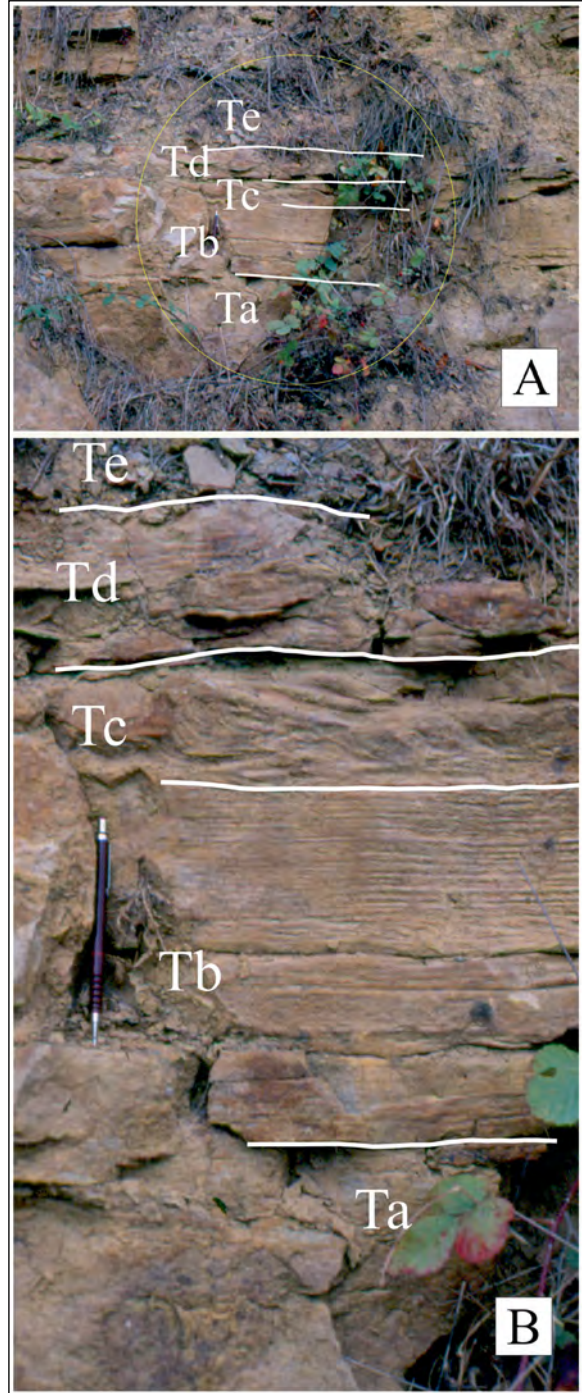
Akgöl Formasyonu içinde yer alan ve genel olarak Triyas'a yaşlandırılan kireçtaşı bloklarının, birimin tabanında yer aldığı ve onunla geçişli olduğu öne sürülmüştür (Ataman vd., 1977). Kayabaşı Formasyonu adıyla incelenen (Ataman vd., 1977) bu kireçtaşlarına birim içinde bloklar halinde rastlandığı da ifade edilmektedir (Okay vd., 2013 b).

Birim düşük dereceli bir metamorfizmanın etkisinde kalmıştır. Akgöl Formasyonu'na ait killi tabaka örneklerinde ankimetamorfizmayı belirleyen tespitler vardır (Ataman vd., 1977). Boztuğ ve Yılmaz (1995) Akgöl Formasyonu'na sokulan



Şekil 13- Akgöl Formasyonu'nun kıymıklı ayrışmalı fillatları (a) ve yapraklı şeylleri (b).

granitoidlerin çevresinde kontak metamorfizmaya bağlı metamorfik haleler gözlemlenmiştir. Akgöl Formasyonu'nda yüksek sıcaklık/yüksek basınç ve yüksek sıcaklık/düşük basınç koşullarını yansıtan farklı iki metamorfizma etkili olmuştur (Ataman vd., 1977; Boztuğ ve Yılmaz, 1995).



Şekil 14- A- Akgöl Formasyonu'nda Bouma istifli örneği, B- Bouma istifinin yakın görünümü Ta) kötü boylanmalı çakıllı kumtaşı, Tb) alt paralel laminalı kumtaşı, Tc) konvolüt laminalı kumtaşı, Td) üst paralel laminalı kumtaşı, Te) pelajik şeyller.

Magmatik sokulumlardan uzak alanlarda ya da sıcaklık ve basıncın etkisinin azaldığı yerlerde metamorfizma gözlenmez. Birimin bu metamorfik olmayan düzeyleri pek çok yerde Ulus Formasyonu



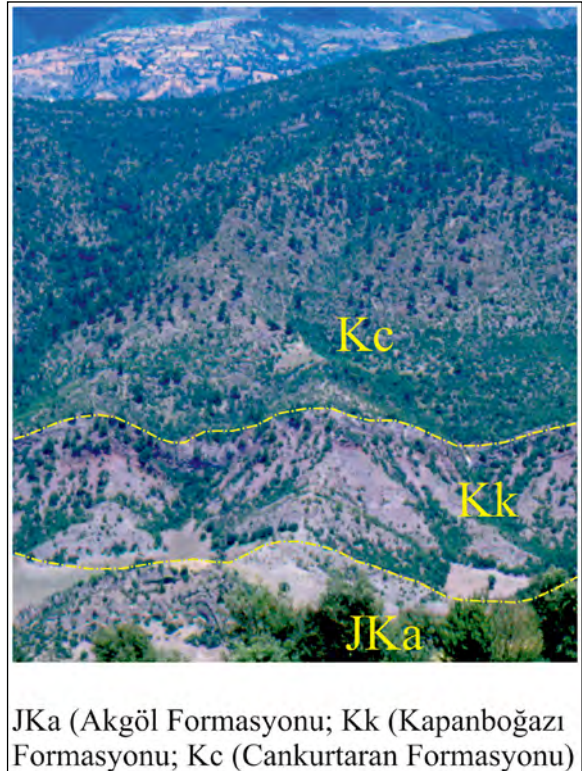
Şekil 15- Akgöl Formasyonu'nun türbiditik kumtaşı (A), çakıllı kumtaşı (B), çakıl-iri çakıl bloklu kumtaşı (C) tabakaları.

olarak haritalanmıştır (Akyol vd., 1974; Derman, 1990; Derman ve Sayılı, 1995). Bazı araştırmacıların Akgöl Formasyonu ile Ulus Formasyonu'nun birbirinin devamı olduğu yönünde gözlemleri vardır. Örneğin Şengün vd. (1988, 1990), Seydiler güneyinde Akgöl Formasyonu'nun Ulus Formasyonu'na geçişli olduğunu belirtmişlerdir. Akgöl Formasyonu'nun düşük dereceli metamorfitelerine Martin Kompleksi adını veren Okay vd. (2013b) de Martin Kompleksi ile Çağlayan Grubu (Ulus Formasyonu) kayaları arasında böyle bir ilişkinin varlığına dikkat çekmişlerdir. Bu çalışmada yapılan gözlemlere göre Akgöl

Formasyonu, İnebolu'nun yakın güneyinde olduğu gibi üstten Kapanboğazı Formasyonu'nun çörtlü kireçtaşlarıyla dereceli geçişlidir. Akgöl Formasyonu ile Kapanboğazı Formasyonu arasında ayrıca ayırtlanıp haritalanabilecek başka bir birim yoktur (Şekil 16).

Önceden yapılmış çalışmalarda Akgöl Formasyonu'na Sinemuriyen (Kovenko, 1944), Erken Jura (Ketin, 1962; Yılmaz, 1978, 1980; Pehlivanoğlu, 1985), Triyas (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Okay vd., 2013a, b, 2014), Permian (Güner, 1980) yaşları verilmiştir. Tüysüz (1990), Orta-Geç Jura yaşlı Bürnük Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülen birimin kendisinin de Orta Jura ve/veya daha yaşlı olması gerektiğini ifade etmiştir.

Bu çalışmada, Kastamonu-İnebolu karayolu üzerinde, Devrekani sapağının 600 m kadar kuzeyinde (36TWM 604/041) birimin sarımsı kül renkli, ince-orta tabakalı, çok iyi tutturulmamış silttaş-şeyl tabakaları içindeki kireçtaşı çakıllarından alınan örneklerde (97 FU 42 A, B) Erken Jura yaşını veren *Ophthalmidium*



Şekil 16- Akgöl, Kapanboğazı Cankurtaran formasyonlarının genel görünümü.

sp., *Lagenidae*, *Radiolaria* spp., *Nodosariidae*; sapağın 300 m kadar kuzeyinden (36TWM 598/043) ince bir kalsitürbidit tabakasından alınan örnekteki bir küçük çakılda Anisiyen yaşını veren *Meandrospira* sp., *Nodosariidae*, *Glomospira* sp., *Endothyra* sp., *Fronidularia* sp. (97 FU 1) gibi fosiller bulunmuştur. Örneğin çimentosunda fosil yoktur. Kayaçukuru Köyü'nün yakın güneyindeki Yayla Tepe yüzeylemesinden (36TWM 803/244), birimin içindeki bir neritik kireçtaşı blokundan alınan örnekte (97 FU 66) de *Ophthalmidium* sp., *Fronidularia* sp., *Radiolaria* spp., *Ostracoda* sp.? *Lageniidae*, *Nodosariidae* gibi Erken Jura fosilleri bulunmuştur. Taşınmış blok ve çakıllardan elde edilen bu bulgulara göre Akgöl Formasyonu'nun ancak Erken Jura'dan daha genç olduğu söylenebilir. Akgöl Formasyonu özellikle de alt düzeylerinde çok kıt fosillidir. Küre İlçesi'nin 10 km kadar kuzeyinde, Kaya Mahallesi-Kesepınar yolu üzerindeki bir yüzeylemeden (36TWM 568/381), birimin alt düzeylerine yakın bir killi kireçtaşı tabakasından (01 FU 296) Geç Jura-Erken Kretase yaşını belirleyen *Spirillina* sp., *Radiolaria* spp., *Lageniidae*, *Nodosariidae*, *Ophthalmididae* gibi fosiller alınmıştır. Bu yaş aralığı, başka ve farklı bir ortamın ürünü olan İnaltı Formasyonu'nun çökeltme yaşı ile aynıdır. Akgöl Formasyonu'ndan ilk kez elde edilen bu yaş bulgusu, Orta Pontidler'de Geç Jura-Erken Kretase döneminde fliş çökelleri ile temsil edilen bir derin deniz ya da yamaç ortamının varlığına işaret eder. Küre Ofiyoliti'ne ait sedimanter örtünün alt düzeylerinden alınan bu yaş, bölgede Orta-Geç Jura öncesine tarihlendirilen bir okyanus kapanmasını desteklemez. Bu bulgu, kendisi de fliş çökellerinden oluşan Akgöl Formasyonu ile, Balkanlar'daki Rodop Masifi'ni kuzeyinden sınırlayan deforme olmuş Titoniyen-Berriasiyen yaşlı fliş çökelleri (Hsü vd., 1977; Sandulescu, 1978a, b) ve Rodop Masifi ile Moezya Platformu'nu birbirinden ayıran volkanik gereçli vahşi fliş (Burchfiel, 1980) arasında bir yakınlığın varlığını akla getirir. Hasan Dağı ile İnciğez Köyü (Devrekani kuzeyi) arasında yer alan Uzunöz Dere'nin doğu yamacından (36TWM 800/195) birimin killi tabakalarından alınan örnekte (97 FU 225) Apsiyen? yaşını veren *Hedbergella planispira* (Tappan), *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides ferreolensis* (Noullade) ile daha üstte yer alan bir killi tabakadan (01 FU 227) Apsiyen-Albiyen? yaşını

belirleyen *Hedbergella* sp., *Stomiosphaera* sp., *Radiolaria* spp. gibi nannoplanktonlar bulunmuştur. Göçerler Köyü'nün (Devrekani) kuzeyindeki vadi içinde (36TWM 756/178) birimin en üst düzeyini oluşturan ve Kapanboğazı Formasyonu'nun en alt düzeyindeki çörtlü kireçtaşları ile geçişli olan yeşilimsi gri renkli, ince-orta tabakalı, siltli, killi kireçtaşlarında (97 FU 8A) da geç Albiyen?-Senomaniyen yaşını veren; *Schackoina cenomana* (Schacko), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi) *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), *Rotalipora* sp., *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Ticinella* sp., *Globigerinidae* gibi fosillere rastlanmıştır. Bu fosil topluluğu, birimin en üst düzeylerinin en erken Senomaniyen'de de çökelmekte olduğunu ortaya koyar. Üstte yer alan Kapanboğazı Formasyonu'nun en alt düzeylerinden de Senomaniyen yaşı alınmıştır. Küre'den İnebolu'ya uzanan kesitte, herhangi bir çökel eksikliği gözlenmez. Küre Ofiyoliti'nin lav-çökel geçişinden başlayarak siyah renkli şeyllere (Şekil 5), daha sonra giderek kabalaşan kırıntılılara ve Kapanboğazı Formasyonu'nun radyolarit, çört, çamurtaşı tabakalarına tedricen geçilir. Küre Ofiyoliti'nin en üst düzeylerinin yaşı erken Kalloviyen'e (Şekil 5) kadar çıktığından (Aydın vd., 1995), onu geçişli ilişkiyle üzerleyen Akgöl Formasyonu'nun yaşını da geç erken Kalloviyen ya da geç Kalloviyen'den başlatmak yanlış olmaz. Kalloviyen yaşı kuzeyde Kaya Mahallesi ve güneyde İnciğez Mahallesi dolaylarından elde edilen fosil bulguları ile bir araya getirildiğinde, birimin yaşı geç erken Kalloviyen-erken Senomaniyen aralığına yerleşir (Şekil 5). Bu bağlamda bakıldığında Triyas yaşlı kireçtaşı blokları ve Noriyen yaşlı *Monotis Salinaria*'lı tabakalar (Okay vd., 2013 b), havzaya uzak alanlardan tektonik etkilerle taşınmış olmalıdır.

Küre Ofiyoliti'nin üst düzeylerindeki pelajik şeyllerin çökeldiği abisal düzlüğe Kalloviyen başından itibaren ortam dışından kırıntı gelmeye başlamıştır. Alt düzeylerde ince kırıntılıların baskın olduğu Akgöl Formasyonu'nun üst düzeylerine doğru taneler irileşir. Genel olarak kumtaşı, şeyl, kiltası, marn aralanmasından oluşan birimin hemen tamamında gözlenen dereceli tabakalanma, konvolüt ve paralel laminalanma, kumtaşı tabakalarındaki keskin taban

ilişkisi ve tabaka altı yapıları gibi özellikler bulantı akıntısı çökellerini işaret eder. Birbirini izleyen türbidit akıntılarla, denizaltı yelpaze çökelleri oluşmuştur. Türbidit çökellerinde Bouma (1962) istifine ait tabakaların örnekleri boldur (Şekil 14). Alt düzeylerinde iraksak özellikler sunan birimin türbidit çökelleri üst düzeylere doğru yakınsak karaktere dönüşür; egzotik bloklar ile çakıl ve iri kum kapsayan çamurtaşları egemen hale gelir. Bütün bu özellikleri ile Akgöl Formasyonu'nun, kısmen abisal ortamda ve daha çok da kıta yamacında çökemiş fliş özellikli olistostromal çökellerden oluştuğu söylenebilir.

Kapanboğazı Formasyonu (Kk): Adlaması Ketin ve Gümüş (1963) tarafından yapılan birimin inceleme alanının kuzeyinde kıyıya paralel ve güney alanlarda, Ağlı-İnciğez hattı boyunca olmak üzere doğu-batı uzanımlı yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). Kapanboğazı Formasyonu başlıca ince-orta tabakalı, düzgün tabakalanmalı, çoğun kırmızımsı bordo, kiremit renkli, seyrek olarak yeşil, yeşilimsi kıvıllı renkli killi kireçtaşı, mikritik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, çört, radyolarit, çamurtaşı araldanmasından oluşur (Şekil 5). İnebolu'nun yakın güneyinde olduğu gibi bazı yüzeylemelerinde yeşil renkli tuf ve volkanik kumtaşı ara tabakaları içerir. Kapanboğazı Formasyonu, alttan Akgöl Formasyonu'nun kırıntılılarıyla dereceli geçişlidir. Birim üstten, kuzey alanlarda Cankurtaran Formasyonu'na ve çoğun onun Yemişliçay Volkanit Üyesi'ne (Şekil 5) geçişlidir; güneyde ise sığ şelften lagüne kadar geçişleri olan İnciğez Formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlenir (Şekil 7, 8). Yaklaşık kalınlığı 100 m kadardır.

Kapanboğazı Formasyonu'nun Göçerler Köyü (Devrekani) kuzeyinde yer alan vadi içinde (36TWM 755/176), Akgöl Formasyonu ile geçişli olan alt düzeylerinde görülen siyahımsı kıvıllı renkli çört ve radyolaritlerinden (97 FU 8B) Senomaniyen yaşını veren *Schackoina cenomana* (Schacko), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), *Rotalipora* sp., *Ticinella* sp., *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Hedbergella* sp., *Globigerinidae*; Turoniyen-Santoniyen yaşını veren (97 FU 8C) *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Marginotruncana* sp., *Dicarinella* sp., *Ticinella* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp.,

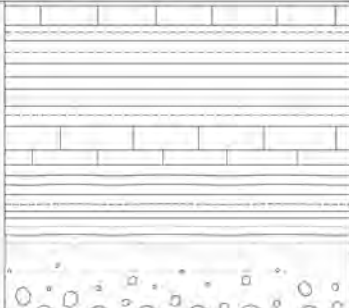


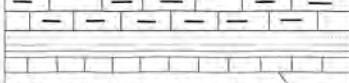


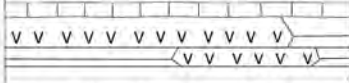



Heterohelix globulosa (Ehrenberg), *Globigerinidae* fosilleri alınmıştır.

İnebolu'nun yakın güneyinde, Küre-İnebolu karayolu üzerinde (36TWM 603/439) birimin tabanına yakın tabakalarından Türoniyen'de yaşamış *Helvetoglobotruncana Helvetica* (Bolli), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Praeglobotruncana gibba* Klaus (01 FU 196), daha üst bir düzeyinden (38TWM 830/190) Santoniyen-erken Kampaniyen yaşını veren *Globotruncana carniata* DALBIEZ, *Dicarinella* sp., *Marginotruncana* sp. (97 FU 230) gibi fosiller elde edilmiştir. Bu fosil bulgularına göre birimin yaşı geç Senomaniyen-erken Kampaniyen'dir. Kuzey Bölge ile Güney Bölge arasında aslında Akgöl Formasyonu'nun üst düzeylerinden itibaren belli belirsiz başlayan çökel farklılaşması, Kapanboğazı Formasyonu'nun çökeli sırasında daha belirgin hale gelmektedir. Genel olarak pelajik çökellerden oluşan Kapanboğazı Formasyonu birbirine benzer fasiyelerde ve fakat güneyde (Şekil 17) kuzeye göre daha az derin olan bir ortamda çökeldiğinden daha killi, daha karbonatlı, daha bol fosilli ve daha incedir. Kuzeyde (Şekil 18) zaman zaman volkanik etkinliklerin de gözlemlendiği, kara etkisinden uzak ve hala derin olan bir deniz ortamı söz konusudur.

3.1.2. Geç Kampaniyen-Lütesiyen dönemi

Küre Ofiyoliti'ne ait sedimanter örtünün geç Kampaniyen-Lütesiyen aralığında kalan üst bölümü, Küre Antiklinoryumu üzerindeki coğrafi konumuna göre Kuzey Bölge ve Güney Bölge olarak ayrımlanmıştır. Küre okyanus alanında geç erken Kalloviyen'de başlayan dalma-batma ile antiklinoryumun kuzeyi ile güneyi arasında sedimantolojik ve stratigrafik olarak farklı gelişimler olmuştur. Bu süreçte güney kanatta aşırı sığlaşma ve yer yer karalaşma alanları ortaya çıkarken (Şekil 7, 8, 9), kuzeyde kesintisiz olarak Lütesiyen'e kadar süren bir çökeli varlığı (Şekil 6) söz konusudur. Geç Kampaniyen-Lütesiyen aralığı için Kuzey Bölge ile Güney bölgeye ait 3 tipik alanın karşılaştırmalı sütun kesitleri Şekil 10'da verilmiştir.

Kuzey Bölge: Geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen döneminde Cankurtaran Formasyonu ve Yemişliçay

İNÇİĞEZ Fm.		97 FU 58	Açık gri renkli, ince-orta tabakalı, bitki kırıntılı, kiltası, marn. geç Kampaniyen-Maastrichtiyen
	KAPANBOĞAZI Fm.		97 FU 62
		97 FU 230	Koniasiyen-Santoniyen Beyaz renkli, ince-orta tabakalı, killi kireçtaşı.
		97 FU 8C 97 FU 59	Turoniyen-Santoniyen Turoniyen-Koniasiyen Kiremit renkli, Orta tabakalı, çörtlü kireçtaşı
		97 FU 60	Turoniyen Sarımsı yeşil renkli, ince-orta tabakalı kiltası, silttaşı, marn
		97 FU 8B	Senomaniyen
		97 FU 8A	geç Albiyen-Senomaniyen
AKGÖL Fm.		97 FU 227B	İnce tabakalı, gri renkli killi kireçtaşı, silttaşı, marn Apsiyen-Albiyen?
		97 FU 225B	Apsiyen?
			

97 FU 56: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Calculites obscurus* (Deflandre), *Braarudosphaera bigelewii* (Gran ve Braarud), *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky), *Eiffellithus eximus* (Stover), *Eiffellithus turriseiffellii* (Deflandre), *Markalius inversus* (Deflandre), *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) geç Kampaniyen-Maastrichtiyen).

97 FU 59: *Marginotruncana coronata* (Bolli), *Marginotruncana* sp., *Dicarinella* sp., *Ticinella* sp., *Hedbergella* sp., Globigerinidae (Turoniyen-Koniasiyen).

97 FU 60: *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana* sp., *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Dicarinella imbricata* (Mornod), *Dicarinella* sp., *Whiteinella* sp., Globigerinidae (Turoniyen).

97 FU 62: *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), Heterohelicidae, *Globotruncanita subspinoso* Pessagno, *Schackonia* sp., *Globotruncana* sp., Globigerinidae (Kampaniyen).

Diğer örneklerin fosil içeriklerine metin içinden bakılabilir.

Şekil 17- Kapanboğazi Formasyonu, Güney Bölge (İnciğez Köyü dolayı).

CANKURTARAN	YEMİŞLİÇAY						
				Kumtaşı, kıltaşı, çakıltaşı, yer yer volkanik ve olistostromal ara düzeyler (Maastrihtiyen)			
KAPANBOĞAZI		01 FU 189	İnce-orta tabakalı, kızıl renkli, mikritik, çörtlü kireçtaşı (Kampaniyen)	KAMPANİYEN			
		01 FU 191 01 FU 192	Sarımsı, yeşilimsi, kızıl renkli, ince-orta tabakalı, radyolarit, çört, mikritik kireçtaşı (Kampaniyen)				
		01 FU 193	Orta-kalın tabakalı, kumtaşı, volkanik kumtaşı, silttaşı				
		01 FU 194	Sarımsı boz renkli, orta, yer yer kalın tabakalı, lav-tüf ara katkılı kumtaşı, kıltaşı ardalanması				
		01 FU 195	Kızıl renkli, orta tabakalı radyolarit				
		01 FU 196 01 FU 197	İnce, orta tabakalı, düzgün tabakalanmalı, kiremit renkli kireçtaşı (Turoniyen)		TURONİYEN		
		01 FU 198 01 FU 199	İnce-orta tabakalı kumtaşı, çört yumrulu şeyl ardalanması				
		01 FU 200 01 FU 201	Kızıl, kiremit renkli, ince-orta tabakalı çört, mikritik kireçtaşı				
		AKGÖL			01 FU 296	Gri renkli, ince tabakalı kıltaşı, killi kireçtaşı (Üst Jura-Neokomiyen)	

01 FU 189, 191: *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncanita subspinoso* Pessagno, *Schackoia* sp, Heterohelicidae, *Globotruncana* sp., Globigerinidae (Kampaniyen).

01 FU 196: *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Praeglobotruncana gibba* Klaus (Turoniyen).

01 FU 296: *Spirillina* sp., *Radiolaria* spp., Lagenidae, Nodosariidae, Ophthalimididae, Sünger spikülleri (Geç Jura-Neokomiyen).

(01 FU 192, 193, 194, 195, 197, 198, 199, 200, 201 nolu örnekler fosil içermiyor)

Şekil 18- Kapanboğazı Formasyonu, Kuzey Bölge, (Şeh Ömer Köyü dolay).

Volkanit Üyesi'nin çökeldiği Kuzey Bölge'de, geç Maastrichtiyen-erken Selandiyen'de Akveren Formasyonu, geç Selandiyen-İpresiyen'de Atbaşı Formasyonu, Lütseyen'de de Kusuri Formasyonu ile Ayancık Üyesi çökelmıştır (Şekil 6).

Cankurtaran Formasyonu (Kc): Adlaması Badgley (1959) tarafından yapılmış olan birimin antiklinoryumun kuzey kanadında, kıyıya uygun gidişli yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). Başlıca düzgün tabakalanmalı, ince, ince-orta tabakalı, sarımsı-boz, yeşilimsi kül renkli kıltaşı, killi kireçtaşı, silttaşı, kumtaşı araldanmasından oluşan Cankurtaran Formasyonu, bol kireçtaşı olistolitleri kapsayan olistostramal düzeyler içerir. Birimin alt düzeylerinde yaygın olarak gözlenen bazaltik-andezitik lav, tüf ve aglomeralar Yemişliçay Volkanit Üyesi adıyla ayırtlanmıştır. Kapanboğazı Formasyonu üzerinde geçişli ilişkili olarak yer alan Cankurtaran Formasyonu (Şekil 6) üstten de Akveren Formasyonu geçişlidir. Cankurtaran Formasyonu'ndan *Helenocyclina* sp., *Operculina* sp., *Calcarina* sp., Rotaliidae, *Marsonella* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Globotruncana* sp., Anomaliniidae, *Textularia* sp., *Sulcoperculina* sp., *Lithothamnium* sp., *Pseudosiderolites* sp., Cyymbaloporidae gibi Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşını veren fosiller alınmıştır. Birimin yaşı geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen'dir. Cankurtaran formasyonu, zaman zaman volkanik etkinliklerin de olduğu, kıta yokuşunda türbidit akıntılarının etkisiyle oluşmuş, fliş özellikli bir denizaltı yelpaze çökeldir.

Yemişliçay Volkanit Üyesi (Kcy): Cankurtaran Formasyonu'nun özellikle alt düzeylerinde yoğunlaşan volkanik etkinliklerin ürünü olup, yanal ve dikey yönde Cankurtaran Formasyonu'nun çökelleriyle geçişlidir. Cankurtaran Formasyonu'nun alt düzeyleri içinde yer yer kamalanıp yok olan ve yer yer de merceksel geometriler sunan birimin inceleme alanındaki yüzeylemeleri kopuk kopuk ve süreksizdir. Bu özellikleri nedeniyle, önceden formasyon (Ketin ve Gümüş, 1963) ve daha sonraları grup (Kaya vd., 1982/83) aşamalarında değerlendirilen birim bu çalışmada üye aşamasında incelenmiştir. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından basılan Batı Karadeniz Bölgesi Litostratigrafi Birimleri (Tüysüz vd., 2004) adlı çalışmada birim Yemişliçay Üst Grubu adı ile incelenmiştir. Birimin İnebolu'nun güneyinde,

Soğanlıdağ-Doğanyurt arasında doğu-batı uzanımlı, kıyıya uygun gidişli yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). Andezitik-bazaltik lav, tüf ve aglomerallardan oluşan birim yer yer kumtaşı, silttaşı, şeyl aratabakaları içerir. Tabaka kalınlıkları değişkendir; kalın-çok kalın tabakalı ve yer yer masif görümlü aglomera ve tüflerle birlikte ince silttaşı-şeyl tabakaları da olağandır. Genel olarak yeşil renklidir. Lavlar bazalt ve bazaltik andezitlerden oluşur. Camsı bir hamur içinde olivin, piroksen ve plajiyoklaz kristalleri görülen lavlar siyah, siyahımsı yeşil renkli, soğuma çatlaklı ve yer yer de yastık yapılıdır. Aglomera ve lavlara göre daha geniş alanlar kaplayan tüflerde feldspat kristallerine ve küresel ayrışma yapılarına sıkça rastlanır. İnce kumtaşı, silttaşı, şeyl ara düzeyleri kapsayan tüflerin rengi yeşil, beyazımsı yeşildir. Volkanitlerin şeyl ara tabakalarında Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşını veren nannoplanktonlar bulunmuştur (Gedik ve Korkmaz, 1984).

Akveren Formasyonu (Kpğa): Birimin adlaması Badgley (1959) tarafından yapılmıştır. Başlıca ince-orta tabakalı, düzgün tabakalanmalı, beyaz renkli kıltaşı, killi kireçtaşı, karbonatlı kumtaşı, marn ve kireçli şeyllerden oluşur (Şekil 6). Formasyonun üst seviyelerinde rastlanan çörtlü kireçtaşları daha çok Kretase-Paleosen geçişinde gözlenir. Bu çörtlü kireçtaşı tabakaları bu nedenle bir kılavuz seviye özelliğindedir

Alttan Cankurtaran, üstten Atbaşı formasyonları ile geçişli olan Akveren Formasyonu'ndan *Orbitoides* sp., *Planorbulina* sp., *Marsonella* sp., Rotaliidae, *Globotruncana* sp., Globigeriniidae, *Pseudorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* (Lamarck), Anamoliniidae, *Lepidorbitoides* sp. (Maastrichtiyen); *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Ticinella* sp., *Globotruncana* sp., *Globigerinelloides* sp. (Senoniyen); *Orbitoides* sp., *Omphalocyclus* sp., *Siderolites* sp., *Sirtina Orbitoidiformis* BRONNIMANN, *Globotruncana* sp. (Maastrichtiyen); *Anomalina* sp., *Laffiteina mengaudi* (ASTRE), *Laffiteina* sp., *Planorbulina* sp. (Selandiyen) gibi fosiller elde edilmiştir. Bu fosil topluluğuna göre birimin yaşı geç Maastrichtiyen-Selandiyen'dir. Akveren Formasyonu'nun fosil içeriği ve kaya türü özellikleri açık self-yamaç ortamının özelliklerini yansıtır.

Atbaşı Formasyonu (Pgpea): Adını Sinop-Ayancık arasındaki Atbaşı Mevkisi'nden alan birim (Ketin ve Gümüş, 1962), kızıl renkli marn ve şeyllerden oluşmaktadır. Altta bej renkli, orta tabakalı, kumlu kireçtaşı ve bordo renkli, ince tabakalı marn ardalanmasından oluşan birim, üst düzeylerinde ince-orta tabakalı, boz renkli marn tabakaları ile temsil edilir (Şekil 6). Çatalzeytin-Abana dolayında kıyıya uygun gidişli yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). Atbaşı Formasyonu'nun alt düzeylerinden *Miscellanea miscella* (d'Archia ve Haime), *Rotalia* sp., *Cuvillerina* sp., *Planorbulina* sp., *Anomalina* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp. (Selandiyen-Tanesiyen), orta düzeylerinden *Globorotalia* cf. *Pseudomenardi* BOLLI, *Globorotalia* sp., *Rotalia* sp., *Globigerina* spp., *Discocyclina* sp., *Planorbulina* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp. (Tanesiyen), üst düzeylerinden de *Globorotalia* spp., *Globigerina* sp., *Rotalia* sp., *Distichoplax* sp. (algae), *Anomalina* sp., *Alveolina* sp., *Mississippina* sp., Miliolidae gibi Tanesiyen-İpresiyen'i belirleyen fosiller elde edilmiştir. Bu fosil bulgularına göre birimin yaşı Selandiyen-Tanesiyen-İpresiyen'dir. Atbaşı Formasyonu türbidit akıntularla kontrol edilen, açık şelf-yamaç ortamında çökelmiştir.

Kusuri Formasyonu (Pgk): Adlamasını Badgley (1959)'in yaptığı birim boz renkli marn, kumtaşı ve krem renkli kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Formasyonun alt düzeylerinde yaygınca gözlenen, konglomera-şeyl ara katkılı kumtaşı tabakaları Ayancık Üyesi adıyla ayrılanmıştır (Şekil 6). Birimin, inceleme alanının kuzeydoğusunda, Çatalzeytin dolayında yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). Yumuşak topoğrafyası ile belirgin olan birimden, Ketin ve Gümüş (1963) 1925 m kalınlık ölçmüşlerdir. Kusuri Formasyonu alttan Atbaşı Formasyonu ile geçişlidir. Birimden *Nummulites millecaput* Boube'e, *Nummulites* spp., *Operculina* sp., *Assilina exponens* (Sowerby), *Discocyclina* cf. *Nummulitica* (Gumbel), *Cuvillerina* sp., *Gyroidinella* (Le Calvez), *Sphaerogypsina* sp., *Discocyclina* sp., *Globigerina* spp (Globigerina senni grubu) gibi Lütésiyen fosilleri alınmıştır. Kusuri Formasyonu'ndaki ince tane boyu ve fosil yayılımı çökelmenin düşük enerjili bir denizde ve olasılıkla şelf ortamında ve dalga tabanı altında çökelmişine işaret eder.

Ayancık Üyesi (Pgka): Kusuri Formasyonu'nun alt düzeyleri içinde bazen kamalar, bazen merccekler şeklinde bulunan ve yer yer çok inceldiği için haritalanamayan kumtaşları Ayancık Üyesi adı ile incelenmiştir. Birimin, Yenikonak'tan Türkeli'ne, Erfelek senklinalinin iki kanadında olmak üzere, yaklaşık doğu-batı uzanımlı yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). Ayancık Üyesi, sarımsı-kahverengimsi gri, ya da siyahımsı renkli, orta-kalın, kalın tabakalı, yer yer som görünümlü kumtaşları ile az oranda marn-şeyllerden oluşur. Kanal dolguları şeklinde çakıltaşı katkıları içerir. Üst düzeylerine doğru kumtaşı tabakaları giderek incelik ve marn-şeyl oranında da artma görülür. Ayancık üyesinin çakıllı kumtaşı ve kumtaşı tabakalarının çimentolarında az sayıda küçük ve büyük *Nummulites* sp.'lere rastlanmıştır. Bu nummulitlerden bazıları Lütésiyen tipleridir (Ketin ve Gümüş, 1963).

Güney Bölge: Güney Bölgede Kapanboğazı Formasyonu üzerinde diskordanslı olarak Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı İnciğez Formasyonu, Paleosen yaşlı Çevlkkaya Formasyonu, erken-orta Eosen yaşlı Gücükler Formasyonu çökelmiştir.

İnciğez Formasyonu (Ki): Karbonat ve kırıntılılardan oluşan birim adını Devrekani İlçesi'nin kuzeydoğusunda yer alan İnciğez Köyü'nden alır (Sagular vd., 1991). Birimin İnciğez, Aliğa, Alınca, Gavurcakkale köyleri ve dolaylarında doğu-batı uzanımlı yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). İnciğez Formasyonu başlıca ince, ince-orta tabakalı, gri renkli, bol makro fosilli, yer yer bitki kırıntılı kumtaşı, silttaşı, kiltası, killi kireçtaşı, kireçtaşı, marn ardalanmasından oluşur. Alttan Kapanboğazı Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan ve üstten Çevlkkaya Formasyonu ile geçişli olan birim, kaya türü ve fosil içeriğine göre sığ şelf ve/veya lagün ortamında çökelmiştir.

İnciğez Formasyonu oynak ve hareketli bir taban üzerinde geliştiğinden farklı alanlarda farklı gelişimler gösterir. Bu farklılıklar, Güney Bölge'nin 3 farklı alanında yer alan İnciğez, Aliğa ve Alınca-Gavurcakkale kesitlerinde yapılan ayrıntılı çalışmalarla ortaya konulmuştur.

İnciğez Köyü dolayından (Şekil 7) derlenen örneklerde aşağıdaki fosil varlığına ulaşılmıştır.

97 FU 231: *Globotruncana* arca (CUSHMAN), *Globotruncana* cf. *Ventricosa* WHITE, *Globotruncana* cf. *Tricarinata* (QUEREAU) (Senoniyen); 97 FU 232A: *Globotruncanita* *angulata* (TILEV), *Globotruncanita* *stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncana* *bulloides* VOGLER, *Globotruncana* *arca* (CUSHMAN), *Globotruncana* *linneiana* (d'ORBIGNY), *Globotruncana* *rosetta* (CARSEY), *Rosita* *fornicata* (PLUMMER), *Rugoglobiglobigerina* *rugosa* (PLUMMER), *Rosita* sp., *Lenticulina* sp. (Maastrichtiyen); 97 FU 232B: *Arkhangelsky* *cymbiformis* Vekshina, *Lucianorhabdus* *cayeuxii* Deflandre, *Prediscosphaera* *grandis* Perch-Nielsen, *P. Cretacea* (Arkhangelsky), *P. Spinosa*, Bramlette ve Martini), *Watznaueria* *barnesae* (Black), *Cretarhabdus* *crenulatus* Bramlette ve Martini, *Gribrosphaerella* *ehrenbergii* (Deflandre), *Microrhabdus* *Decoratus* Deflandre, *Biscutum* *magnum* Wind ve Wise, *Aspidolithus* *parvus* *costrictus* (Hattner), *Calculites* *obscurus* (Deflandre), *C. Ovalis* (Stradner), *Chiastozygus* *amphipons* (Bramlette ve Martini), *Tranolithus* *phacelosus* (Rheinhardt) (Kampaniyen-Maastrichtiyen); 97 FU 233A: *Globotruncana* *ventricosa* WHITE, *Globotruncana* *bulloides* VOGLER, *Globotruncana* *arca* (CUSHMAN), *Globotruncana* *falsostuarti* SIGAL, *Globotruncana* *linneiana* (d'ORBIGNY), *Globotruncanita* *stuarti* (de LAPPARENT), *Globotruncanita* *stuartiformis* (DALBIEZ), *Rosita* *fornicata* (PLUMMER), *Rosita* sp. (Maastrichtiyen); 97 FU 233B : *Arkhangelskiella* *cymbiformis* Vekshina, *Aspidolithus* *parvus* (Stradnar), *Lucianorhabdus* *cayeuxii* Deflandre, *Calculites* *obscurus* (Deflandre), *Ceratolithoides* *Aculeus* (Stradner), *Prediscosphaera* *grandis* Perch-Nielsen, *P. Cretacea* (Arkhangelsky), *P. spinosa* (Bramlette ve Martini), *Tetrapodorhabdus* *decorus* (Deflandre), *Zeugrhabdotus* *pseudanthophorus* (Bramlette ve Martini), *Gribrosphaerella* *ehrenbergii* (Arkhangelsky), *Cretarhabdus* *crenulatus* Bramlette ve Martini, *Eiffellithus* *turriseiffelii* (Deflandre), *E. Eximius* (Stover), *Micula* *concava* (Martini ve Stradner), *Chiastozygus* *amphipons* (Bramlette ve Martini) (geç Kampaniyen-Maastrichtiyen). A örnekleri yıkama, B örnekleri nannoplankton örnekleridir. İnciğez Köyü yüzeylemesinde birimin yaşı, alt düzeylerinde olasılı Kampaniyen'i de içine alacak şekilde Maastrichtiyen'dir.

Aliğa Köyü dolayında (Şekil 8) birimin gri renkli, ince tabakalı, gastropod ve pelesipod kavkılı silttaşı, kıltaşı, marn ar dalanmasından geç Kampaniyen-erken Maastrichtiyen yaşını veren *Prediscosphaera grandis* Perch-Nielsen, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky), *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Tetrapodorhabdus decorus* (Deflandre), *Biscutum costans* (Gorka), *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre), *Micula staurophora* (Gardet), *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Scapholithus fossilis* Deflandre, *Zeugrhabdotus pseudanthophorus* (Bramlette ve Sullivan), *Chiastozygus amphipons* (Bramlette ve Martini), *Chiastozygus platyrhethus* Hill gibi nannoplanktonlar ile *Globotruncanidae*, *Globotruncana linneiana* (d'ORBIGNY), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ), *Lenticulina* sp. (97 FU 56, 57); geç Maastrichtiyen yaşını veren *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Marssonella oxycona* (Reus), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides* sp., *Nummofallotia* sp., *Planorbulina cretae* (Marsson), *Rotalia* spp., *Anomaliniidae*, *Globotruncanita* sp., *Globotruncana* sp., *Lithothamnium* sp., *Lithophilum* sp. gibi fosiller elde edilmiştir (01 FU 178, 179). Gri renkli, orta, ortakalın tabakalı, yer yer iri pelesipod kavkılı kumtaşı, karbonatlı kumtaşı, silttaşı, şeyl ar dalanması biçiminde devam eden birim en üst düzeyinde gri renkli, orta, kalın tabakalı silttaşı, kumtaşı ve az çakıltaşıdan oluşur. Bu fosil bulgularına göre birimin Aliğa Köyü yüzeylemesindeki yaşı geç Kampaniyen-erken geç Maastrichtiyen'dir.

Alınca-Gavurcakkale arasında (Şekil 9) bol miktarda Jura-Kretase yaşlı, neritik kireçtaşı çakıl ve blokları içeren ve çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, kıltaşı, marn ar dalanmasından oluşan birimin bu kesiti, Alınca Köyü ile batıda Ağıl İlçesi arasında yer alır. Alınca Köyü dolayında, Akgöl Formasyonu'nu kesen bir granitoid sokulumu üzerinde kalınca bir çakıltaşı düzeyi ile başlayan birim, İnaltı Formasyonu'nun kireçtaşlarına ait, devasa tekçe bloklar ve/veya bloklu düzeyler içerir. Altta genellikle gri renkli, ince, ince-orta tabakalı kumtaşı, silttaşı, kıltaşı, marn ar dalanması ile başlayan birim yer yer olistostromal özellikli çökellerle

devam eder. İnciğez Formasyonu en üst düzeyinde yeşilimsi gri renkli, orta-kalın tabakalı, bol pelesipod, ekinit ve gastropod kavkıları kapsayan kumtaşı, silttaşı, kiltası ardalanmasından oluşur. İnciğez Formasyonu'nun en alt düzeylerinde tümüyle granitik kayalardan oluşan çakıltaşları, üste doğru, giderek artan oranlarda İnaltı Formasyonu'nun kireçtaşlarına ait çakıllar içerir. Seri örnek derlemesi yapılan ve kaya türü değişimleri sağlıklı sayılabilecek ayrıntıda not edilen birimden, ayrıca stratigrafik bir kesit ölçümü yapılmamıştır. Örneklerin kesit içindeki yerleri Şekil 9'da gösterilmiştir. Fosil verileri yaş guruplarına göre şöyledir. 01 FU 118: *Palaeomiliolina strumosum* (Gümbel), *Ammobaculites* sp., *Nubecularia* sp., *Cornuspira* sp., *Spirillina* sp., *Lageniidae*, *Tubiphytes morronensis* Crescenti (Kalloviyen-Oksfordiyen); 01 FU 125: *Palaeomiliolina strumosum* (Gümbel), *Ammobaculites* sp., *Nubecularia* sp., *Cornuspira* sp., *Spirillina* sp., *Lageniidae*, *Tubiphytes morronensis* Crescenti (Kalloviyen-Oksfordiyen), 01 FU 112: *Palaeomiliolina* sp. (Kalloviyen-Oksfordiyen); 01 FU 111: *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Ophthalmidium* sp., *Lageniidae* (Geç Jura), 01 FU 124: *Nautiocolina oolitica* Mohler, *Lageniidae*, *Echinoidea* (Geç Jura); 01 FU 110, 109, 108, 107, 106, 105: *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Conicospirillina* sp., *Pseudocyclammia lituus* Yokoyama, *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Trocholina* sp., *Ophthalmidium* sp. *Spirillina* sp., *Lageniidae*, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Earlandia* sp. (Kimmericiyen); 01 FU 132: *Trocholina odulpaniensis* Dessauvage, *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina delphinensis* Arnaud-Vanneau, *Trocholina* spp., *Cladocoropsis* sp. (Titoniyen-Berriaziyen), 01 FU 131: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella* sp., *Spirillina* sp., *Radiolaria* spp. (geç Titoniyen-Berriaziyen); 01 FU 120 C: *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen, *Quadrum gartneri* Prins ve Perch-Nielsen, *Quadrum gothicum* (Deflandre), *Cretarhabtus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Watznaueria bamesae* (Black), *Ellipsagelosphaera* sp. (geç Kampaniyen); 01 FU 122: *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen, *Quadrum gartneri* Prins ve Perch-Nielsen, *Quadrum gothicum* (Deflandre), *Cretarhabtus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Watznaueria*

bamesae (Black), *Ellipsagelosphaera* sp. (geç Kampaniyen); 01 FU 104: *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen, *Quadrum gartneri* Prins ve Perch-Nielsen, *Ceratolithoides verbeekii* Perch-Nielsen, *Watznaueria bamesae* (Black ve Barnes) (geç Kampaniyen); 01 FU 130: *Quadrum gartneri* Prins ve Perch-Nielsen, *Quadrum gothicum* (Deflandre), *Cyclagelosphaera deflandreii* (Manivit), *Ellipsagelosphaera frequens* Noel, *Cyclagelosphaera margerelii* Noel, *Zeugrhabdotus embergeri* (Noel), *Nannoconus truitti* Brönnimann, *Watznaueria bamesae* (Black), *Nannoconus* sp., *Eprolithus* sp., *Ellipsagelosphaera* (geç Kampaniyen); 01 FU 133: *Calculites ovalis* (Stradner), *Calculites obscurus* (Deflandre), *Eifellithus turriseiffelii* (Deflandre ve Fert), *Eifellithus eximius* (Stover), *Prediscosphaera cretaceae* (Arkhangelsky), *Prediscosphaeragrandis* Perch-Nielsen, *Cretarhabtus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Chiastozygus litterarius* (Gorka), *Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre ve Fert), *Watznaueria bamesae* (Black), *Arkhangelskiella* sp. (geç Kampaniyen-Maastrichtiyen). Bu fosil verilerine göre birimin Alınca-Gavurcakkale kesitindeki (Şekil 9) yaşı geç Kampaniyen-Maastrichtiyen'dir. Kesitteki Jura-Kretase yaşları, blok konumlu kireçtaşlarından, ya da türbiditik kireçtaşı tabakalarındaki taşınmış çakıllardan alınmıştır. İnciğez Formasyonu'nun Alınca-Gavurcakkale kesitindeki yaşı da Kampaniyen-Maastrichtiyen'dir. Alınca-Gavurcakkale kesitinin alt düzeylerini oluşturan çakıltaşlarında herhangi bir tabaka içi yapı gözlenmez; çökelleme düzensiz, taneler köşelidir. Geç Kampaniyen öncesinde, çökel havzasında tektonik etkilere bağlı olarak gelişen faylanmalar sonucu, deniz tabanında açığa çıkan Akgöl Formasyonu ve onu kesen granitoidler üzerine İnciğez Formasyonu'nun türbiditik ve yer yer olistostromal olan düzeyleri çökeltmiştir. İnciğez Formasyonu'nun Alınca-Gavurcakkale kesiti; türbiditik ve olistostromal özellikleriyle Cankurtaran Formasyonu'nu (Badgley, 1959) anımsatırken; volkanik katkı içermemesi, alt ilişkisinin uyumsuzluğu, hızlı sığlaşma ve üstten Lütésiyen yaşlı Gücükler Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmesi (Şekil 9) gibi özellikleri ile de Aliğa ve İnciğez kesitlerine benzer. Birim İnciğez ve Aliğa yüzeylemelerinde üstten geç Daniyen-İpresiyen yaşlı Çevlikkaya Formasyonu ile geçişlidir (Şekil 7, 8).

Çevlikkaya Formasyonu (KPgpç): Adını Kastamonu'nun 30 km kadar kuzeyinde, Çiğilecik Köyü yakınındaki Çevlikkaya Tepe'den alan birimin Çiğilecik Köyü ile Seydiler Kasabası arasında kalan, senklinalin iki kanadı boyunca doğu-batı uzanımlı yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). Alt düzeylerinde lagünel özellikli çökellerden oluşan formasyon, üst düzeylerinde sığ denizel kireçtaşı ve kumlu kireçtaşları ile temsil edilir. Çevlikkaya Formasyonu'nun çökelleri de İnciğez Formasyonu'nda olduğu gibi yanal yönde farklılaşmalar gösterir. Aliğa Köyü dolayında alttan İnciğez Formasyonu ile geçişli olan birimin taban ilişkisi İnciğez Köyü dolayında diskordanslıdır.

Formasyon İnciğez Mahallesi dolayında (Şekil 7) altta sarımsı kahverengi, gri renkli, orta-kalın tabakalı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı araldanmasıyla başlar; boz renkli, orta tabakalı kumtaşı, kumlu kireçtaşı ile sürer. Bu kumtaşı, kumlu kireçtaşı tabakalarından geç Selandiyen-Tanesiyen yaşını veren; *Anomalina* sp., *Eponides* sp., *Quinqueloculina* sp., *Miliolidae*, *Rotaliidae*, *Ditrupea* sp., *Textulariidae*, *Peneropliidae*, kırmızı algae, bryozoa (97 FU 62 B) ve Tanesiyen yaşını veren; *Morozovella* sp., *Globigerina* sp., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., *Eponides* sp., *Anomalina* sp., *Rotaliidae*, *Textulariidae*, kırmızı algae, bryozoa, pelesipod kavkı parçaları (97 FU 62 A) gibi fosiller alınmıştır. Daha üstteki açık gri renkli, orta-kalın tabakalı, türbiditik kireçtaşlarından alınan; *Discocyclina* sp., *Anomalina* sp., *Mississippiina* sp., *Globigerina* sp., *Planorbulina* ?, *Eponides* sp. geç Tanesiyen (97 FU 234) ve daha üstte yer alan; yeşilimsi kül renkli, ince-orta tabakalı, kırıntılı kireçtaşı, killi kireçtaşı, silttaşı, araldanmasının killi tabakalarından da geç Paleosen olarak değerlendirilen; *Discoaster multiradiatus* Bramlette ve Riedel, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Ericsonia cava* (Hay ve Mohler), *Ericsonia ovalis* Black, *Ellipsolithus macellus* (Bramlette ve Sullivan), *Fasciculithus tympaniformis* Hay ve Mohler, *Toweius emimens* (Bramlette ve Sullivan), *Toweius tovae* Perch ve Nielsen, *Discoaster* sp. gibi nannoplanktonlar (97 FU 235 A) ve Tanesiyen-İpresiyen olarak değerlendirilen; *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA), *Morozovella aequa* (CUSHMAN ve RENZ), *Globigerina linaperta* FINLAY, *Acarinina sold.* Soldadoensis (BRONNIMANN), *Globigerina*

cf. *Triloculinoidea* PLUMMER gibi formlar (97 FU 235 B) elde edilmiştir. Çevlikkaya Formasyonu'nun tabanında ince bir çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı düzeyi bulunur. Bu çakıllı düzeyin üzerinde yer alan kumlu kireçtaşı tabakasından geç Selandiyen-Tanesiyen (97 FU 62 B), altında yer alan killi tabakalardan da Maastrichtiyen yaşı alınmış olup, erken Selandiyen eksiktir. İnciğez Mahallesi dolayında İnciğez Formasyonu üzerinde diskordanslı ilişkiyle oturan birimin yaşı geç Selandiyen-Tanesiyen'dir. İnciğez kesitinde İnciğez Formasyonu üzerinde diskordanslı ilişkiyle oturan birim, üstten de Gücükler Formasyonu tarafından diskordanslı olarak üzerlenir.

Aliğa dolayında (Şekil 8) ince bir çakıllı kumtaşı, kumtaşı düzeyi ile başlayan Çevlikkaya Formasyonu gri renkli, orta tabakalı, killi, kumlu kireçtaşı ile sürer. Bu killi, kumlu kireçtaşı tabakalarında *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Cideina* sp., *Sirtina* sp. gibi Maastrichtiyen fosilleri bulunmuştur (01 FU 177). Daha üstte gri renkli, ince tabakalı silttaşı, kumtaşı tabakalarıyla araldanan açık gri, kirli beyaz renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşlarıyla süren birim, gri renkli, kalın tabakalı kireçtaşlarıyla son bulur. Çevlikkaya Formasyonu'nun Maastrichtiyen fosilleri alınan tabakalarının daha üstlerinde yer alan kirli beyaz, açık gri renkli, orta-kalın tabakalı kumtaşı, kumlu kireçtaşı araldanmasından da *Cibicides* sp., *Textularidae* gibi olasılıkla Paleosen yaşını veren fosiller elde edilmiştir (01 FU 176). Birimin en üst düzeylerinde *Unidentified Rotaliiniid* Genus 5 Sirel, *Quinqueloculina* sp. gibi olasılıkla Tanesiyen yaşını veren fosiller (01 FU 175) bulunmuştur. Bu fosil bulgularına göre birimin Aliğa kesitindeki yaşı geç Maastrichtiyen-Tanesiyen'dir.

Gücükler Formasyonu (Pgeç): Adını Kastamonu'nun 30 km kadar kuzeyindeki Gücükler Mahallesi'nden alan formasyon, başlıca karbonat ve kırıntılı çökellerden oluşur. Birimin Çiğilecik Köyü ile Seydiler Kasabası arasındaki doğu-batı uzanımlı senklinalin çukurluğunu dolduran bir yüzeylemesi vardır (Şekil 4). Altta ince bir taban çakıltaşı ile başlayan birim kirli beyaz, krem renkli, orta-kalın tabakalı kumlu kireçtaşı, kireçtaşı tabakalarına geçer; üst düzeylerinde gri renkli, ince, ince-orta tabakalı silttaşı, kumtaşı, marnlardan oluşur. Taban çakıltaşları

üzerinde yer alan sarımsı boz renkli, orta-kalın tabakalı kumlu kireçtaşı tabakalarında *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp. gibi olasılıkla İpresiyen-Lütesiyen'i (01 FU 173 B), beyaz renkli, orta-kalın tabakalı ve kilitaşı-marn ara katkılı kireçtaşlarında *Asterigerina* cf. *rotula*, *Rotalia* sp., *Discocyclina* sp., *Gypsina* sp., *Sphaerogypsina* sp. (01 FU 173 A) ve üstteki gri renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşlarında *Assilina* cf. *exponens* (Sowerby), *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp. gibi olasılıkla Lütesiyen (01 FU 172) yaşını veren fosiller bulunmuştur. Birimin üst düzeylerindeki kilitaşı, marn tabakalarından da *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Reticulofenestra coenura* (Reinhardt), *Reticulofenestra hillae* Bukry ve Percival, *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster sublodoensis* Bramlette ve Sullivan, *Reticulofenestra hampdenensis* Edwards, *Lanternithus minutus* Stradner, *Blackites creber* (Deflandre), *Rhabdosphaera inflata* Bramlette ve Sullivan, *Rhabdosphaera tenuis* Bramlette ve Sullivan, *Helicosphaera dinesenii* Perch-Nielsen, *Pontosphaera multipora* (Kamptner), *Pontosphaera pectinata* (Bramlette ve Sullivan), *Sphenolithus radians* Deflandre, *Sphenolithus editus* Perch-Nielsen, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner), *Ericsonia fomsa* (Kamptner), *Coronocyclus nitescens* (Kamptner), *Micrantholithus vesper* Deflandre, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre ve Fert), *Discoaster* sp. gibi geç Lütesiyen yaşını belirleyen nannoplanktonlar elde edilmiştir (01 FU 171). Gavurcakkale dolayında birimin taban çakıltaşları üzerinde yer alan sarımsı beyaz-bej renkli, orta-kalın tabakalı yer yer masif görümlü, kumlu kireçtaşı tabakalarından da *Mississippina* sp., *Discocyclina* sp., *Planorbulinidae* gibi İpresiyen-Lütesiyen yaşını veren fosiller elde edilmiştir (01 FU 135). Sığ şelfi karakterize eden kireçtaşı, silttaşı, kilitaşı ve marnlardan oluşan birimin yaşı elde edilen fosil verilerine göre İpresiyen-Lütesiyen'dir.

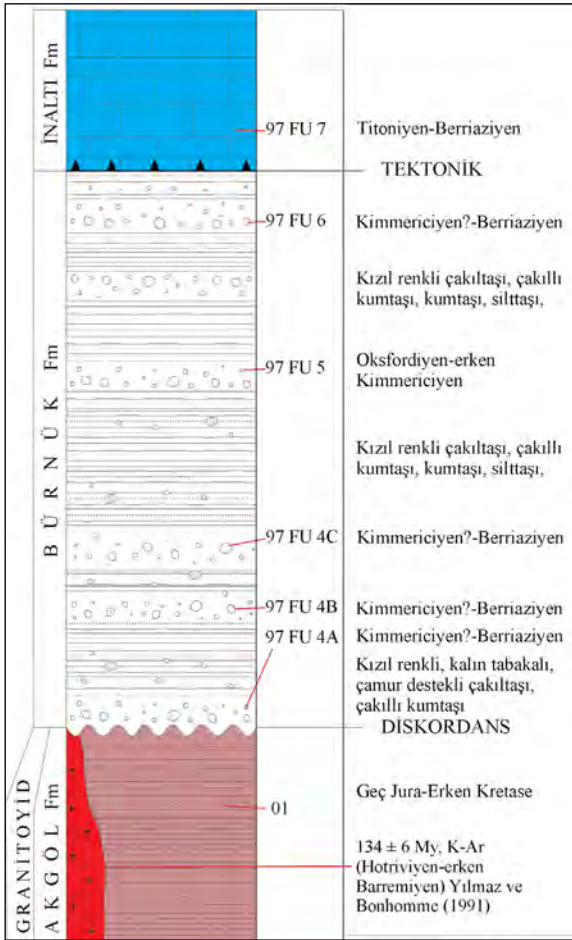
3.2. Geç Eosen Devresi

Bölgede geç erken Kalloviyen'de başlayan sıkışmalı tektonik rejim, Lütesiyen'de Tetis Okyanusu'nun kapanmasını sonuçlandırır da hareketlilik kara ortamında olmak üzere geç Eosen'de

de bir süre daha devam etmiştir. Bu süreçte Bürnük Formasyonu'nun karasal konglomeraları çökeltmiştir.

3.2.1. Bürnük Formasyonu (Pgeb)

Birim adını Boyabat-Sinop karayolu üzerinde yer alan Bürnük Köyü'nden alır (Ketin ve Gümüş, 1962). Hasan Dağı, Sallama Dağı, Yaralıgöz Dağı, Kuru Dağı ve Mamacı-Kurtköy dolaylarında yaygın yüzeylemeleri vardır (Şekil 4). Başlıca çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşan birim kızıl renkli bir görünüme sahiptir. Çakıltaşı ve kumtaşı düzeyleri mor, silttaşı-kilitaşı düzeyleri gri, çamurtaşları kırmızımsı renklidir. Çakıllar büyük oranda kireçtaşlarından türemedir. Çakıltaşı düzeylerinde boylanma kötü, yuvarlaşma iyi gelişmiştir, belirgin bir tabakalanma gözlenmez, çoğun çamurtaşı düzeyleri içinde kanal dolguları biçiminde ve mercekse görümlüdür. Taneler kum ve silt destekli olup çimento iyi gelişmediğinden tutturulma kötüdür. Kumtaşı düzeyleri sert dokulu, kaba tabakalı ve çoğun çapraz tabakalanmalı, iyi derecelenmeli, kötü boylanmalıdır. Yer yer silttaşı düzeyleri ile yanal geçişli olan çamurtaşı düzeyleri kızıl renkli ve oldukça yaygın yüzeylemelere sahiptir. Mamacı-Kurtköy Mahallesi (36TWM 648/190) dolayında (Şekil 19) granitoidlerle kesilmiş Akgöl Formasyonu'na ait kırıntılılar üzerinde, Bürnük Formasyonu'nun en alt düzeyini oluşturan; kızılımsı kül renkli, kalın tabakalı, çamur destekli çakıltaşı, çakıllı kumtaşı düzeyi içindeki kireçtaşı çakıllarından (97 FU 4 A ve 97 FU 4 B, C) Kimmericiyen?-Berriaziyen yaşını veren *Koskinobullina socialis* Cherchi-Schroeder, *Ophthalmidium* sp., *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Quinqueloculina robusta* Neagu, *Trocholina odukpaniensis* Dessauvage, *Salpingoporella* sp., *Everticyclammina* sp., *Gyroporella* sp. alınmıştır. 20 m kadar üstte yer alan kumtaşı, çakıllı kumtaşı, karbonatlı kumtaşı, marn ardalanması içinden alınan *Microphyllia soemmergi* (MUNSTER), *Stylina costricta* de FROMENTEL gibi koloni mercanlar ile tekli mercanlardan (ahermatip tip) *Montlivaultia* sp., *Pleurosmilia* sp. *Parepismilia* sp. Üst Oksfordiyen-Alt Kimmericiyen yaşı belirlenmiştir (97 FU 5). Mercanların bolca gözlendiği düzey içindeki koyu kül renkli, orta tabakalı bir kumlu-killi kireçtaşından alınan örnekte de Kimmericiyen-Berriaziyen



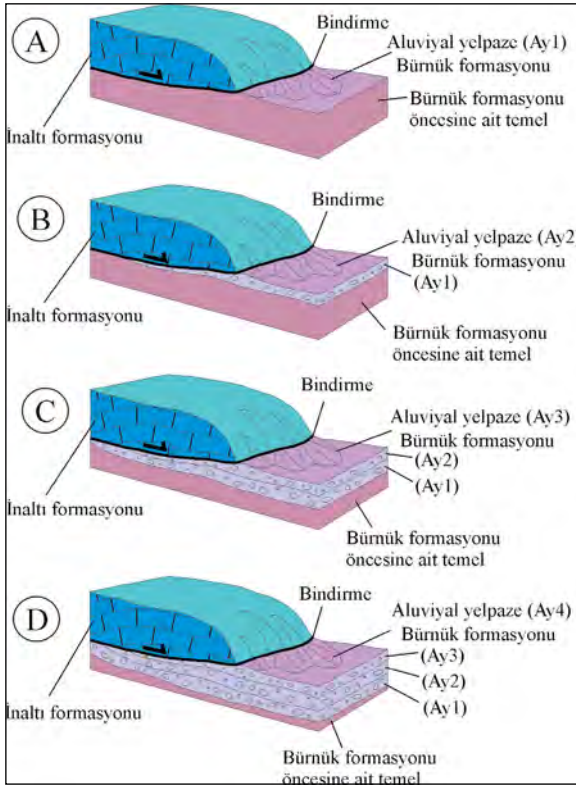
Şekil 19- Mamacı Kurtköy Dolayı Bürnük Formasyonu'ndan fosil örnekleri.

yaşını veren *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Haplophragmoides* sp., *Everticyclammina virguliana* (Koehlin), *Charentia* sp. gibi fosiller elde edilmiştir (97 FU 6). Mamacı-Kurtköy'de (Şekil 19) Bürnük Formasyonu'nun çakıltıları üzerine gelen İnalıtı Formasyonu'nun alt seviyelerinden alınan örnekte *Everticyclammina virgulina* (Koehlin), *Neotrocholina* sp., *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Charentia cuvillieri* Neumann, *Nautiloculina bronnmanni* Arnaud-Vanneu and Peybernes, *Haplophragmoides Joukowskyi* Charollais, Bronnimann, Zaninetti, *Trocholina odukpaniensis* Dessauvage, *Trocholina alpina* (Leupold), *Quinqueloculina robusta* Neagu, *Earlandia* sp., *Trocholina* sp. gibi Titanian-Berriazian yaşını veren fosiller bulunmuştur (97 FU 7). Bürnük Formasyonu'nun değişik düzeylerinden derlenen ve genellikle Geç Jura-Erken Kretase yaşını veren örneklerin alındığı

çakılların kaynağı İnalıtı Formasyonu'dur. Önceki çalışmalara göre Bürnük Formasyonu, stratigrafik olarak üzerinde yer alan ve kendisinden daha genç olması gereken İnalıtı Formasyonu'nun çakıllarını içermektedir. Stratigrafik olarak bu mümkün değildir. Cide İlçesi'nin güneydoğusunda yer alan Kestanedağı'nda açık ve net biçimde gözlemlendiği gibi İnalıtı Formasyonu'nun kireçtaşları, İpreziyen yaşlı çökeller üzerinde şapka gibi durmaktadır (Şekil 3). Bu yüzeylemede İnalıtı Formasyonu'na karşılık gelen Kestanedağı Formasyonu (Akyol vd., 1974) gibi Himmetpaşa Formasyonu da İpreziyen yaşlı çökeller üzerindedir. Derman ve Sayılı (1995) ve Akman (1993) Bürnük Formasyonu'nun alttan Himmetpaşa Formasyonu (Akyol vd., 1974) ile geçişli olduğunu söylemektedirler. Bu durumda Himmetpaşa Formasyonu'nun da kendisiyle yanal ve dikey geçişleri olan Bürnük Formasyonu gibi İpreziyen'den daha genç olması gerekir. Stratigrafik konumuna göre Bürnük Formasyonu'nun yaşı Bartonian olarak değerlendirilmiştir. Himmetpaşa ve Bürnük formasyonlarına ait çökeller, denizel ortamdan karasal ortama geçişin ve bölgedeki naplı bindirmeli yapıların oluşumunda yaşanan son evrelerin kayıtlarını taşır. Küre Okyanusu'nun tamamen kapanmasına denk gelen bu süreçte, ortam kara durumuna gelmiş ancak devam eden sürüklenmenin önünde ve giderek altında kalacak şekilde, Bürnük Formasyonu'nun karasal çökelleri birikmiştir (Şekil 20).

3.3. İstanbul Napı

İstanbul yöresinde yüzeyleyen Paleozoyik yaşlı istif, Moezya Platformu çökelleri ile bağlantılandırılmıştır (Şengör vd., 1980, 1984; Okay vd., 1994). Bu istife Batı Pontid Temeli (Tüysüz, 1990), İstanbul Zonu (Okay, 1989) adları da verilmiştir. Şengör vd. (1984) Kambriyen-Karbonifer yaşlı kayalardan oluşan bu istifi, bölgedeki allokton konumu nedeniyle İstanbul Napı diye adlandırmıştır. İstanbul Napı kayaları, Orta Pontidlerde bölgenin göreceli otokton kayalarını oluşturan Küre Tektonik Birliği üzerine itilmiş durumdadır. Bu çalışmaya göre İstanbul Napı kayaları ile ilksel ilişkili olan İnalıtı Formasyonu da allokton kayalar kapsamında olup, Küre Tektonik Birliği üzerine itilmiş durumdadır. Alttan tektonik ile aşındırılma ve yenilmeye bağlı



Şekil 20- Bürnük Formasyonu'nun çökel gelişimi şematik blok diyagramı.

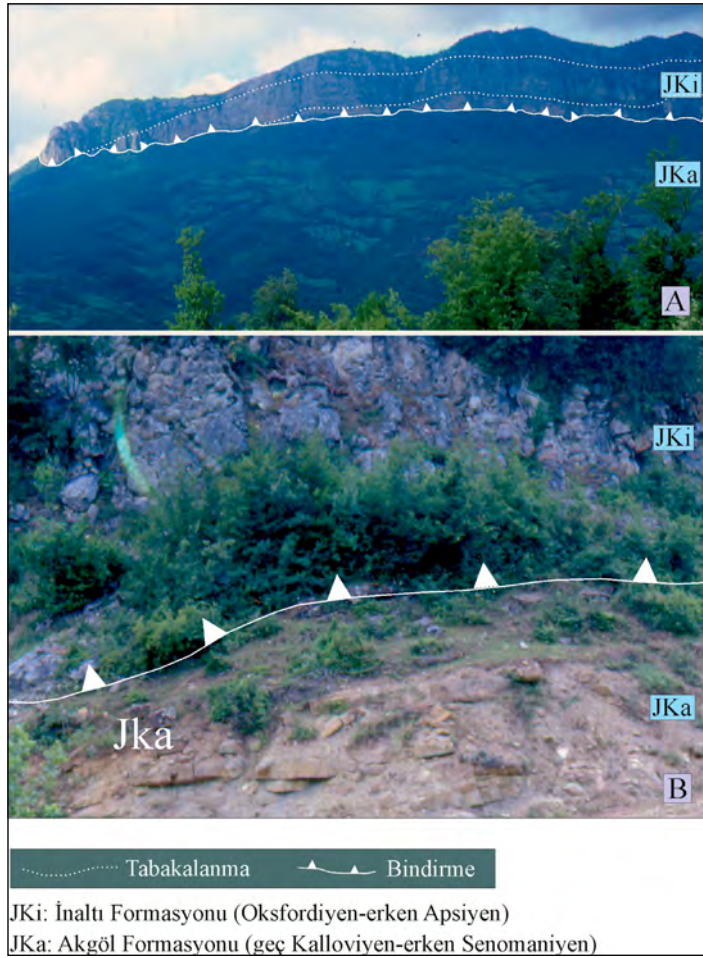
olarak Batı Pontidler'den doğuya doğru giderek incelen İstanbul Napı'nın Orta Pontidler'de yaygın klipleri vardır (Şekil 3, 4). Yüksek dağ ve doruklarda örtüler oluşturan bu klipler (Şekil 21 A) çoğunlukla İnaltı Formasyonu'nun kireçtaşlarından oluşmaktadır. İstanbul Napı'nın Paleozoyik temeline, doğuya doğru en son Bakacak Dağı'nın Karadere bölgesinde rastlanır. İstanbul Napı daha doğudaki bölgelerde sadece İnaltı Formasyonu ile temsil edilir. Bu nedenle bu bölümde, İstanbul Napı'nı temsilen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı İnaltı Formasyonu anlatılmaktadır.

3.3.1. Geç Jura-Erken Kretase

İnaltı Formasyonu (JKi): Başlıca neritik kireçtaşlarından oluşan birimin adlaması Ketin ve Gümüş (1963) tarafından yapılmıştır. Genel olarak sırtlarda ve sırtlara yakın yüksek alanlarda, düzensiz geometri bir dağılım sunan bu kireçtaşlarının, inceleme alanının kuzeyinden güneyine doğru Tezgahyanı Dağı, Göl Dağı, Kurt Dağı, Harami Dağı, Kaba Dağ, Yaralıgöz Dağı, Hasan Dağı'nda yüzeylemeleri vardır. Beyaz, gri, açık gri, mavimsi

gri renkli, genellikle kalın tabakalı, yer yer iri gastropod ve pelesipod kavkılı, yer yer mercanlı ve algli, bol kalsit damarlı rekristalize kireçtaşları ile başlayan birim, üste doğru gri-koyu gri renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşları ile devam eder. Daha üstte gri renkli, orta-kalın tabakalı ince kil ara katmanlı, yumrulu kireçtaşları ve gri renkli, orta-kalın tabakalı, oolitli, yer yer de pizolitli kireçtaşları yer alır. En üst düzeylerinde birim gri renkli, orta-ince tabakalı, ince kiltası ara tabakalı kireçtaşları ile ardalanan orta tabakalı, kırmızımsı gri renkli, kırıntılı kireçtaşları ile temsil edilir. Literatürde Orta-Geç Jura yaşlı Bürnük Formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1962) üzerinde, transgresif olarak yer aldığı genel bir kabul gören İnaltı Formasyonu; İstanbul Napı kayaları ile birlikte Küre Tektonik Birliği üzerinde tektonik ilişki ile yer almaktadır. Bu ilişki Cide'deki Kestane Dağı'nda açık biçimde gözlenmektedir (Şekil 3). Şekil 21 A'daki görüntü Safranbolu İlçesi'nin kuzeyinden, Ulus Havzası diye bilinen yüzeylemelerden alınmıştır. İnaltı Formasyonu dağlık alanların tepe ve doruklarında örtüler oluşturmaktadır. Şekil 21 B'de de İnaltı Formasyonu'nun Akgöl Formasyonu'na bindirmesi, Küre batısında yer alan İmrallı Köyü dolayından alınmış bir görüntüde verilmiştir.

Bakacak Dağı'nın batı bölümünde yer alan Küpelik Köyü'nde birim, İstanbul Paleozoyik İstifi'nin devamı olan Karadere İstifi'nin Devonyen yaşlı kireçtaşları üzerinde diskordanslı olarak yer alır. Küpelik Köyü yüzeylemesinde, İnaltı Formasyonu'nun tabanına yakın tabakalardan Kimmericiyen yaşını veren *Pseudocyclammina litius* Yokoyama, *Thamatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Salpingoporella* sp., *Microkodium* sp., *Siphovalvulina* sp., *Sigmoilina* sp., Miliolidae, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Cayeuxia* sp., *Parurgonia caelinensis* Cuvillier Foury ve Pignatti Morano, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Tubiphytes morronensis* Crascenti, *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Labyrinthina* sp., Textulariidae, Ophthalimididae, gastropoda ve pelesipod kavkı kesitlerinden oluşan fosil topluluğu (01 FU 61) alınmıştır. Diskordans düzleminin altına gelen kireçtaşlarında da Orta Devonyen'de yaşamış *Alveolites megastomus* STEININGER, *Gephyropora* sp. gibi mercanlar bulunmuştur. Küpelik Köyü'nün batısında, Paleozoyik kayaları ile İnaltı Formasyonu



Şekil 21- İnaltı Formasyonu'nun Akgöl Formasyonu üzerine bindirmeli konumu.
A) Safranbolu kuzeybatısından (Ulus Baseni), B) Küre batısında İmralı Köyü'nden.

ve aralarındaki diskordans düzlemi, birlikte Bürnük Formasyonu üzerindedir. Aynı ilişki Araç İlçesi'nin güneybatısında yer alan Dikmen Dağı'nda da gözlenir. Dikmen Dağı yüzeylemesinde Bürnük Formasyonu içinde İnaltı Formasyonu'na ait çakıllar, Paleozoyik çakılları ile birlikte bulunur. Çangal Dağı'nın kuzey yamacından Yenikonak İlçesine doğru bakışta görüldüğü gibi, Akgöl Formasyonu'ndan itibaren Cankurtaran Formasyonu'na doğru geçilen kesitte İnaltı Formasyonu yoktur (Şekil 16).

İnaltı Formasyonu'nun en iyi korunduğu yerlerden biri olan Yaralıgöz Dağı'ndan, seri örnekleme ile (Şekil 22) genel olarak Kimmericiyen-Berriaziyen aralığında yaşamış aşağıdaki fosil topluluğu elde edilmiştir. Örnek numaraları sütun kesitte gösterilmiştir. 01 FU 263: *Conicospirillina basiliansis*

Mohler, *Salpingoporella* spp., *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Nautiloculina* sp., *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina elongata* (Leupold), *Textularia* sp., Ophthalmididae, Alg (Titoniyen-Berriaziyen); 01 FU 262: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Calpionella* sp., *Tintinopsella* sp. (Geç Titoniyen Berriaziyen); 01 FU 261: *Neotrocholina* sp., *Trocholina* sp., *Rektocyclammina* sp., *Earlandiya* sp., Lageniidae, Alg (Titoniyen-Berriaziyen); 01 FU 260, 259: *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina* sp., Ophthalmididae, Lamellibrans kavkı kesitleri (Kimmericiyen); 01 FU 258: *Trocholina alpina* Leupold, *Trocholina elongata* (Leupold), *Pseudocyclammina* sp., *Tubiphytes*

İNALTU MAS YONU	01 FU 232	<i>Berriaziyen</i>	
	01 FU 233		
	01 FU 234	Gri renkli, ince-orta, orta tabakalı, oolitle kireçtaşı	
	01 FU 235	<i>Kimmericiye-Portlandiye</i>	
	01 FU 236		
	01 FU 237		
	01 FU 238	Gri renkli, orta-kalın tabakalı gastropod, pelesipod kavkılı, yumrulu kireçtaşı, killi kireçtaşı	
	01 FU 239		
	01 FU 240		
	TERS FAY		
	01 FU 241	<i>Titoniye-Berriaziye</i>	
	01 FU 242		
	01 FU 243		
	01 FU 244	Orta-kalın tabakalı, gri renkli oolitle, az pizolitle kireçtaşı	
	01 FU 245		
	TERS FAY		
	01 FU 246	<i>Kimmericiye</i>	
	01 FU 247	Kalın tabakalı, kırmızımsı gri, gri renkli, kireçtaşı	
	TERS FAY		
	01 FU 248	<i>Kimmericiye-Portlandiye</i>	
	01 FU 249		
	01 FU 250	Orta, kalın tabakalı, kırmızımsı gri, gri renkli,	
	01 FU 251	Orta, kalın tabakalı, gri renkli, killi, mikritik kireçtaşı.	
	01 FU 252	Orta, kalın tabakalı, gri renkli, bol mercanlı,	
	01 FU 253	lamellibrans ve gastropod kavkılı, kırntılı kireçtaşı	
	01 FU 254	Orta, kalın tabakalı, kırmızımsı gri, gri renkli,	
01 FU 255	mercanlı, killi kireçtaşı, kireçtaşı.		
01 FU 256	Orta, kalın tabakalı, koyu gri renkli, kalsit damarlı kireçtaşı.		
01 FU 257	Kalın tabakalı, gri renkli, gastropod ve pelesipod kavkılı izli kireçtaşı		
01 FU 258			
<i>Kimmericiye</i>			
01 FU 259	Kalın tabakalı, koyu gri renkli, makro fosil kavkılı kireçtaşı		
01 FU 260			
TERS FAY			
01 FU 261	<i>Titoniye-Berriaziye</i>		
01 FU 262	Kalın tabakalı, koyu gri renkli, makro fosil kavkılı kireçtaşı		
TEKTONİK			
BÜRNÜK FORMAS- YONU		Çakıltası	
AKGÖL FORMAS- YONU		DISKORDANS	

Şekil 22- İnaltu Formasyonu Yaralıgöz Dağı stratigrafi kesiti.

morronensis Crescenti, *Quinqueloculina* sp., Ekinid ve Lamellibrans kavkılı kesitleri (Kimmericiye-Portlandiye); 01 FU 257, 256: *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Kastamonina abanica* Sirel, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Charentia* sp., *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Trocholina alpina* (Leupold), *Actinoporella podolica* ALTH ve Lamellibrans kavkılı kesitleri (Kimmericiye-Portlandiye). *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Pseudocyclammina* sp., *Nautiloculina oolitica* Mohler,

Kastamonina abanica Sirel, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Trocholamina* sp., Alg, Gastropod, Lamellibrans kavkılı kesitleri (01 FU 255); *Koskinobullino socialis* Cherchi, Schroeder, *Lithocodium* sp., Mercan (01 FU 254); *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Kastamonina abanica* Sirel, *Nautiloculina oolitica* Mohler, Lageniidae, Lamellibrans kavkılı kesitleri (01 FU 253, 252) Kimmericiye-Portlandiye; 01 FU 251, 250: *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Charentia* sp., Lageniidae, *Cladocoropsis*

mirabilis Felix, *Nautiloculina oolitica* Mohler, Ophththalmididae, Lamellibrans kavkı kesitleri (Kimmericiyen-Portlandiyen); 01 FU 249, 248: *Actinoporella podolica* ALTH, *Kastomonina abanica* Sirel, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Protopenneroplis* sp., *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Salpingoporella* sp., *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Earlandia* sp., *Trocholina* spp., *Neotrocholina* sp., Ophththalmididae, Gastropod, Lamellibrans kavkı kesitleri (Kimmericiyen-Portlandiyen); 01 FU 247, 246, 245: *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Trocholina alpina* (Leupold), *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Salpingoporella* sp., *Conicospirillina asiliensis* Mohler, *Koskinobullina socialis* Cherchi, Schroeder, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Trochammina* sp., *Kurnubia* sp., *Verneuilina* sp., Ophththalmididae, *Trocholina* sp., Alg, Lamellibrans kavkı kesitleri (Kimmericiyen); 01 FU 244: *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina elongata* (Leupold), *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Nautiloculina* sp., Alg, Gastropod, Lamellibrans kavkı kesitleri (Kimmericiyen-Portlandiyen); 01 FU 243, 242, 241: *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina elongata* (Leupold), *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Protopenneroplis* cf. *Trochoangulata* Septfontaine, *Cayeuxia* sp., *Charentia* sp., *Verneuilina* sp., *Earlandia* sp., *Textularia* sp., *Quinqueloculina* sp. (Geç Titoniyen-Berriaziyen); 01 FU 240: *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina elongata* (Leupold) *Nautiloculina* sp., *Earlandia* sp., *Ophththalmidium* sp., Lamellibrans kavkı kesitleri (Kimmericiyen-Portlandiyen); 01 FU 239: *Koskinobullina socialis* Cherchi, Schroeder, *Lithocodium* sp., *meandrospira?* Sp., Lamellibrans kavkı kesitleri; 01 FU 238, 237: *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Kastomonina abanica* Sirel, *Actinoporella podolica* (ALTH), *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Rectocyclammina chouberti* Hottinger, *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina elongata* (Leupold), *Earlandia* sp., *Salpingoporella* sp., *Quinqueloculina* sp., Lamellibrans kavkı kesitleri (Kimmericiyen?-Portlandiyen); 01 FU 236, 235:

Anchirospirocyclina neumanna Bernier, Fleury and Ramalho, *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Trocholina alpina* (Leupold), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Quinqueloculina* sp., *Protopenneroplis* sp., *Haplophragmoides* sp., *Ophththalmidium* sp., *Rectocyclammina chouberti* Hottinger, *Nautiloculina* sp., *Trocholina elongata* (Leupold), *Freixialina planispiralis* Ramalho (Kimmericiyen?-Portlandiyen); 01 FU 234, 233, 232: *Haplophragmoides joukowsky* Charollais, Bronnimann, Zaninetti, *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau ve Peybernes, *Trocholina odukpaniensis* Dessauvagie, *Quinqueloculina* sp., *Conicospirillina* sp., *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina* sp., *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Bolivinopsis* sp., Ekinid, Lamellibrans kavkı kesitleri (Berriaziyen).

Seydiler İlçesi'ne bağlı Mamacı-Kurtköy dolayında, Bürnük Formasyonu içindeki bir kireçtaşı çakılından *Microphyllia soemmergi* (MUNSTER), *Stylina costricta* de FROMENTEL gibi koloni mercanlar ile tekli mercanlardan (ahermatip tip) *Montlivaultia* sp., *Pleurosmilia* sp. *Parepismilia* sp. gibi geç Oksfordiyen-erken Kimmericiyen yaşını belirleyen fosiller elde edilmiştir (97 FU 5). Küpelik Köyü'ndeki yüzeylemesinin taban seviyesinden de Kimmericiyen yaşı alınan birimin taban yaşı Oksfordiyen'e kadar inmektedir.

Bu çalışmada Amasra ilçesinin Tarlaağzı Köyü dolayından (Zonguldak E 28 c1 Paftası, WM 442 192 noktası) aynı kireçtaşlarından alınan örneklerde (01 FU 55, 56, 57, 58) *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult, Villa, *Everticyclammina hedbergi* (Mync), *Vercorsella* sp., *Glomospira* sp., *Sabaudia* sp., *Neotrocholina valdensis* Reichel., *Bolivinopsis* sp., Miliolidae, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Earlandia* sp., *Actinoporella nigra* Conrad ve Peybernes, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., Echinodea, gastropoda ve pelesipoda kavkı kesitleri gibi erken Apsiyen yaşı veren fosiller elde edilmiştir. Bu fosil verilerine göre birimin yaşı geç Oksfordiyen-erken Apsiyen aralığına konulmalıdır.

Yaralığöz Dağı kesitinde (Şekil 22) olduğu gibi paleontolojik verilerle, birimin ilksel stratigrafik

dizilimini bozan, düşük açılı ters fayların varlığı tespit edilmiştir. Bu düşük açılı ters faylar, bölgede varlığı bilinen İstanbul Napı'nın (Şengör ve Yılmaz., 1983; Tüysüz, 1990) bütünleyicileridir.

Hemen hemen tüm seviyelerinde gastropod, pelesipod, ekinid gibi organizmalar içermesi, alg ve mercanlara sıkça rastlanması, oolitik ve daha az olarak pizolitik seviyeler bulundurması gibi nedenler birim selfin daha çok sığ olan bölümlerine işaret eder.

4. Mağmatik Kayalar

4.1. Kastamonu Granitoyidi (Kggk)

Kastamonu Granitoyidi adlaması Yılmaz ve Boztuğ (1986) tarafından yapılmıştır. Küre Ofiyoliti'ni ve onun epiofiyolitik çökel örtüsünü kesen Jura yaşlı Plütonlar, Kastamonu granit kuşağının bir parçası olarak kabul edilir (Boztuğ ve Yılmaz, 1991; Aydın vd., 1995; Yılmaz ve Tüysüz, 1984). Başlıca granitik kayalardan oluşan birimin, kuzeyde Acısu Dağı, Göynük Dağı, Sivrikaya ve Deliktaş köyleri; Çangal Dağı, Göynük-Küpelik köyleri arası ve Devrekani civarında yüzeylemeleri vardır. Granitoidler yüzeyel bozuşmanın aşırı geliştiği alanlar dışında genellikle sert topoğrafyaları ile göze çarpar. Beyazımsı, yeşilimsi, pembemsi, kırmızımsı renklerde, ince-orta taneli ve çoğun som görünümlüdür. Porfirik dokudan granitik dokuya kadar geçişler sunar. Komşu kayalarda hornfels gelişimine neden olmuştur. Birimden alınan örneklerin mikroskop incelemesinde kayacın siyahımsı yeşil renkte, levhamsı-prizmatik hornblend, siyahımsı-kahverenkli biyotit, beyaz renkli, çubuğumsu-prizmatik görünümlü plajiyoklaz, kırmızı, pembe renkli ortoklas ve bunlar arasını dolduran kuvars minerallerinden oluştuğu görülmüştür. Granitoyide bağlı olarak gelişen damar kayaçları daha çok kuvarsolit ve aplit şeklinde görülürken, seyrek olarak da mikrodiyoritten oluşur. Kastamonu granitoidinden Aydın vd. (1995)'nin K/Ar yöntemiyle $175 \pm \text{My}$ lık (geç Toarsiyen_erken Aaleniyen) yaş bulgusu vardır. Yılmaz ve Tüysüz (1984)'e göre birimin yaşı Orta Jura'dır. Okay vd. (2015) Küre Ofiyoliti'nin serpantinlerini ve Akgöl Formasyonu'nun fliş çökellerini kesen granitoyidin biyotitlerinden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi ile $162 \pm 4 \text{ My}$ yaş (Kalloviyen-Oksfordiyen) elde etmişlerdir.

Kastamonu granitoyidi geç erken Kalloviyen-erken Senomaniyen aralığına yaşlandırılan, fliş özellikli Akgöl Formasyonu'nun alt düzeylerine kadar sokulmaktadır. Devrekani İlçesi'nin 20 km kadar kuzeyindeki Göynük Dağı'nın kuzey yamacında yer alan granitoyid kütesini Ahiçay-Elmalıçay plütunu adı ile inceleyen Yılmaz ve Bonhomme (1991), granitoyidin bir pegmatit damarından ayrılan K-feldspat mineralinden $134 \pm 6 \text{ My K-Ar}$ (Hotriviyen-erken Barremiyen) yaşı elde etmişlerdir. Aynı yöreden alınan örneklerde Nzegge vd. (2006) Sivrikaya Köyü (Elmalıçay) dolayından 303-300 My (geç karbonifer) ve Deliktaş Köyü (Ahiçay) yüzeylemesinden 295-275 My (Erken Permiyen) yaşları almışlardır. Sivrikaya ve Deliktaş granitoidlerinden alınan Permo-Karbonifer yaşı ve bu kayaların kıtasal kökenli, pelitik bir kaynakla ilgili gibi görünmesi (Nzegge vd., 2006), Orta Pontid Temeli'nin Sakarya Kıtası'na ait olduğunu düşünen araştırmacılara destekleyici bir veri olarak görülmüştür (Okay vd. (2017)). Bu çalışmaya göre Küre Ofiyoliti ve onun sedimanter örtüsünün yaşı Pliyensbahiye-Lütesiyen'dir (Şekil 5, 6). Bölgede, Karbonifer-Permiyen yaşlı granitoidlerin sokulabileceği, Paleozoyik'in daha erken dönemlerine ait kayaların varlığı bilinmemektedir. Nzegge vd.'nin (2006) Permo-Karbonifer yaşı aldıkları granitoidler ve onların yan kayaları bu nedenle ve çok büyük olasılıkla bölgeye yabancı kayalar olup tektonik ektillerle bölgeye taşınmış olmalıdır.

Kastamonu Granitoyid Kuşağı, Boztuğ vd. (1984) ve Yılmaz ve Boztuğ (1986)'un çalışmalarına göre bir yay magmatizması ile ilgili görülmektedir.

5. Paleocoğrafya

Küre Ofiyoliti düzenli bir ofiyolit olup (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Ustaömer ve Robertson, 1995) bir okyanus ortası sırt-ada yayı ve buna bağlı olarak bir dalma-batma ortamının varlığına işaret eder (Ustaömer ve Robertson, 1990, 1992, 1995; Çelik, 2016). Okyanusal kabuğu oluşturan düzenli ofiyolitin (Yılmaz ve Tüysüz, 1984) üst düzeylerindeki bazalt lavları üste doğru lav-çökel dizisine (Şekil 5) geçer (Güner, 1980 ve Koç vd., 1995). Küre Ofiyoliti'nin üst düzeylerindeki toleyitik karakterli bu yastık yapılı bazalt lavları, geç Pliyensbahiye-erken Toarsiyen'den sonra oluşmaya başlayan ada yayı

ve bir dalma-batmanın (Sarıfakıoğlu vd., 2017) ön işaretçileridir. Ustaömer ve Robertson (1990, 1992, 1995) ve Çelik (2016) erken Sinemuriyen'de bölgenin okyanus içi bir dalma-batma alanı olduğunu öne sürmüşlerdir. Bu çalışmanın verilerine göre dalma-batmanın sedimantolojik etkileri geç erken Kalloviyen'den itibaren çökelmeye başlayan Akgöl Formasyonu'nun bloklu fliş çökelleri ile görülmeye başlanır. Yastık yapılı lav ve lav breşleri ile ardalanmış siyah renkli, pelajik şeyller sakin ve dingin bir ortama işaret eder. Küre Ofiyoliti'nin lav-çökel örtüsü olarak görünen erken Orta Jura'daki derin deniz konumu, özellikle kuzey alanlarda daha belirgin olmak üzere Geç Jura ve Kretase boyunca devam etmiştir. Geç erken Kalloviyen'den itibaren etkili olmaya başlayan dalma batma ile birlikte sıkışmalı bir tektonik rejime geçilmiştir. Sıkışma ile İstanbul Napı kuzeyden güney-güneydoğu'ya doğru, Küre Ofiyoliti ve onun epiofiyolitik örtüsü üzerine sürüklenirken, Akgöl Formasyonu'ndan itibaren ortama parça ve blok vermeye başlamıştır. Fliş özellikli derin deniz sedimanlarından oluşan Akgöl Formasyonu, İstanbul Napı'nın parça ve bloklarından beslenen olistostromal düzeyler içermektedir. Akgöl Formasyonu'nun az metamorfik fliş çökelleri ve bu çökeller içindeki egzotik parça ve bloklar, bölgedeki sıkışmalı tektonik rejimin ve buna bağlı olarak gelişen naplı bindirmeli yapıların ürünleridir. Bu naplaşma sonucu gelişen sıkışma ile, merkezinde Küre Ofiyoliti olan yaklaşık doğu-batı uzanımlı kıvrım ve kıvrımcıklarla dolu Küre Antiklinoryumu oluşmuştur. Bu antiklinoryum'un kuzey kanadı genel olarak derin kalırken; güney kanadında Kampaniyen başında deniz tabanının yükselmesi ile bir sırt oluşmuştur. Geç erken Senomaniyen-erken Kampaniyen'de sıkışmada geçici bir yavaşlama olmuş, ve kara etkisinden uzak, sakin ve hala derin olan bir ortamda pelajik sedimanlarla temsil edilen Kapanboğazı Formasyonu çökelmiştir. Kapanboğazı Formasyonu yer yer volkanik bir etkinliğe işaret eden tüf ve volkanik kumtaşı ara katkılı içerir. Gelişmekte olan sığlaşma nedeniyle Kapanboğazı Formasyonu güneyde (Şekil 17), kuzeye (Şekil 18) göre daha killi, daha karbonatlı, daha bol fosilli ve daha az kalındır.

Geç Kampaniyen'den itibaren, gelişen sığlaşma ile güney kanatta yersel karalaşma alanları gelişmiş, güney

kanat ile kuzey kanat arasında çökel farklılaşması ortaya çıkmıştır. Antiklinoryumun kuzey kanadında, sedimanter örtünün Kapanboğazı Formasyonu'nun üzerinde yer alan ve Kampaniyen-Lütesiyen aralığından oluşan üst bölümü sürekli ve tamdır. Aynı aralığın çökelleri güney kanatta diskordanslı bir ilişkiyle başlamaktadır (Şekil 10). Güney kanatta oynak ve hareketli bir taban üzerinde gelişen bu çökeller, kendi içlerinde bile farklılıklar gösterir (Şekil 7, 8). Kuzey kanatta erken Kampaniyen'den başlayarak Cankurtaran Formasyonu'nun olistostromal düzeyleri ve daha çok alt düzeylerde olmak üzere ona eşlik eden Yemişliçay Üyesi'nin volkanitleri çökelmiştir. Aynı devrede güney kanatta gelişen karalaşma alanlarında, alt ilişkisi diskordanslı olan İnciğez Formasyonu'nun sığ denizel karbonat ve kırıntılıları oluşmuştur. Alınca-Gavurcakkale kesitinde (Şekil 9) İnciğez Formasyonu, deniz tabanında gelişen faylı bir taban üzerinde gelişmiştir. Alınca-Gavurcakkale kesitinde yoğun bir bloklaşma yaşanırken; Aliğa ve İnciğez kesitlerinde hızlı bir sığlaşma gözlenir. Bu kesitin alt bölümü (İnciğez Formasyonu) bol bloklu yapısıyla Kuzey Bölge gibi davranırken, üst düzeylere doğru gelişen hızlı sığlaşma ve kara durumuna gelme ile Güney Bölge içinde yer alır (Şekil 10). Alınca-Gavurcakkale kesiti bu nedenle Antiklinoryumun iki kanadı arasındaki geçiş çökelleri olarak değerlendirilebilir.

İstanbul Napı'nın geç erken Kalloviyen'den başlayarak Orta Pontid bölgesine doğru sürüklenmesi sırasında, sürüklenmenin önünde, giderek küçülen deniz alanları, Bartoniye öncesinde tamamen kapanmıştır. Kapanmanın son aşamasında ve kara ortamında alloktan kütlelerin önünde, muhtemelen Bartoniye'de Büyük Formasyonu'nun karasal konglomeraları çökelmiştir (Şekil 20).

6. Tartışmalar

Literatürde İnaltı Formasyonu'na ait kireçtaşlarının yüksek dağ doruklarında adacıklar şeklinde örtüler oluşturduğu (1936a, b; Calvi, Ericson, 1938; Kovenko, 1939; Blumenthal, 1940), stratigrafik herhangi bir örtülerinin olmadığı (Ericson, 1938) ve alloktan olmaları gerektiği (Schmidt, 1911) yönünde saha gözlemlerine dayandırılan önemli açıklamalar vardır. Akyol vd. (1974) bu kireçtaşlarının İpresiyen yaşlı çökeller üzerindeki alloktan konumunu

haritalamışlardır. Stratigrafiye yansımaları olmasa da erimiş devasa bir buz kütesinin su üzerindeki irili ufaklı kalıntılarını andıran bu kireçtaşlarının (Şekil 4) stratigrafik konumundan duyulan bir endişe zaman zaman ve açık ya da dolaylı yollardan dile getirilmiştir (Schmidt, 1911; Calvi, 1936a, b; Ericson, 1938; Kovenko, 1939; Blumenthal, 1940; Akyol vd., 1974; Derman ve Sayılı, 1995). İnaltı Formasyonu ile ilgili başka ve önemli bir sorun da Bürnük Formasyonu'nun kendisinden daha genç olan İnaltı Formasyonu'nun parça, blok ve çakıllarını içermesidir. Bu çalışmada Mamacı-Kurtköy'de Bürnük Formasyonu'ndan alınan kesitte (Şekil 19) de görüldüğü gibi birimin en alt düzeylerinden itibaren en üst bölümüne kadar içerdiği çakılların tamamına yakını İnaltı Formasyonu'nun kireçtaşlarındandır. Böyle bir ilişki ya da oluşma stratigrafik olarak mümkün değildir. Bu durum Bürnük Formasyonu'nun, İnaltı Formasyonu'ndan daha genç olmasını gerektirir; bu da genel olarak Bürnük Formasyonu üzerinde yaygın bir örtü konumunda olan İnaltı Formasyonu'nun taban ilişkisinin tektonik olması gerektiğine işaret eder. Tetis Okyanusu'nun kapanması ile ilgili görülen bu tektonik ilişki yatay ve yataya yakın hareketler ve naplı-bindirmeli yapılarla ortaya çıkmaktadır.

Akgöl Formasyonu'nun daha çok alt düzeylerinde düşük dereceli bir metamorfizmanın etkileri gözlenmektedir. Üst düzeylere doğru, giderek azalan bu metamorfik etki en üst düzeylerde neredeyse hiç gözlenmez olur. Birimin metamorfizmadan etkilenmemiş olan bu üst düzeyleri önceki çalışmalarda Ulus Formasyonu olarak ayırtlanmıştır (Şengün vd., 1988, 1990). Akgöl Formasyonu'nun iç düzeni çoğu yerde tektonik olaylar sonucu bozulmuş durumdadır. Şengün vd. (1988, 1990) Ulus Formasyonu olarak ayırdıkları bölüm ile Akgöl Formasyonu'nun kalan bölümü arasındaki ilişkinin birbirinin devamı biçiminde olduğunu öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Akgöl ve Ulus formasyonları arasındaki ilişkinin Seydiler güneyinde iyi görüldüğü gibi geçişli olduğunu ifade etmişler ve muhtemelen paleontolojik verilerle destekleyemedikleri bu ilişkiyi stratigrafiye yansıtamışlardır. Akgöl Formasyonu'nun düşük dereceli metamorfizmasını Martin Kompleksi adıyla inceleyen Okay vd. (2013b) de Martin Kompleksi ile Çağlayan Grubu arasında böyle bir ilişkinin var

olması gerektiğine vurgu yapmışlardır. Özellikle haritalamada yaşanan ve yaşanabilecek zorluklar nedeniyle Akgöl ve Ulus formasyonları arasındaki sınırın belirlenmesi belki de ayrıntılı bir metamorfizma çalışmasına bırakılmalıdır. Bu nedenle bu iki birim, bu çalışmada tek birim olarak ve Akgöl Formasyonu adı ile incelenmiştir.

Küre-İnebolu karayolu üzerinde görüldüğü gibi Akgöl Formasyonu üstten Kapanboğazı Formasyonu ile geçişlidir ve bu geçiş paleontolojik verilerle desteklenmiştir (Şekil 17). Kapanboğazı ve Akgöl formasyonları arasında, ayrıca ayırtlanıp haritalanabilecek başka bir birim yoktur (Şekil 16). Küre Ofiyoliti üzerinde gelişen çökel örtünün alt düzeylerinde yer alan Akgöl Formasyonu'ndan bu çalışmada Geç Jura-Erken Kretase yaşı alınmıştır. Akgöl Formasyonu'nun bloklu fliş çökellerinden elde edilen bu bulgu nedeniyle, Geç Jura-Erken Kretase döneminde, bölgede biri bol bloklu, kırıntılı fliş çökelleri (Akgöl Formasyonu), öteki neritik ortam ürünü kireçtaşlarından oluşan (İnaltı Formasyonu) iki ayrı fasiyesin varlığı ortaya çıkmıştır. Bunlardan ilki, Küre Ofiyoliti'nden itibaren, Lütésiye'n'e kadar süren kesintisiz, tam ve genellikle bloklu olan fliş özellikli çökellerle daha uyumlu ve daha bütünlüktür. İnaltı Formasyonu'nun kireçtaşları ile temsil edilen ikinci fasiyes ortama ve bölgeye yabancıdır. Ulus Formasyonu'nun Barremiyen-Albiyen yaşı ve özellikle de Barremiyen-Apsiyen aralığı, Urgoniyen fasiyesinde olmak üzere Amasra dolayında İnaltı Formasyonu'nun devamı olarak ayrıca vardır (Masse vd., 2009). Amasra-Arıt dolayında yaptığı çalışmada Akman (1993), İnaltı Formasyonu'nun Geç Jura devresi ve Berriaziye-Valanjiniyen-Hotriviye-Barremiyen katlarını kapsadığını ortaya koymuştur. Bu çalışmada da Amasra'nın Tarlaağzı mevkinde, söz konusu kireçtaşlarından Apsiyen yaşı alınmıştır. İnaltı Formasyonu'nun yaşı Apsiyen'e kadar çıkmaktadır.

Akgöl Formasyonu'ndan elde edilen Geç Jura-Erken Kretase yaş bulgusu, kendisi de fliş çökelleri ile temsil edilen Akgöl Formasyonu ile Balkanlar'da Rodop Masifi'ni kuzeyinden sınırlayan, deforme olmuş Titoniyen-Berriasyen yaşlı fliş çökelleri (Hsü vd., 1977; Sandulescu, 1978 a, b) ve Rodop Masifi

ile Moezya Platformu'nu birbirinden ayıran volkanik gereçli vahşi fliş (Burchfiel, 1980) arasındaki benzerliği dikkatlere getirmektedir. Dewey vd. (1973) ve Burchfiel (1980) Moezya platformu ile Rodop Masifi arasındaki sınırı (Şekil 1 c), büyükçe bir okyanusun yok olduğu bir kenet kuşağı olarak yorumlamışlardır. Moezya Platformu ile bağlantılandırılan İstanbul Paleozoyik İstifi'nin (Şengör vd., 1984; Okay, 1989) hemen güneyinde yer alan Küre Ofiyoliti ve onun epiofiyolitik örtüsünden oluşan fliş karakterli Akgöl Formasyonu; Moezya Platformu ile Rodop Masifi arasında yok olan o büyükçe okyanusun (Dewey vd., 1973; Burchfiel, 1980) ve Titoniyen-Beriasiyen yaşlı vahşi flişin (Hsü vd., 1977; Sandulescu, 1978 a, b) Türkiye'deki devamı olarak değerlendirilebilir. Bu takdirde Küre Ofiyoliti, Rodop Masifi'nin Türkiye'deki devamı olan Rodop-Pontid Parçası ile İstanbul Paleozoyik İstifi arasındaki sınırı oluşturur ve bu özelliği ile de Rodop-Pontid parçasından ayrı olması ve onun dışında tutulması gerekir (Şekil 1 c).

Akgöl Formasyonu'ndan elde edilen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı ve Küre Ofiyoliti'nin geç Toarsiyen-erken Kolloviyen yaşlı lav-çökel düzeylerinden başlayıp Lütasiyen'e kadar süren kesintisiz ve tam bir çökel örtünün varlığının ortaya konulması; önceki çalışmalarda bölgede Orta Jura ile başladığı öne sürülen kıtasal kabuk gelişimi tezi ile uyuşmaz.

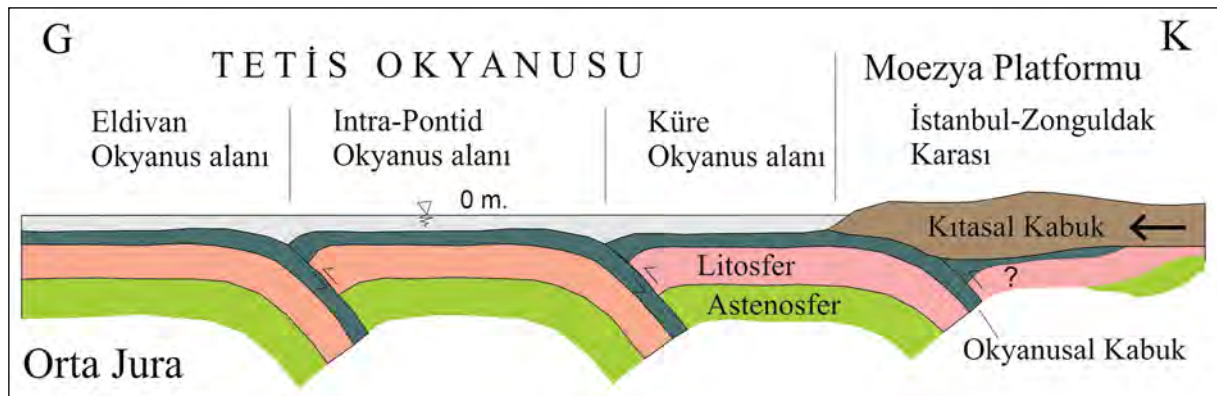
Bir çok eski araştırmada Küre Ofiyoliti Paleotetis Okyanusu'nun kalıntısı olarak değerlendirilmiştir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Aydın vd., 1986; Tüysüz, 1990). Paleotetis Geç Triyas-Orta Jura aralığında kapanırken Kimmerid Kıtası'nın ortaya çıktığı, Kimmerid Kıtası'nın güneyinde Paleotetis ana kenet kuşağını da kapsayan Rodop-Pontid Parçası'nın yer aldığı (Şekil 1c) öne sürülmüştür. Rodop-Pontid Parçası'nın İstanbul ile Zonguldak arasında kalan bölümünde ortaya çıkan Paleozoyik yaşlı kayalar Batı Pontid Temeli (Tüysüz, 1993) ve İstanbul Napı (Şengör vd., 1984) olarak da bilinmektedir. Bu kayaların Kastamonu yöresinde Orta Pontid Temeli (Tüysüz, 1990) veya Küre Napı'nın (Şengör vd., 1984) Liyas ve daha yaşlı olan yığışım prizması (Şengör vd., 1984; Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Aydın vd., 1986; Tüysüz, 1990; Tüysüz vd., 1990 a) üzerine itilmiş olduğu

ifade edilmiştir. Bu yığışım prizmasının, Permiyen sonunda gelişen bir rift ile Gondwana'nın kuzey ucunda açılan Karakaya kenar denizinin (Bingöl vd., 1973) ve daha kuzeydeki Paleotetis Okyanusu'nun kalıntılarında olduğu ileri sürülmüştür (Şengör vd., 1980; Tüysüz, 1990; Tüysüz vd., 1990 a; Ustaömer ve Robertson, 1993). Orta Pontid Temeli ya da Küre Napı bu nedenle Sakarya Kıtası'nın (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989) bir parçası olarak görülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981, 1983; Tüysüz, 1990). İnebolu İlçesi'nin güneydoğusunda yer alan Sivrikaya ve Deliktaş granitoidlerinden elde edilen Geç Karbonifer-Erken Permiyen yaşlı ve bu granitoidlere ait yan kayaların kimyasal özellikleri nedeniyle kıta kökenli, metasedimenter ve pelitik bir kaynağa yakın görünmesi (Nzegge vd., 2006), Sakarya Kıtası tezine destek olarak değerlendirilmiştir (Okay vd., 2017). Araştırmacılar Sivrikaya ve Deliktaş granitoidleri ile yan kayalarını Sakarya Zonu için verdikleri stratigrafik kesite koyarak bu iki kaya gurubu arasında stratigrafik bir bağı var saymışlardır. Bu çalışmada, inceleme alanında Permo-Karbonifer yaşlı bir platformun herhangi bir verisine rastlanmamıştır. Orta Pontid Temeli'nde, önceden Permo-Karbonifer-Erken Jura'ya yaşlandırılan karbonat ve kırıntılıların yaşlı (Tüysüz, 1990) bu çalışmanın verilerine göre erken Kolloviyen-erken Senomaniyen aralığına düşmektedir. Temelde yer alan Küre Ofiyoliti'nin oluşum yaşları da, Pliensbahiye-erken Kolloviyendir (Şekil 5). Orta Pontid bölgesinde, Karbonifer-Permiyen yaşlı granitoidlerin sokulabileceği, Paleozoyik'in daha erken dönemlerine ait kayaların varlığını destekleyen herhangi bilgi yoktur. Bölgeye yabancı kayalardan oluşan Geç Karbonifer ve Erken Permiyen yaşlı bir granitoid kütesinin, yan kayaları ile birlikte bölgeye uzak bir alandan, tektonik etkilerle taşınmış olması olasılığı yüksektir. Okyanusların dalma-batma bölgelerinde, Küre Ofiyoliti'nde olduğu gibi, ofiyolit üzerinde epiofiyolitik örtü çökelleri gelişmektedir. Bu tip çökellere, yabancı ve uzakça alanlarda oluşmuş kayalardan bloklar ve belki tektonik dilimler halinde taşınmalar olmaktadır. Akgöl Formasyonu içinde bloklar halinde gözlenen Anisiyen-Karniyen yaşlı Kayabaşı kireçtaşları (Ataman vd., 1977) ile Noriyen yaşlı *Monotis Salinaria*'lı birimler (Okay vd. (2013b) bunların tipik örnekleridir. Bu birimlerin çökel alanları muhtemelen Küre Okyanusal alanından

daha kuzeyde ve bugün muhtemelen İstanbul Napı'nın altında kalan bölgede kalmış olmalıdır (Şekil 23). Türkiye'nin kuzeybatısında Triyas yaşlı bir yitim karmaşığı içinde bulunan ve Devoniyen radyolaryaları kapsayan siyah renkli çört blokları ve daha önceden varlığı ortaya konulmuş olan Karbonifer ve Permien yaşlı, radyolaryalı çört blokları (Okay ve Mostler, 1994; Kozur, 1997; Göncüoğlu vd., 2004) ve İnebolu İlçesi'nin güneydoğusunda rastlanan Permo-Karbonifer yaşlı granitik kayalar ve onların yan kayaları (Nzegge vd., 2006) benzer biçimde değerlendirilmelidir. Bu bağlamda örneğin Okay vd. (2013 b) tarafından tanımlanan Kayabaşı Formasyonu'nun kireçtaşları ve Noriyen katı ile ilgili *Monotis Salinaria*'lı birimler büyük olasılıkla daha kuzeydeki bir alandan bindirme ve naplarla taşınmış alloktan kütlelere aittir. Bu nedenle, Küre Ofiyolit bölgesinin kuzeyinde kalan alanda, *Monotis salinaria* nedeniyle Alp tipi bir derin deniz Triyas'ının varlığı söz konusudur.

Eski çalışmalarda, Batı Pontid Temeli ile Orta Pontid Temeli'nin (Tüysüz, 1990), Erken Jura sonunda ya da Geç Jura'dan önce tektonik ile bir araya geldiği konusunda genel bir kabul vardır (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Yılmaz ve Boztuğ, 1986; Aydın vd., 1986; Tüysüz, 1990; Ustaömer ve Robertson, 1995; Okay vd., 2014). Yine bu çalışmalara göre Pontid İçi Kenedi, İstanbul Paleozoyiki ile Orta Pontid temeli arasında yer almaktadır. Göncüoğlu vd. (2012 a, b)'nin Pontid İçi Okyanusu'nun Orta Jura'da açık olduğunu belgeleyen yaş bulguları vardır. Tekin vd. (2012)'ne göre, Pontid İçi Okyanusu, Orta-Geç

Triyas'ta da açıktır. Pontid İçi Okyanusu'nun açık olma halinin Tanesiyen'e kadar sürdüğü bir çok araştırmacı tarafından paylaşılmaktadır (Şengör vd., 1980; Tüysüz, 1990; Okay ve Tansel, 1992; Robertson ve Ustaömer, 2004; Göncüoğlu vd., 2008; Akbayram vd., 2013; Catanzariti vd., 2013; Frassi vd., 2017). Catanzariti vd. (2013)'ne göre, Pontid İçi Okyanus havzasının tamamen kapanması ve İstanbul-Zonguldak Karası ile Sakarya Kıtası'nın çarpışması Tanesiyen'de meydana gelmiştir. Frassi vd. (2017)'ne göre Pontid İçi Okyanus havzasının kapanmasına yol açan, kıtaların birbirine yaklaşmaları süreci Orta Jura'da başlamış ve üst Tanesiyen'de okyanusal alanın tamamen kapanmasına kadar devam etmiştir. Batı Pontid temelinin Erken Jura sonu ya da Geç Jura öncesinde Orta Pontid temelinin üzerleyebilmesi için, aynı zamanda Pontid İçi Okyanusu'nu da aşması gerekmektedir. Ancak yukarıda anlatılan verilere göre Pontid İçi Okyanusu Triyas'tan itibaren, Tanesiyen'e kadar açık kalmıştır (Şengör vd., 1980; Tüysüz, 1990; Okay ve Tansel, 1992; Robertson ve Ustaömer, 2004; Göncüoğlu vd., 2008; Akbayram vd., 2013; Catanzariti vd., 2013; Frassi vd., 2017). Küre Okyanusal Alanı, Orta Pontidler'de İstanbul Paleozoyik İstifi ile Pontid İçi Okyanus alanı arasında, ayrı bir okyanusal alan olarak ortaya çıkmaktadır. Küre Napı (Şengör vd., 1984) ile Pontid İçi Kenedi, okyanus içi komşu iki alanda gelişen dalma-batma ve yay-yayardı havzalarla sınırlıdır (Şekil 23). Daday, Azdavay, Küre dolaylarında Küre Tektonik Birliği, İstanbul Napı ile Pontid İçi Kenedi arasında yer almaktadır. Araç dolayında, İstanbul Napı doğrudan Pontid İçi Kenedi üzerindedir. Küre Tektonik Birliği burada batıya

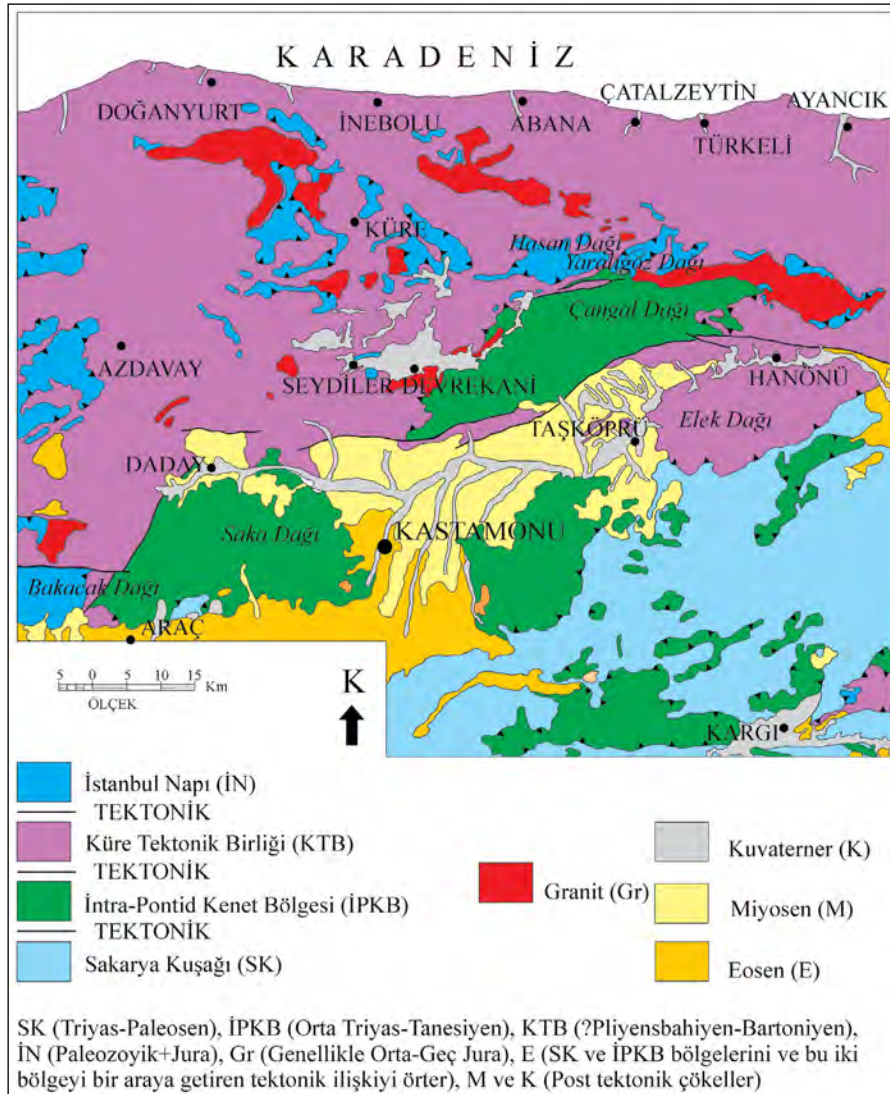


Şekil 23- Tetis Okyanusu'nun Orta ve Batı Pontid kesiminde Orta Jura okyanusal alanları ve okyanus içi dalma-bölgeleri, şematik kesit.

doğru kamalanarak yok olmakta ya da İstanbul Napı ile örtülü olduğundan artık izlenememektedir (Şekil 24).

Sakarya Kıtası'nın kuzeyinden Pontid İçi (Şengör ve Yılmaz, 1981, 1983; Akbayram, 2011; Akbayram vd., 2013, 2016), güneyinden İzmir-Ankara (Brinkmann, 1966, 1972, 1976) kenetleri ile sınırlı olduğu önceki çalışmalardan bilinmektedir. Balkanlar'daki adı ile Vardar Zonu (Dewey vd., 1973; Bernouilli ve Jenkyns, 1974; Biju-Duval vd., 1977, 1978; Channel vd., 1979) diye bilinen ofiyolitli kuşağın (Brinkmann, 1966) Türkiye'deki uzantısından (Şengör ve Yılmaz, 1981, 1983; Akbayram vd., 2013, 2016; Marroni vd., 2014) oluşan Pontid İçi Kenedi (Şekil 1 c), doğuda

Ilgaz dağlarına kadar izlenebilmektedir. Rodop-Pontid parçasını Sakarya Kıtası'ndan ayıran bu kenedin Ilgaz Dağları'ndan sonraki bölümü hakkındaki bilgiler yeterli değildir. Ancak Araç dolaylarında yer alan Aylı Dağ'daki ofiyolit (Göncüoğlu vd., 2012 a, b) ve Arkot Dağ'daki ofiyolitli melanj (Göncüoğlu vd., 2014; Ellero vd., 2015) yüzeylemeleri ile Çangaldağ'daki ofiyolitik kayalar (Çimen vd., 2016a, b), Pontid İçi Okyanusu'nun (Şengör ve Yılmaz, 1981) kalıntıları olarak değerlendirilmiştir. Ellero vd. (2015)'ne göre Pontid İçi Kenedi, Türkiye'de yüzeyleyen ofiyolitli kenet kuşaklarının en kuzeyde yer alanıdır. Tosya-Kastamonu bölgesinde, Pontid İçi Kenedi'nin en doğu yüzeylemelerinde haritalama çalışmaları yapan Frassi vd. (2016), Çangaldağı Kompleksi'ni (Çimen vd.,



Şekil 24- Orta Pontidler'in tektonik birlikleri (Uğuz vd., 2002'den yararlanılmıştır).

2016a, b), Küre Napı (Şengör vd., 1984) kayalarının altında göstermişlerdir. Azdavay dolayında Akgöl Formasyonu'nun kuvarsitlerle girik şeyl tabakalarını Karadere Paleozoyik istifi ya da İstanbul Napı'nın (Şengör vd., 1984) alt seviyeleri ile karıştıran Şengün vd. (1990), Azdavay grubu adını verdikleri bu kayaların, Eklenti prizması adıyla inceledikleri Daday-Devrekani yöresindeki Pontid İçi Okyanusu'na ait kayalar (Göncüoğlu vd., 2014; Ellero vd., 2015) üzerine, Hazar Dere şaryajı ile ve güneye doğru bindirdiği yönünde tespitleri vardır. Bu çalışmaya göre de Küre Ofiyolit bölgesi, Pontid İçi Kenet bölgesi kayalarının üzerinde durmaktadır. Pontid İçi Kenedi, Çangaldağ'ında Orta Pontid temelinin altından bir tektonik pencere ile açığa çıkmaktadır (Şekil 24).

Küre Ofiyoliti'nde (Ustaömer ve Robertson, 1990, 1992, 1994, 1995; Çakır vd., 2006; Çelik, 2016) ve Pontid içi Kenet bölgesinde (Aylı Dağ, Arkot Dağ ve Çangaldağ ofiyolit alanları) yapılan çalışmalarda (Göncüoğlu vd., 2012 a, b, 2014; Okay vd., 2013 b, 2014; Çimen vd., 2016a, b; Marroni vd., 2020) okyanus içi bir yitim ve buna bağlı yay ve yayardı havzaların varlığı ortaya konulmuştur. Okyanuslarda yitim zonu ve yay-yayardı havzaların varlıklarının belirlenmesi, kıtasal bloklarla ayrılmış okyanusal alanlardan söz etmede ve jeolojik yapının tam ve doğru olarak ortaya konulmasında yetersiz kalmaktadır. Bu konuda bölgedeki Paleozoyik okyanusların konum ve evrimleri ile ilgili farklı modeller üretildiği görülmektedir (Robertson vd., 1996; Şengör vd., 1984; Stampfli vd., 2002). Bu farklılıklar daha çok, tespit edilen ofiyolitli kenet kuşaklarını birbirinden ayırdığı düşünülen kıtasal bloklardan kaynaklanmaktadır. Kuzeyde Paleozoyik İstifi'nden itibaren, güneye doğru aynı ve tek bir okyanus içinde gelişmiş bir dizi dalma-batma ve yay-yayardı havzaların varlığı bir çok araştırmacı tarafından (Ustaömer ve Robertson, 1990, 1992, 1994, 1995; Çakır vd., 2006; Çelik, 2016; Göncüoğlu vd., 2012 a, b, 2014; Okay vd., 2013b, 2014; Çimen vd., 2016a, b; Marroni vd., 2020) belirtilmektedir. Boyalı Kasabası'nın kuzeyinde yer alan Aylı Dağı'ndaki ofiyolitler ile Araç İlçesi'nin kuzeydoğusunda yer alan Arkot Dağı'ndaki melanj kayaları; Eldivan Ofiyoliti'nin (Akyürek vd., 1984; Kayadibi vd., 2008) ve Karakaya çökellerinin (Bingöl

vd.,1973; Bingöl, 1976) Erken Jura ile başlatılan transgresif örtüsü üzerine itilmiş durumdadır.

Sakarya Zonu içinde kalan Karakaya Birliği'nin (Yılmaz vd., 1981; Şengör vd., 1984; Koçyiğit, 1991; Tüysüz vd., 1990 a, b; Tüysüz,1993) Erken Jura'ya yaşlandırılan (Altınlı, 1973 a, b) örtüsünün (Bayırköy Formasyonu) Sarıcakaya (Eskişehir) dolayındaki yüzeylemesinden elde edilen Kampaniyen yaşı ve bu örtünün fliş karakteri (Uğuz, 2013), Paleotetis olarak bilinen okyanusun (Şengör ve Yılmaz, 1981, 1983) Orta Jura öncesinde kapanmasını ve gelişimi Erken Jura ile başlatılan kıtasal kabuk teziyle uyuzmaz. Küre Ofiyoliti'nin çökel örtüsünde de kıtasal kabuk teziyle uyuzmayan bulguların varlığına daha önce değinilmişti. Kuzeyde İstanbul Paleozoyik İstifi'nden güneyde İzmir Ankara Kenedi'ne kadar, geçilen çok geniş alanda kıtasal kabuk verisine rastlanılmamıştır. Orta Jura için, kuzeyde İstanbul-Zonguldak Karası'ndan başlayarak, güneye doğru aynı ve tek bir okyanus içinde dalma-batma kuşakları ile birbirinden ayrılan Küre Ofiyolit Alanı, Pontid İçi Ofiyolit Alanı ve Eldivan Ofiyolit Alanı sıralanması vardır (Şekil 23). İstanbul Napı'nın örtüttüğü alanlarda da benzer biçimde kuzeye doğru daha bir dizi dalma-batma kuşaklarının ve bu kuşaklarla ayrılan ofiyolit alanlarının var olma olasılığı Şekil 23'e yansıtılmıştır.

7. Sonuçlar

Bu çalışma ile ulaşılan sonuçlar aşağıdaki gibi sıralanabilir.

- 1) İnaltı Formasyonu bölgeye yabancı, allokton kayalardan oluşur.
- 2) Küre Ofiyoliti, İstanbul Napı ile Pontid İçi Kenedi arasında kalan ayrı bir ofiyolittir (Şekil 23, 24).
- 3) Küre Ofiyoliti ve onun Lütesiyen'e kadar süren sedimanter örtüsüne birlikte Küre Tektonik Birliği adı verilmiştir.
- 4) Kuzeye yönlü bir yitim ile geç erken Kaloviyen'den itibaren tüketilen Küre Okyanusal Alanı, geç Eosen'de tamamen kapanmıştır. Bu nedenle tek bir Tetis Okyanusu olmalıdır.
- 5) Tetis Okyanusu'nun tüketilme sürecinin başlangıcı, Küre Ofiyolit Alanı'nın daha kuzeyinde

kalan bölgelerde Kalloviyen'den daha gerilere gitmelidir.

6) Tetis Okyanusu kuzeyinden, muhtemelen Avrasya Kitası'nın güney ucunda yer alan Moezya Platformu ile sınırlıdır.

7) Moezya Platformu kayaları, Kalloviyen'den çok daha öncelere ait bir zamanda aktif kıta kenarına dönüşerek, güneyinde gelişmekte olan yığışım prizması üzerine itilmiştir.

8) İstanbul Napı'nın, Paleozoyik ana kütesine ait yüzeylemelerine Araç İlçesi'nin batısında kalan alanlarda rastlanır. Daday-Devrekani hattının kuzeyinde ve doğuya doğru olan alanlarda İstanbul Napı, İnaltı Formasyonu'nun yüksek doruklarda, örtüler halinde gözlenen klipleri biçimindedir (Şekil 4).

9) İstanbul-Zonguldak Karası'na sedimanter ilişkiyle bağlı olan İnaltı Formasyonu, İstanbul Napı ile birlikte Küre Tektonik Birliği üzerine itilmiş durumdadır.

10) Küre Ofiyoliti'nin Çangaldağı'nı aşan kısmı, Elek Dağı'nın güney yamacı boyunca Sakarya Zonu içinde değerlendirilen Domuzdağı Karmaşığı (Tüysüz vd., 1990 a; Tüysüz, 1990) üzerine itilmiş durumdadır (Şekil 24).

11) Türkiye'de İstanbul Napı olarak bilinen Moezya Platformu kayaları, Tetis Okyanusu'nun kapanması sürecinde, erken erken Kalloviyen'den itibaren önce Akgöl Formasyonu ve unu izleyen öteki birimlere ve son olarak da Bürnük Formasyonu'na malzeme vermiştir. İstanbul Napı ve onu temsilen İnaltı Formasyonu, Küre Okyanusal Alanı'nın kapanması sürecinde malzeme verdiği bu çökellerin üzerine önce denizel, sonra karasal ortamlarda olmak üzere sürüklenmiştir. Sürüklenmenin karadaki bölümünü ilgilendiren Bürnük Formasyonu bu nedenle hayli genç bir birim olup, yaşı Lütesiyen'den sonraya ve muhtemelen Bartoniyen'e konulmalıdır.

12) Dewey vd. (1973), Şengör vd. (1980), Şengör ve Yılmaz (1981, 1983) Paleotetis okyanus tabanının güneye doğru dalarak tüketildiğini; Pontidler'i etkileyen ikinci bir dağ oluşum sürecinin, Neotetis okyanus tabanının kuzeye doğru dalarak tüketilmesiyle oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Adamia

vd. (1977), Tokel (1981) gibi kimi araştırmacılar da Pontidler'deki yay volkanizmasının, Paleozoyik'ten Eosen'e kadar süren, kuzeye yönlü bir yitime bağlı olduğunu vurgulamışlardır. Bu çalışmanın sonuçları, Adamia vd. (1977) ve Tokel (1981) tarafından ortaya konulan görüşe daha yakındır.

13) Kastamonu Granitoyidi adıyla bilinen magmatik kayalar yer yer İstanbul Napı tarafından tektonik ilişkiyle üzerlenen Küre Tektonik Birliği'nin alt düzeylerine sokulmuş durumdadır.

8. Katkı Belirtme

Bu araştırma 1996-2002 yılları arasında, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından uygulanan 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Bu makalenin geliştirilmesinde tartışma, eleştiri ve yorumları ile katkı koyan Jeoloji Yüksek Mühendisi Mustafa Sevin'e ve çalışmaya katkılarından dolayı Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü paleontologlarından Jeoloji Yüksek Mühendisi Kemal Erdoğan'a, Jeoloji Yüksek Mühendisi Emin Nevzat Erkan'a, Jeoloji Yüksek Mühendisi Prof. Dr. Uğur Kağan Tekin'e teşekkür ederim.

Değinen Belgeler

- Abdüsselamoğlu, M. Ş. 1959. Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi. İstanbul üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri (Tabii İlimler kısmı) 14, 94.
- Abdüsselamoğlu, M. Ş. 1963. İstanbul boğazı doğusunda mostra veren Paleozoik arazide stratigrafik ve paleontolojik yeni müşahedeler Bulletin of Mineral Research and Exploration 60, 1-7.
- Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. B., Zakariadze, G. S. 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. Tectonophysics 40, 183-199.
- Akartuna, M. 1968. Armutlu yarımadasının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri 20.
- Akbayram, K. 2011. İstanbul ile Sakarya zonları arasındaki Pontid İçi Kenedi'nin Armutlu Yarımadası doğusundaki evrimi. İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü (Doktora tezi).
- Akbayram, K., Okay, A. I., Satır, M. 2013. Batı Pontidler'de (Türkiye'nin kuzeybatısı) İç Pontid Okyanusu'nun

- Erken Kretase kapanması. *Jeodinamik Dergisi* 65, 38 – 55.
- Akbayram, K., Özcan, E., Şengör, A. M. C. 2016. The evolution of the Intra-Pontide suture: Implications of the discovery of late Cretaceous–early Tertiary mélanges. *The Geological Society of America* 525.
- Akbulut, U., Çiçek, S., Oyman, T., Özgenç, I., Tokcaer, M. 2016. Petrography, mineral chemistry, fluid inclusion microthermometry and Re-Os geochronology of the Küre volcanogenic massive sulfide deposit (Central Pontides, Northern Turkey). *Ore Geology Reviews* 76, 1-8.
- Akman, A. Ü. 1993. Amasra-Arıt arasının jeolojisi: Ankara Üniv. Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, Ankara (yayımlanmamış).
- Aksay, A., Akbaş, Altun, İ., B., Bilginer, E., Duru, M., Gedik, İ., Pehlivan, Ş. 2002. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Zonguldak Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Akyol, Z., Arpat, E., Erdoğan, B., Göğçer, E., Güner, Y., Şaroğlu, F., Şentürk, İ., Tütüncü, K., Uysal, Ş. 1974. Cide- Kurucaşile ile dolayının jeoloji haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü 1/50 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları serisi.
- Akyürek, B., Akbaş, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağçer, Z., Hakyemez, Y., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Soysal, Y., Sözeri, B., Sunu, O., Yıldırım, H. 1984. Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının temel jeolojik özellikleri (Basic geological features of the Ankara-Elmadağ-Kalecik region). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 20, 31-46.
- Altınlı, İ. E. 1973a. Orta Sakarya'nın jeolojisi. Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi 105-114.
- Altınlı, İ. E. 1973b. Bilecik Jurasığı. Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi 159-187.
- Arni, P. 1939. Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. Veröff. Inst. Lagerstättenforsch., Türkei, Ser. B. 4, 90.
- Ataman, G., Ertürk, O., Yılmaz, O. 1977. Diyajenez-ankimetamorfizma geçişinin illit kristallik derecesi ile araştırılması (Batı Pontidler'de bir Deneme). *Yerbilimleri* 3, 145-160.
- Aydın, M., Akarsu, I., Çokuğraş, R., Kasar, S., Özçelik, Y., Serdar, H. S., Şahintürk, Ö., Üngör, A. 1986. Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 29, 2, 1-16.
- Aydın, M., Demir, O., Özçelik, Y., Satır, M., Terzioğlu, N. 1995. A geological revision of İnebolu, Devrekani, Ağlı and Küre areas: New Observations in Paleotethys-Neotethys Sedimentary Successions: Geology of the Black Sea Region; General Directorate of Mineral Research Exploration and Chamber of Geological Engineers, Ankara, Turkey.
- Badgley, P. C. 1959. Stratigraphy and petroleum possibilities of the Sinop region. Tidewater Atlantic-Texaco Exploration Group., Petrol Dairesi Başkanlığı Teknik Arşivi, Ankara.
- Baykal, F., Kaya, O. 1963. İstanbul bölgesinde bulunan Karbonifer'in genel stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi* 61, 1-10.
- Bernoulli, D., Jenkyns, H. C. 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys Sot. *Econ. Paleontol. Miner., Special Publication* 19, 129-160.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X. 1977. From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. In: B. Biju-Duval and L. Montadert, (Editors), *Structural History of the Mediterranean Basins*. Editions Technip 143-1.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L. 1978. Structure and evolution of the Mediterranean Basins. *Initial Reports of DSDP* 42, 951-984.
- Bingöl, E. 1976. Batı anadolu'nun jeotektonik evrimi. *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 86, 14-34.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B. 1973. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri Kitabı 70- 76.
- Blumenthal, M. 1940. Gökırmak ile Karadeniz arasındaki Pontik Silsileleri'nin jeolojisi hakkında: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derleme Rapor no 1067.
- Bonchev, E. 1971. The Problems of the Bulgarian Geotectonics. Technika Publishing House, Sofia, Bulgaria. 204 (in Bulgarian).
- Bonchev, E. 1974. General features of the geological structure of Bulgaria: International Association on the genesis of ore deposits (4 th. Symposium of IAGOD), 35-43.
- Bortolotti, V., Principi, G. 2005. Tethyan ophiolites and Pangea break-up: Island Arc 14 (4), 442 – 470.

- Bouma, A. H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam.
- Bozcu, M. 1992. Gevye-Sapanca (Adapazarı İli) dolayının jeolojik ve petrolojik incelenmesi (Yayımlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi.
- Boztuğ, D., Yılmaz, O. 1991. K-Ar geochronology of the fine fractions from the Göynükdağı contact aureole: A mixed age due to inherited muscovite, Kastamonu, N Turkey. Mahmut Sayın clay minerals symposium, Proceedings, 2-4 May 1991, University of Çukurova 74-86.
- Boztuğ, D., Yılmaz, O. 1995. Daday-Devrekani masifi metamorfizması ve jeolojik evrimi, Kastamonu bölgesi, Batı Pontidler, Türkiye. Türkiye Jeoloji Bülteni 38, 1, 33-52.
- Boztuğ, D., Debon, R., Le Fort, P., Yılmaz, O. 1984. Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu granitoid belt, northern Anatolia, Turkey. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 64, 389-403.
- Bragin, N. Y., Özçelik, Y., Tekin, U. K. 2002. Middle Jurassic radiolarians from the Akgöl Formation, Central Pontids, northern Turkey. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte 10, 609-628.
- Brinkmann, R. 1966. Geotektonische Gliederung von West-Anatolien. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie 603-618.
- Brinkmann, R. 1972. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. Geological Society of America Bulletin 83, 819-826.
- Brinkmann, R. 1976. Geology of Turkey. enke, Stuttgart, 158.
- Burchfiel, B. C. 1980. Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. Tectonophysics 63, 31 – 61.
- Calvi, W. S. 1936a. Boyabat'ın Tertiær çukuru ve Boyabat'la Sinop (Karadeniz) arasındaki Tebeşir Dağları: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü 22, Ankara.
- Calvi, W. S. 1936b. Las Tertiærbecken von Boyabat und die Nord-Pontischen kreideketten zwischen Boyabat und Sinop, ibid: Yüksek Ziraat Enstitüsü Çalış. 27.
- Catanzariti, R., Ellero, A., Göncüoğlu, M. C., Marroni, M., Ottria, G., Pandolfi, L. 2013. Boyalı bölgesindeki (Sakarya terranı, Kuzey Türkiye) Taraklı fişi: Intra-Pontid kenet zonunun tektonik tarihi için çıkarımlar. Rendus Geosciences 345, 454-461.
- Channel, J. E. T., d'Argenio, B., Horvath, F. 1979. Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography. Earth Science Reviews 15, 213-292.
- Çakır, Ü., Genç, Y., Paktunç, D. 2006. Intrusive lerzolites within the basalts of Küre ophiolite (Turkey): An occurrence in the Tethyan suprasubduction marginal basin. Geological Journal 41, 123-143.
- Çelik, Ö. F. 2016. Küre (Kastamonu) karmaşığı ofiyolitik kayaları ve bu kayaları kesen dasitlerin kökeni. Yerbilimleri 37, 217-235.
- Çimen, O., Göncüoğlu, M. C., Sayıt, K. 2016a. Geochemistry of the metavolcanic rocks from the Çangaldağ complex in the Central Pontides: implications for the Middle Jurassic arc-backarc system in the Neotethyan Intra-Pontide ocean. Turkish Journal of Earth Sciences 25 (6), 491-512.
- Çimen, O., Göncüoğlu, M. C., Sayıt, K., Simonetti, A. 2016b. Çangaldağ plütununun (Orta Pontidler, Türkiye) tüm kayaç jeokimyası, U-Pb jeokronolojisi ve Lu-Hf izotop sistematigi In Türkiye 69. Jeoloji Kongresinde. Özetler ve Program 148-9.
- Derman, A. S. 1990. Batı Karadeniz bölgesinin Geç Jura ve Erken Kretase'deki jeoloji evrimi. Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiriler, Tür. Petr. Jeol. Der., Türkiye Mühendis Mimar Odaları Birliği Petrol Mühendisleri Odası 328-339.
- Derman, A. S., Sayılı, A. 1995. İnaltı Formation: A key unit for regional geology: Geology of the Black Sea region. General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers, Ankara, Turkey.
- Dewey, J. F., Bonnin, J., Pitman, W.C., Ryan, W. B. F. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geological Society of America Bulletin 84, 3137- 3180.
- Ellero, A., Catanzariti, R., Frassi, C., Göncüoğlu, M. C., Marroni M., Ottria, G., Pandolfi, L., Sayıt, K. 2015. Geological and geochemical evidence for a late cretaceous continental arc in the Central Pontides, Northern Turkey. Ofioliti 40 (2), 73-90.
- Ericson, D. B. 1938. Boyabat hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor no. 817, Ankara (yayımlanmamış).

- Frassi, C., Balestrieri, M. L., Ellero, A., Göncüoğlu, M. C., Malasoma, A., Marroni, M., McDonald, C. S., Ottria, G., Pandolfi, L., Sayit, K. 2017. Daday Birimi'nin (Orta Pontidler, Türkiye) Pontid-içi okyanus havzasının kapanmasına ilişkin çıkarımlar (Okyanus Havzalarının doğuşu ve ölümü). Cambridge University Press çevrimiçi yayın.
- Gedik, A., Korkmaz, S. 1984. Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor no: 7575, Ankara (yayımlanmamış).
- Gill, S. B. 1970. Geochemistry of viti lou., Fiji and its evolution as an island arc. Contributions to Mineralogy and Petrology 27, 179-203.
- Göncüoğlu, M. C., Aksay, A., Erendil, M., Kuşçu, Ğ., Tekeli, O., Ürgün, B. M. 1987. Geology of the Armutlu peninsula (Excursion Guidebook for the IGCP project No. 5).
- Göncüoğlu, M. C., Aksay, A., Erendil, M., Kuşçu, Ğ., Tekeli, O., Ürgün, B. M. 1992. Introduction to the geology of the Armutlu peninsula (In "A geotraverse across Tethyan suture zones in NW Anatolia" excursion guidebook).
- Göncüoğlu, M. C., Kuwahara, K., Tekin, U. K., Turhan, N. 2004. Upper Permian (Changxingian) radiolarian cherts within the clastic successions of the "Karakaya Complex" in NW Anatolia. Turkish Journal of Earth Science 13, 201-213.
- Göncüoğlu, M. C., Gürsu, S., Köksal, S., Tekin, U. K. 2008. Türkiye'de Neotetis okyanus kollarının evrimi üzerine yeni veriler: Pontid-içi dalda yayılan Geç Jura sırtı. Ofioliti 33, 153-64.
- Göncüoğlu, M. C., Ellero, A., Marroni, M., Ottria, G., Pandolfi, L., Sayit, K., Tekin, U. K. 2012 a. The Aylı Dağ ophiolite sequence (Central-Northern Turkey): A fragment of Middle Jurassic oceanic lithosphere within the Intra-Pontide suture zone. Ofioliti 37 (2), 77-92.
- Göncüoğlu, M. C., Ellero, A., Marroni, M., Ottria, G., Pandolfi, L., Sayit, K., Tekin, U. K. 2012 b. Aylı Dağ ofiyolit dizisi (Orta-Kuzey Türkiye): Pontid içi suture zonu içinde Orta Jura okyanus litosferinin bir parçası. Ofioliti 37, 77-91.
- Göncüoğlu, M. C., Catanzariti, R., Ellero, A., Marroni, M., Ottria, G., Pandolfi, L., Sayit, K., Tekin, U. K. 2014. The Arkot Dağ melange in Araç area, Central Turkey: Evidence of its: within the geodynamic evolution of Intra Pontide suture zone. Journal of Asian Earth Sciences 85, 117-139.
- Görür, N., Akkök, R., Okay, A. İ., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. 1995. İstanbul-Zonguldak Paleozoyik istifinin paleocoğrafik ve tektonik konumu. H. N. Yalçın ve G. Gürdal (Der) Tubitak MAM. Özel yayın, 27-43.
- Güner, M. 1980. Sulphide ores and geology of the Küre area, Pontides (N Turkey). Bulletin of Mineral Research and Exploration 93/94, 65-109.
- Haas, W. 1968. Das Alt-Paläozoikum von Bithynien (Nordwest Türkei). Neues Jahrbuch für geologie und paläontologie, abhandlungen 131, 178-242.
- Hsü, K. J., Nachev, I. K., Vuchev, V. T. 1977. Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. Tectonophysics 40, 245-256.
- Jakes, P., Gill, J. B. 1970. Rare Earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth and Planetary Science Letters 9, 17-28.
- Kaya, O., Dizer, A., Tansel, İ., Meriç, E. 1982/83. Ereğli (Zonguldak) alanının Kretase stratigrafisi Bulletin of Mineral Research and Exploration 99-100.
- Kayadibi, Ö., Dilek, Y., Esirtgen, E., Sarıfakıoğlu, E. 2008. Ofiyolitik seriyi oluşturan birimlerin litolojik haritalanması. Eldivan (Çankırı) ofiyoti örneği: II. Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri Sempozyumu, 13 - 15 Ekim 2008, Kayseri.
- Ketin, İ. 1962. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası izahnamesi (Sinop Paftası): Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. Bulletin of Mineral Research and Exploration 66, 23-34.
- Ketin, İ. ve Gümüş, Ö. 1962. Sinop-Ayancık arasında III. bölgeye dâhil sahalarnın jeolojisi hakkında rapor. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor no. 213 (yayımlanmamış).
- Ketin, İ. ve Gümüş, Ö. 1963. Sinop-Ayancık arasında III. bölgeye dâhil sahalarnın jeolojisi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı. Rapor no. 288 (yayımlanmamış).
- Kockel, F., Mollat, H., Walther, H. W. 1971. Geologie der Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nord Griechenland). Geologisches Jahrbuch 89, 529-551.
- Koç, Ş., Kadioğlu, Y. K., Ünsal, A. 1995. Küre (Kastamonu) cevherleşmelerini içeren volkanitlerin jeolojisi, jeokimyasi ve jeotektonik konumu. Bulletin of Mineral Research and Exploration 117, 41-54.

- Koçyiğit, A. 1991. An example of an accretionary fore arc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neotethys in Turkey. *Geological Society of America Bulletin* 103, 22-36
- Kovenko, V. 1939. Küre madenleri jeolojisi ve çalışmaları hakkında muhtıra Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor no: 859, Ankara (yayımlanmamış).
- Kovenko, V. 1944. Küre'deki eski bakır yatağı ile yeni keşfedilen Aşıköy yatağının ve Karadeniz orta ve doğu kesimleri sahil bölgesinin metallojenisi (La métallogénie de l'ancien gîte de pyrite cuivreuse de Küre, dugîte nouvellement trouvé d'Aşıköy et de la zone côtière - centrale et est - de la Mer Noire). *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 2,32.
- Kozur, H. 1997. Pelagic Permian and Triassic of the western Tethys and its paleogeographic and stratigraphic significance: XLVIII. Berg-und Hüttenmannischer Tag, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Abstract book 21-25.
- Marroni, M., Di Vincenzo, Ellero G., Frasi, C., Göncüoğlu, M. C., Ottria, G., Pandolfi, L., Rebay, A. 2014. Late Jurassic amphibolite facies metamorphism in the Intra-Pontide suture zone (Turkey): an eastward extension of the Vardar Ocean from the Balkans into Anatolia: *Journal of the Geological Society* 171, 605-608.
- Marroni, M., Ellero A. Frassi, C., Göncüoğlu, M. C., Ottria G., Pandolfi, L., Sayit, K. 2020. The Intra-Pontide ophiolites in Northern Turkey revisited: From birth to death of a Neotethyan oceanic domain: *Geoscience Frontiers* 11, 1, 129-149.
- Masse, J. P., Masse, M. F., Özer, S., Sarı, B., Tüysüz, O. 2009. Stratigraphic organisation, spatial distribution, palaeoenvironmental reconstruction and demise of Lower Cretaceous (Barremian-lower Aptian) carbonate platforms of the Western Pontides (Black Sea Region, Turkey): *Cretaceous Research* 30, 5, 1170-1180.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of midoceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207-218.
- Moix, P., Beccaletto, L., Hochard, C., Kozur, H. W., Rosselet, F., Stampfli, G. M. 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics* 451, 7-39.
- Nikitin, V. 1926. Küre bakır madeni. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme, Rapor no. 850. Ankara (yayımlanmamış).
- Noumann, E. 1896. Die Grundlinien Anatolien's und Central Asien's. *Geographische Zeitschriften* 2, 7-25.
- Nzegge, O. M., Satır, M., Siebel, W., Taubald, H. 2006. Geochemical and isotopic constraints on the genesis of the Late Palaeozoic Deliktaş and Sivrikaya granites from the Kastamonu granitoid belt (Central Pontides, Turkey). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 183, 27-40.
- Okay, A. I. 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey, in Şengör A. M. C., ed., *Tectonic evolution of the Tethyan region*. NATO Advanced Sciences institute (ASI) Series 259, 109-116.
- Okay, A. I., Tansel, İ. 1992. New data on the upper age of the Intra-Pontide Ocean from North of Şarköy (Thrace): *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 114, 23 - 26.
- Okay, A. I., Mostler, H. 1994. Carboniferous and Permian radiolarite blocks in the Karakaya Complex in Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Science* 3, 23-28.
- Okay, A. I., Bürkan, K. A., Siyako, M. 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Bulletin of İstanbul Technical University* 44, 191-256.
- Okay, A. I., Görür, N., Şegör, A. M. C. 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology* 22, 267-270.
- Okay, A. I., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: B. Durand, J. L., Olivet, E., Horvath and Serrane, M. (Eds.), *The Mediterranean basins, extension within the Alpine Orogen*. Geological Society of London Special Publication 156, 475-515.
- Okay, A. I., Altıner, D., Aygül, M., Kylander-Clark, A. C., Sherlock, S., Sunal, S., Tüysüz, O. 2013a. Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the southern active margin of Eurasia: Central Pontides, Turkey. *Tectonics* 32, 1247-1271
- Okay, A. I., Altıner, D., Kılıç, A. M., Sunal, G., Tüysüz, O. 2013b. Orta Karadeniz Dağları'nda Sakarya ile İstanbul zonları arasındaki Pontid-içi sınırın niteliği ve jeolojik evrimi: Tübitak Proje No: 109Y049
- Okay, A. I., Akdoğan, R., Altıner, D., Altıner S. Aygül, M., Simmons, M., Sunal, G. 2014. Geological

- evolution of the Central Pontides: Geological Society of London, Special Publications 464, 33–67.
- Okay, A. I., Altın, D., Kılıç, A. M. 2015. Triassic limestone, turbidites and serpentinite in the Central Pontides: Geological Magazine 152, 460-479.
- Okay, A. I., Akdoğan, R., Altın, D., Altın, S., Aygül, M., Sunal, G., Simmons, M. 2017. Geological evolution of the Central Pontides. In M. D. Simmons, G. C. Tari, & A. I. Okay (Eds.), P. A. I., petroleum Geology of the Black Sea, Special Publications, (464, 35), Oxford, UK. Geological Society of London.
- Okay, A. I., Akdoğan, R., Altın, D., Altın, S., Aygül, M., Simmons, M. D., Sunal, G., Tüysüz, O. 2018. Geological evolution of the Central Pontides. In: Simmons, M. D., Tari, G. C. and Okay, A. I. (eds), petroleum Geology of the Black Sea. Geological Society of London, Special Publications 464, 33-67.
- Önder, F., Boztuğ, D., Yılmaz, O. 1987. Batı Pontidler'deki Göynükdagi-Kastamonu yöresi Alt Mesozoyik kayaçlarındaki yeni paleontolojik (konodont) bulgular, Batı Pontidler/Türkiye: Melih Tokay Sempozyumu 87 Bildiri Özleri, Orta Doğu Teknik Üniversitesi 127-128, Ankara.
- Önal, K. M., Demirbağ, M. E. 2019. New evidences of compressional tectonic regime at the southern part of the western Black Sea Basin offshore Akçakoca-Cide: İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Dergisi 30, 1, 25-49.
- Parejas, E. 1940. La tectonique transversale de la Turquie: Pub. Inst. Geol. Univ. İst. N. S. 8, 244.
- Pehlivanoglu, H. 1985. Kastamonu-Küre piritli bakır yatakları (Bakibaba-Aşıköy) ve çevresinin jeoloji raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor no 1744, Ankara (yayımlanmamış).
- Robertson, A. H. F., Brown, S., Collins, A., Dixon, J. E., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I., Ustaömer, T. 1996. Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the eastern Mediterranean region. In: Morris, A., Tarling, D.H. (Eds.), Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geological Society of London, Special Publications 105, 239–263.
- Robertson, A. H. F., Ustaömer, T. 2004. Kuzeybatı Türkiye, Armutlu Yarımadası'ndaki Pontid içi suture zonunun tektonik evrimi. Tektonofizik 381, 175 - 209.
- Sagular, E. K., Batman, B., Tunoğlu, C. 1991. Çağlayan Formasyonu'nda (Alt Kretase, Orta Pontidler) nannoplanktonlara bağlı biyostratigrafik bulgular. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu Bildirileri 115-128.
- Salamon-Calvi, W. 1940. Kurze, Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens. Bulletin of Mineral Research and Exploration 18, 35-74.
- Sandulescu, M. 1978a. The Moesian Platform and the North Dobrogean orogene. In: M. Lemoine (Editor), Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas. Elsevier, Amsterdam 427-442.
- Sandulescu, M. 1978b. The Balkans. In: M. Lemoine, (Editor), Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas. Elsevier, Amsterdam 443-460.
- Sarıfakıoğlu, E., Bayanova, T., Dilek, Y., Kandemir, Ö., Keleş, M., Moller, A., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Uysal, I. 2017. Permo-Triassic and Liassic Tethyan Oceanic tracts within Pontide belt along the southern margin of Eurasia, Northern Anatolia. Acta Geologica Sinica (English edition) 91(1), 33-34.
- Sayıt, K., Göncüoğlu, M. C., Tekin, U. K. 2011. Early middle Carnian radiolarian cherts within the Eymir Unit, Central Turkey. Constraints for the age of the Palaeotethyan Karakaya Complex: Journal of Asian Earth Sciences 42, 398-407.
- Sayıt, K., Çimen, O. 2015. Çangaldağ kompleksi içerisindeki meta-magmatik kayaçların petrolojisi ve jeodinamik önemi. Program Kodu: 1002 Proje No: 114Y422.
- Schmidt, C. 1911. Ekinveren civarındaki petrol sızıntısı hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor no: 199, Ankara (yayımlanmamış).
- Schmidt, S. M., Enco, L. M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Nievergelt, P., Oberhansli, R., Pleuger, J., Schefer, S., Schuster, R., Tomljenovic, B., Ustaszewski, K., van Hinsbergen D. J. J. 2020. Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. Elsevier Gondwana Araştırma 78, 308.
- Siyako, M., Bürkan, K. A., Okay, A. I. 1989. Biga ve Gelibolu yarımadaalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni 1, 183-199.

- Stämpfli, G. M., Borel, G. D., von Raumer, J. F. 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. In: Martínez Catalán, J. R., Hatcher Jr., R. D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), Variscan-
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.a
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. 1983. Türkiye’de Tetis’in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi* 1, Ankara.
- Şengör, A. M. C., Ketin, İ., Yılmaz, Y. 1980. Remnants of a Pre-Late Jurassic Ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys. *Geological Society of America Bulletin* 91, 599–609.
- Şengör, A. M. C., Sungurlu, O., Yılmaz, Y. 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London Special Publication 17, 77-112
- Şengün, M. 2006. Anadolu’nun kenet kuşakları ve jeolojik evrimine irdemeli ve eleştirel bir bakış. *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 133, 1-26.
- Şengün, M., Acar, Ş., Akat, U., Akçaören, F., Altun, İ. E., Armağan, F., Deveciler, E., Erdoğan, K., Gündüz, H., Keskin, H., Sevin, M. 1988. Daday-Kastomonu-İnebolu yöresinin jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor no. 8994 Ankara* (yayımlanmamış).
- Şengün, M., Acar, Ş., Akat, U., Akçaören, F., Altun, İ., Armağan, F., Keskin, H., Sevin, M. 1990. Kastamonu yöresinin jeolojisi ve Paleotetis’in evrimine ilişkin jeolojik sınırlamalar. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 33, 1, Ankara.
- Tekeli, O. 1981. Subduction complex of Pre Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology* 9, 68-72.
- Tekin, U. K., Gönçüoğlu, M. C., Marron, M., Pandolfi, L. A. 2012. Middle-Late Triassic radiolarian cherts from the Arkotdağ melange in Northern Turkey: Implications for the Life. *Geodinamica Acta* 25, 3-4, 305-319.
- Tokay, M. 1955. Filyos Çayı Ağzı-Amasra-Bartın-Kozcağız-Çaycuma bölgesinin jeolojisi. *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 46/47, 58-73.
- Tokay, M. 1962. The Geology of the Amasra region with special referance to some Carboniferous gravitational gliding phenomena. *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 58, 1-29.
- Tokel, S. 1980. Doğu Anadolu’da Neojen volkanizmasının jeokimyası. 84. *Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri özetleri kitabı*, 33.
- Tokel, S. 1981. Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya; Türkiye’den örnekler. *Yeryuvarı ve İnsan* 6, 53-65.
- Tokel, S. 1983. Liyas volkaniklerinin Kuzey Anadolu’daki dağılımı, jeokimyası ve Kuzey Tetis ada-yayı sistemi evriminin açıklanmasındaki önemi. 37. *Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı*.
- Tüysüz, O. 1990. Tectonic evolution of a part of the Tethside orogenic collage: The Kargı Massif, Northern Turkey. *Tectonics* 9, 141-169.
- Tüysüz, O., Tekin, U. K. 2007. Timing of imbrication of an active continental margin facing the northern branch of Neotethys, Kargı massif, northern Turkey. *Cretaceous Research* 28 (5), 754-764.
- Tüysüz, O., Serdar, H. S., Yiğitbaş, E. 1990. Orta Pontidlerin Erken Mesozoyik evrimine bir yaklaşım: Paleotetis/Karakaya kenar denizi problemi: Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiriler, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, TMMOB. Petrol Mühendisleri Odası 352-362, Ankara.
- Tüysüz, O., Aksay, A., Yiğitbaş, E. 2004. Batı Karadeniz bölgesi litostratigrafi birimleri, Stratigrafi Komitesi Litostratifi Birimleri Serisi-1: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Uğuz, M. F. 2013. Orta Sakarya bölgesinde yeni bir yaş bulgusu (KB Türkiye). *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 146, 1-25.
- Ustaömer, T., Robertson A. H. F. 1990. Paleotethys versus Neotethys: Late Palaeozoic Tertiary tectonic evolution of the Central Pontides, N Turkey. *International Earth Science Congress on the Aegean Regions*, 1-6 October, İzmir, Abs. 197.
- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F. 1993. A Late Palaeozoic-Early Mesozoic marginal basin along the actives southern continental margin of Eurasia: Evidence from the central Pontides (Turkey) and adjacent regions. *Geological Journal* 28, (3-4), 219-238.
- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F. 1994. Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: evidence from the Palaeotethyan Küre Complex, Central Pontides, N. Turkey. *Bulletin of the Geological Society of London* 151 (2), 291-305.

- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F. 1995. Palaeo-tethyan tectonic evolution of the north Tethyan margin in the Central Pontides, N.Turkey. In: A. Erler, T. Ercan, E. Bingol and S. Orcen (Eds), *Geology of the Black Sea Region, Proceedings* 24-32.
- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F. 1999. Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for pre-Upper Jurassic (Palaeotethyan) units in the Central Pontides, N Turkey. *Geological Journal* 34, 25-53.
- Yılmaz, O. 1978. Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi metamorfizmaları. Doçentlik Tezi, 234, 4 ek, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Yılmaz, O. 1980. Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafi birimleri ve tektoniği. *Yerbilimleri Dergisi C. 5-6*, 101-135, Ankara.
- Yılmaz, Y. 1990. Tetis Ortadoğu, Anadolu ve çevre bölgelerdeki allohton araziler. *Philosophical Transaction Royal Society of London A* 331, 611-24.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O. 1984. Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor no: 7838, Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, O., Boztuğ, D. 1986. Kastamonu granitoid belt of Northern Turkey: first arc plutonism product related to the subduction of the Paleotethys. *Geology* 14, 179-183.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O. 1988. Kargı Masifi ve dolaylarındaki Mesozoyik tektonik birliklerin düzenlemeleri sorununa bir yaklaşım. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni* 1 (1), 73-86.
- Yılmaz, O., Bonhomme, M. G. 1991. K/Ar Isotopic age, evidence for a Lower to Middle Jurassic low-pressure and a Lower Cretaceous high-pressure metamorphic event in North-Central Turkey: *Terra Abstracts* 3, 501.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O. 1991. Anatomy of an imbricated zone: Geology of the Kargı massif, Central Pontides. *Bulletin of the Technical University of İstanbul* 44, 12, 279-299.
- Yılmaz, Y., Gözübol, A. M., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. 1981. Abant-Dokurcun arasında Kuzey Anadolu fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan kesimin jeolojik evrimi: *Türkiye Jeoloji Kurumu 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri* 21-22.
- Yılmaz, Y., Bozcu, M., Genç, Ş. C., Yılmaz, K. Yiğitbaş, E. 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia. *Tectonophysics* 243, 155-171.
- Yovchev, Y. 1971. Tectonic structure of Bulgaria. *PH Technika*, Sofia, 558.



MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

<https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri/>



Yatağan fayının aktif tektonik özellikleri ve Holosen paleosismolojik tarihçesi, Güneybatı Anadolu, Türkiye

Akın KÜRÇER^{a*} ve Halil GÜRSOY^b

^aMaden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, 06530, Ankara, Türkiye

^bCumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Yatağan Fayı, Paleosismoloji,
¹⁴C Yöntemi, Deprem
 Tekrarlanma Aralığı,
 Güneybatı Anadolu

ÖZ

Batı Anadolu'da neotektonik dönemde KKD-GGB yönlü genişleme rejimi altında, kenarları normal faylarla sınırlanmış çok sayıda graben ya da yarı graben gelişmiştir. Yatağan Yarı Grabeni, Büyük Menderes ve Gökova grabenleri arasında yer almakta olup, güneybatı kenarı Yatağan Fayı tarafından sınırlanmıştır. Yatağan Fayı, 17 km uzunluğunda, K55-65°B genel doğrultulu, 60-65° kuzeydoğuya eğimli, aktif bir normal faydır. Fayın güncel etkinliğini belgeleyen pek çok morfotektonik veri bulunmaktadır. Fay kayma verilerinin kinematik analiz sonuçlarına göre, Yatağan Fayı K40°D ve G40°B yönlü genişlemeli bir tektonik rejim altında gelişmiştir. Bu genişlemeli tektonik rejim, kuzeydoğuya doğru dalan Afrika okyanusal litosferinin üzerinde gelişen yay gerisi genişleme ile ilişkilendirilmiştir. Normal faylar için öngörülen görgül eşitliklere göre, Yatağan Fayı'nın üretebileceği en büyük deprem büyüklüğü Mw 6,48, en büyük yer değiştirme miktarı 0,74 metre, ortalama yer değiştirme miktarı ise 0,43 metre olarak hesaplanmıştır. Yatağan Fayı boyunca yürütülen paleosismoloji çalışmalarında, son 11000 yıl içerisinde, yüzey kırığı üretmiş 4 deprem tanımlanmış ve tarihlendirilmiştir. Yatağan Fayı'nın 1548 yıl ile 3655 yıl arasında değişmek üzere, ortalama 2600 yıllık bir deprem tekrarlanma aralığına sahip olduğu anlaşılmıştır. Paleosismolojik veriden elde edilen ortalama deprem tekrarlanma aralığı (2600 yıl) ve ortalama yer değiştirme miktarı (0,43 metre) göz önüne alındığında, Yatağan Fayı için yıllık kayma hızı ortalama 1,18 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

Gönderim Tarihi: 01.02.2022

Kabul Tarihi: 18.09.2022

Keywords:

Yatağan Fault,
 Paleoseismology, ¹⁴C
 Dating Method, Earthquake
 Recurrence Interval,
 Southwestern Anatolia

ABSTRACT

During the neotectonic period in Western Anatolia, many grabens or half-grabens developed under the NNE-SSW extensional regime, the edges of which were bounded by normal faults. The Yatağan half-graben is located between the Büyük Menderes and Gökova grabens, and its southwestern edge is bounded by the Yatağan Fault. The Yatağan Fault is an active normal fault with a length of 17 km, general strike N55-65°W and dip 60-65° northeast. There are many morphotectonic data documenting the current activity of the fault. According to the results of the kinematic analysis of the fault slip data, the Yatağan Fault developed under a N40°E and S40°W extensional tectonic regime. This extensional tectonic regime has been associated with a backarc extension that developed over the northeastward subducting African Oceanic Lithosphere. According to the empirical equations suggested for normal faults, the maximum expected earthquake magnitude that the Yatağan Fault can produce is Mw 6.48, the maximum displacement amount is 0.74 meters, and the average displacement amount is 0.43 meters have been calculated. In paleoseismology studies conducted along the Yatağan Fault, 4 earthquakes that produced surface ruptures in the last 11000 years were identified and dated. It has been understood that the Yatağan Fault has an earthquake recurrence interval of 2600 years on average, varying between 1548 years and 3655 years. Considering the average earthquake recurrence interval (2600 years) and average displacement (0.43 meter) obtained from the paleoseismological data, the average annual slip rate for the Yatağan Fault was calculated as 1.18 mm/year.

Received Date: 01.02.2022

Accepted Date: 18.09.2022

*Başvurulacak yazar: Akın KÜRÇER, akin.kurcer@mta.gov.tr

1. Giriş

Batı Anadolu'da Holosen döneminde çok sayıda yıkıcı deprem geliştiği hem tarihsel ve hem de aletsel deprem kataloglarından bilinmektedir (Pınar ve Lahn, 1952; Ergin vd., 1967; Soysal vd., 1981; Guidoboni vd., 1994; Ambraseys, 1988; 2001; 2009; Ambraseys ve Jackson, 1998; Guidoboni ve Comastri, 2005; Kalafat vd., 2007; Tan vd., 2008; Kılıç vd., 2017; Kadirioglu vd., 2018). Fakat bu depremlerin sismik tehlike kaynaklarının hangileri olduğu konusundaki bilgiler çok kısıtlıdır. Özellikle, Batı Anadolu'da, tarihsel ve tarih öncesi depremlerin sismik kaynakları konusunda son 20 yılda başlatılan paleosismolojik çalışmalar Çanakkale, Balıkesir, Manisa, İzmir, Afyon ve Aydın il sınırları içindeki faylar üzerine yoğunlaşmıştır. Fakat Muğla il sınırları içindeki paleosismolojik çalışmalar, Ören Fayı üzerinde uygulanan kozmojenik çalışmalar (Mozafari vd., 2022) ve Muğla ile Milas faylarındaki hendek tabanlı paleosismolojik çalışmalarla kısıtlıdır (Akyüz vd., 2019, 2021). Yatağan Fayı üzerinde ise yalnızca Basmenji vd. (2021) tarafından gerçekleştirilen bir paleosismoloji çalışması bulunmaktadır. Söz konusu çalışmada, Yatağan Fayı üzerinde iki alanda yapmış oldukları paleosismolojik hendek çalışmalarına göre, ilki MÖ. 366 -160 yılları arasında, sonraki ise MS. 342 ± 131 yıllarında iki tarihsel deprem tanımlama dışında diğer paleosismolojik parametrelere ulaşamamıştır. Bu açığı kapatmak için Yatağan Fayı üzerine iki yeni hendek açılmış ve bu hendeklerden çıkan paleosismolojik sonuçlar bölgedeki diğer sonuçlarla karşılaştırılarak Muğla ilinin deprem tehlikesi düzeyine yaklaşımlarda bulunulmuştur.

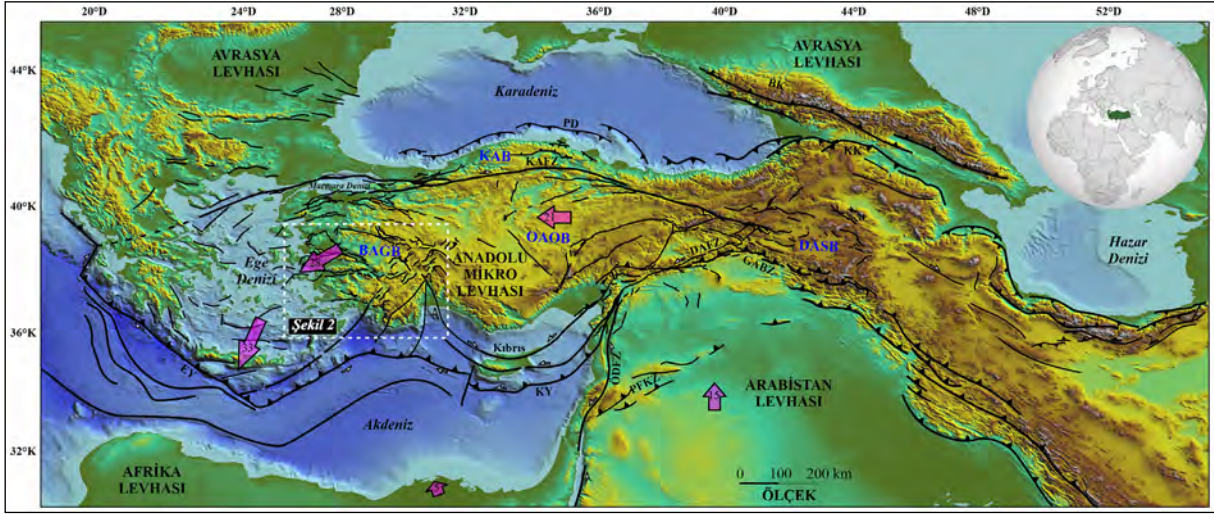
Yatağan Fayı ilk defa Şaroğlu vd. (1987) tarafından, Muğla-Yatağan Fay Zonu adı altında, Muğla GD'su ile Yatağan arasında KB-GD doğrultusunda uzanan birbirine koşut faylardan oluşan bir zon içerisinde tanımlanmıştır. Daha sonra, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından yayınlanan çeşitli ölçeklerdeki diri fay haritalarında, Yatağan Fayı Muğla Fayı'ndan bağımsız olarak Holosen aktif fay mertebesinde tekil bir fay olarak değerlendirilmiştir (Duman vd., 2011; Emre vd., 2013). Yatağan'ın 10 km kuzeybatısında yer alan Lagina tapınağında yapılan bir arkeosismoloji çalışmasında, sistematik olarak çökmüş kolonlar, kıvrımlanmış taban yapıları, ayrılmalar ve

duvarlarda eğimlenmeler gözlenmiştir (Karabacak, 2016). Karabacak (2016), Yatağan Fayı'nı tıpkı Şaroğlu vd. (1987) çalışmasında olduğu gibi Muğla Fayı ile birlikte değerlendirmiş ve her iki fayı Muğla Fayı adı altında incelemiştir. Yazar'a göre Lagina'da gözlenen deformasyon yapıları, Muğla Fayı'nın MS. 4. yüzyıl ya da hemen sonrasında üretmiş olduğu bir depremin eş-sismik etkileridir. Emre vd. (2018); MTA tarafından yenilenmiş olan Türkiye Diri Fay Haritası'ndaki diri fayların deprem potansiyellerinin ortaya konduğu çalışmada, 17 km uzunluğundaki Yatağan Fayı'nın üretebileceği en büyük deprem Mw 6,48 olarak hesaplanmıştır. Basmenji (2019), jeomorfik analizlere göre Yatağan Fayı'nı üç geometrik segmente ayırmış ve bu segmentler için $0,18 \pm 0,05$ mm/yıl ile $0,3 \pm 0,05$ mm/yıl arasında değişen düşey kayma hızı hesaplamışlardır. GPS çalışmalarına göre Batı Anadolu'daki K-G yönlü genişleme hızı 20 mm/yıl'dır (Aktuğ vd., 2009). Güneybatı Anadolu bölgesi karmaşık bir iç yapıya sahip olmasına rağmen, bölgesel GPS ölçümleri, bu bölgenin saatin tersi yönünde rotasyonel bir hareketle 15-30 mm/yıl hızla güneybatıya doğru hareket ettiğini göstermektedir (Oral vd., 1995; McClusky vd., 2003; Reilinger vd., 1997, 2006, 2010).

Aşağıda, öncelikle bölgenin jeolojisi ve tektonik özellikleri verilecek, daha sonra Yatağan Fayı'nın aktif tektonik özellikleri ve Holosen'deki paleosismolojik tarihçesi ile ilgili yeni bulgular sunulacaktır.

2. Bölgesel Jeoloji ve Tektonik

Afrika, Arabistan ve Avrasya levhaları arasındaki Neotetis Okyanusu'nun Kuzey Kolu'nun kapanması ile başlayan kıtasal çarpışma ve devamındaki ilerleyen deformasyon süreçleri, Doğu Akdeniz bölgesinde, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) ve aktif bir yitim zonu olan Ege-Kıbrıs Dalma-Batma Zonu ile birbirlerinden ayrılan ana neotektonik bölgelerin gelişimini sağlamıştır (McKenzie, 1972, 1978; Şengör, 1980; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör vd., 1985; Taymaz vd., 1991; Le Pichon, vd., 1995; Armijo vd., 1999; Bozkurt, 2001a) (Şekil 1). Bu kıtasal çarpışma sonucunda oluşan KAFZ ve DAFZ boyunca, Anadolu mikro-levhası batıya doğru hareket etmeye başlamıştır (Şekil 1; McKenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985).



Şekil 1- Doğu Akdeniz Bölgesi'ndeki başlıca tektonik yapılar ve neotektonik bölgeler. Türkiye'deki aktif faylar Emre vd. (2013)'den, Türkiye çevresindeki aktif faylar Duman vd. (2018) ve kaynaklarından sadeleştirilmiş ve neotektonik bölgeler Şengör vd. (1985)'ten alınmıştır. EY: Ege Yayı, KY: Kıbrıs Yayı, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, GABZ: Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu, PD: Pontid Dikliği, KK: Küçük Kafkaslar, BK: Büyük Kafkaslar, BAGB: Batı Anadolu Graben Bölgesi, OAOB: Orta Anadolu Ova Bölgesi, DASB: Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi, KAB: Kuzey Anadolu Bölgesi, PFKZ: Palmira Fay ve Kıvrım Zonu. Oklar levha hareket yönlerini, üzerindeki rakamlar ise yıllık levha hareket hızlarını (mm) göstermektedir (Reilinger vd., 2006) göstermektedir. Sayısal yükseklik modeli için GeoMap Application verisi kullanılmıştır.

Anadolu mikro-levhasının batıya doğru hareketi, Ege Denizi'nin güneyinde, Ege Yayı boyunca kuzeye doğru dalan Afrika okyanusal litosferi tarafından karşılanmaktadır. Bu durum GB Anadolu'da saatin tersi yönünde bir rotasyona neden olmaktadır (Şengör, 1980; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör vd., 1985; Reilinger vd., 1997). Güneybatı yönlü bu rotasyonal hareket, Batı Anadolu'da levha içi kıtasal genişleme tektoniğine neden olmaktadır (McKenzie, 1972; Şengör, 1980; Bozkurt ve Mittweide, 2005). Güneybatı Anadolu'yu da kapsayan Batı Anadolu Graben Sistemi (BAGS), 20 mm/yıl GPS hız değeri ile kanıtlanmış, Dünya'nın en aktif genişlemeli tektonik bölgesidir (Aktuğ vd., 2009). Bu alanda, D-B, KD-GB ve KB-GD uzanımlı çok sayıda aktif normal fay ve bu faylar tarafından denetlenen graben ya da yarı-grabenler gelişmiştir (Şekil 2). Bir ya da iki kenarı aktif normal faylar tarafından sınırlandırılan bu yapılara, KB-GD doğrultulu Muğla Yarı Grabeni (MYG) ve Yatağan Yarı Grabeni (YYG) ile B-D doğrultulu Gökova Grabeni (GG) örnek verilebilir.

Yatağan Yarı Grabeni, kuzeybatıda Şahinler (Yatağan-Muğla) ile güneydoğuda Salihpaşalar (Yatağan-Muğla) arasında KB-GD doğrultusunda uzanan, güneybatı kenarı Yatağan normal fayı

tarafından sınırlandırılmış, yaklaşık 20 km uzunluğunda ve en fazla 7 km genişliğinde bir yarı grabendir (Şekil 3 ve 4).

Yatağan Yarı Grabeni, kuzeyde Büyük Menderes Grabeni ile güneyde ise Gökova Körfezi arasında yer almaktadır. Güneybatı Anadolu'da Prekambriyen'den günümüze kadar uzanan geniş bir zaman aralığında oluşmuş kaya birimleri yüzeyler. Bölgenin temelini Menderes Masifi'ne ait kaya toplulukları ile bu birimi tektonik olarak üzerleyen Likya Napları oluşturmaktadır. Temele ait bu birimler, Eosen'den günümüze kadar değişen yaş konağındaki örtü birimleri tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 3).

Bir metamorfik çekirdek kompleks olan Menderes Masifi, tektonik olarak Likya Napları tarafından üzerlenmektedir (Graciansky, 1972; Collins 1997, 1999; Oberhänsli vd., 2001). Alpin dağ oluşum kuşağının Batı Anadolu'daki önemli bir unsuru olan Menderes Masifi, Erken Miyosen'den beri devam eden K-G açılma rejiminin etkisi altında bugünkü jeotektonik konumuna ulaşmıştır (Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt ve Oberhänsli 2001; Seyitoğlu vd., 2002; Sözbilir, 2002). Erken Pliyosen'den (~5 My) itibaren,



Şekil 2- Kuzeybatı Anadolu'nun başlıca yapısal elemanlarını ve grabenleri gösteren harita (Aktif faylar: Emre vd., 2013, 2018; Ayrılmamış Kuvaterner çökeller: Konak, 2002; Konak ve Şenel, 2002; Şenel, 2002; Turhan, 2002). AG-Acıgöl Grabeni; AfG-Afyon Grabeni; AkG-Akşehir Grabeni; BG-Baklan Grabeni; BMG-Büyük Menderes Grabeni; BkG-Büyükkarabağ Grabeni; BuG-Burdur Grabeni; ÇG-Çölovası Grabeni; DYG-Dinar Yarı Grabeni; DeG-Denizli Grabeni; GG-Gediz Grabeni; GG: Gökova Grabeni; HG-Honaz Grabeni; KG-Kale Grabeni; KaG-Karamuk Grabeni; MYG: Muğla Yarı Grabeni; YYG: Yatağan Yarı Grabeni (Özalp vd., 2018'den düzenlenmiştir).

bölgede etkin olan K-G yönlü genişleme, Menderes Masifi üzerinde yer alan Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin oluşmasına neden olmuştur (Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt, 2001a, b; Sarıca, 2000; Yılmaz vd., 2000; Genç vd., 2001; Gürer vd., 2001; Sözbilir, 2001, 2002; Yılmaz ve Karacık, 2001). Likya Napları (Ersoy, 1990) çalışma alanında Menderes Masifi'nin güney ve güneydoğu kesimlerinde, Gökova Körfezi'nin kuzey ve güney kıyıları ile Köyceğiz civarında temeli oluşturmaktadırlar (Şekil 3). Likya Napları üç ana tektono-stratigrafik birimle tanımlanmaktadır. Bunlar; Likya bindirme dilimleri, Likya melanji ve Likya ofiyolit bindirme dilimleri olarak adlandırılmıştır (Graciansky, 1972; Poisson, 1977; Collins ve Robertson, 1997, 1999). Menderes Masifi'ni tektonik olarak üzerleyen Likya Napları üzerinde uyumsuzlukla Eosen'den günümüze kadar yaş aralığında çökelmiş

örtü birimleri yer almaktadır. Bu birimlerden Erken Miyosen yaşlı kırıntılılar, karbonatlar ve neritik kireçtaşları Gökova Körfezi'nin kuzey kesiminde Gökova Fay Zonu çevresinde geniş bir alanda yüzlek vermektedir. Muğla ve Yatağan havzalarının kuzey kesimlerinde Üst Miyosen yaşlı karasal kırıntılılar baskın iken, Yatağan'ın güneydoğusundaki Alaşar'ın güney kesimlerinde Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karbonatlar yersel olarak yüzlekler vermektedir. Orta Miyosen yaşlı kırıntılılar daha çok Yatağan Fayı'nın kuzeybatısında yüzlemektedir.

Yatağan Fayı uzanımı boyunca çoğunlukla, Menderes Masifi'nin örtü serisine ait geç Paleozoyik yaşlı şist-fillat ardalınması ve Jura-Kretase yaşlı mermerler ile Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyonların dokanağını oluşturur. Sınırlı alanlarda

ise, Yatağan Havzası'na ait Orta Miyosen yaşlı kırıntılılar ile Kuvaterner yaşlı birimlerin sınırını oluşturur (Şekil 4).

3. Tarihsel ve Aletsel Dönem Depremselliği

Ulusal ve uluslararası, tarihsel ve aletsel dönem deprem katalogları (Ergin vd., 1967; Soysal vd., 1981; Kalafat vd., 2007; Stucchi vd., 2013; Başarır-Baştürk vd., 2017; Kadirioglu vd., 2018) ve yayınlarına (Ambraseys ve Finkel, 1991; Guidoboni vd., 1994; Ambraseys ve Jackson, 1998; Guidoboni ve Comastri, 2005; Ambraseys, 2009; Sözbilir vd., 2017; Karabacak, 2016; Akyüz vd., 2019; Basmenji vd., 2021; Akyüz vd., 2021) göre, inceleme alanı çevresinde tarihsel (1900 öncesi) ve aletsel (1900 sonrası) dönemlerde hasar yapıcı depremler meydana gelmiştir (Şekil 5 ve 6).

Bu çalışmada, 1900-2021 yılları arasında, Muğla ve çevresinde meydana gelen $M_w \geq 5,0$ depremler (Şekil 6) değerlendirilmiştir. 1900 – 2021 yılları arasındaki depremler AFAD'tan alınmıştır. Bunun yanı sıra, bölgede meydana gelen $M_w \geq 4,0$ depremlerden, toplam 20 depremin moment tensör çözümüne yer verilmiştir (Şekil 6). Moment tensör çözümü yapılan depremlerin kaynakçası Çizelge 1'de sunulmuştur.

Muğla ve çevresinde meydana gelen $M_v \geq 5,0$ aletsel dönem depremlerinin önemli bir bölümünün Ege-Kıbrıs Yay sistemi üzerinde ya da bununla ilişkili yay gerisi genişleme alanında meydana geldiği anlaşılmaktadır. Bununla birlikte, aletsel dönem depremlerinin önemli bir bölümünün Gökova Fay Zonu'ndan, bir kısmının ise Muğla ve Yatağan faylarından kaynaklandığı görülmektedir (Şekil 6). Moment tensör çözümlerine göre, bu depremlerin hemen hemen hepsinin bölgedeki yaklaşık D-B doğrultulu normal faylardan kaynaklandığı, dolayısıyla çalışma alanının kabaca K-G yönlü bir genişlemeli tektonik rejim altında deformasyona uğradığı anlaşılmaktadır.

Fakat aletsel dönemde Yatağan Fayı ile doğrudan ilişkilendirilebilecek bir deprem bulunmamaktadır. Bununla birlikte, Wells ve Coppersmith (1994), tarafından normal faylar için öngörülen görgül

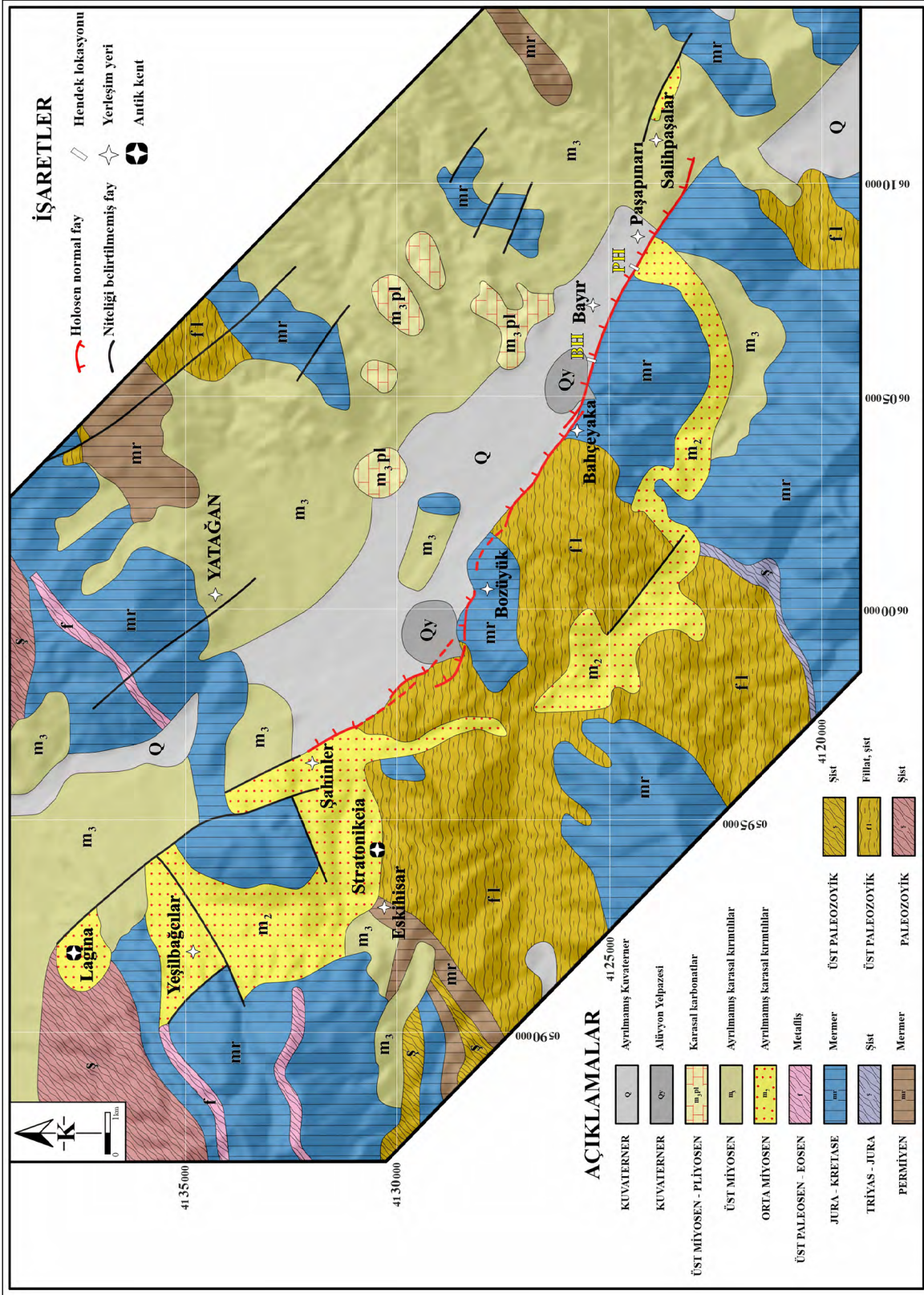
eşitliklere göre, Yatağan Fayı'nın üretebileceği en büyük deprem $M_w 6,48$, en büyük yer değiştirme miktarı 0,74 metre, ortalama yer değiştirme miktarı ise 0,43 metre olarak hesaplanmıştır.

4. Yatağan Fayı'nın Morfotektonik ve Kinematik Özellikleri

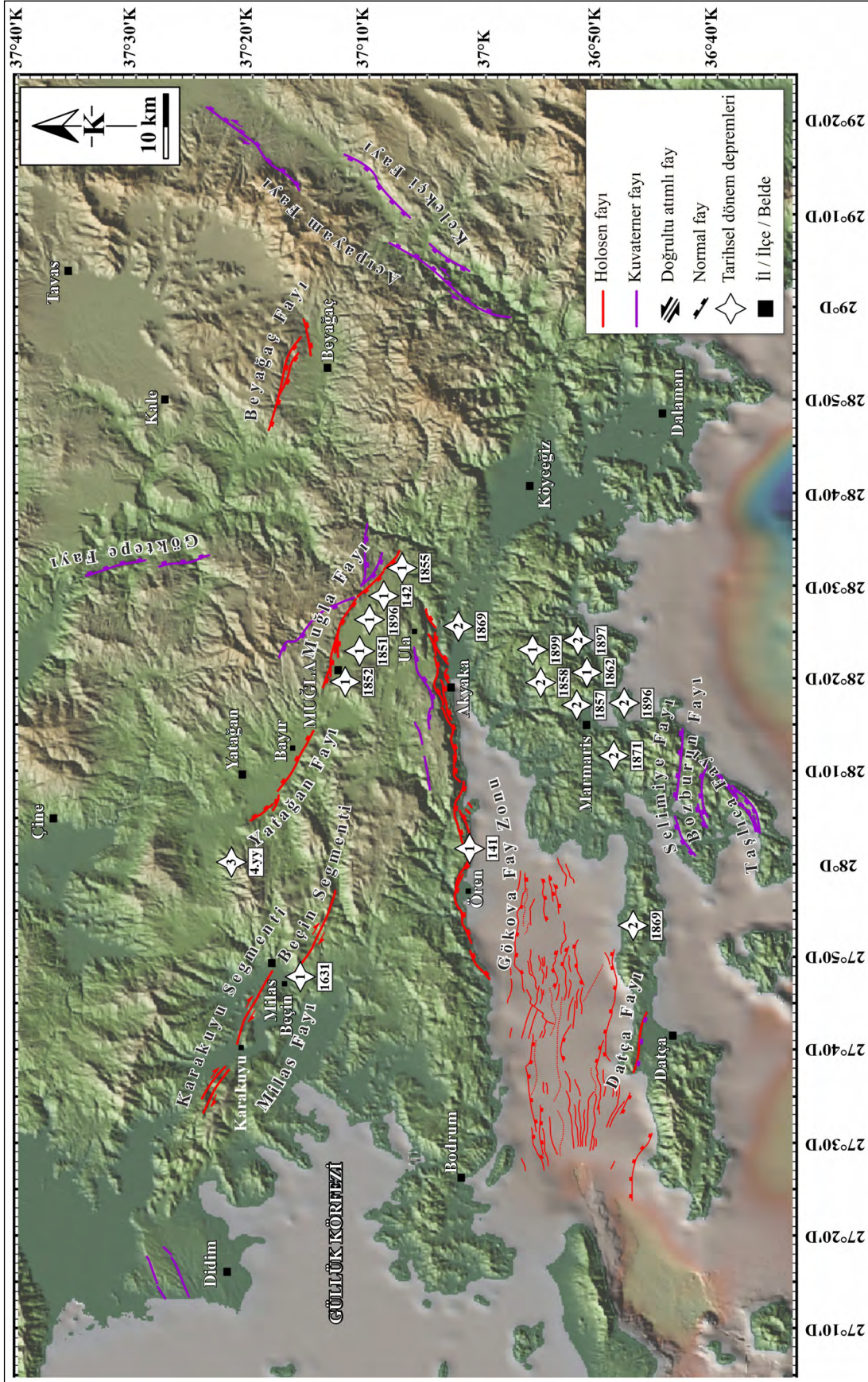
Yatağan Fayı, Yatağan Yarı Grabeni'ni güneybatıdan sınırlandıran, güneydoğuda Salihpaşalar (Yatağan-Muğla) ile kuzeybatıda Şahinler köyleri (Yatağan-Muğla) arasında $K55-65^\circ B$ genel doğrultusunda uzanan, $60-65^\circ$ KD'ya eğimli, 17 km uzunluğunda bir normal faydır (Şekil 7).

Yatağan Fayı'nın Holosen aktivitesini belgeleyen, çizgisel fay sarplıkları, faylar tarafından kesilmiş alüvyon yelpazeleri, üçgen yüzeyler, fayın taban bloğunda askıda kalmış vadiler ve tavan blokta gözlenen geriye doğru eğimlenmeler gibi çok sayıda tektonomorfolojik veri mevcuttur.

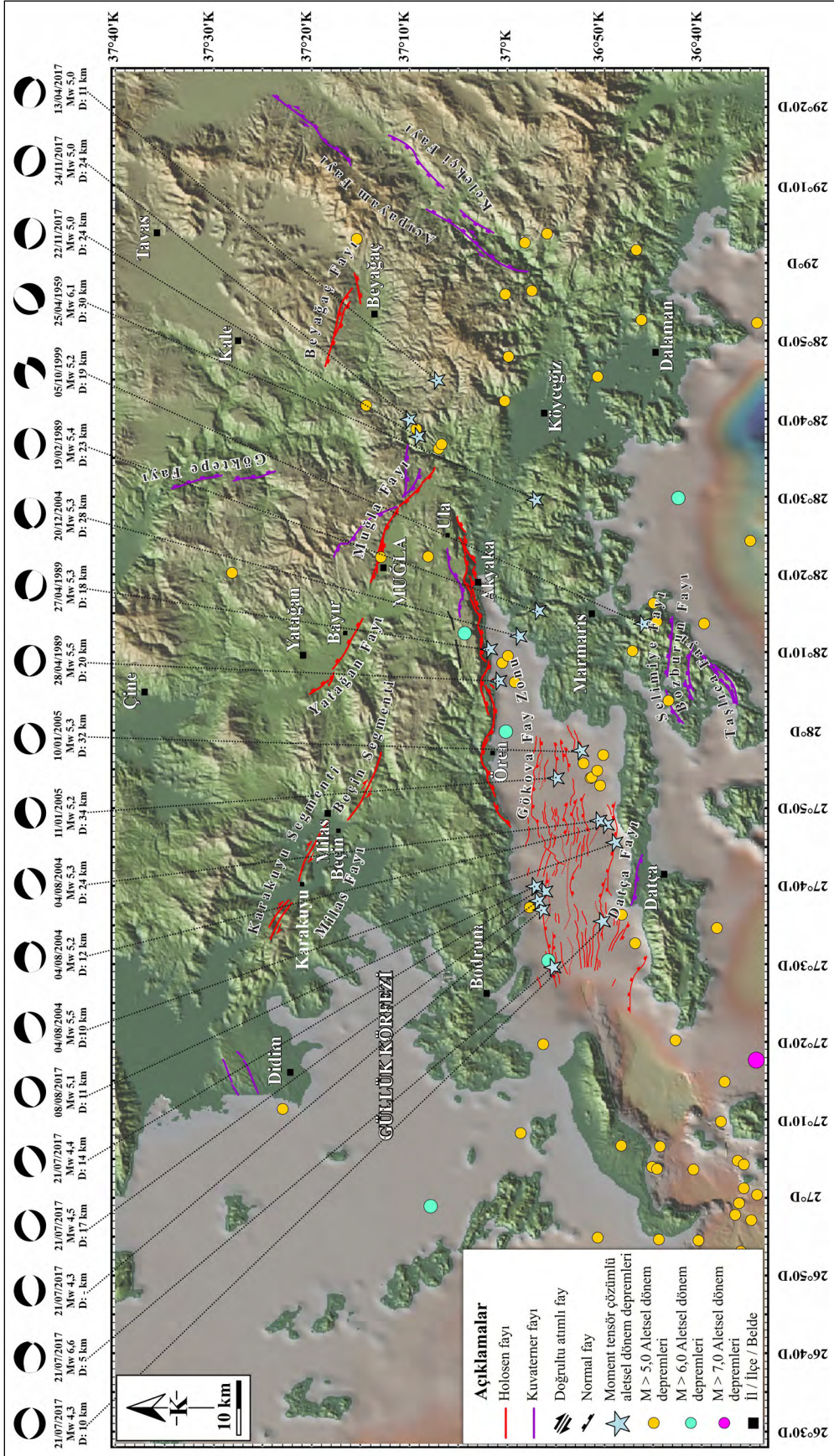
Yatağan Fayı'nın yapısal özelliklerini ortaya koyabilecek veriler, Paşapınarı ile Bahçeyaka arasında yüzeyleyen çoğunlukla Menderes Masifi'ne ait geç Paleozoyik yaşlı şistler ve Jura-Kretase yaşlı mermerlerden, kısmen de Orta Miyosen yaşlı kırıntılı çökelleri kesen fay düzlemlerinden derlenmiştir (Çizelge 2 ve Şekil 7). Yalın bir geometriye sahip olan Yatağan Fayı, Salihpaşalar güneyi ile Bozüyük doğusu arasında $K60^\circ B$ ortalama doğrultusunda uzanır. Bozüyük doğusunda 350 metre güneye doğru sıçrayarak köy içerisinden batıdaki Kapubağ köyüne kadar, benzer doğrultuda yaklaşık 2,5 km daha devam eder. Yatağan Fayı'nın en kuzeybatı bölümünü oluşturan diğer fay parçası ise Kapubağ doğusundan başlar ve kuzeybatıdaki Şahinler köyünün yakın kuzeydoğusuna kadar $K30^\circ B$ doğrultusunda devam eder. Yatağan Fayı'nın yapısal özelliklerinin en iyi gözlemlendiği alan Bayır beldesi güneyinde açılmış yarmalardır (Şekil 8). Paşapınarı köyünün yaklaşık 550 metre batı-güneybatısında, K-G yönlü kuru derenin doğu yamacındaki yarmada Orta Miyosen yaşlı kırıntılı çökelleri kesen çok sayıda küçük ölçekli normal fay tespit edilmiştir (Şekil 8b). Bu lokasyonun hemen doğusunda paleosismolojik hendek çalışması gerçekleştirilmiştir (Şekil 7'de Paşapınarı Hendeği).



Şekil 4- Yatağan fayı ve çevresinin jeolojisi haritası (Konak ve Şenel, 2002'den düzenlenmiştir). Diri faylar Emre vd. (2013)'den alınmıştır. Sayısal yükseklik modeli için 30 metre çözünürlüklü Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) verisi kullanılmıştır.



Şekil 5- Muğla ve çevresinin diri fay haritası ve tarihsel dönem depremleri. Karadaki diri faylar Emre vd., 2013; Gökova Körfezi'ndeki diri faylar Tur vd., 2015'ten alınmıştır. Tarihsel depremler: 1: Sosyal vd., 1981; 2: Ambraseys, 2009; 3: Karabacak, 2016. Sayısal yükseklik modeli için GeoMapp Application verisi kullanılmıştır.



Şekil 6- Muğla ve çevresinin diri fay haritası ve aleisel dönem depremleri. Karadaki diri faylar Emre vd., 2013; Gökova Körfezi'ndeki diri faylar Tur vd., 2015'ten alınmıştır. Aleisel depremler AFAD (deprem.afad.gov.tr/depremkatalogu); Moment tensör çözümlü kaynakçası için Çizelge 1'e bakınız.

Çizelge 1- Muğla ve çevresinde moment tensör çözümü yapılan depremler a: AFAD-DDA, 2015; b: Ayhan vd., 1981; c: Vannuci ve Gasperini, 2004; d: EMSC-CSEM, 2015; e: ABD Sahil ve Jeodezi Araştırması; f: Harvard Centroid Moment Tensor Kataloğu; g: www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue; h: www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/fmechanisms; ı: Kiratzi ve Louvari, 2003; j: Mckenzie, 1972; k: USGS, 2020; L: ETHZ, 2020).

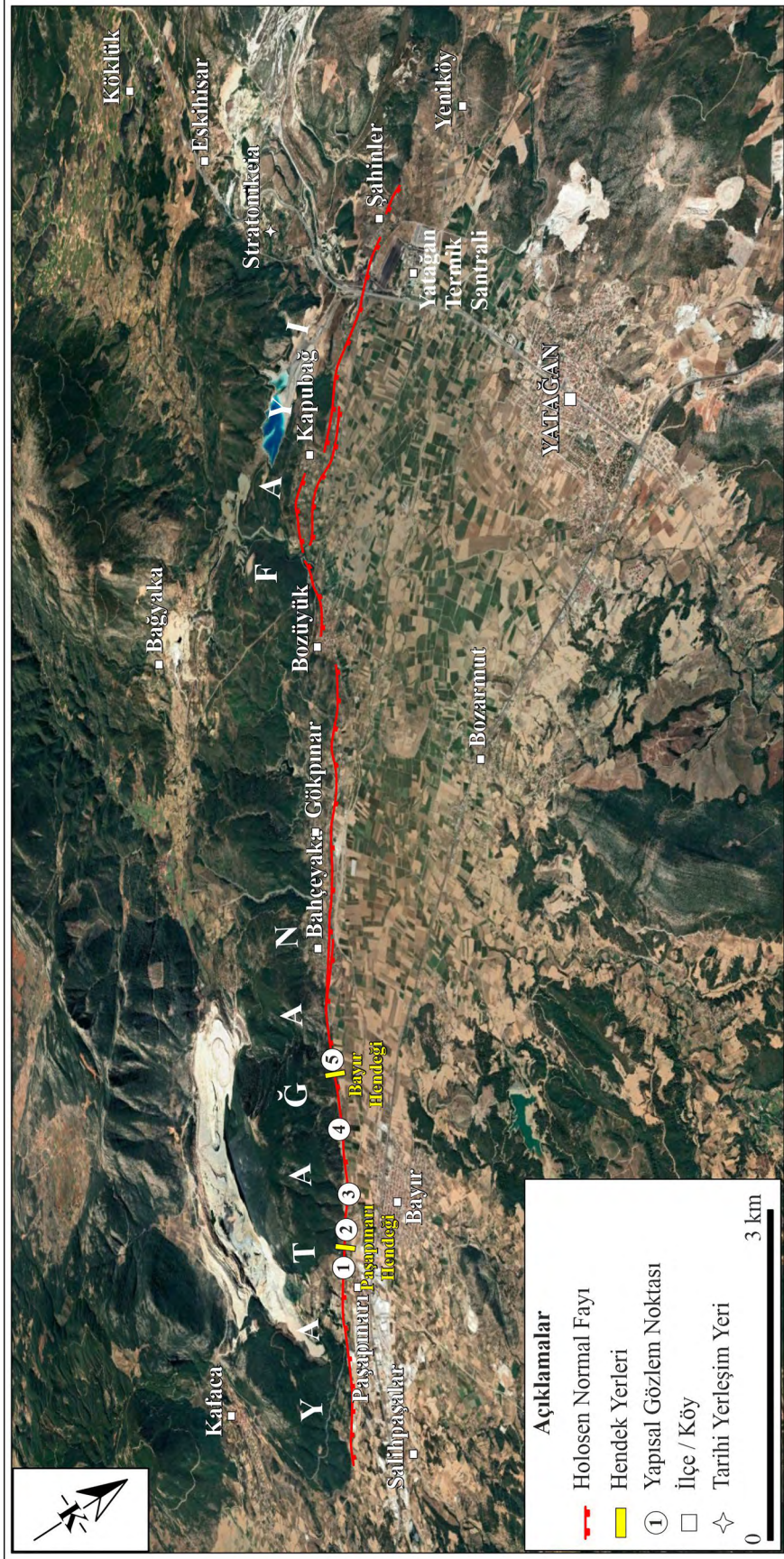
Sıra	Tarih	Koordinatlar (Kuzey – Doğu)	Yer	Büyüklik (Mw)	Kaynakça
1	25/04/1959	36,94 – 28,58	Ula güneydoğusu	6,1	b, c, j
2	19/02/1989	37,00 – 28,16	Marmaris ile Akyaka arası	5,4	g, h, ı
3	27/04/1989	37,01 – 28,15	Ören ile Akyaka arası açıkları	5,3	c, h, i
4	28/04/1989	36,99 – 28,10	Ören ile Akyaka arası açıkları	5,5	g, h, ı
5	05/10/1999	36,73 – 28,22	Marmaris güneyi	5,2	g, h, ı
6	04/08/2004	36,86 – 27,75	Datça Yarımadası'nın kuzey açıkları	5,5	d, k
7	04/08/2004	36,87 – 28,80	Datça Yarımadası'nın kuzey açıkları	5,2	g, h, ı
8	04/08/2004	36,88 – 27,78	Datça Yarımadası'nın kuzey açıkları	5,3	h, ı, k
9	20/12/2004	36,95 – 28,34	Akyaka güneybatı açıkları	5,3	g, h, ı
10	10/01/2005	36,86 – 27,88	Gökova Körfezi	5,3	f, h, l
11	11/01/2005	36,91 – 27,84	Gökova Körfezi	5,2	h, ı, m
12	13/04/2017	37,12 – 28,63	Köyceğiz kuzeyi	5,0	a
13	21/07/2017	36,80 – 27,59	Gökova Körfezi güneybatısı	4,3	a
14	21/07/2017	36,94 – 27,48	Bodrum açıkları	6,6	a
15	21/07/2017	36,83 – 27,58	Bodrum açıkları	4,3	a
16	21/07/2017	36,94 – 27,59	Bodrum açıkları	4,5	a
17	21/07/2017	36,93 – 27,61	Bodrum açıkları	4,4	a
18	08/08/2017	36,95 – 27,62	Bodrum açıkları	5,1	a
19	22/11/2017	37,12 – 28,59	Ula doğusu	5,0	a
20	24/11/2017	37,11 – 28,60	Ula doğusu	5,0	a

Yatağan Fayı'nın kinematik özelliklerine ışık tutabilecek veriler, Bayır beldesinin 1220 metre ve 1550 metre güneybatısında açılmış olan yarmalardan elde edilmiştir (Şekil 8c ve d). Jura-Kretase yaşlı mermerler ve Kuvaterner yaşlı kolüvyonların dokanağında açılan bu yarmalarda Yatağan Fayı'nın kinematik özellikleri açıkça gözlenmiştir. Yatağan Fayı'nın yapısal özelliklerini yansıtan verilerin toplandığı son nokta, Bayır beldesinin 2230 metre güneybatısında yer almaktadır (Şekil 8e). Jura-Kretase yaşlı mermerler ile Kuvaterner yaşlı kolüvyonların dokanağını kontrol eden Yatağan Fayı, bu alanda onlarca metre izlenebilen çizgisel bir fay sarplığı meydana getirmiştir. Bu lokasyonda, çizgisel fay sarplığını dik kesecek şekilde bir paleosismolojik hendek çalışması gerçekleştirilmiştir (Şekil 7'de Bayır Hendeği).

Yatağan Fayı boyunca ölçülen fay düzlemi kayma verilerinin kinematik analizi sonucunda, bu fayın $K40^{\circ}D - G40^{\circ}B$ yönlü genişlemeli bir tektonik rejim altında geliştiği ortaya koymuştur (Şekil 8f). Afrika okyanusal litosferinin kuzeydoğuya doğru dalan Ege Yayı bölümünün geriye çekilmesi süreçleri, Güneybatı Anadolu üst kabuğunda saatin tersi yönünde bir rotasyona neden olmuş ve buna bağlı olarak güneybatı Anadolu'da KB-GD uzanımlı Dinar, Muğla, Yatağan Fayı gibi bazı normal fayların gelişimine neden olmuştur.

5. Paleosismolojik Hendek Çalışmaları

Bu bölümde, Yatağan Fayı üzerinde, tarih öncesi/tarihsel dönemde meydana gelen depremlerin yeri, zamanı ve büyüklüğü hakkında bilgi edinmeyi hedefleyen bir aktif tektonik çalışma yöntemi



Şekil 7- Yatağan Fayı'nın Google Earth uydur görüntüsü (Bakış eğik açıyla güneybatıya doğrudur).

Çizelge 2- Yatağan Fayı boyunca ölçülen fay düzlemi kayma verileri. Fay düzlemi kayma verilerinin kinematik analizi Şekil 8'de sunulmuştur.

Gözlem No	Doğu	Kuzey	UTM Zonu	Doğrultu	Eğim Miktarı	Eğim Yönü	Yan Yatım (0-90°)	Fay Türü	Kaya Türü
1	607967	4123853	35	K50°B	60°	KD	82°D	Sağ yanal normal	Orta Miyosen Kırıntılılar
2	607885	4123963	35	K50°B	50°	KD	80°D	Sağ yanal normal	Orta Miyosen Kırıntılılar
			35	K55°B	60°	KD	78°D	Sağ yanal normal	
			35	K60°B	52°	KD	75°D	Sağ yanal normal	
			35	K62°B	58°	KD	78°D	Sağ yanal normal	
			35	K58°B	60°	KD	75°D	Sağ yanal normal	
3	607212	4124333	35	K55°B	65°	KD	80°D	Sağ yanal normal	Jura - Kretase Mermer
4	606607	4124573	35	K60°B	67°	KD	82°D	Sağ yanal normal	Jura - Kretase Mermer
5	605707	4124910	35	K70°B	70°	KD	85°D	Sağ yanal normal	Jura - Kretase Mermer

olan (McCalpin ve Nelson, 2009) hendek tabanlı paleosismolojik çalışmalar anlatılacaktır.

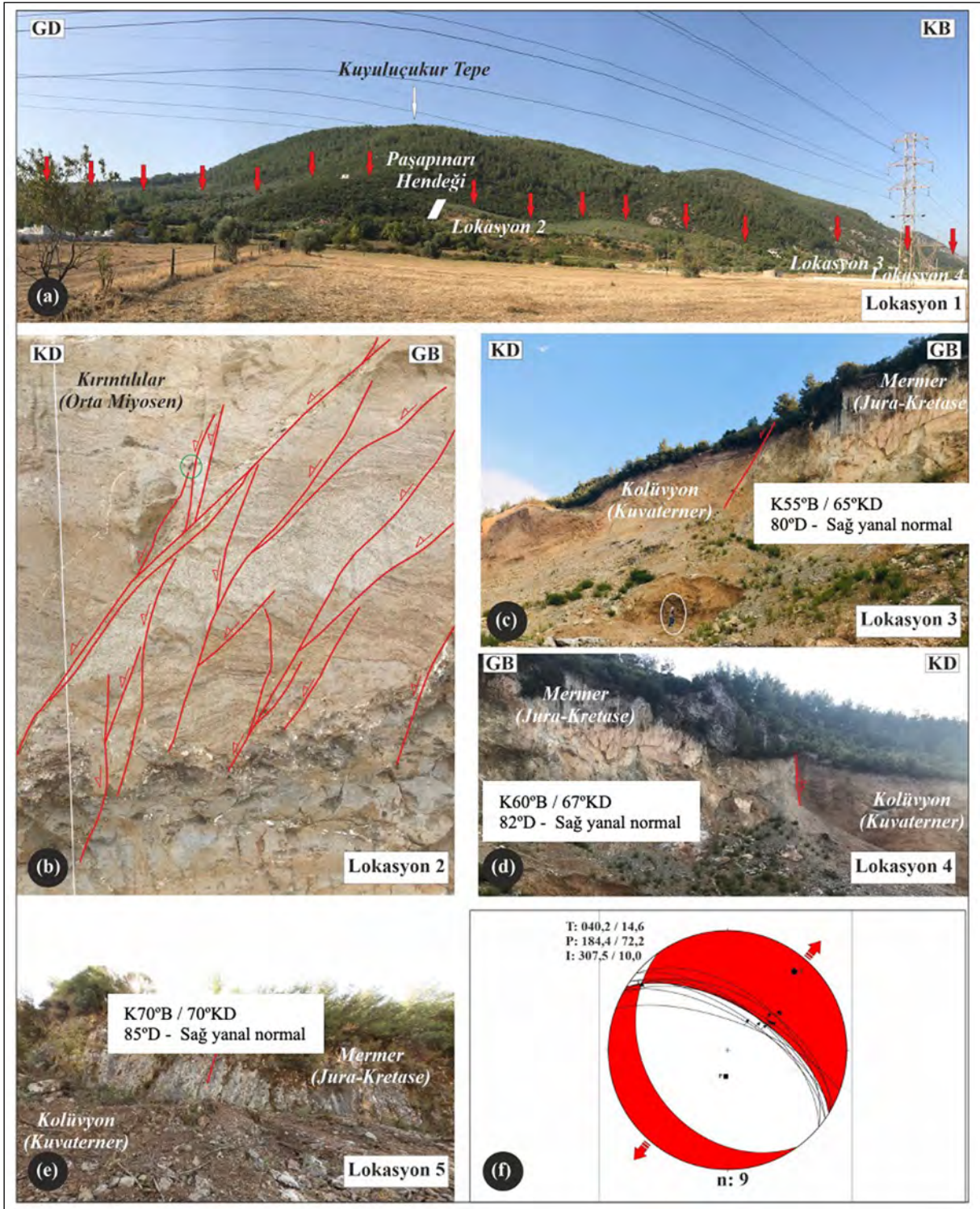
Paleosismik araştırmalarda temel amaç, deprem zararlarını azaltma çalışmalarına esas oluşturacak aktif fay parametrelerini belirlemektir. Bu parametreler; depremin yeri, zamanı, büyüklüğü, kırılma uzunluğu, son depremden günümüze kadar geçen süre, deprem tekrarlanma aralığı, fay üzerindeki yıllık kayma hızı, deprem sırasında meydana gelen en büyük ve ortalama yer değiştirme miktarı ve fayın deprem davranış biçimi (karakteristik ya da karakteristik olmayan) olarak sıralanabilir (McCalpin ve Nelson, 2009). Kıta-içi aktif faylarda, aktif fay parametrelerini belirleyebilmek için, jeolojik ve jeomorfolojik ölçütler göz önüne alınarak seçilen yerlerde fay kazı (hendek) çalışmaları gerçekleştirilmektedir. Çalışılan fayın türüne bağlı olarak, fay izine dik ya da koşut doğrultularda kazılan hendeklerin boyutları deformasyon zonunun genişliğine bağlı olarak değişkenlik gösterebilir. Doğrultu atımlı faylarda fay izine dik ve koşut olmak üzere hendekler kazılırken, eğim atımlı faylarda fay izine dik doğrultuda hendekler kazılmaktadır. Seçilen hendek alanlarında sırasıyla, kazı ve temizleme, karelejlama, fotoğraflama, fotomozayik oluşturma, loglama, örnekleme ve ilksel yorumlama çalışmaları

gerçekleştirilmektedir. Eski depremleri tarihlendirmek amacıyla çeşitli Kuvaterner yaşlandırma yöntemleri uygulanmaktadır. Bu yöntemlerin başlıcaları Radyo Karbon (^{14}C), Optik Uyarıcı Luminesans (Optically Stimulated Luminescence - OSL), Termo Luminesans (TL) ya da Kozmojenik yaşlandırma yöntemleridir. Hendeklerden derlenen örneklerin yaşlandırma sonuçlarıyla birlikte hendeğin final yorumlaması yapılmaktadır. Bu çalışmada, 1:35.000 ölçekli hava fotoğrafı analizi, 1:25.000 ölçekli diri fay haritaları (Duman vd., 2011; Emre vd., 2013) ve jeolojik gözlemler temel alınarak Yatağan Fayı üzerinde en uygun hendek alanları belirlenmiştir (Şekil 7).

Hendeklerden derlenen 12 adet kömürleşmiş malzeme (charcoal), organik sediman ve kemik örneği Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu Marmara Araştırma Merkezi (TÜBİTAK-MAM) laboratuvarında radyokarbon yöntemi (^{14}C) ile tarihlendirilmiştir (Çizelge 3).

5.1. Bayır Hendeği

Yatağan Fayı, Paşapınarı ile Bahçeyaka köyleri arasında, çoğunlukla Jura-Kretase yaşlı mermerler ile Yatağan havzası çökelleri arasında çizgisel bir fay sarplığı oluşturur. Bayır Hendeği,



Şekil 8- a-e) Yatağan Fayı üzerinde fay düzlemi kayma verisi ölçülen noktaların arazi fotoğrafları f) Fay düzlemi kayma verilerinin eş alan alt yarım küresine izdüşümü. Fay düzlemi kayma verilerinin kinematik analizinde FaultKinWin programı (V.7.0.0) (Marrett ve Allmendinger 1990; Allmendinger vd., 2012) kullanılmıştır. P: Sıkışma, T: Genişleme ve I: Ortaç gerilme eksenlerini göstermektedir.

Yatağan Fayı'nın orta bölümünde, Bayır beldesi ile Bahçeyaka köyü arasında (GPS Koordinatları: 37° 15.899'K - 28° 11.538'D), Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları ile Yatağan Yarı Grabeni'nin en üst havza dolgu çökelleri arasındaki fay kesecek şekilde, fay sarplığına dik doğrultuda, 30 metre uzunluğunda, 6 metre genişliğinde ve ortalama 5 metre derinliğinde kazılmıştır (Şekil 9).

5.1.1. Yer Seçimi

Bayır Hendeği'nin yer seçiminde MTA envanterine kayıtlı 1/35.000 ölçekli hava fotoğrafları ve 1/25.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritaları kullanılmıştır. Hendeğin yer seçiminde etkili olan en önemli Kuvaterner morfoloji verisi, yaklaşık 500 metre uzunluğunda takip edilebilen çizgisel fay sarplığıdır. Ayrıca, Yatağan Fayı'nın bu bölümünde ölçülen fay

Çizelge 3- Hendeğlerden derlenen örneklerin Radyokarbon (^{14}C) yaşlandırma sonuçları.

No	Örnek No	Lab. No	Fay	Hendeğin	Duvar	Malzeme	Ölçülmüş ^{14}C yaşı (G.Ö)
1	YBD-2	TÜBİTAK-1559	Yatağan	Bayır	Güneydoğu	Sediman	3822 ± 28
2	YBD-3	TÜBİTAK-1560	Yatağan	Bayır	Güneydoğu	Sediman	2402 ± 29
3	YBD-4	TÜBİTAK-1561	Yatağan	Bayır	Güneydoğu	Sediman	1520 ± 26
4	YBD-5	TÜBİTAK-1562	Yatağan	Bayır	Güneydoğu	Sediman	522 ± 29
5	YBD-6	TÜBİTAK-1563	Yatağan	Bayır	Güneydoğu	Sediman	1396 ± 26
6	YBB-2	TÜBİTAK-1565	Yatağan	Bayır	Kuzeybatı	Kömürleşmiş malzeme	1741 ± 24
7	YPD-1	TÜBİTAK-1564	Yatağan	Paşapınarı	Güneydoğu	Sediman	3465 ± 29
8	YPD-3	TÜBİTAK-1566	Yatağan	Paşapınarı	Güneydoğu	Sediman	9436 ± 36
9	YPD-4	TÜBİTAK-1567	Yatağan	Paşapınarı	Güneydoğu	Sediman	10769 ± 38
10	YPD-6	TÜBİTAK-1568	Yatağan	Paşapınarı	Güneydoğu	Sediman	9944 ± 39
11	YPD-7	TÜBİTAK-1569	Yatağan	Paşapınarı	Güneydoğu	Sediman	2543 ± 25
12	YPB-1	TÜBİTAK-1570	Yatağan	Paşapınarı	Kuzeybatı	Kemik	1127 ± 20



Şekil 9- Yatağan Fayı Bayır Hendeği genel görünüm (Bakış güneydoğuya).

düzlemleri, yer seçiminde önemli yapısal veriler olarak değerlendirilmiştir (bkz. Şekil 8 c, d).

5.1.2. Stratigrafi ve Yapısal Özellikler

Bayır Hendeği'nde, Yatağan Fayı'nın taban bloğunda Jura-Kretase yaşlı mermerler, tavan bloğunda ise alt kesimlerde Yatağan Havzası'na ait Orta Miyosen yaşlı kırıntılı çökeller, üst kesimlerde ise Yatağan Fayı'nın önünde çökemiş kolüvyonlar kesilmiştir. Hendekte 12 farklı stratigrafik seviye tanımlanmıştır. Hendek, 30 metre uzunluğunda kazılmış, ancak fay zonunun ana fay düzlemi üzerinde kümelendiği anlaşılmıştır. Hendek içerisindeki fay zonunun genişliği yaklaşık 4 metredir. Faylanma tarzı basit normal faylanmayı işaret etmektedir. Hendek içerisindeki genç çökellerin ana fay düzlemine doğru geriye eğilmeleri (back-tilting) dikkat çekmektedir (Şekil 10).

5.1.3. Tarihlendirme

Bayır Hendeği'nden toplam 6 adet radyokarbon örneği alınmış ve yaşlandırılmıştır (bkz. Çizelge 3). Bayır Hendeği'nde görece olarak genç çökellerden GÖ. 3822 ± 28 yıl ile GÖ. 522 ± 29 yılları arasında yaşlar elde edilmiştir. Bayır Hendeği'nden elde edilen bu radyokarbon yaş verileri, Yatağan Fayı'nın Holosen etkinliğini belgelemiştir.

5.1.4. Paleosismolojik Yorum

Bayır Hendeği'ndeki stratigrafik birimlerin ilişkileri ve fay kollarının yukarıya doğru sonlanması gibi paleosismolojik ölçütlere göre 3 deprem tanımlanmıştır. Bu depremlerden ilk ikisi Günümüz Öncesi (GÖ) 3822 ± 28 yıldan önce, en son depremin ise GÖ. 1520 ± 26 ile GÖ. 1396 ± 26 yılları arasında meydana geldiği değerlendirilmiştir (Şekil 10). Bu depremler aşağıda kısaca tanıtılmıştır:

Deprem 3: Bayır hendeğinde saptanan en eski deprem olup, hendeğin 1. ve 4. metreleri arasında, tabana yakın bir bölümde, Orta Miyosen yaşlı çökelleri kesen ve 6 numaralı muhtemelen Kuvaterner yaşlı kumlu çakıl tarafından örtülen birkaç fay kolu ile tanımlanabilmiştir. Söz konusu fay 2, 3 ve 4 numaralı Orta Miyosen yaşlı Yatağan havzasına ait çökelleri

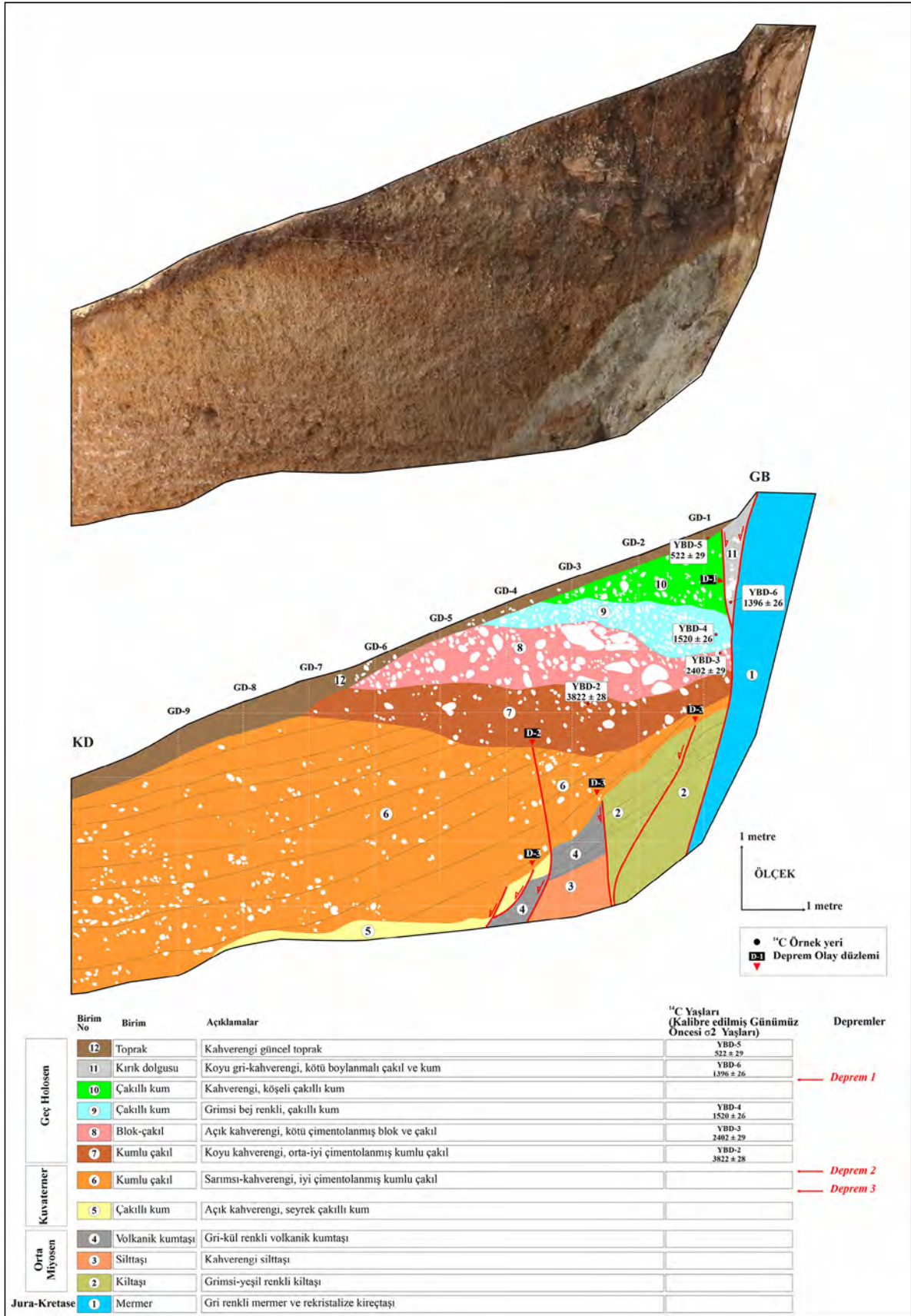
kesmekte ve 6 numaralı birim tarafından örtülmektedir. Bu nedenle Deprem 3 için olay düzlemi 6 numaralı birimin tabanı olarak belirlenmiştir.

Deprem 2: Hendekte saptanan sondan bir önceki deprem (penultimate event) olup, hendeğin 3. ve 4. metreleri arasında, hendeğin ortasına kadar takip edilebilen bir fay kolu ile tanımlanmıştır. Söz konusu fay, tabandan itibaren 4, 5 ve 6 numaralı birimleri kesmiş ve 7 numaralı kumlu çakıl tarafından örtüldüğü için olay düzlemi 6 ve 7 numaralı birimlerin arası olarak belirlenmiştir. 7 numaralı birimden elde edilen GÖ. 3822 ± 28 yıl yaş verisine göre Deprem 3 ve Deprem 2 bu tarihten önce meydana gelmiştir.

Deprem 1: Bayır Hendeği'nde saptanan en güncel deprem olup, hendeğin 1. metresinde ana fay zonu üzerinde gelişmiş genç bir kırık dolgusu ile tanımlanabilmektedir. Söz konusu kırık 1 numaralı depremden hemen sonra gelişmiş olmalıdır. Ana fay düzlemi ve ondan ayrılan ikincil bir fay kolu arasına dolmuş olan 11 numaralı kırık dolgusunun içerisinde GÖ. 1396 ± 26 yıl yaş elde edilmiştir. Bu birimin hemen altındaki 10 numaralı birimden yaş elde edilememiş olsa da bunun da altında yer alan 9 numaralı birimden elde edilen GÖ. 1520 ± 26 yıl yaş verisi bu depremin alt yaşına yaklaşımda bulunulmasına olanak sağlamıştır. Bu yaş verilerine göre, Yatağan Fayı üzerinde meydana gelen en son deprem GÖ. 1520 ± 26 ile GÖ. 1396 ± 26 yılları arasında meydana gelmiş olmalıdır. Söz konusu deprem Karabacak (2016) tarafından belirtilen ve Lagina tapınağında hasara neden olan MS. 4. yüzyıl sonrasındaki deprem ile karşılaştırılabilir.

5.2. Paşapınarı Hendeği

Paşapınarı Hendeği, Yatağan Fayı'nın orta-doğu bölümünde, Paşapınarı köyünün yaklaşık 500 metre güneybatısında, Yatağan Yarı Grabeni'nin en üst havza dolgu çökelleri ve bunları örten Holosen çökeller üzerinde yer almaktadır. Hendek, ana fayın biraz açığında, çoğunlukla sentetik ve antitetik fayların gözlemlendiği bir alanda (GPS Koordinatları: 37° 15.349'K - 28° 13.016'D), fay sarplığına dik doğrultuda, 26 metre uzunluğunda, 6 metre genişliğinde ve ortalama 4 metre derinliğinde kazılmıştır (Şekil 11).



Şekil 10- Bayır Hendeği güneydoğu duvarına ait fotomozayik ve hendek logu.

5.2.1. Yer Seçimi

Paşapınarı Hendeği'nin yer seçiminde 1/35.000 ölçekli hava fotoğrafları ve 1/25.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritaları kullanılmıştır. Hendek alanında Yatağan Fayı'nın tavan bloğunun geriye eğimlenmesine bağlı olarak bir depresyon gelişmiştir. Ayrıca Paşapınarı Hendeği'nin hemen kuzeybatısında, kuzey-güney doğrultusunda uzanan kuru derenin doğu yarımındaki normal fay yüzlekleri de hendek yer seçiminde etkili olmuştur (bkz. Şekil 8b).

5.2.2. Stratigrafi ve Yapısal Özellikler

Paşapınarı Hendeği'nde, Yatağan yarı grabeninin Orta Miyosen yaşlı havza dolgusu çökelleri ve bunları örten Holosen çökelleri kesilmiştir. Hendek, Yatağan havzasını güneyden sınırlandıran havza kenar fayının yaklaşık 50 m kuzeyinden itibaren kazılmıştır. Hendek içerisindeki fay zonunun genişliği yaklaşık 20 m dir. Faylanma tarzı genişlemeli bir tektonik rejimde

gelişen horst ve grabenler ile karakteristik normal faylanmayı işaret etmektedir (Şekil 12).

5.2.3. Tarihlendirme

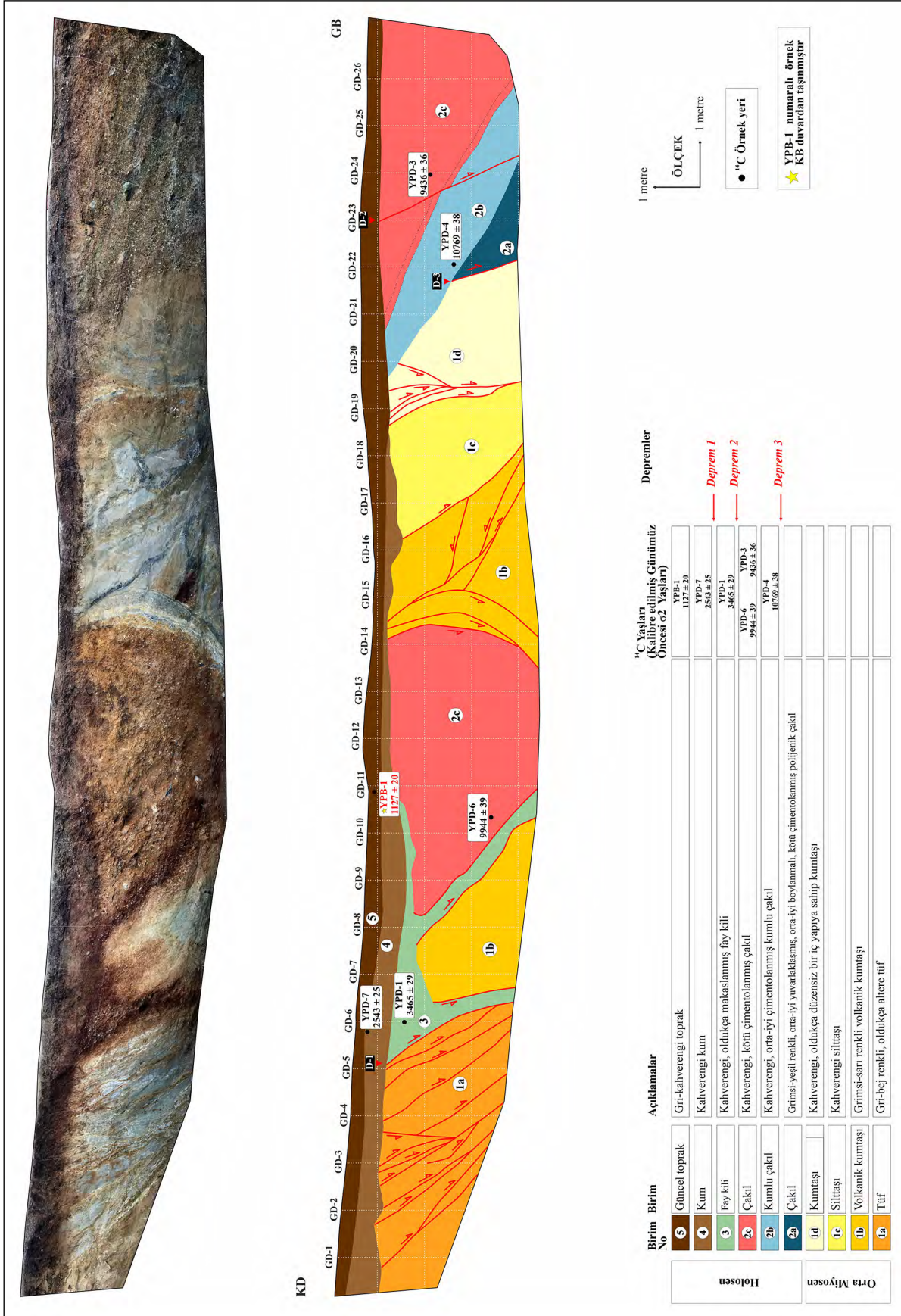
Paşapınarı Hendeği'nden toplam 6 adet radyokarbon örneği alınmış ve yaşlandırılmıştır (bkz. Çizelge 3). Bu hendekteki göreceli olarak daha genç çökellerden alınan örneklerden GÖ. 10769 ± 38 yıl ile GÖ. 1127 ± 20 yılları arasında yaşlar elde edilmiştir. Bu yaş verileri, Paşapınarı Hendeği'nde Yatağan Fayı'nın Holosen etkinliğini belgelemiştir.

5.2.4. Paleosismolojik Yorum

Paşapınarı Hendeği'ndeki stratigrafik birimlerin ilişkileri ve fay kollarının yukarıya doğru sonlanması gibi paleosismolojik ölçütlere göre 3 deprem tanımlanmıştır. Bu depremlerden en eskisinin (Deprem 3) Günümüz Öncesi (GÖ) 10769 ± 38 yılından önce, sondan bir önceki depremin (penultimate event) GÖ.



Şekil 11- Paşapınarı Hendeği genel görünümü (Bakış Güney'e).



Şekil 12- Paşapınar Hengeği güneydoğu duvarına ait fotomozayik ve hendek logu.

9436 ± 36 ile GÖ. 3465 ± 29 yılları arasında ve son depremin (Deprem 1) ise GÖ. 3465 ± 29 ile GÖ. 2543 ± 25 yılları arasında meydana geldiği değerlendirilmiştir (Şekil 12). Bu depremler aşağıda kısaca tanımlanmıştır:

Deprem 3: Paşapınarı Hendeği'nde saptanan en eski deprem olup, hendeğin 21. ve 22. metreleri arasında, tabana yakın bir bölümde, Orta Miyosen yaşlı Yatağan Havzası çökelleri ile Holosen yaşlı çökelleri keserek karşı karşıya getiren güneye eğimli bir antitetik fay ile tanımlanmıştır. Söz konusu fay boyunca 1d ile gösterilen Orta Miyosen yaşlı çökeller ile 2a ile gösterilen Holosen yaşlı birimler karşı karşıya gelmiş ve fay, 2b ile gösterilen Holosen yaşlı çökeller tarafından örtülmüştür. Bu yapısal ve stratigrafik ilişkiler nedeniyle, Deprem 3 için olay düzlemi 2a ve 2b biriminin arası olarak belirlenmiştir. Bu depremi yaşlandırabilmek adına 2b biriminden alınan bir örnekten GÖ. 10769 ± 38 yıl yaş elde edilmiştir. Bu yaş verisine göre Deprem 3, bu tarihten önce meydana gelmiştir.

Deprem 2: Hendeğe saptanan sondan bir önceki deprem (penultimate event) olup, hendeğin 23. metresinde güneye eğimli bir normal fay ile tanımlanmıştır. Söz konusu fay, tabandan itibaren 2b ve 2c numaralı birimleri kesmiş ve 5 numaralı birim tarafından örtülmüştür. Aynı olay, hendeğin 14 ve 15. metreleri arasında ise kuzeye eğimli bir sintetik normal fay ile tanımlanabilmektedir. Burada söz konusu fay 2c birimini kesmiş ve 4 numaralı birim tarafından örtülmüştür. Bu yapısal ve stratigrafik ilişkilere göre Deprem 2 için olay düzlemi 2c biriminin tavanı olarak belirlenmiştir. 2c biriminde GÖ. 9944 ± 39 ve GÖ. 9436 ± 36 yıl yaşlar elde edilmiştir. Bir koluviyal kama olan ve stratigrafik olarak 2c biriminden daha sonra çökeldiği, yaş verisi ile kanıtlanan 3 numaralı birimden ise GÖ. 3465 ± 29 yıl yaş elde edilmiştir. Bu yaş verilerine göre Deprem 2, GÖ. 9436 ± 36 ile GÖ. 3465 ± 29 yılları arasında meydana gelmiştir.

Deprem 1: Hendeğe saptanan en güncel deprem olup, hendeğin 5. ve 9. metreleri arasındaki koluviyal kamaların gelişiminden sorumlu deprem olarak değerlendirilmiştir. 3 numara ile gösterilen koluviyal kama içerisinden elde edilen GÖ. 3465 ± 29 yıl ve bu birimi örten 4 numaralı birimden elde edilen GÖ.

2543 ± 25 yıl yaş verilerine göre söz konusu deprem bu tarihler arasında meydana gelmiş olmalıdır.

5.3. Bayır ve Paşapınarı Hendeklerinin Karşılaştırılması

Yatağan Fayı üzerinde kazılan Bayır ve Paşapınarı hendeklerinde saptanan eski depremlerin, kavramsal mekansal-zamansal diyagramında (McCalpin, 2009) değerlendirilmesi sonucunda, son 11000 yıldan günümüze, yüzey kırığı oluşturmuş 4 deprem tanımlanmış ve tarihlendirilmiştir (Şekil 13). Buna göre, depremler güncelden eskiye doğru şu tarihler arasında meydana gelmiştir:

Deprem 1: MS. 404 - 580 arası

Deprem 2: MÖ. 1544 – MÖ. 568 arası

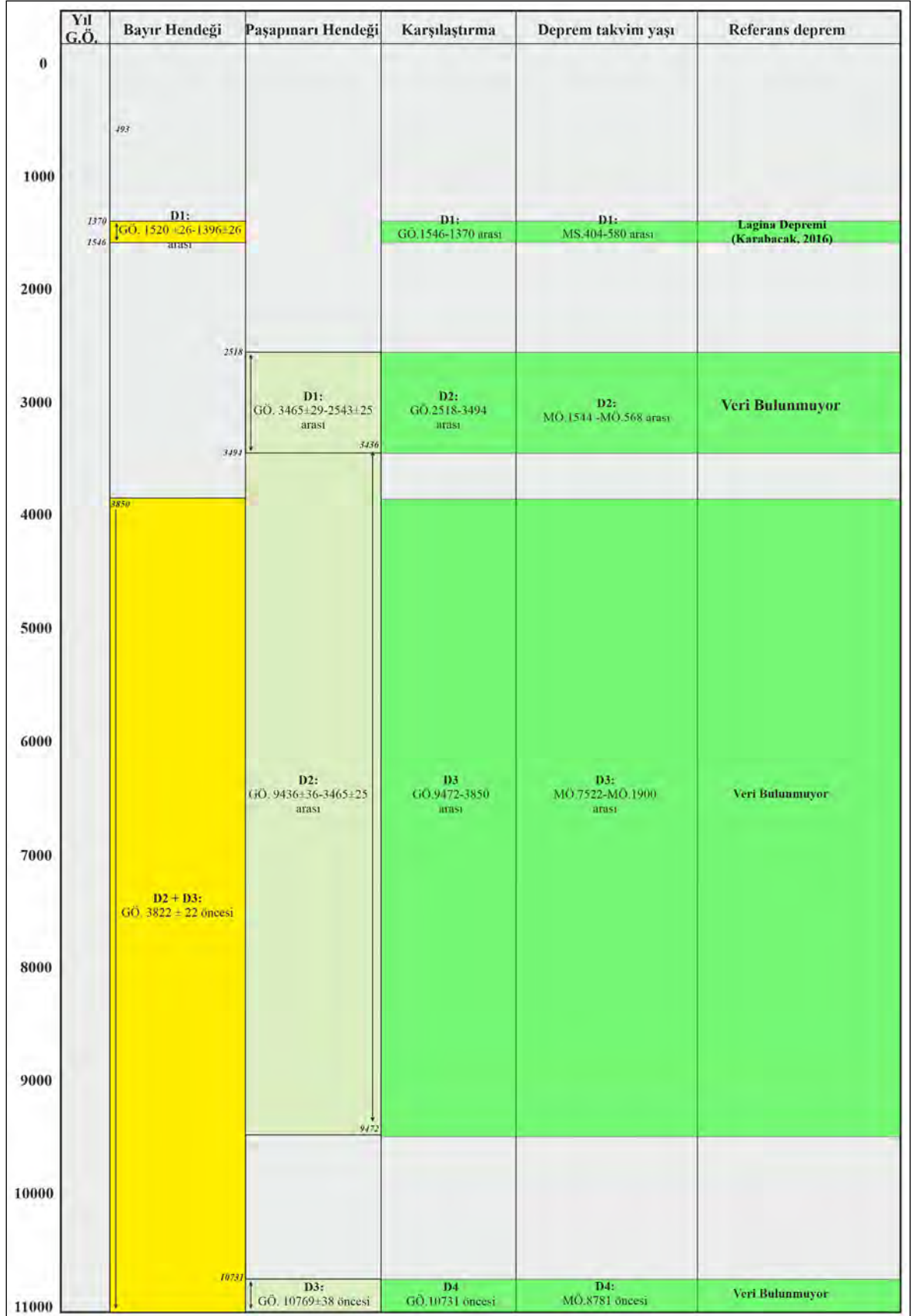
Deprem 3: MÖ. 7522 – MÖ. 1900 arası

Deprem 4: MÖ. 8781 öncesi

Yatağan Fayı üzerinde meydana gelen depremlerin karşılaştırılabileceği tarihsel kayıtlar oldukça kısıtlı olduğu için, saptanan depremlerden yalnızca en güncel olanı (Deprem 1), Karabacak (2016) tarafından belirtilen ve Lagina tapınağında hasara neden olan MS. 4. yüzyıl sonrasındaki deprem ile karşılaştırılabilmektedir. Diğer depremlerin karşılaştırılabileceği herhangi bir arkeosismolojik ya da tarihsel veri bulunmamaktadır.

Yatağan Fayı'nın son 11000 yıl içerisinde 1548 yıl ile 3655 yıl arasında değişmek üzere, ortalama 2600 yıllık bir deprem tekrarlanma aralığına sahip olduğu anlaşılmıştır. Paleosismolojik veriden elde edilen ortalama deprem tekrarlanma aralığı (2600 yıl) ve en büyük depremde meydana gelebilecek ortalama yer değiştirme miktarı (0,43 metre) göz önüne alındığında, Yatağan Fayı için yıllık kayma hızı ortalama 1,18 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

Yatağan Fayı, uzanımı boyunca yalın bir geometriye sahip olup, kırık ilerlemesine engel teşkil edecek herhangi bir bariyer söz konusu değildir. Dolayısıyla, bu çalışmadan çoğunlukla fayın güneydoğu bölümünden derlenen paleosismolojik verilerin fayın tamamına ilişkin yorumlanmasının uygun olacağı değerlendirilmektedir.



Şekil 13- Bayır ve Paşapınarı hendeklerinde tanımlanan ve tarihlendirilen depremlerin karşılaştırması.

6. Tartışma ve Sonuçlar

1- Yatağan Fayı'nın güncel aktivitesinin bölge jeomorfolojisi üzerine etkisinin araştırılması amacıyla, Hipsometrik eğri ve İntegral (HI), vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı (Vf) ve dağ n eğriliği (Smf) gibi analizleri kapsayan morfometrik çalışmalar gerçekleştirilmiştir (Basmenji vd., 2018). Yatağan Fayı ile ilişkili 17 drenaj havzasındaki hipsometrik integral (HI) analizlerinde, bu havzalardan sekizinde yüksek değerler ($HI > 0,5$) elde edilmiş ve buna göre havzaların genç evrede olduğu ve erozyonal süreçlerden henüz etkilenmedikleri şeklinde yorumlanmıştır. Geriye kalan dokuz havzada ise düşük hipsometrik integral değerleri elde edilmiş ($HI < 0,5$) ve bu havzaların baskın olarak fluviyal erozyonal süreçlerden etkilendikleri ne sürülmüştür. Ayrıca, hipsometrik eğriler genel olarak dış bükey ve S şeklinde geometriker sundukları için, bu durum drenaj havzalarının genç-olgunluk evresinde olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Yatağan Fayı'nın üç geometrik fay segmenti için dağ n eğriliği (Smf) hesaplanmış ve Smf değerlerinin 1,19 ile 2,64 arasında değiştiği görülmüştür. Bu değerlere göre, havzanın güney kenarının aktif bir fay tarafından denetlendiği ileri sürülmüştür (Basmenji vd., 2018). Yatağan Fayı ile ilişkili tüm vadilerden hesaplanan vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranları (Vf) 0,3 ile 6,2 arasında değişmekte olup, çok düşük Vf değerleri Yatağan Fayı'nın güncel aktivitesi ile ilişkilendirilmiştir (Basmenji vd., 2018). Bu çalışmadan elde edilen veriler, yukarıda belirtilen morfometrik yaklaşımlarla uyumlu olarak, Yatağan Yarı Grabeni'ni güneyden sınırlayan Yatağan Fayı'nın aktif bir yapı olarak güncel morfoloji üzerinde etkin olduğunu göstermiştir. Yatağan Yarı Grabeni'ni güneybatıdan sınırlandıran Yatağan Fayı, güneydoğuda Salihpaşalar (Yatağan-Muğla) ile kuzeybatıda şahinler köyleri (Yatağan-Muğla) arasında, $K55-65^{\circ}B$ genel doğrultusunda uzanan, $60-65^{\circ}KD$ 'ya eğimli, 17 km uzunluğunda aktif bir normal faydır.

2- Normal faylar için öngörülen görgül eşitliklere göre (Wells ve Coppersmith, 1994), Yatağan Fayı'nın üretebileceği en büyük deprem Mw 6,48, en büyük yer değiştirme miktarı 0,74 metre, ortalama yer değiştirme miktarı ise 0,43 metre olarak hesaplanmıştır.

3- Yatağan Fayı'ndan llen fay düzlemi kayma verilerinin kinematik analizi sonucunda (Marrett ve Allmendinger, 1990; Allmendinger vd., 2012), Yatağan Fayı'nın $K40^{\circ}D - G40^{\circ}B$ yönlü genişlemeli bir tektonik rejim altında geliştiği ortaya konmuştur. Kuzeydoğuya doğru dalan Afrika okyanusal litosferinin Ege Yayı bölümünün neden olduğu yitimin geri çekilmesi (subduction roll-back) süreçleri Güneybatı Anadolu'da st kabukta saatin tersi yönünde bir rotasyona neden olmaktadır. Güneybatı yönlü bu rotasyonal hareket, bölgedeki KB-GD uzanımlı Dinar, Muğla, Yatağan fayları gibi bazı normal faylar tarafından karşılanmaktadır.

4- Bu alışmada, Yatağan Fayı üzerinde kazılan Bayır ve Paşapınarı hendeklerinde son 11000 yıl içerisinde, yüzey kırığı oluşturmuş 4 deprem tanımlanmış ve tarihlendirilmiştir. Bu depremler güncelden eskiye doğru sırasıyla; **Deprem 1:** MS. 404 - 580 arasında, **Deprem 2:** M. 1544 – M. 568 arasında, **Deprem 3:** M. 7522 – M. 1900 arasında ve **Deprem 4:** M. 8781 öncesinde meydana gelmiştir. Yatağan Fayı üzerinde meydana gelen depremlerin karşılaştırılabileceği tarihsel kayıtlar oldukça kısıtlı olduğu için, saptanan depremlerden yalnızca en güncel olanı, Karabacak (2016) tarafından belirtilen ve Lagina tapınağında hasara neden olan MS. 4. yüzyıl sonrasındaki deprem ile karşılaştırılabilmemiştir. Diğer depremlerin karşılaştırılabileceği herhangi bir tarihsel ya da arkesosismolojik veri bulunmamaktadır.

5- Batı Anadolu ve Yunanistan'daki bazı normal fayların deprem tekrarlanma aralıklarını belirlemeye yönelik yürütülen paleosismoloji çalışmalarında, Gürboğa (2013) Erdoğmuş Fayı (Gediz Grabeni) için 910 ± 40 yıl, Altunel vd. (1999) Dinar Fayı için 1500-2000 yıl ve Kürçer vd. (2021) Dinar Fayı için 522 yıl ortalama deprem tekrarlanma aralıkları hesaplamışlardır. Bu alışmada, Yatağan Fayı'nın son 11000 yıl içerisinde 1548 yıl ile 3655 yıl arasında değişmek üzere, ortalama 2600 yıllık bir deprem tekrarlanma aralığına sahip olduğu anlaşılmıştır. Bu çalışmadan elde edilen 2600 yıllık ortalama deprem tekrarlanma aralığı bu çalışmalarla kısmen uyumludur.

6- Batı Anadolu ve Yunanistan'daki normal fayların kayma hızlarını tespit etmeye yönelik çok sayıda aktif tektonik ve paleosismolojik çalışma

yürütülmüştür. Örneğin Özkaymak vd. (2011) Manisa Fayı'nın kayma hızını 0,3 mm/yıl, Özkaymak vd. (2019) Bolvadin Fayı'nın kayma hızını 0,1 mm/yıl, Kürçer vd. (2021) Dinar Fayı'nın kayma hızını 0,37-0,56 mm/yıl hesaplamışlardır. Yunanistan'daki normal faylar üzerinde yürütülen çalışmalarda ise benzer kayma hızları hesaplanmıştır (Kokouvelas vd., 2001; Caputo vd., 2004; Pavlides ve Caputo, 2004; Chatzipetros vd., 2005; Papanikolaou vd., 2005; Kokkalas vd., 2005; Tsodoulos vd., 2016). Bunlara ilaveten Batı Anadolu'daki normal fayların kayma hızlarının kozmojenik ³⁶Cl yaşlandırma tekniği ile hesaplandığı çalışmada (Mozafari vd., 2022), Batı Anadolu'daki normal fayların geç Holosen'deki kayma hızlarının 0,1 – 2,2 mm/yıl arasında değiştiği belirlenmiştir. Bu çalışmada, paleosismolojik verilerden elde edilen ortalama deprem tekrarlanma aralığı (2600 yıl) ve en büyük depremde meydana gelebilecek ortalama yer değiştirme miktarı (0,43 metre) göz önüne alındığında, Yatağan Fayı için yıllık kayma hızı ortalama 1,18 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Yatağan Fayı için elde edilen 1,18 mm/yıl kayma hızı Batı Anadolu ve Yunanistan'daki diğer faylardan elde edilen kayma hızları ile uyumludur.

7- Yatağan Fayı bölgesel anlamda deprem tehlikesi barındıran önemli bir aktif yapıdır. Fayın etki alanında, Muğla il merkezi başta olmak üzere, Yatağan ve Milas gibi önemli turizm merkezleri ve Yatağan Termik Santrali gibi önemli bir enerji üretim tesisi bulunmaktadır. Söz konusu alanlarda, bu fayın önemli bir deprem tehlike kaynağı olarak değerlendirilmesi önerilir.

Katkı Belirtme

Bu çalışma, Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından yürütülmekte olan "Türkiye Yerkabuğu Özellikleri ve Jeodinamiğinin Araştırılması Projesi (TÜRKKABUK)" kapsamında gerçekleştirilmiştir. MTA Genel Müdürlüğü'ne teşekkür ederiz. Makale daveti için dergi baş editörü Doç. Dr. Selim ÖZALP'e (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü), makalenin değerlendirme aşamasındaki katkılarından dolayı dergi konuk editörü Prof. Dr. Volkan KARABACAK'a (Osmangazi Üniversitesi) teşekkür ederiz. Makalenin

değerlendirilmesi aşamasındaki katkı ve önerileri nedeniyle Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR (Dokuz Eylül Üniversitesi) ve Dr. Taylan SANÇAR'a (Munzur Üniversitesi) ayrıca teşekkür ederiz.

Değinilen Belgeler

- AFAD-DAD Catalogue 2015. Disaster and Emergency Management Presidency, Earthquake Department Catalogue.
- Aktuğ, B., Nocquet, J. M., Cingöz, A., Parsons, A., Erkan, Y., England, P., Lenk, O., Gürdal, M. A., Kılıçoğlu, A., Akdeniz, H., Tekgül, A. 2009. Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: limits to block-like behaviour. *Journal of Geophysical Research* 114, B10404.
- Akyüz, H. S., Kırkan, E., Basmenji, M., Aksoy, E., Dikbaş Akyüz, A., Uçarkuş, G., Yazıcı, M., Yakupoğlu, N., Zabcı, C. 2019. Paleoseismological and Morphotectonical Characteristics of Active Faults in the Vicinity of Muğla Area (SW Turkey). Springer Nature Switzerland AG 2019 N. Sundararajan et al. (eds.), *On Significant Applications of Geophysical Methods, Advances in Science, Technology and Innovation*.
- Akyüz, H. S., Basmenji, Kırkan, E. M., Aksoy, M. E., Dikbaş, A., Erturaç, M. K. 2021. Muğla Fayı, GB Türkiye: Morfometrik, Jeomorfolojik ve Paleosismolojik Yeni Bulgular. *Yerbilimleri* 42 (2), 232-260.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., Fisher, D. 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge University Press, 289.
- Altunel, E., Barka, A., Akyüz, H. S. 1999. Palaeoseismicity of the Dinar Fault, SW Turkey. *Terra Nova* 11, 297–302.
- Ambraseys, N. N. 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 17, 1–105.
- Ambraseys, N. N., Finkel, C. 1991. Long Term Seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea Region, *Terra Nova* 3 (5) 527-539.
- Ambraseys, N. N., Jackson, J. A. 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International* 133, 390–406.
- Ambraseys, N. N. 2001. Reassessment of earthquakes, 1900–1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Geophysical Journal International* 145, 471–485.

- Ambraseys, N. N. 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900, London: Imperial College Press.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari, A., Barka, A. A. 1999. Westward propagation of North Anatolian Fault into the Northern Aegean: timing and kinematics. *Geology* 27, 267–270.
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N., Üçer, S. B. 1981. Turkey and Surrounding Earthquake Catalogue 1881-1980. Boğaziçi University Publications.
- Basmenji, M., Akyüz, H. S., Yazıcı, M. 2018. Morphometric analysis of the Yatağan Fault, Muğla, SW Turkey. Abstracts, 9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Antalya, Turkey.
- Basmenji, M. 2019. Yatağan Fayı'nın paleosismolojik ve morfotektonik özellikleri (Muğla, GB Türkiye). MSc Thesis, İstanbul Technical University, İstanbul, Turkey (in Turkish).
- Basmenji, M., Akyüz, H. S., Basmenji, Kırkan, E., M., Aksoy, M., E., Uçarkuş, Yakupoğlu, N. 2021. Earthquake history of the Yatağan Fault (Muğla, SW Turkey): implications for regional seismic hazard assessment and paleoseismology in extensional provinces. *Turkish Journal of Earth Sciences* 30, 161-181.
- Başarır-Baştürk, N., Özel, N. M., Altınok, Y., Duman, T. Y. 2017. Türkiye ve yakın çevresi için geliştirilmiş tarihsel dönem (MÖ 2000-MS 1900-) deprem kataloğu. In: Duman TY (editor). *Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı*. Ankara, Turkey: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü 34, 239 (in Turkish).
- Bozkurt, E., 2001a. Neotectonics of Turkey- a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.
- Bozkurt, E., 2001b. Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 89, 728-744.
- Bozkurt, E., Oberhänsli, R. 2001. Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution—a synthesis. *International Journal of Earth Sciences* 89, 679–708.
- Bozkurt, E., Mittwede, S. K. 2005. Introduction: evolution of Neogene extensional tectonics of western Turkey. *Geodinamica Acta* 18, 153–165.
- Caputo, R., Helly, B., Pavlides, S., Papadopoulos, G. 2004. Palaeoseismological investigation of the Tyrnavos Fault, Central Greece. A contribution to the seismic hazard assessment of Thessaly. *Tectonophysics* 394, 1–20.
- Chatzipetros, A., Kokkalas, S., Pavlides, S., Koukouvelas, I. 2005. Paleoseismic data and their implications for active deformation in Greece. *Journal of Geodynamics* 40 (2–3), 170–188.
- Collins, A. S., Robertson, A. H. F. 1997. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society of London* 155, 759-772.
- Collins, A. S., Robertson, A. H. F. 1999. Evolution of the Lycian allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic rift and passive continental margin. *Geological Journal* 34, 107-138.
- Dewey, J. F., Şengör, A. M. C. 1979. Aegean and surrounding regions. Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin* 90, 84–92.
- Duman, T. Y., Emre, Ö., Özalp, S., Elmacı, H. 2011. 1: 250,000 scale active fault map series of Turkey, Aydın (NJ 35-11) Quadrangle. General Directorate of Mineral Research and Exploration Publications. Ankara, Turkey.
- Duman, T. Y., Çan, T., Emre, Ö., Kadıroğlu, T., Başarır-Baştürk, N., Kılıç, T., Arslan, S., Özalp, S., Kartal, R. F., Kalafat, D., Karakaya, F., Eroğlu-Azak, T., Özel, N. M., Ergintav, S. A., Akkar, S., Altınok, Y., Tekin, S., Cingöz, A., Kurt, A. İ. 2018. Seismotectonic data base of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 3277-3316.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F. 2013. Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text. 1:1,250,000 Scale, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series-30, Ankara
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., Çan, T., 2018. Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering* 16 (8), 3229–3275.
- EMSC-CSEM 2015. European-Mediterranean Regional Centroid-Moment Tensors Catalog (RCMT) [Data set]. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z. 1967. Türkiye ve civarının deprem kataloğu. İTÜ Yayınları, No: 24, İstanbul-Türkiye.
- Ersoy, Ş. 1991. Datça Yarımadası'nın Stratigrafisi ve Tektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni C* 34, 1-14.
- ETHZ 2020. Zurich Moment Tensors, Swiss Seismological Service, 2020.

- Genç, Ş. C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., Yılmaz, Y. 2001. The Çubukludağ graben, south of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta* 14, 1-3, 45-55.
- Graciansky, P. C. 1972. Reserches geologiques dans le Taurus Lycien occidental. Thesis, University de Paris-Sud, Orsay.
- Guidoboni, E., Comastri, A., Traina, G. 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. Instituto Nazionale di Geofisica, Roma, 502.
- Guidoboni, E., Comastri, A. 2005. Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Gürboğa, Ş. 2013. 28 March 1970 Gediz earthquake fault, western Turkey: palaeoseismology and tectonic significance. *International Geology Review* 55 (10), 1191–1201.
- Gürer, F. Ö., Bozcu, M., Yılmaz, K., Yılmaz, Y. 2001. Neogene basin development around Söke-Kuşadası (western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region. *Geodinamica Acta* 14, 57-70.
- Harvard Centroid Moment Tensor Catalog, The Global Centroid-Moment-Tensor (GCMT), Project, 1976-2012.
- International Seismological Centre, 2021. ISC-EHB dataset.
- International Seismological Centre Event Catalog, 1960-2010.
- International Seismological Centre, Focal Mechanism Catalog.
- Jackson, J., McKenzie, D. P. 1984. Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal Research Astronomy Society* 77, 185–246.
- Kadirioğlu, F. T., Kartal, R. F., Kılıç, T., Kalafat, D., Duman, T. Y., Eroğlu Azak, T., Özalp, S., Emre, Ö. 2018. An Improved earthquake catalogue ($M \geq 4.0$) for Turkey and its near vicinity (1900–2012). *Bulletin of Earthquake Engineering* 16, 3317–3338.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kekovalı, K., Kara, M., Deniz, P., Yılmaz, M. 2007. Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2010; $M \geq 4.0$). Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Yayın No: 1049, 640.
- Karabacak, V. 2016. Seismic damage in the Lagina sacred area on the Mugla Fault: A key point for the understanding of the obliquely situated faults of western Anatolia. *Journal of Seismology* 20 (1), 277-289.
- Kılıç, T., Kartal, R. F., Kadirioğlu, F. T., Duman, T. Y., Özalp, S. 2017. Modified moment tensor (1906–2012) catalogue ($M > 4.0$) for Turkey and surroundings. In: Duman TY (ed) Seismotectonic map of Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series, 34, 261, Ankara, Turkey.
- Kiratzi, A., Louvari, E. 2003. Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: A new database. *Journal of Geodynamics* 36 (1-2), 251-274.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E. 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society* 156 (3), 605-616.
- Kokkalas, S., Pavlides, S., Koukouvelas, I., Ganas, A., Stamatopoulos, L. 2007. Paleoseismicity of the Kaparelli fault (eastern Corinth Gulf): Evidence for earthquake recurrence and fault behaviour. *Bulletin of Society of Geology of Italia* 126, 387–395
- Konak, N. 2002. 1:500.000 Scale Geological Map of Turkey İzmir Quadrangle. 1:500,000 Scale Geological Maps of Turkey, M. Şenel (Ed.), Serial Number: 7, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Turkey.
- Konak, N., Şenel, M. 2002. 1:500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Denizli Paftası. Türkiye 1/500.000 Ölçekli Jeoloji Haritaları, No: 13, M. Şenel (Ed.), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Kürçer, A., Özdemir, E., Olgun, Ş., Özalp, S., Çan, T., Elmacı, H. 2021. Active Tectonic and Paleoseismological Characteristics of the Dinar Fault, SW Anatolia, Turkey. *Mediterranean Geoscience Reviews* 3 (2), 219-251.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R., Veis, G. 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100, 675-690.
- Marrett, R. A., Allmendinger, R. W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.

- McCalpin, J. P. 2009. Paleoseismology in Extensional Tectonic Environments 3, 171-267 (in International Geophysics Series, 95).
- McCalpin, J. P., Nelson, A. R. 2009. Introduction to Paleoseismology 1, 1-27 (in International Geophysics Series, 95).
- McKenzie, D. P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal Research Astronomy Society* 30 (2), 109–185.
- McKenzie, D. P. 1978. Active tectonics of the Alpine Himalayan Belt The Aegean Sea and surrounding regions, *Geophysical Journal Research Astronomy Society* 55, 217-254.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A. 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International* 155 (1), 126-138.
- Mozafari, N., Özkaymak, Ç., Sümer, Ö., Tikhomirov, D., Uzel, B., Yeşilyurt, S., Ivy-Ochs, S., Vockenhuber, C., Sözbilir, H., Akçar, N. 2022. Seismic history of western Anatolia during the last 16 kyr determined by cosmogenic ³⁶Cl dating. *Swiss Journal of Geosciences* 115 (1), 1-26.
- Oberhänsli, R., Partzsch, J., Candan, O., Etüncüoğlu, M. 2001. First occurrence of Fe-Mg-caroholite documenting high-pressure metamorphism in metasediments of the Lycian Nappes, SW Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 89, 867-873.
- Oral, B., Reilinger, E., Toksöz, M. N., King, R. W., Barka, A., Kınık, I. 1995. Global positioning system (GPS) offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *Transactions of the American Geophysical Union* 76, 9–11.
- Özalp, S., Emre, Ö., Şaroğlu, F., Özaksoy, V., Elmacı, H., Duman, T. Y. 2018. Active fault segmentation of the Çivril Graben System and surface rupture of the 1 October 1995 Dinar earthquake (Mw 6.2), Southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 166, 136–151.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B., Akyüz, H. S. 2011. Geological and Paleoseismological Evidence for Late Pleistocene-Holocene Activity on the Manisa Fault Zone, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20, 449–474.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Geçivi, M. O., Tiryakioğlu, İ. 2019. Late Holocene coseismic rupture and aseismic creep on the Bolvadin Fault, Afyon Akşehir Graben, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences* 28, 787–804.
- Papanikolaou, I. D., Roberts, G. P., Michetti, A. M. 2005. Fault scarps and deformation rates in Lazio-Abruzzo, Central Italy: Comparison between geological fault slip-rate and GPS data. *Tectonophysics* 408, 147–176
- Pavlidis, S., Caputo, R. 2004. Magnitude versus faults' surface parameters: Quantitative relationships from the Aegean. *Tectonophysics* 380, 159–188
- Pınar N., Lahn E. 1952 Türkiye depremleri izahlı kataloğu. Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları 6:36.
- Poisson, A. 1977. Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): These d'Etat Univ. Paris-Sud (Orsay). 795 (yayımlanmamış).
- Reilinger, R., McClusky, S., Oral, M., King, R., Toksöz, M., Barka, A., Kınık, I., Lenk, O., Sanlı, I. 1997. Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone. *Journal of Geophysical Research* 102, 9983-9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research* 111 (B5), B05411.
- Reilinger, R., McClusky, S. C., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P. 2010. Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics* 488, 22–30.
- Sarıca, N. 2000. The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: Mammalian evidence from the continental deposits. *Geological Journal* 35, 1-24.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, I., Şen, Ş., Işık, V. 2002. The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. *Geological Magazine* 139, 15–26.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y. 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, TÜBİTAK Proje No: TBAG 341, 124.
- Sözbilir, H. 2001. Geometry of macroscopic structures with their relations to the extensional tectonics: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 10, 51-67.

- Sözbilir, H. 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta* 15 (5–6), 277–288.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Eski, S. 2017. 22-25 Kasım 2017 Muğla Depremleri ve Muğla İlinin Depremselliği Raporu, Dokuz Eylül Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi Diri Fay Araştırma Grubu, İzmir, 2017.
- Stucchi, M., Roviada, A., Gomez Capera, A. A., Alexandre, A., Camelbeeck, T., Demircioğlu, M. B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R. W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S. 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. *Journal of Seismology* 17 (2), 523 – 544.
- Şaroğlu, F., Boray, A., Emre, Ö. 1987. Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 8174, Ankara (yayımlanmamış).
- Şenel, M. 2002. 1:500.000 Scale Geological Map of Turkey Konya Quadrangle. 1:500,000 Scale Geological Maps of Turkey, M. Şenel (Ed.), Serial Number: 14, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Turkey.
- Şengör, A. M. C., Kidd, W. S. F. 1979. Post-collisional tectonics of Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics* 55, 361–376.
- Şengör, A. M. C. 1980. Türkiye'nin Neotektoniği'nin Esasları, Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serisi 2.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K., Christie-Blick, N. (Eds.), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications* 37, 227–264.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. C., Yörük, A. 2008. The earthquake catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Science* 17, 405–418.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D. 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International* 106, 433-490.
- Tsodoulos, I. M., Stamoulis, K., Caputo, R., Koukouvelas, I., Chatzipetros, A., Pavlides, S., Gallousi, C., Papachristodoulou, C., Ioannides, K. 2016. Middle-Late Holocene earthquake history of the Gyrtani Fault, Central Greece: insight from optically stimulated luminescence (OSL) dating and paleoseismology. *Tectonophysics* 687, 14–27.
- Tur, H., Yaltırak, C., Elitez, İ., Sarıkavak, K. T. 2015. Pliocene–Quaternary tectonic evolution of the Gulf of Gökova, southwest Turkey. *Tectonophysics* 638, 158-176.
- Turhan, N. 2002. 1:500.000 Scale Geological Map of Turkey Ankara Quadrangle. 1:500.000 Scale Geological Maps of Turkey, M. Şenel (Ed.), Serial Number: 8, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Turkey.
- USA Coast and Geodetic Survey of the United States. U.S. Congress. 1934. United States Code: Coast and Geodetic Survey, 33 U.S.C. 851-852a Suppl. 3.
- U.S.G.S, 2020. Earthquake Lists, Maps, and Statistics.
- Vannucci, G., Gasperini, P. 2004. The new release of the database of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA version 2), *Annals of Geophysics* 47, 303-327.
- Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? In Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Geological Society of London, Special Publications* 173, 353–384.
- Yılmaz, Y., Karacık, Z. 2001. Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens. *Geodinamica Acta* 14 (1-3) -43.
- Wells, D. L., Coppersmith, K. J. 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4) 974-1002.



MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

<https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri/>



Kırıkkale-Çankırı-Çorum kayatuzu yatakları jeolojisi ve doğal gaz depolama imkanları

Abdullah Mete ÖZGÜNER^{a*}

^aMaden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi Başkanlığı, 06530, Ankara, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Kayatuzu Jeolojisi, Gaz Depolayan Kaverna, Solüsyon Madenciliği, Çevre Kirliliği, Orta Anadolu

ÖZ

Kırıkkale-Çankırı-Çorum Neojen evaporit havzasında gerçekleştirilen sondajlı jeolojik etütler ve jeofiziksel sismik, DES etütleri; Oligo-Miyosen yaşlı Bayındır Formasyonu anhidrit seviyesi altında yaklaşık toplam 1150-600 m arası kalınlığa sahip yer altı kayatuzu yatağının varlığını saptamıştır. Çok sığ denizel evaporitik ortamlarda çökelen bu kalın, yatay tabakalı tuz yataklarının izostatik grabenlerde yer aldığı, havza ve horst kenarlarında incelendiği görülmüştür. Kayatuzlu litolojik istiflerin detay korelasyonu, gaz depolayan kaverna lokasyonlarını tespit çalışmalarında gerekli olup kaverna risklerini minimuma indirir. Sondajda kesilen farklı kayatuzu karot kalınlıkları için teorik kaverna derinlikleri, boyutları ve yeraltı basıncına dayanan gaz depolama hacimleri hesaplanabilir. Deep Şirketinin, Kırıkkale KİAŞ kayatuzu sondaj karotları laboratuvar analizlerinde saptadığı litolojik basınç gradyeni, kullanım faktörü, bulking faktörü değerleri; Çankırı, Çorum kalın kayatuzu yatakları için de yaklaşık kullanılabilir. Sondaj karotlarına dayanan kaverna hacim hesaplaması, proje maliyetlerinin saptanmasına yardımcı olur. Kızılırmak ve kolları suyunun debi ve kimyasal özellikleri, solüsyon madenciliğine uygun olduğunu belirtmiştir. KİAŞ kaverna açılımında çıkacak tuzlu sular, Kırıkkale Petrol Rafinerisinde kullanılabilir veya çevre kirliliğini önlemek için kurak vadilerde beton setli havuzlarda saklanabilir. TANAP ve Mavi Akım doğal gaz boru hatları, kayatuzu sahalarının yakınından geçtiği için doğal gaz depolama masrafları azalacaktır.

Gönderim Tarihi: 09.04.2022

Kabul Tarihi: 20.10.2022

Keywords:

Salt Geology, Gas storing Caverna, Solution mining, Environmental pollution, Central Anatolia

ABSTRACT

Borehole geological studies and geophysical seismic, vertical electrical sounding (VES) surveys carried out in Kırıkkale-Çankırı-Çorum Neogene evaporite basin determined salt deposit with total thickness of approximately 1150-600 m below the anhydrite level in Oligo-Miocene aged Bayındır Formation. It has been observed that the thick, horizontal salt beds deposited in very shallow marine evaporitic environments, are located in isostatic grabens and thinned at the basin and horst margins. The detail correlation of the rocksalt lithological successions is necessary for the determination of gas-storing caverna locations and minimizing the cavern risks. Theoretical cavern depths, dimensions and gas storage volumes based on underground pressure can be calculated for different thicknesses of the salt cores in drillings. The lithological pressure gradient, utilization factor, bulking factor values of the KİAŞ Kırıkkale salt drilling cores determined by Deep Company in the laboratory analysis; can also approximately be used for the thick Çankırı, Çorum salt deposits. Cavern volume calculation based on drill cores helps to determine project costs. Flow rate and chemical properties of Kızılırmak and its tributaries indicate that it is suitable for solution mining. The salty water that will emerge from the KİAŞ cavern opening can be used in Kırıkkale Oil Refinery or stored in concrete set pools in arid valleys to prevent environmental pollution. Natural gas storage costs will be reduced as TANAP and Blue Stream natural gas pipelines pass near the salt deposit fields.

Received Date: 09.04.2022

Accepted Date: 20.10.2022

*Başvurulacak yazar: Abdullah Mete ÖZGÜNER, abdullah_ozguner@hotmail.com

1. Giriş

NaCl tuzu; petrol, demir ve kömürden sonra, dünyada en çok tüketilen dördüncü endüstriyel hammaddedir ve yıllık dünya tuz tüketimi 300 milyon ton civarındadır. NaCl tuzunun kullanım alanları şunlardır; a) petrokimya endüstrisi, b) kloralkali endüstrisi, c) metalurji, d) tekstil ve boya endüstrisi, e) deterjan endüstrisi, e) ilaç sanayi, f) yiyecek tatlandırıcısı, g) buzlanma kontrolü, h) doğal gaz ve petrol depolayan kavernalar için geçirimsiz ve basınçlı yeraltı medyası oluşturması. BOTAS, Türkiye’de ilk olarak Konya Sultanhanı (Tuz Gölü) yer altı kayatuzu domlarında doğalgaz depolamak için Çin YUTAİ şirketine kaverna açtırmıştır. Bilinen Tuz Gölü, Ereğli-Bor ve Adana Neojen havzaları kalın yeraltı kayatuzu yataklarına ek olarak Kırıkkale, Çankırı, Çorum Neojen havzalarında da kalın kayatuzu yataklarının varlığı saptanmıştır (Sönmez vd., 2011; Özgüner ve Ünsal, 2013; Özgüner ve Kızıldağ, 2015; Sönmez ve Aydındağ, 2017). Çankırı havzasındaki Bayındır Formasyonu kalın kayatuzu yatağının tamamı, henüz karotlu sondajlarla kesilememiştir. Kırıkkale-Çankırı-Çorum Neojen evaporit havzalarının graben yapıları içinde ve Bayındır Formasyonu bünyesinde, Bozkır Formasyonu killi-jips örtü kayacının altında yeni ve kalın kayatuzu yataklarının bulunması olasılığı vardır. Sivas Neojen evaporit havzasında da anhidrit örtü seviyelerinin altında, graben yapıları içinde kalın kayatuzu yatakları bulunması ihtimali vardır. Anhidritler içinden tuzlu su çıkışları bunun göstergesidir. Kızılırmak Neojen havzasında sondajlarla bulunmuş ve bulunacak yeni kalın kayatuzu yatakları bünyesinde açılacak kavernaların yakınından geçen TANAP ve Mavi Akım Doğalgaz boru hatlarından gaz depolamak daha kolay ve hesaplı olacaktır.

Yer altı kayatuzu yataklarında milyonlarca metreküp doğal gaz depolamak, yeryüzünde çelik depolarda depolamaktan hem çok daha emniyetli, hem çok daha iktisatlı ve hem de çevre kirliliğini önleme açısından çok daha etkindir. Yeryüzündeki milyonlarca metreküp gazın hacmi; 500-1000 m kaya derinliğinin yeraltı basıncı altında yaklaşık 1/70 oranında azalmaktadır. Bu nedenle depolanacak doğal gazın hacmi, derinliğe göre, kaverna hacminin 50-70 katı olacaktır. Kayatuzu yatakları içine sondajlardan

verilen tatlı su vasıtasıyla kayatuzu çözelti ve kaverna boşluğu açılmakta ve doğal gaz veya petrol ihtiyaç duyulduğunda kullanılmak üzere bu kavernada depolanmaktadır. Yer altı kayatuzu yataklarına uygun koşullarda açılan kavernalarda depolanan petrol ve doğalgazın çok uzun süreler dışarı sızmadığı, hacim kaybına uğramadığı ve istenildiğinde %70 oranında geri alındığı ve başka bir madde depolanacaksa ilk önce içeriye su basılıp geri kalan %30 gaz veya petrol alındıktan sonra bu maddenin depolanabildiği bilinir. Dünyada binlerce bu tip gaz depolama tesisi vardır (Berest ve Brouard, 2004).

Warren (2006)’a göre; kaverna açılımlarında başarısızlıkların ve felaketlerin çoğu, kayatuzu solüsyon madenciliği sınırlarının kayatuzu yatağının sınırlarıyla çakıştığı zaman (yani kayatuzunun incelendiği havza kenarlarında) meydana gelir. Solüsyon kavernalarıyla ve gaz depolamayla ilgili problemler açısından yeraltı kayatuzu kütlelerinin asla yırtılmayıp kendi içinde yamandığını ve gaz sızıntısı yapmadığını bilmek önem kazanır. Bu sistemlerdeki zayıf nokta; sondaj kuyularının muhafaza borusu ve onun çimentolanmasıdır. Böyle olmakla beraber, kuyu başarısızlığıyla ilgili hemen hemen tüm problemler; yeryüzü personelinin ya ihmal veya anlama kabiliyetlerinin azlığıyla ilgili olup daha ziyade insan hatalarından kaynaklanır. Gelişen tüm kazalar, zayıf kontrollü uygulamalardan veya gerektiği gibi uygun olmayan malzemenin kullanılmasından kaynaklanır.

Doğal gaz depo kapasitesinin yeterli olması, ticari ve stratejik avantaj sağlar. Silivri’de tüketilmiş petrol rezervuarları, doğal gaz depolamak için kullanılmakta ve Türkiye arzının %10’u karşılamaktadır. Tüketilmiş petrol-doğal gaz sahasının üretimden depolamaya dönüşümünde mevcut kuyuların, toplama sistemlerinin ve boru hattı bağlantılarının tekrar kullanılabilme avantajı vardır. Ekonomi açısından bu sahalarda depolamada geniş çapta kullanılmasına öncelik verilir. Tuz domlarına veya kayatuzu kütlelerine kaverna açılıp depolamaktan daha ekonomik olduğu için, Trakya’da ve Güneydoğu Anadolu’da tüketilmiş petrol ve doğal gaz sahalarda doğal gaz depolamak için tekrar kullanma koşullarının araştırılması önem kazanır. Türkiye’de enerji kaynakları arasında doğal gaz, %55 oranında kullanılmakta ve hem ısıtma ve hem de elektrik üretim aracı olarak yararlanılmaktadır.

Avrupa'da 142 yeraltı gaz depolama tesisi var. Doğal gaz depolama sistemi, Türkiye'yi doğal gaz ticaret merkezi yapabilir. Özel sektörün de depolama sistemine girmesi gerekir. İletim ve depolama alanlarında işbirliği sağlanmalıdır. Doğal gaz depolama konusu, hem arz güvenliği sağlayacak hem de doğal gaz ithalinde Türkiye'nin elini kuvvetlendirecektir. Doğal gaz borsası olan ülkelerde ciddi bir kar marjini vardır. Dünyada kullanılan doğal gaz depolama imkanlarının %76'sı tüketilmiş petrol ve doğal gaz rezervuarlarından, %14'ü yer altı suyu akiferlerinden, %12'si kayatuzu yataklarından sağlanmaktadır. Avrupa'da en yüksek doğal gaz depolama oranı % 49 ile Ukrayna'ya ait olup 15 milyar m³ lük bir depolama hacmine sahiptir. Türkiye'nin 2023 hedeflerinde toplam 5 milyar m³ doğal gaz depolanma tesislerinin kurulması planlanıyor (Underground Gas Storage UGS konferansı notları, Ankara, 2014).

Dünyada halit (NaCl) kayatuzunun en çok tüketildiği alan kimya sanayidir. Orta Anadolu'da kloralkali tesisi henüz yoktur. Kırıkkale petrol rafinerisinin kuş uçuşu 45 km güney doğusunda ve daha yüksek irtifada bulunan KİAŞ kayatuzu yatağından solüsyon madenciliği ile açılacak doğal gaz depolama kavernaları atık tuzlu suyunun sifon yapıp boru hattı ile rafineriye taşınması imkanı vardır. Atık tuzlu solüsyon suları, Orta Anadolu-Orta Karadeniz petrokimya ve kloralkali endüstrilerinin hammaddesini oluşturabilir. Kırıkkale petrol ve doğal gaz rafinerisi, PVC (Polivinil Klorür) plastik yan ürünleri üretiminde önemli miktarlarda NaCl tuzu tüketmektedir. Esas önem verilmesi gereken şey; çok büyük çeşitli kimyasal tuz rezervlerine sahip olan Orta Anadolu'da hala bu hammaddeleri kullanıp çeşitli kimyasallar üretecek bir petrokimya kompleksinin özel sektör tarafından kurulamaması ve çeşitli kimyasal ürünlerin her yıl dışarıdan artan oranlarda ithal edilmesidir (Özgüner, 2022).

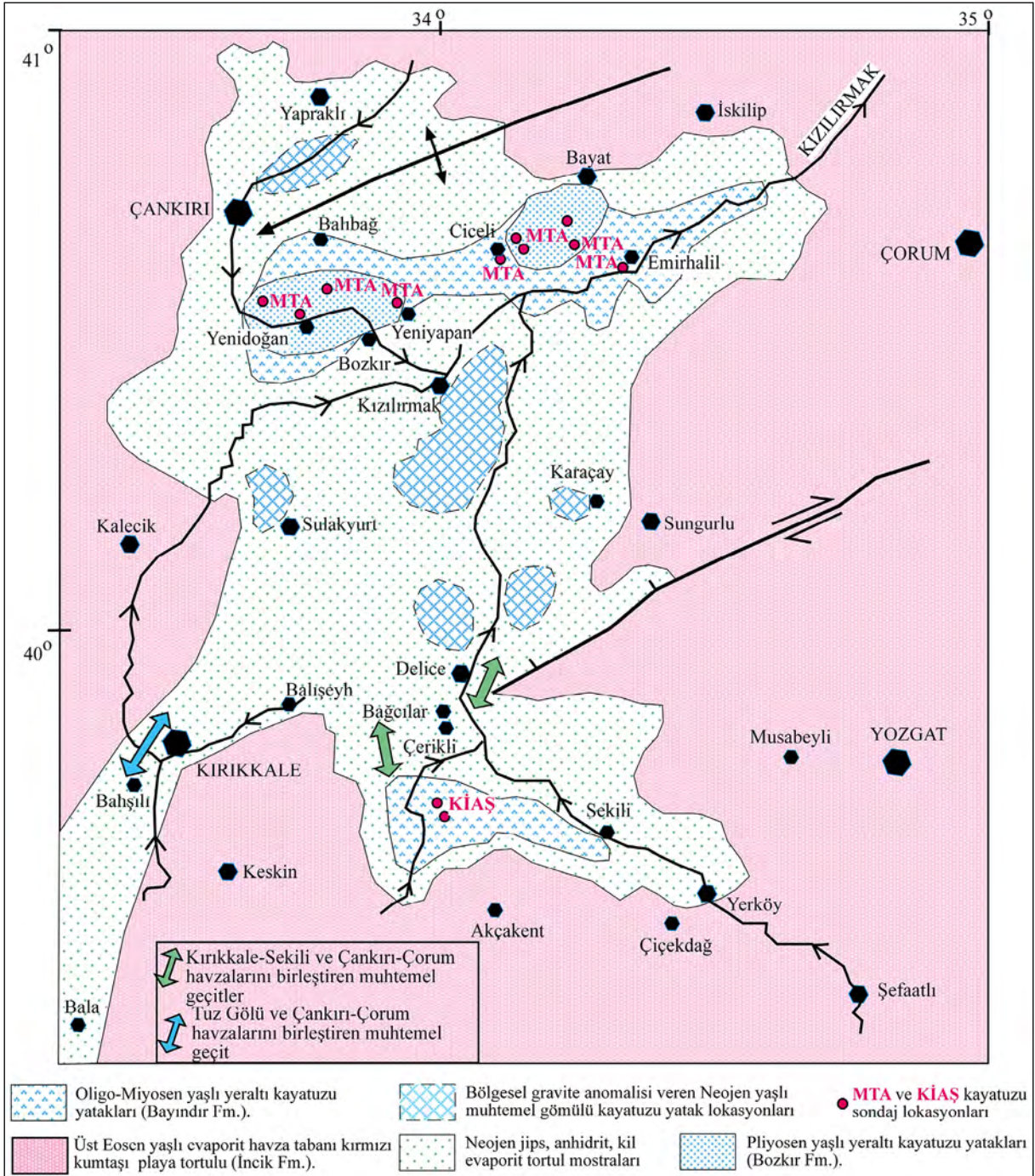
Türkiye'de artan petrokimya ürünleri ithalatını azaltmak, hatta ihracatını yapmak imkanları vardır. Mavi Akım ham petrol boru hattının ulaşacağı Samsun limanında petrol rafinerisi kurulabilir. Kömür İşletmeleri Anonim Şirketi (KİAŞ)- Etimaden kloralkali (2010) raporuna göre; Türkiye'nin tuz üretim

ve ticaretinde asıl önemli kaybı, halit (NaCl) tuzundan elde edilen birincil ve ikincil kimyasal maddelerin yüksek miktar ve değerlere ulaşan ithalatıdır. Kimyasallar olarak ithal edilen NaCl türevlerinin arasında başlıcaları; klorhidrik, sodyum hidroksit, sodyum klorat, sodyum hidrosülfid, sodyum nitrat, sodyum fosfat, sodyum bikarbonat, sodyum perborat, sodyum bikromat, sodyum asetat ve benzerleri ürünler yer almaktadır. Kloralkali endüstrisi, temel olarak tuzlu suyun elektrolizine dayanır. Sıvı klor kostik (%32'lik, %48'lik ve pelet olarak), hidroklorik asit ve sodyum hipoklorit (%12-15'lik) üretilir. Ayrıca klor kullanılarak birçok kimyasal maddenin birçok kimyasal maddenin (PVC, FeCl₃, CaCl₂, poli alüminyum klorür vs.) de üretilmesi mümkündür. Bu durum ülkemizde kimyasal tuzlara dayalı birincil ve ikincil kimyasal maddeleri (petrokimya ürünlerini) üreten petrol rafinerilerinin kapasite olarak yetersiz kalmasından kaynaklanmaktadır. Türkiye'de 3 adet kloralkali üreticisi olup bunlar Petkim, Akkim ve Koruma Klor'dur. Her üç üretici de Türkiye'nin batısında yer almakta olup; Petkim Aliğa/İzmir'de, Akkim Yalova'da, Koruma Klor ise Körfez/Kocaeli'dedir. Koruma Klor'un Kırıkkale/Hatay'da 10.000 ton/yıl kapasiteli bir tesisi bulunmaktadır (Özgüner, 2022).

2. Kırıkkale-Çankırı-Çorum Neojen Yaşlı Kayatuzu Yataklarının Jeolojisi

2.1. Stratigrafi

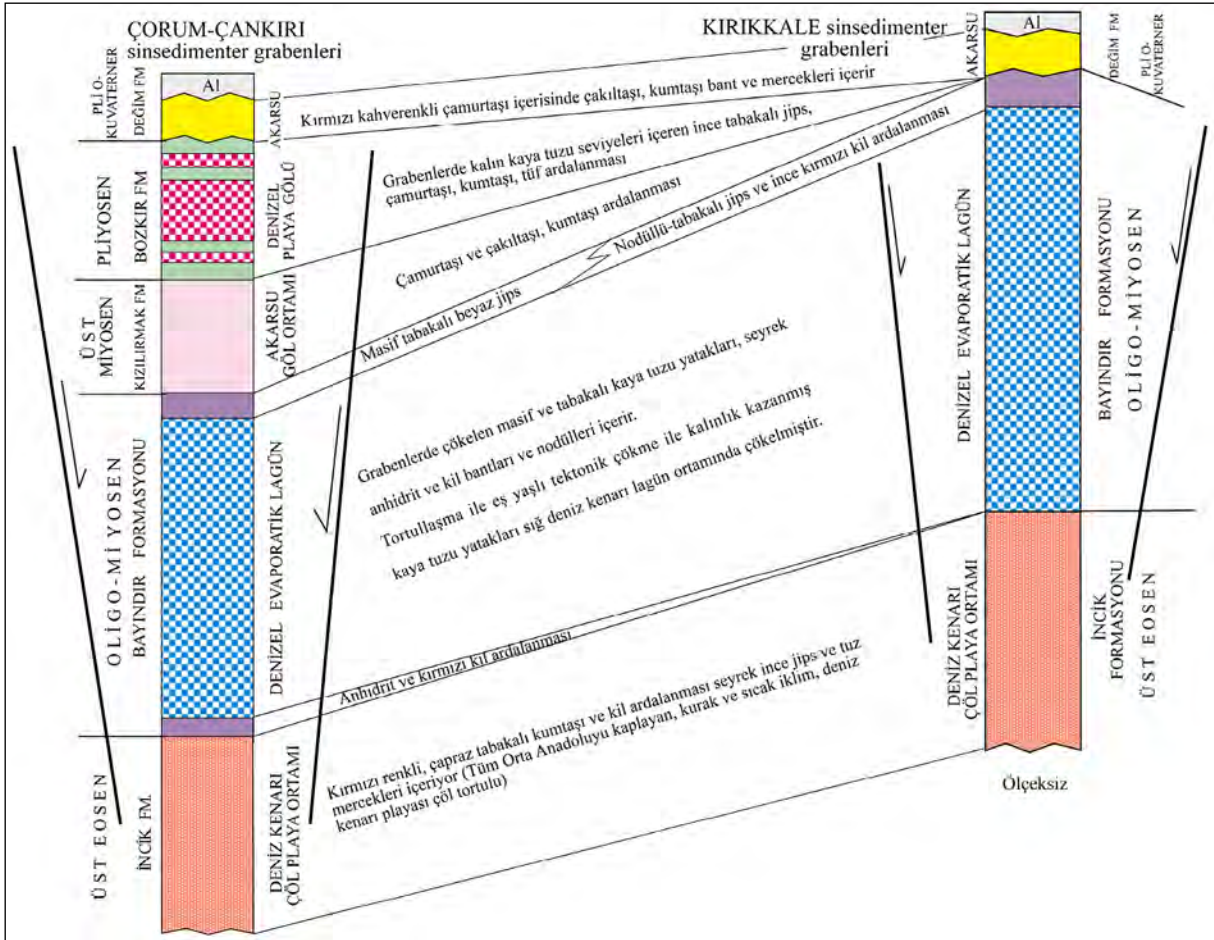
Üst Eosen zamanında Orta Anadolu'nun tektonik yükselimi sonucu deniz çekilmeye başlamıştır. Üst Eosen-Alt Oligosen uyumsuzluğu, Orta Anadolu Eosen sığ denizel havzasının yükselerek yerini kurak ve sıcak iklimde kırmızı kil ve kumtaşlarından (İncik Formasyonu) oluşan playa düzlüklerine ve denizel lagünlere terk etmiştir. Oligo-Miyosen zamanında, Doğu ve Güney Anadolu'dan gelen sürekli deniz transgresyonu (Lüttig ve Steffens, 1976; Özgüner, 2004), irtibatlı olduğu sığ playa izostatik graben gölleri ve körfezlerinde, sıcak ve kurak iklim koşullarında kalın kayatuzu yatakları ve evaporit çökellerine kaynak oluşturmuştur (Şekil 1-2). Kırıkkale-Sekili evaporit havzasında KİAŞ'ın yaptığı karotlu iki sondajın her birinde Oligo-Miyosen yaşlı Bayındır



Şekil 1- KİAŞ - MTA karotlu sondajlarında kesilen yeraltı halit kayatuzu yataklarını içeren Çankırı, Çorum, Kırıkkale Oligo-Miyosen evaporit havzalarının muhtemel paleocoğrafya haritası.

Formasyonu bünyesinde yaklaşık toplam 1000 m kalın kayatuzu yatağı kesmiştir (Özgüner ve Kızıldağ, 2015). Çorum'un batısında MTA'nın gerçekleştirdiği karotlu iki sondaj Oligo-Miyosen yaşlı Bayındır Formasyonu'nda toplam 600 m'den kalın ve karotlu diğer üç sondajın her biri Pliyosen yaşlı Bozkır

Formasyonu'nda toplam 760 m, 206 m, 175 m kalın kayatuzu yatakları kesmiştir. Çankırı güneyinde MTA'nın gerçekleştirdiği karotlu dört sondajın her biri Pliyosen yaşlı Bozkır Formasyonu'nda toplam 362 m, 304 m, 252 m, 50 m kalın kayatuzu kesmiştir (Sönmez vd., 2011; Sönmez ve Aydınadağ, 2017), (Şekil 1-3).



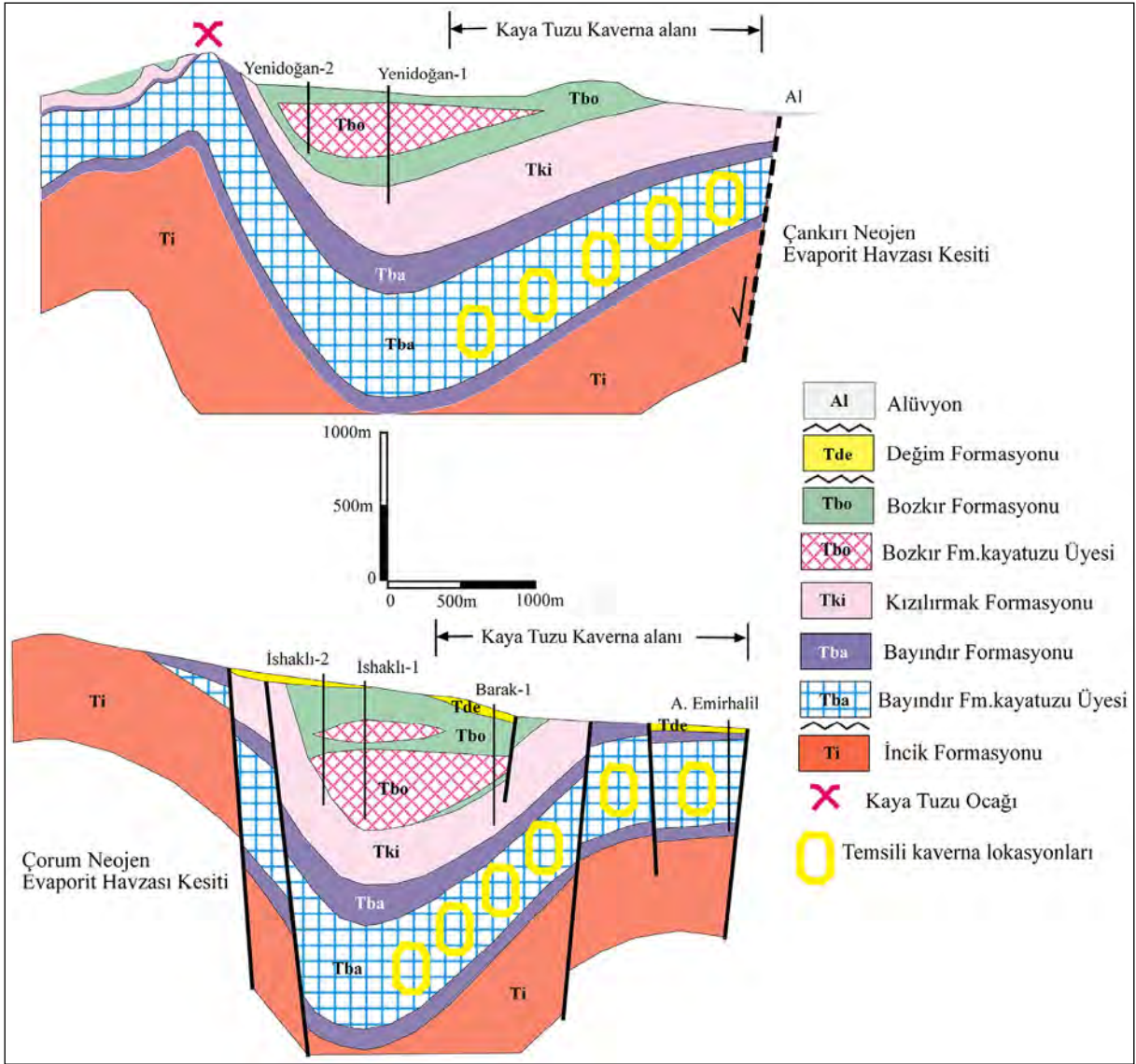
Şekil 2- Oligo-Miyosen zamanında, Bayındır Formasyonu kayatuzu yatakları, denizle irtibatlı, sıcak iklim koşullarında izostatik grabenlerde çökelmiştir. Üst Miyosen-Pliyosen zamanında Kızılırmak ve Bozkır formasyonları graben ve horst yapılarını aşmalı olarak örterek çamurtaşı, çakıltaşı ve killi jipsleri tortullaştırmıştır. Kırıkkale yöresi Üst Miyosen’de tektonik olarak yükseldiği için Kızılırmak ve Bozkır formasyonları çökelmemiş veya aşınmıştır.

Çankırı antiklinali güney kanadında mostra veren Çankırı tuz mağarası ve Potuk kayatuzu mostraları da Oligo-Miyosen yaşlı Bayındır Formasyonu’na ait olup güneye doğru Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Kızılırmak ve Bozkır formasyonlarının altına dalmakta ve monoklinal kıvrım içinde yer almaktadır (Sönmez ve Aydınadağ, 2017). Çankırı güneyindeki kayatuzu formasyonları bu senklinal içinde aşınmadan korunmuş ve kalınlık kazanmıştır. Kırıkkale-Tatlıcağ ve Yozgat-Sekili arası Neojen evaporit havzasında ise Üst Miyosen-Pliyosen paleocoğrafyası daha yüksek irtifada olduğu için Kızılırmak ve Bozkır formasyonları çökelememiş veya aşınmıştır (Şekil 1-2). Çankırı Çorum evaporit havzası Pliyosen yaşlı Bozkır Formasyonu ve altında yer alan çok kalın Oligo-Miyosen yaşlı Bayındır Formasyonu kayatuzu

yataklarının, senklinal ve graben eksenlerinde en kalın çökelindiği görülür (Şekil 3).

Kırıkkale-Sekili evaporit havzası kuzey kuzey kenarında, Üst Eosen kırmızı taban kumtaşlarını aşmalı olarak örten Pliyosen killi jips örtü mostrası sınırları boyunca yer yer tuzlu su kusmaları (Şekil 4) görülür. Taban kırmızı kumtaşları ile killi jips örtü kayacı arasındaki yer altı kayatuzu kalınlığının havza kenarlarında inceldiği ve bol anhidrit nodülleri içerdiği ve havza ortalarına doğru ise çok kalınlaştığı görülür (Şekil 5).

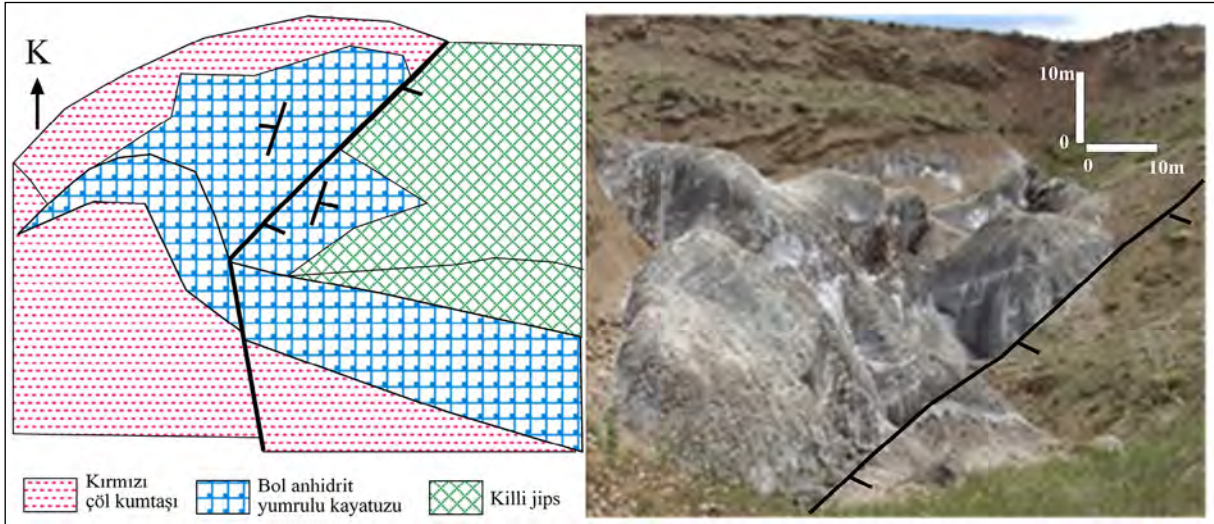
Kayatuzunun sondajlarda kesilmediği veya ince olduğu lokasyonlar ise; horst yapıları, graben ve tortul havza kenarlarıdır. Çöl playa düzlükleri sığ ortamlarında izostatik olarak çökelen çok kalın



Şekil 3- Çankırı Çorum evaporit havzalarının KB-GD yönlü jeolojik kesitleri ve muhtemel kayatuzu kaverna lokasyonları. Senklinal ve graben havzaları kuzey kanatları tektonizma etkisiyle dik eğimler kazanmış olup kayatuzu bünyesinde creeping olayı gelişebileceği için kaverna açılımına uygun olmayıp güney kanatları uygundur.



Şekil 4- Taban kırmızı kumtaşı (İncik Formasyonu) ve onu aşmalı olarak örten Pliyosen killi jips kayacı kontağı boyunca yer yer tuzlu su kusmaları görülür. Bu iki birim arasında yer alan kayatuzu yatağının örtülü varlığına işaret eder.



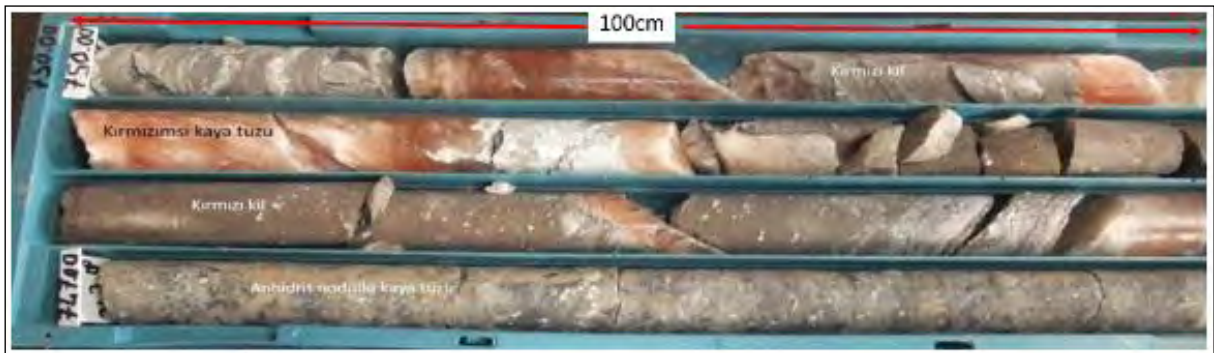
Şekil 5- Kırıkkale Tatlıcak köyü güneyindeki evaporit havza kenarında yer alan bol anhidrit yumru fasiyesli kayatuzu (Bayındır Formasyonu) ve altındaki kırmızı çöl kumu (İncik Formasyonu) ile üstündeki killi jips örtü kayacı ilişkisi.

denizel kayatuzu yatakları halit ağırlıklı olup anhidrit ve kil araldanmaları içerirler. Denizle irtibatı olmayan karasal göllerde ise kalın halit yataklarının çökmesi olasılığı yoktur. Batı Anadolu karasal göllerinde görülen, boraks, trona, tenardit, globerit, zeolit yataklanmaları; civar eş yaşlı volkanizma ürünü kül, sıvı ve gazların evaporitik göl sularına karışması ve buharlaşma sonucu bu tuzların çökmesiyle oluşur ve kalın kayatuzu içermezler.

Çankırı Yenidoğan ve Balıbağ MTA sondajlarında Pliyosen yaşlı Bozkır Formasyonu'nu kayatuzu birimi içinde kesilen 2,5 m kalın globeritli çamur zonu (Sönmez ve Aydınadağ, 2017), denizle beslenen tuz gölü içine eş yaşlı Ankara (Galatya) volkanik indifasının doğuya ulaşan ürünüdür. Galatya volkanizmasından doğuya doğru uzaklaştıkça örneğin MTA Çorum

havzası sondaj karotlarında globeritli çamur seviyesi kaybolmaktadır. Nitekim MTA Niğde Bor Çukurkuyu ve Konya Karapınar, Yeniköy sondajlarında kesilen Neojen yaşlı kalın denizel kayatuzu yatak istifleri bünyesindeki globerit, tenardit ve blödit ara seviyeleri de (Murat, 2011) eş yaşlı karasal Melendiz volkanizması ürünüdür.

Kayatuzu sondaj karotları kırmızımsı kil ara tabakalarında görülen çatlak boşluklarının kırmızımsı, iri taneli veya iplikimsi tuz kristalleriyle doldurulmuş olması, diyajenez sonrası katı deformasyon belirtileri olup primer silvinit (KCl) tuzu çökeli değildir (Şekil 6). Kırmızı killer oksijenli sıg çökel ortamına işaret eder bu nedenle kayatuzu içindeki kırmızımsı kil ara tabakaları, kayatuzu çökel ortamının çok sıg olduğunu belirten bir veridir.



Şekil 6- Killi karotlarda görülen kayatuzu çatlak dolguları, diyajenez sonu deformasyonlardır (Özgüner ve Kızıldağ, 2015).

KİAŞ sondaj alanında killi jips örtü kayaç kalınlıkları 25-150 m arasında olup altındaki 800 m'den kalın yatay tabakalı kayatuzu yastığı bünyesinde toplam %25 oranında kil ve anhidrit ara tabakaları içermektedir. Kayatuzu bünyesinde sondaj ve jeofizik sismik ölçümlerin saptadığı 83 m kalın anhidrit ara seviyesi vardır. Açılabilir kavernaların solüsyon madenciliğinde sorun çıkarmaması ve basınç ile daha büyük gaz depolama hacmine ulaşılabilmesi için düşey kaverna lokasyonları anhidrit ara seviyesinin altında olmalıdır (Şekil 7). Kayatuzu kalınlığı GB yönünde havza ortasına doğru kalınlaşmakta ve KD havza kenarına doğru incelmektedir (Özgüner ve Kızıldağ, 2015). Bölgede Neojen evaporit havzası içinde (Şekil 1) genç volkanizma kaynağı bulunmaması nedeniyle, kayatuzu içinde açılacak kavernalar yeraltı volkanik gazlarından etkilenmeyecektir.

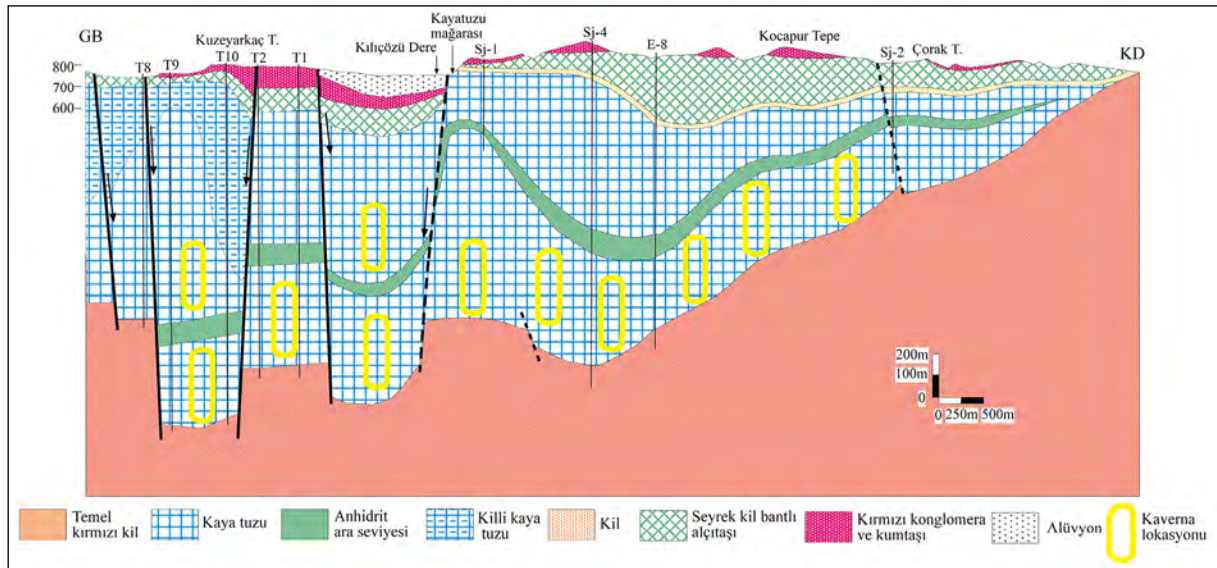
Deniz suyunda bulunan NaCl %3,5 içerik oranı ile doygunluk sınırından uzak olmakla birlikte, sıcak ve kurak iklimlerde sığ denizel çökel ortamlarında buharlaşma ile % 26,5 konsantrasyon oranına ulaşır ve halit tuzu olarak her mevsimde çöker. Deniz suyu ile beslenen buharlaşma ortamı ne kadar sığ olursa halit tuzunun çökelim hızı da o kadar artar. Bu tip ortam, ancak izostatik graben çöküşü ile çok kalın kayatuzu çökelimini içine alır ve kabul edebilir (Şekil 8 - 9).

KİAŞ Sj-4 sondajında 1325 m derinlikte kayatuzu istifi tabanında kesilen temel kırmızısı gri renkli kil karotlarında a) sığ su ortamı dalgalanmalarının kopardığı kırmızı renkli kil parçacıkları, b) ardalı beyaz anhidrit nodül yapıları, c) ripil işaretleri ve d) çamurtaşı içinde anhidrit ağırlık sarkması yapıları, beraber çökeldikleri kayatuzunun da sığ bir ortamlarda çökeldiğini belirtir (Şekil 10).

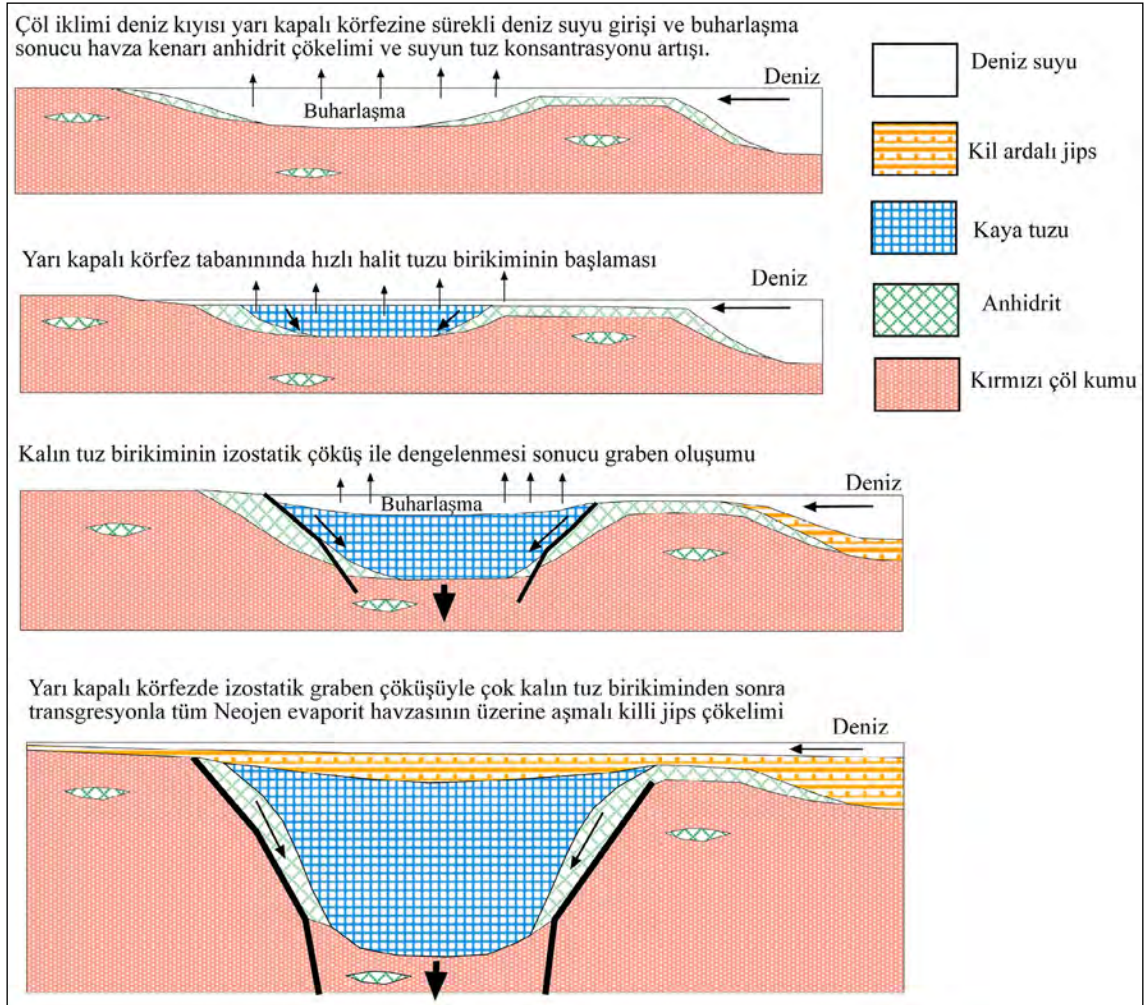
Kayatuzu sondaj karotu içinde a) beyaz anhidrit ve gri kayatuzu tektonik breşleri fay zonuna işaret eder (Şekil 11a). Birkaç metre düşey karot aralıkları bünyesinde görülen kiltası-anhidrit veya anhidrit-kayatuzu lamina araldanmaları tabaka eğim değişimleri ve bunların üst ve alt bölümlerinde yaklaşık yatay tabakalanmaya geçişleri, diyajenez öncesi tortul akmalarını (Şekil 11b), karotlarda görülen karmaşık yapılar tortullaşma anında erken diyajenik çökel deformasyonlarını temsil eder (Şekil 11 c1-c3).

2.2. Tektonizma

Çalışmanın hedefi kayatuzu olduğu için, kayatuzunun tektonizmaya karşı diğer litolojilerden farklı tepkiler gösterdiğinin belirtilmesi yararlı olacaktır. Kayatuzu basınç altında plastik özellik gösterir, fakat hacmi küçülmez ve özgül ağırlığı değişmez. Yeraltında derinlik arttıkça tüm kaya



Şekil 7- Jeolojik kesit, KİAŞ ruhsat sahasından geçer ve düşey ölçek, yatay ölçeğe göre 2,5 misli abartılıdır. KD bölümünde 4 adet sondaj logundan ve GB bölümünde 5 adet DES logundan yararlanılmıştır. 83m kalın anhidrit ara seviyesi altındaki sarı renkli silindirler muhtemel kaverna lokasyonlarını temsil eder (Özgüner ve Kızıldağ, 2015).

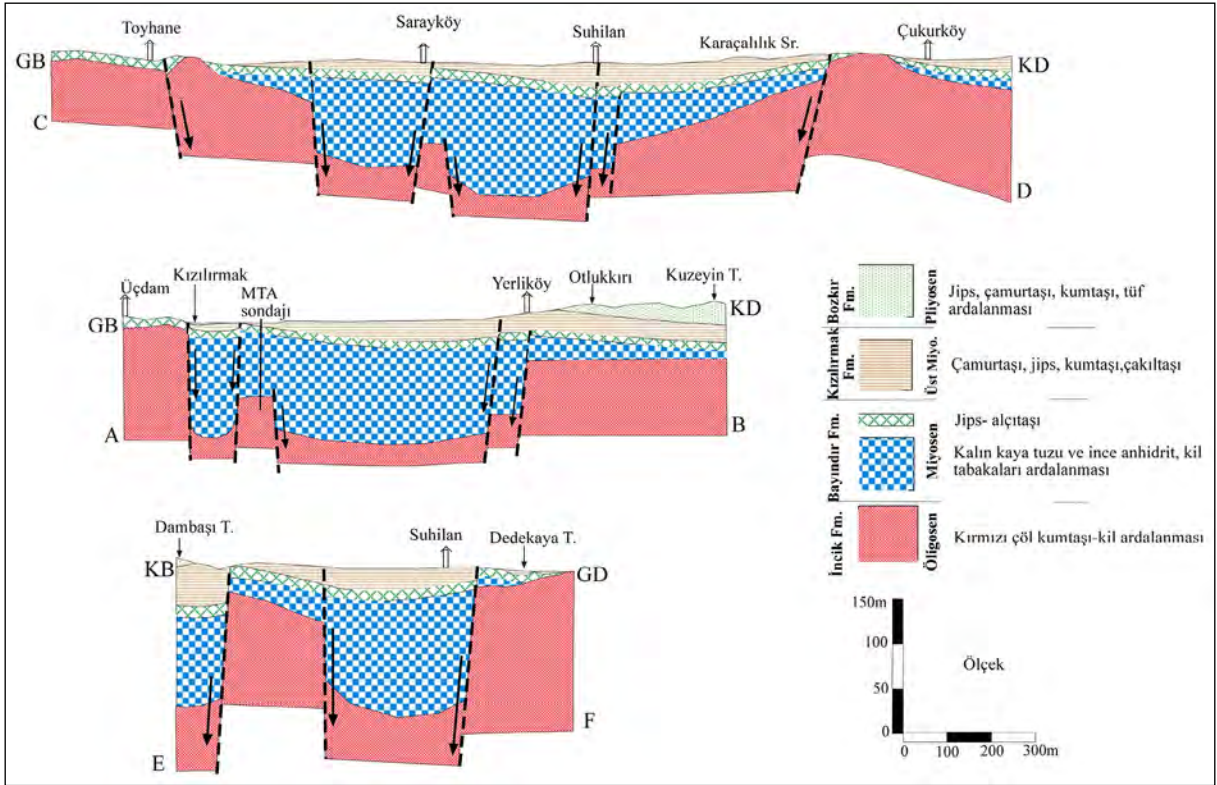


Şekil 8- Orta Anadolu Neojen yaşlı çok kalın yeraltı kayatuzu yatakları oluşum mekanizmasını açıklayan ölçeşiz kesitler (Frank vd., 2007 yararlanıldı).

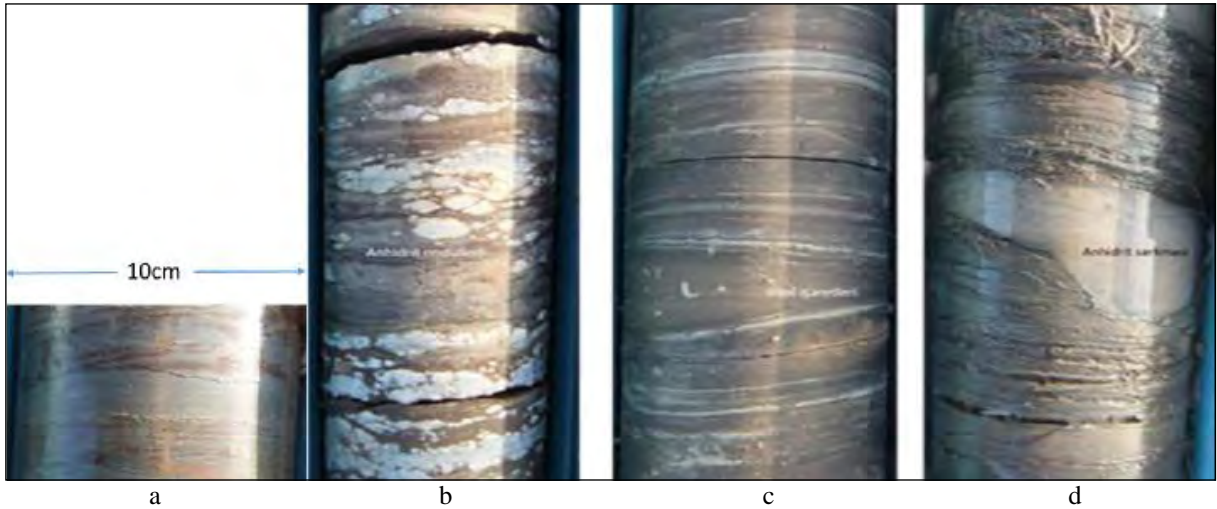
birimlerinin özgül ağırlıkları arttığı halde kayatuzunun özgül ağırlığı değişmez. Özgül ağırlığı yan kayaçlardan daha küçük olduğu için yeraltı gravite basıncı altında zayıf tektonik kırık zonlara ve boşluklara zamanla akma ve yukarı çıkma eğilimi gösterir. Hiçbir kalın ve gömülü kayatuzu yatağı, orijinal tortul şeklini uzun süre koruyamaz. Genelde çoğu tortuldan daha hızlı çökelen kalın kayatuzu birikimine mekan sağlamak için izostatik graben faylanmasına ihtiyaç vardır. Grabenlerde çok kalın kayatuzu çökeldikçe graben veya tortul havzası kenarlarında kayatuzu incedir veya çökmez. Çankırı-Çorum-Kırıkkale Neojen evaporit havzasının killi-jips örtü kayacı, graben veya havza kenarını aşmalı olarak örter (Şekil 7 - 9). Kayatuzu çökeldikten sonra, gravite ve tektonik kuvvetlere karşı plastik özellik gösterdiği için bölgesel ve lokal

tektonizmadan en çok etkilenen kaya birimidir. Bu nedenlerle tüm Neojen öncesi veya daha yaşlı kayatuzu yataklarının yer altı şeklini saptamada zorluklarla karşılaşılır.

Çok kalın Kırıkkale-Sekili Neojen evaporit havzası kayatuzu yatakları yatay eğime sahip olduğu ve şiddetli tektonik (halo-kinetik) deformasyon etkileri göstermediği için tuz yastığı olduğu ve diyapir yapıları göstermediği anlaşılmaktadır. Kırıkkale KİAŞ ruhsat sahasında yapılan karotlu iki sondajda kayatuzu tabaka eğimlerinin genellikle yatay veya yataya yakın olduğu, seyrek ara tabakalarda görülen daha büyük eğimlerin tektonizmadan kaynaklanmayıp çökelimle eş yaşlı tortul akmaları ve diyajenik deformasyon sonucu geliştiği gözlenir (Şekil 11 b-c).



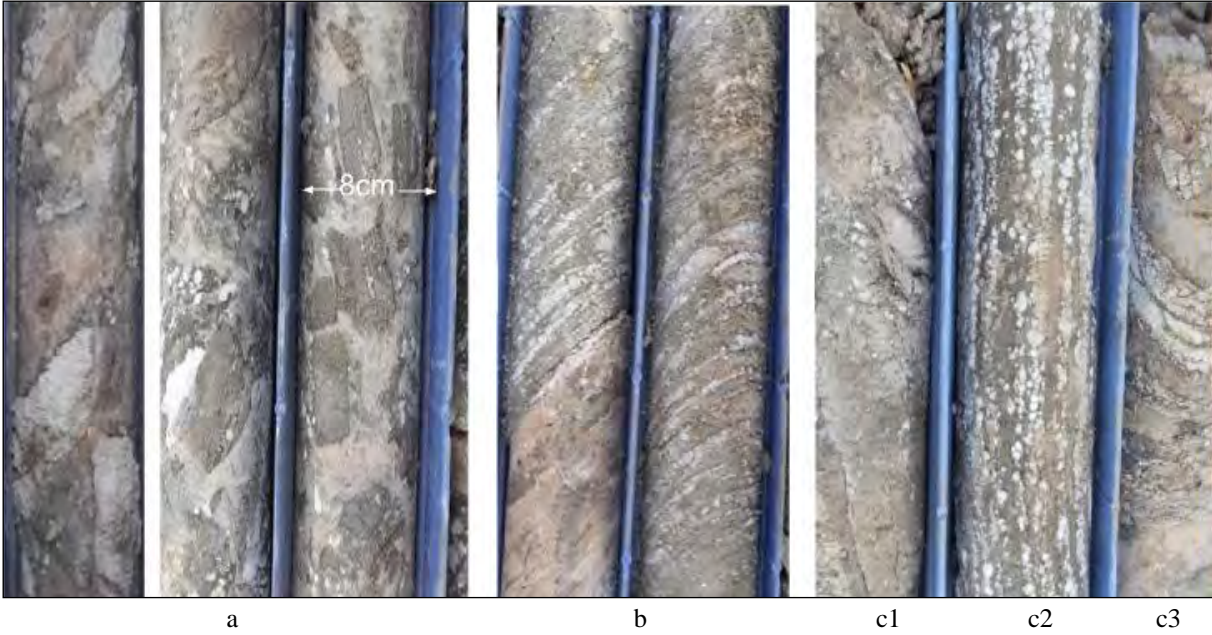
Şekil 9- Çorum Bayat güneyi G32-c4 paftası Aşağı Emirhalil köyü kuzey doğusundaki kayatuzu ruhsat sahasından geçen jeolojik kesitler. Jeofizik DES ölçümlerinden (Şekil 15 - 16) yararlanıldı (Özgüner ve Büyükaydın, 2017).



Şekil 10- a) Gri çamurtaşı sondaj karotu içinde kırmızı kil parçacıkları, dalga etkili sıg ortamı, b) beyaz anhidrit nodüllü laminalar, sıg tuzlu su sabka ortamını, c) ripil işaretleri, sıg ortamı, d) kil çamuru içinde anhidrit sarkması, sıg diyajenetik deformasyonu belirtir (Özgüner ve Kızıldağ, 2015).

Yer altı kayatuzu kütlesi içinde 1km'den küçük mostra uzunluğuna sahip bir fay, zamanla kendi kendini yamar ve kaverna açılımı esnasında gaz kaçığına neden olmaz. Kayatuzu sondaj karotu içinde farklı kayatuzu tektonik breşlerinin bulunması fay zonuna işaret eder.

Breşik fay zonunun hemen altındaki veya üstündeki karotlarda 45 °C'den büyük tabaka eğimlerinin gözlenmesi fay hareketinin varlığını destekler (Şekil 11a) (Dr. Max Wippich, 2013 ile sözlü görüşme).



Şekil 11- a) Kayatuzu sondaj karotu içinde beyaz anhidrit ve gri kayatuzu tektonik breşleri, fay zonuna işaret eder. Fay zonunu belirten karot fotoğrafları, KİAŞ'ın farklı yerlerde yaptığı 300-400 m derinlikli diğer sığ sondaj karotlarından alınmıştır. b) Kayatuzu ve bünyesindeki ince anhidrit nodüllerinin 45° eğimi ve iki kalın yatay tabaka arasında yer alması, eğimlerin çökelimle eş yaşlı tortul akmalari sonucu geliştiğini gösterir. c2 sondaj karotu, tektonik basınç altında bir boşluk boyunca kayatuzu ile beraber anhidrit nodüllerinin dikey olarak yukarı doğru aktığını ve c1-c3 sondaj karotları ise, erken diyajenik deformasyon yapılarını belirtir (Özgüner ve Kızıldağ, 2015).

KİAŞ kayatuzu ruhsat sahasında fayların çoğu sığ ve küçük faylar olup killi jips örtü kayacı altındaki tuz yatağını etkileyenler azdır. Kayatuzunda açılacak kavernalar için en tehlikeli bölümler yeraltı kayatuzunu kesen genç, aktif, yanal atımlı, uzunlukları birkaç kilometreden daha büyük fay zonlarıdır. Kaverna lokasyonlarının bu tip fay zonlarından en az 500 m uzakta seçilmesinde yarar vardır. Kırıkkale yer altı kayatuzu yatağının, hem Tatlıcak, hem Eskişişla, hem Çiçekli, hem Boğazevci, hem Sekili ve hem de Tepecik köyleri civarında sokulum yapıp lokal mostralar vermesi (Şekil 12-13), bölgesel gravite anomali haritasında negatif anomalinin yaklaşık Kırıkkale-Sekili evaporit havzası üzerine rastlaması ve havzanın eksenindeki köy suyunun acılığından ötürü Acıköy adında bir köyün bulunması; bu lokal gömülü kayatuzu mostralalarının yeraltında birbiriyle irtibatlı olduğu veya taban horst yapıları dışında (Şekil 14) tek bir büyük kayatuzu kütlesi oluşturabileceği fikrini destekler. Yeraltı kayatuzu lokal yüzey sokulumlarının, yanal ve düşey atımlı faylanmalar sonucu gelişmiş olabileceğine işaret eder (Yamada vd., 2005).. Bu sığ kayatuzu sokulumları,

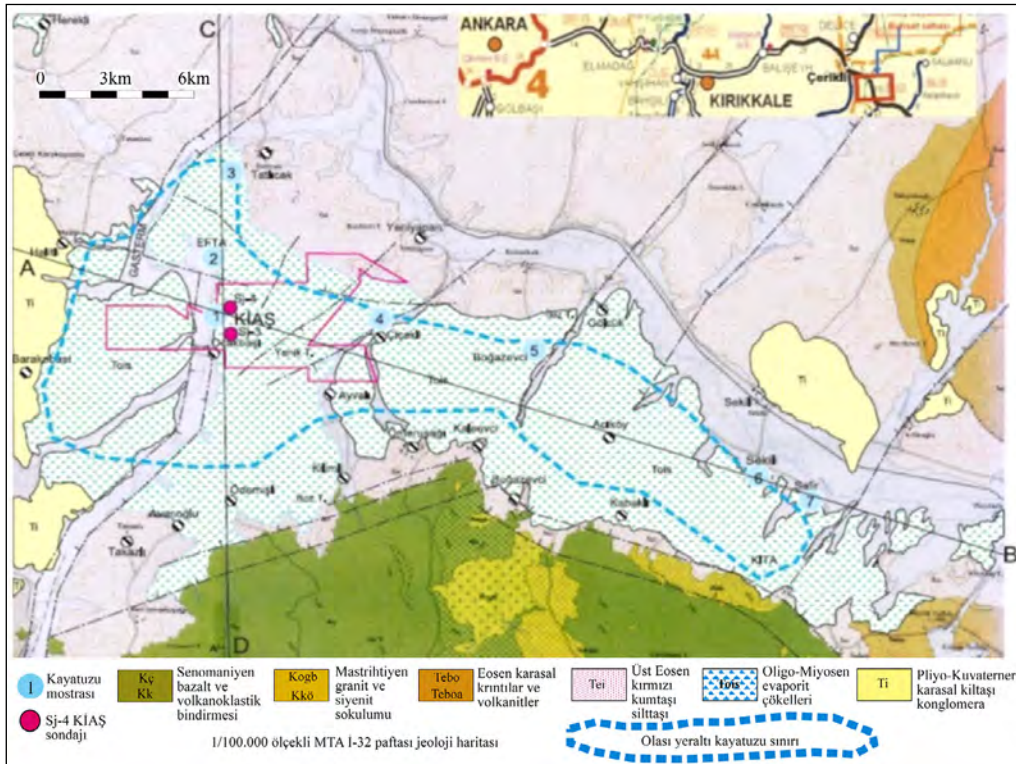
Kırıkkale-Sekili evaporit havzasının kuzey kenarı boyunca gelişmiştir (Şekil 12 ve 13).

Kırıkkale-Sekili evaporasyon havzasının kuzey kenar killi jips örtü kayacı mostralaları, 800 m kotlarında yer aldığı halde güney kenar mostralalarının 1200 m kotlarına kadar çıktığı görülmektedir. Halbuki bu örtü kayacın hem kuzey ve hem de güney bölümü ilk çökeldiğinde yatay durumunda ve aynı kotta idi. Evaporit havzasının güney kenarında açığa çıkan temelin sonradan merdiven faylanmalarla yaklaşık 400m yükseldiği anlaşılmaktadır (Şekil 13 ve 14).

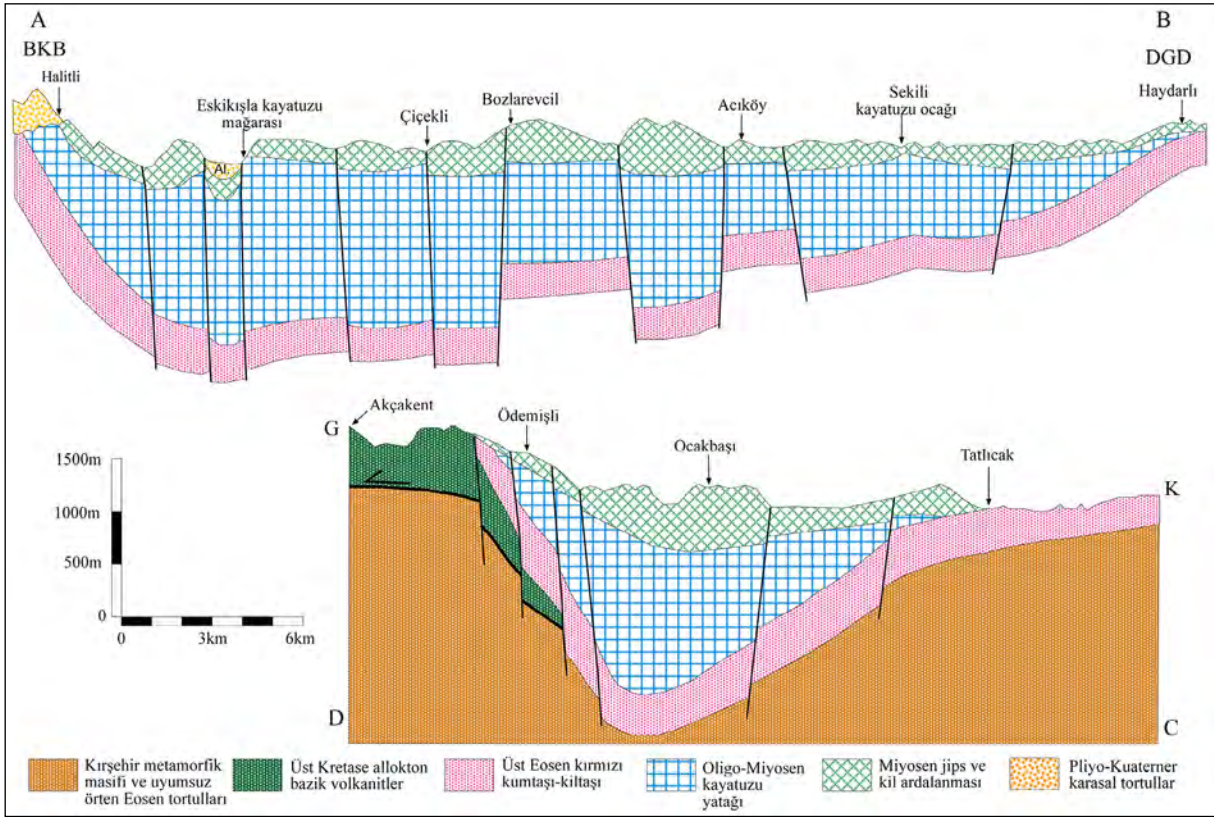
Çankırı Çorum Neojen evaporit tortulları, Çankırı antiklinalinin güney kanadında monoklinal bir kıvrım oluşturur. Monoklinal senklinalin kuzey kanadı dik eğimli olup kayatuzu seviyeleri tektonizmadan daha çok etkilendiği için bu kanatta kaverna açılması tehlikelidir. Güney kanadı düşük eğime sahip olduğu için sondaj karot örneklerinin kaya mekaniği ve creeping testleri olumlu geldiği takdirde kaverna açılması mümkündür. Monoklinalin güney kanadında Bayındır Formasyonu kayatuzu yatağı daha düşük eğimli, kalın olduğu ve daha derinde yer aldığı için



Şekil 12- Kırıkkale-Tatlıcak ve Yozgat-Sekili arası Neojen evaporit havzası yeraltı kayatazu mostraları, fay zonlarında açığa çıkmış olup lokasyonları Şekil 13'deki haritada mavi noktalarla gösterilmiştir (Özgüner vd., 2019).



Şekil 13- Kırıkkale Tatlıcak – Yozgat Sekili arası jeolojik harita. Neojen evaporit havzasında KİAŞ'ın yaptığı her iki sondajın her biri toplam yaklaşık 1000 m kalın yeraltı kayatazu yatağı kesmiştir. Mavi noktalar, Şekil 12'deki kayatazu mostralarıdır. AB ve CD güzergahları Şekil 14'deki jeolojik kesitlerdir. Sağ üst köşede, kırmızı dikdörtgen ruhsat sahası olup karayolu ulaşımını gösterir (Dönmez vd., 2005. MTA 1/100.000 ölçekli İ-32 jeoloji haritası).



Şekil 14- Kırıkkale-Sekili Neojen evaporit havzası olası jeolojik kesitleri. (Kesit güzergahları Şekil 13'te gösterildi).

hem kaverna hacmi ve hem de kaverna gaz basıncının daha büyük olacağı beklenir. Monoklinalın güney kanadında yapılacak derin karotlu sondajların daha kalın kayatuzu keseceği beklenmekte ve açılacak kavernaların çok daha büyük hacimde gaz depolama imkanına sahip olabileceği tahmin edilmektedir (Şekil 3).

Kızıldeniz'de olduğu gibi, gelişmiş rift basenleri ince ve zayıf yer kabuğu oluşturduğu ve izostatik çöktürelere daha uygun olduğu için kalın evaporitlerin birikim yeri olabilir. Daha ince yer kabuklu Orta Anadolu Tuz Gölü tortul havzası, kalın yer kabuklu batıda Menderes Masifi ve doğuda Kırşehir Masifi arasında bulunur. Tuz Gölü grabeni, izostatik çöktürel kalın evaporit çökelimine ev sahipliği yapmıştır. Kalın evaporit kütleleri, ana fayların düşen blok tarafında yer alır. Özellikle Orta Anadolu Tuz Gölü grabeni batı tarafında olduğu gibi, paralel fayların tekrar aktifleşmesi; lokal izostatik çöktürelere, kayatuzu kalınlaşmasını ve tuz domu oluşumlarını tetiklemiştir.

Orta Anadolu Neojen kayatuzu yataklarının sığ ortam tortullaşma modeli, Akdenizin Mesiniyen krizi derin deniz tabanı evaporit oluşumlarına benzemez. Akdeniz Mesiniyen kayatuzu çökellerinde, okyanus bağlantısının tekrarlanan açılıp kapanmasıyla pelajik marn ve sığ kayatuzu seviyeleri ardanma yapar, derin deniz basen tabanına kadar buharlaşır, denize boşalan büyük nehirler gençleşip paleo-kanyon oluşturur ve daha sonra delta ve alüvyonla örtülür.

Çankırı Çorum ve Kırıkkale-Sekili bölgelerinde, Bayındır Formasyonu kayatuzu yatağının kalınlığını değerlendirmek için yapılabilecek karotlu kayatuzu sondajları, kırmızı çöl kumlarından oluşan taban İncik Formasyonuna kadar inmelidir. Aksi halde sondaj askıda kalmıştır. Kayatuzunda kaverna açılması düşünülüyorsa sondaj bitimi tujler çekilir çekilmez, kuyu çeperleri çökmeden tüm elektrik logları alınır. Elektrik logları ile, kayatuzu bünyesindeki yabancı litoloji oranının bilgisayar programlarında sağlıklı ölçülmesi sağlanır. Çankırı yakın güneyinde monoklinal kıvrımı kuzey kanadı tabaka eğimlerinin

dik olduğu veya kayatuzu yatağında creeping olayının beklediği yerlerde açılan kavernaların zamanla basınç altında büzülme tehlikesi vardır (Şekil 3). Kayatuzu kristallerinin basınç altında kendi bünyesinde sinsi kayma (creeping) olayının varlığının çek edilmesi için kayatuzu karotlarının laboratuarda kaya mekaniği ve creeping testleri yapılır. Sondaj karotlarının suda çözülme testleri ve diğer tüm fiziksel, kimyasal laboratuvar testlerin ardından kayatuzunda kaverna açılması değerlendirmeleri yapılabilir.

3. Jeofizik Etütler

3.1. Derin Elektrik Sondaj (DES) Etütleri

3.1.1. Net Jeoteknik Şirketinin Kırıkkale KİAŞ Ruhsat sahasında 2013 yılında yaptığı Jeofizik DES Çalışmaları

Yeraltı kayatuzu etütlerinde sondaj yapılmadan önce sahada jeofizik DES profillerinin ölçülmesi kayatuzu yatağının tavan-taban derinliklerini, toplam kalınlıklarını ve fay atımlarını tespit etmek için çok yararlıdır. Net Jeoteknik Şirketinin, KİAŞ ruhsat sahasında yaptığı jeoelektrik çalışmalarında SK-11 jeoelektrik ölçüm noktasında kayatuzu kütlesi tavan derinliği 163 m ve taban derinliği 1325 m ölçülmüştür. Hemen yakınında daha sonra gerçekleşen Sj-4 sondajında kayatuzu kütlesi tavanı 146 m ve tabanı 1323 m derinlikte kesilmiştir (Net Jeoteknik raporu, 2013). Bu sonuç, jeoelektrik yeraltı kayatuzu derinlik ve kalınlık ölçümlerinin, diğer jeofizik metotlardan daha sağlıklı olduğunu göstermesi açısından önemlidir.

Orta Anadolu Neojen evaporit havzasında çok kalın kayatuzu çökeltme ihtimalinin bulunduğu grabenlerde, yarım elektrot aralığı AB/2 değerinin 3.000 m alınmasında yarar vardır. Yetersiz elektrot aralığı ve yetersiz ölçüm derinliğinden ötürü ölçümler, kayatuzu kütlesinin taban derinliğine ulaşamayabilir (Net jeoteknik raporu, 2013).

Sivas evaporit havzası dahil Orta Anadolu Neojen evaporit havzalarında, jips veya anhidrit mostraları içinde tuzlu su çıkışlarının bulunduğu lokasyonlarda bir sedimentolog eşliğinde jeofizik DES ölçümlerinin gerçekleştirilmesiyle yeni yeraltı kayatuzu yataklarının varlığı saptanabilir.

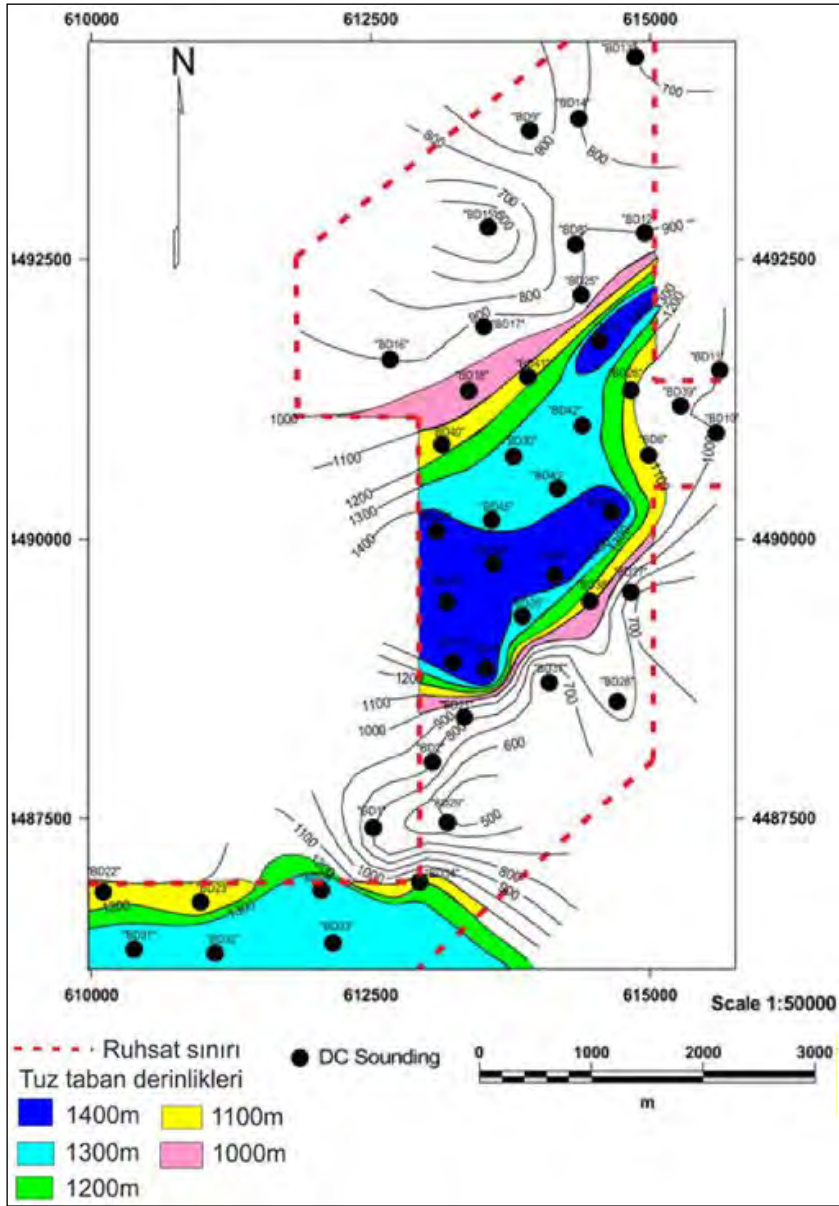
3.1.2. Çorum Bayat Emirhalil Ruhsat Sahasında 2017 Yılında Gerçekleştirilen SNS Jeofizik Şirketi DES Etüdü Çalışmaları

Ruhsat sahasının komşu kenarında MTA Emirhalil-1 karotlu sondajı, toplam 600 m kalın kayatuzu kesmiş olup ruhsat sahasının önemine işaret eder. Jeofizik etütlerle kayatuzu tabanı DES derinlik haritası ve DES yeraltı kayatuzu kalınlık haritaları çizilmiştir. Maksimum tuz kalınlıklarıyla maksimum tuz tabanı derinlikleri örtüşür (Şekil 15 ve 16). Grabenin varlığı ve kayatuzunun graben içinde çok kalınlaştığı görülmektedir. Ruhsat sahasının güneyinde maksimum tuz kalınlıklarıyla maksimum tuz tabanı derinlikleri tam örtüşmez. Burası Kızıllımağın kenarında yer aldığı için yeraltı suyunun kayatuzu yatağına nüfuz etmesiyle jeofizik ölçümlerin farklılaşmasından kaynaklanabilir (Özen vd., 2017).

3.2. KİAŞ Yeraltı Kalın Kayatuzu Yatakları İçin 2014 Yılında Gerçekleştirilen Sismik Çalışmaların Sonuçları

Kırıkkale Eskikişla köyü KİAŞ ruhsat sahasındaki sismik etüt, karotlu iki sondaj tamamlandıktan sonra yapılmıştır. Stöwer, (2015) göre, sismik kesitlerin ruhsat sınırı kenarındaki yorumları zayıftır. Buna neden olarak, yeraltında kayatuzu ve anhidrit-kil aralanmasında görülen yüksek sismik hızların, genelde sismik data kalitesini düşürdüğünü belirtmiştir. Sismik çalışmalarda yeraltı kayatuzunun kalınlaştığı ve incelendiği yönler jeolojik verilere ters düşmektedir. Sismik ölçüm sonuçlarının genel izlenimi iyi olmakla beraber, kanatlardaki bazı reflektörlerin yapısı uygun bir şekilde belirtilmemiştir. Ruhsat sahasında gerçekleştirilen sismik proseslerde ara hızlar ve derinlik dönüştürmeleri yapay olarak hesaplanmıştır. Wireline bilgilerine dayanan VSP (jeofizik yöntemlerle yanal süreksizlikleri inceleyen özel sunucu), check-shot veya sentetik sismogramlar kullanılmamıştır. Proses ve yorumlamada jeolojik bilgilerden yararlanılmamıştır. Fayların ve kayatuzu kalınlıklarının tespiti, çok büyük öneme sahiptir. Sismik ham data proses ve yorumunun jeologlar eşliğinde yeni baştan yapılması, mümkün olan en iyi sonuçları verecektir.

Sonuç olarak, yeraltı kayatuzu yataklarının DES jeofizik etütlerinden çok daha pahalı olan sismik



Şekil 15- Çorum Bayat Emirhalil G32-c4 paftası ruhsat sahasının kayatuzu tabanı DES derinlik haritası (Özen vd., 2017) (Bkz. Şekil 9).

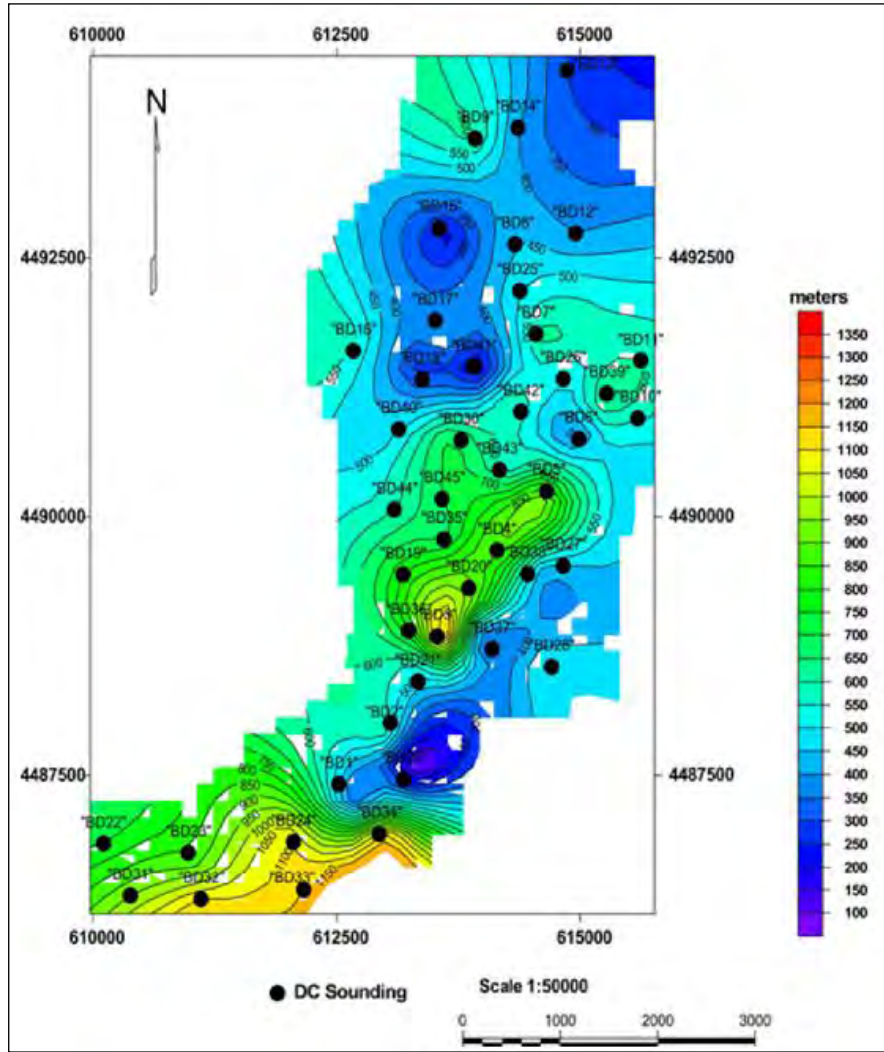
araştırmalar yerine, daha hesaplı ve daha sağlıklı DES elektrik ölçümlerinin kullanılması tercih edilebilir.

4. Kayatuzu Kavarnası Lokasyonu, Derinliği, Gaz Depolama Basıncı ve Hacminin Tespiti

4.1. Yeraltı Kayatuzu Yatağında Kavarna Açılmadan Önce Yapılacak İşlemler

1. Ruhsat sahası içinde kavarna merkezleri arasındaki minimum mesafe 300 m - 400 m alınır. Kavarna lokasyonları, aktif ve büyük atımlı fayların

düşen blok tarafından en az 500 m uzakta seçilmelidir. Kayatuzu yatağı içine açılacak kavarnaların derinliği, kavarna basıncını ve gaz depolama hacmini belirler. Kayatuzu bünyesindeki anhidrit, kil seviyeleri ve kalınlıkları çözelti madenciliğini olumsuz etkiler. Bu nedenlerle jeolojik etütlerin, jeofizik DES ve sismik ölçümlerin öngördüğü sondaj yerlerinde sondaj yapıldıktan sonra, sondaj loglarının sağlıklı korelasyonu, kavarna lokasyonlarının sağlıklı tayini için gereklidir. Kayatuzu litolojik istiflerinin detay korelasyonu (Şekil 7), kavarna lokasyonlarını



Şekil 16- Çorum Bayat Emirhalil G32-c4 paftası ruhsat sahasının DES yeraltı kayatuzu kalınlık haritası (Özen vd., 2017) (Bkz. Şekil 9).

tespit çalışmalarında gerekli olup kaverna risklerini minimuma indirir (Albes ve Wippich, 2014).

2. Kayatuzu istifinde çözünmeyen litoloji oranının tespiti için karotlu sondaj bitiminin hemen ardından, bekletilmeden tüm elektrik logların alınması gerekir. Aksi takdirde sondaj duvarları yer yer çökeceği için daha sonra ölçülecek elektrik logları yeterli olmayacaktır. Sondaj tijlerinin içinden elektrik loglarının alınması sağlıklı sonuçlar vermez. Elektrik logları alınmadığı takdirde, litolojik logdaki çözünmeyen (kil+jips) oranının hesaplaması zor ve yetersiz olabilmektedir.

3. Buradaki çözünmeyen madde oranı; detay litolojik sondaj logunun, bilgisayar programında

density, gama, nötron loglarıyla karşılaştırılması sonucu tespit edilen orandır. Bu oran % 30'u geçerse o lokasyonda çözelti madenciliğiyle kaverna açılması çok zorlaşacağı için uygun değildir.

4. Laboratuvar çalışmalarında karot örneklerinin suda çözünmesi esnasında, suda çözülmenin teknik fizibilitesini engelleyecek bir kaya cinsinin varlığı da araştırılır. Ayrıca 5m'den daha kalın jips ve kil ara seviyelerinin, saptanacak kaverna düşey aralığı içinde bulunmaması tercih edilir. Sık rastlanan ikincil kayatuzu ile dolmuş çatlak ve eklemler suda çözünme anında bu tabakaların dağılmasını kolaylaştırır. 5 m'den daha kalın da olsa çatlakları ikincil kayatuzu ile dolmuş anhidrit ve kil ara tabakalarının suda çözünmesi esnasında dağıldığı görülmüştür.

5. Özgül ağırlık, gözeneklilik, geçirgenlik, suda çözünabilirlik gibi kayatuzunun fiziksel ve kimyasal özellikleri de kaverna lokasyonu seçiminde rol oynar. Yüksek gözeneklilik ve geçirgenliğe sahip kaya tuzlarında, kaçak yapmadan gaz depolamak mümkün olamaz.

6. Şiddetli tektonik deformasyon görmüş bölümlerde kayatuzunun kübik kristal yapısı, dikdörtgenler prizmasına dönüşür. Creeping değerleri, yeraltında açılacak kavernanın zamanla yeraltı basıncı altında küçülüp küçülmeyeceğini saptamak için kaya mekaniği laboratuvarında ölçülür.

7. Etüt bölgesi civarında yer alan nehir ve kolları suyunun kaverna solüsyon madenciliği için debi ve kimyasal özellik bakımından uygun olup veya olmadığı araştırılır. Solüsyon madenciliği için tatlı suyu kil ve süspansiyon maddelerinden arındıran depolama, dinlendirme, pompalama istasyonu nehir kenarında kurulur ve bu su borularla sondaj sahasına gönderilir.

8. Solüsyon madenciliğiyle kaverna açılımı esnasında dışarı atılan çok büyük miktarlardaki tuza doymuş suyun çevre kirliliğine yol açmaması için yakınında deniz varsa oraya boşaltılır. Yoksa, tarımda kullanılmayan civar çorak vadelerde beton baraj setleri yapılarak hazırlanan havuzlarda başka kullanım amaçları için saklanır.

9. Solüsyon madenciliğinde çıkan tuza doymuş çözelti suyu, askı maddelerinden ve diğer istenmeyen kimyasal maddelerden arandıktan sonra PVC plastik türevleri üretimi için civar petrol rafinerilerinde ve kloralkalin tesislerinde kullanılabilir. Büyük miktarlardaki tuza doymuş çözelti suyunun sifon yapılarak borularla söz konusu endüstriyel üretim merkezlerine taşınması daha ekonomik ve hızlı olup nakliyat masrafı minimuma inmiş olur.

4.2. Sondaj Loglarında Düşey Kaverna Yerlerinin Tayin Yöntemleri

1. Gaz depolamada, yeraltı kayatuzu kavernası gaz basıncı ne kadar büyük olursa, yeryüzündeki bir atmosfer basınçlı gazın çok daha büyük hacimde kaverna içinde sıkıştırılıp depolanması mümkün olabilmektedir. Yeraltı kaverna derinlikleri arttıkça

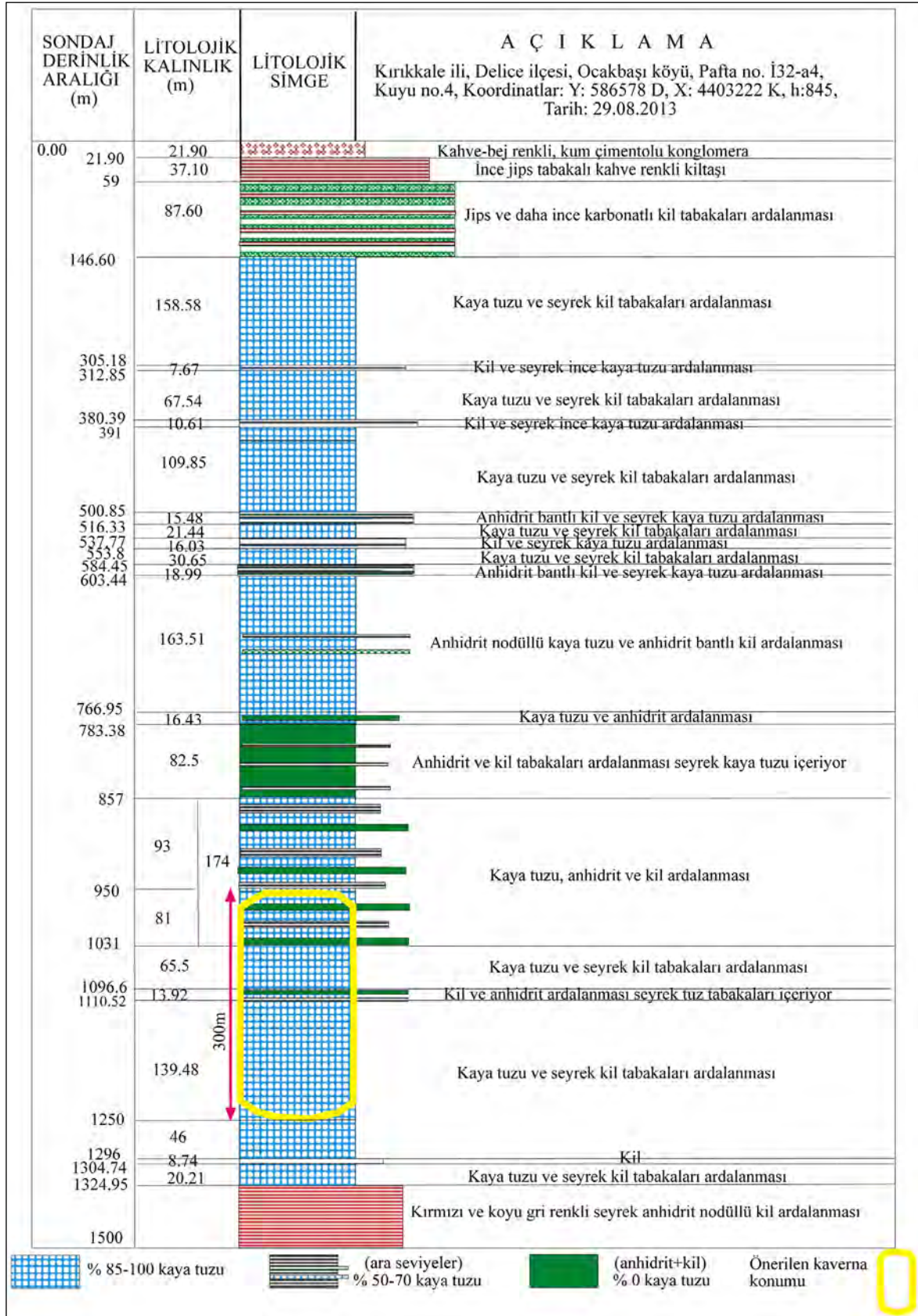
kaverna içi basınç da artar. Sürdürülebilir ve ekonomik doğal gaz hacmini depolamak amacıyla kayatuzu sondaj loglarında optimum kaverna derinlikleri 500 m - 2000 m arasında seçilir. En uygun düşey kaverna derinliği 1000 - 1500 m'dir. 2000 m derinliğin altında gaz sıvı hale geçiş yaptığı için depolanamaz.

2. Kaverna solüsyon madenciliğinde yeraltı kayatuzunun suda çözülme problemleriyle karşılaşılması için sondajda kesilen kayatuzu logu bünyesinde çatlakları kayatuzuyla doldurulmuş maksimum 5 m kalınlıkta olan ferdi kil-anhidrit tabakalarının en az bulunduğu bölüm seçilir. Daha kalın kil ve anhidrit tabakaları solüsyon madenciliğinde problem çıkarabilir. Kaverna açmak için sondaj logunda ince kil-anhidrit ara tabakaları içeren kayatuzu düşey bölümü tercih edilir (Şekil 17).

3. Şekil 17'deki sondaj karotlarına dayanan log'da, kayatuzu kaverna tavanı yaklaşık 950 m ve kaverna tabanı yaklaşık 1250 m derinlikte olmak üzere 300 m'lik bir kaverna düşey aralığının mümkün olduğu düşünülmüştür. Kaverna tavanı yarı küre şeklinde olup 50 m kalınlığında bir kayatuzu tavan kalınlığının içinde yer alır, artı 25 m yükseklikte boru indirilmemiş kaverna bacasının varlığı (Şekil 18) söz konusudur. Maksimum kaverna içi basıncı ve dolayısıyla maksimum gaz depolama hacmini elde etmek için kaverna düşey lokasyonu, sondaj logunun kayatuzu bölümü içinde mümkün olabilecek en derin yerinde seçilir. Maksimum gaz depolama basıncı için kaverna tabanı ile temel kırmızı kumtaşları arasında en az 50 m kalın bir kayatuzu bölümü bırakılır. Bu bölüm 75 m kalın seçilmiş ve kaverna içi maksimum gaz basıncı sonucu kayatuzu kütlesi tabanından gaz kaçağı tehlikesi önlenmiştir (Şekil 17). En uygun kaverna şekli 50-80 m çapında ve kayatuzu özelliklerinin solüsyon madenciliğine uygun birkaç yüz metre yüksekliğinde düşey silindirik şeklidir (Albes ve Wippich, 2014).

4.3. Sondaj Loglarında Yeri Saptanan Kavernaların Gaz Depolama Hacim ve Basınç Hesaplamaları

Kaverna boyutlarının planlanması ve yaklaşık kaverna hacminin hesaplanması, proje maliyetlerinin bilinmesi açısından önemlidir. Kavernanın ebatları, şekli ve kabul edilebilir kaverna iç basıncı, sondaj



Şekil 17- KİAŞ'ın Kırıkkale Eskikişla karotlu Sj-4 sondaj logunda doğal gaz depo kavernasının düşey konum seçimi (Özgüner ve Kızıldağ, 2015).

karotlarının jeomekanik laboratuvar analizlerine göre tespit edilip planlanır. Açılacak kavernanın çapına, derinliğine ve kayatuzunun tipine bağlı olarak gelişen kaverna basınç dayanımı tespit edilir. Sondajlarda kesilen farklı kayatuzu karot kalınlıkları ve derinlikleri için teorik kaverna hacimleri ve yeraltı basıncına dayanan gaz depolama hacimleri hesaplanabilir. Bu hesaplamayı gerçekleştirebilmek için şu ek varsayımlar ve başlangıç kriterleri uygulanır (Albes ve Lars, 2014).

1. Kil ve silt tortul kayacı gibi ince taneli litolojinin sıkışma ve kompaktlaşmasından kaynaklanan önemli hacim azalması, KİAŞ kayatuzu karotlarının Alman laboratuvarındaki suda çözünme analizi esnasında hacim genişlemesine yol açtığı görülmüştür. Suda çözünmeyen maddelerin ortalama suda genişleme değeri (bulking faktör) 2,2 ölçülmüş olup bu değer, çözünmeyen madde oranından bağımsızdır. Yabancı madde miktarı %10 bile olsa laboratuvarında ölçülen (hacim genişleme) değeri değişmez. Genelde kayalarda ortalama bulking faktör değeri 1,5 olduğu için ölçülen 2,2 değeri yüksektir.

2. Kullanım faktörü (solüsyon madenciliğiyle gerçekleştirilebilecek suda çözünürlüğün hacimsel oranı), kayatuzu sondaj karotlarının laboratuvarda kaya mekaniği ve solüsyon analizleriyle hesaplanır. KİAŞ kayatuzu karotlarının Deep Şirketi laboratuvar analizlerine göre kullanım faktörü 0,57 değerindedir. Komşu Kızılırmak Neojen evaporit havzaları yeraltı kayatuzları için dahi kullanım faktörü (suda çözünürlüğün hacimsel oranı) değerleri ortalaması 0,57 ve ortalama suda genişleme değeri 2,2 kabul edilebilir.

3. Kayatuzu seviyelerindeki kil ve anhidrit gibi yabancı madde oranı; detay sondaj litolojik

logu ve elektrik logların laboratuvarında bilgisayar programına yüklenmesiyle hassas olarak tayin edilebilir. Sondaj sonrası elektrik logların alınması mümkün olmadıysa bu oran, litolojik logların detay incelenmesiyle saptanır. KİAŞ sondaj karotlarında ve dolayısıyla Kızılırmak evaporitlerinde ortalama %25 olarak tahmin edilmiştir. Suda çözünme esnasında kil ve anhidrit genişlemesi değeri 2,2 (bulking faktör) hesaba katıldığında, erimeyen atık çözeltinin kaverna tabanında çökmesiyle kaverna boşluğunda oluşturacağı kaverna hacim kaybının $(2,2 \times \%25) = \%55$ olacağı hesaplanmıştır. Böylece kavernanın geri kalan kullanılabilir hacmi % 45'tir (Çizelge 1).

4. Deep Şirketi verilerine göre açılacak kaverna, 80 m çapında silindirik şekilde olup tavanı 50 m yarı çaplı yarı küresel kabul edilmiştir (Şekil 18).

5. Kavernanın yer altı derinliği ve dolayısıyla örtü kayaç kolonu basıncı, kaverna içinde müsaade edilebilen maksimum doğal gaz depolama basıncını tayin eder. Kaverna kuyu başı vanasının kaçak yapmaması için hesaplanan bu maksimum basıncın %80 değeri ile doğal gaz kavernaya depolanır.

6. Kaverna yüksekliğine göre hesaplanan teorik kaverna hacimleri aşağıda Çizelge 1'de verilmiştir.

7. Karot örneklerinin ölçülen ortalama hacimsel yoğunlukları; kayatuzu bünyesinde erimeyen litolojik içerik miktarlarıyla doğru orantılı olarak artmakta veya eksilmektedir.

4.4. Yeraltı Basıncına Dayanan Kaverna Gaz Depolama Hacimlerinin Hesaplanmasına Bir Örnek

Kaverna tabanının kayatuzu tabanına olan mesafesi 75 m, kaverna tavanı ile tabanı arasındaki

Çizelge 1- Solüsyon madenciliğiyle çözülen kayatuzun toplam ve kullanılabilir kaverna hacim hesaplaması

Kaverna Yüksekliği	Solüsyon madenciliği ile çözülen kayatuzunun toplam hacmi (kaverna hacmi)	Kullanılabilir kaverna hacmi (çözünmemiş madde oranı = % 55 ve geri kalan kullanılabilir hacim oranı = % 45)
h = 250 m	Hacim = $(\pi \cdot r^2 \cdot h \times \text{kullanım faktörü})$ $V = 3,14 \times (40 \text{ m})^2 \times 250 \text{ m} \times 0,57 = 710.000 \text{ m}^3$	(kaverna hacmi x kullanılabilir hacim oranı) $710.000 \text{ m}^3 \times \% 45 = 320.000 \text{ m}^3$
h = 300 m	Hacim = $(\pi \cdot r^2 \cdot h \times \text{kullanım faktörü})$ $V = 3,14 \times (40 \text{ m})^2 \times 300 \text{ m} \times 0,57 = 860.000 \text{ m}^3$	(kaverna hacmi x geri kalan hacim oranı) $860.000 \text{ m}^3 \times \% 45 = 390.000 \text{ m}^3$
h = 350 m	Hacim = $(\pi \cdot r^2 \cdot h \times \text{kullanım faktörü})$ $V = 3,14 \times (40 \text{ m})^2 \times 350 \text{ m} \times 0,57 = 1.010.000 \text{ m}^3$	(kaverna hacmi x geri kalan hacim oranı) $1.010.000 \text{ m}^3 \times \% 45 = 450.000 \text{ m}^3$

toplam yükseklik 300 m'dir. Kaverna içi tuzlu su üst yüzeyi ile üretim borusu pabuçları aralığı mesafe = (50 m+25 m) = 75 m'dir. Kayatuzu kütlesi tabanından kaverna üretim borusu pabuçlarına kadar olan toplam mesafe mesafe 450 m'dir (75+300+50+25) (Şekil 17-18).

Örtü kaya kolon yüksekliği; yeryüzü ile çimentolanmış en alt muhafaza borusunun (üretim borusu) ayağı arasındaki düşey mesafedir. Sondaj logu kaverna örtü kayacı toplam kolon kalınlığı = 1325 m - 450 m = 875 m olup, bunun 146.6 m'si kayatuzu içermez (Şekil 17-18).

Örtü kayaç kayatuzu kolonu bölümü kalınlığı 875 m – 146 m = 729 m'dir (Şekil 17). Kayatuzu örtü kayaç kolonu basıncı 729 m x 0,226 (basınç gradyeni) = 165 bar (Şekil 17 ve Çizelge 2).

Kayatuzu içermeyen örtü kaya basıncı 146,6 m x 0,239 (basınç gradyeni) = 35,0 bar (Şekil 17 ve Çizelge 2).

Kaverna içi doğal gaz maksimum depolama basıncı, çimentolanan en alt üretim borusu pabuçlarının derinliğindeki örtü kaya ve kayatuzu kolonu basıncı toplamından daha yüksek olmamalıdır.

Örtü kayacı toplam basıncı = 35,0 bar (kayaç) + 165 bar (tuz) = 200 bar. Kuyu başı gaz vanasında arıza yaşanmaması için, bu basınç değeri % 80 ile çarpılır. Kavernaya doldurulacak doğal gazın emniyetli basıncı = 200 bar x %80 = 160 bar.

Kapalı kaplarda $V_2 \times P_2/T_2 = V_1 \times P_1/T_1$ formülünden (bu formülde yer altı ve yer üstü sıcaklıkları yaklaşık eşit kabul edilmiştir).

Kullanılabilir kaverna hacmi x emniyetli kaverna basıncı = yer yüzünden kavernaya depolanan gaz hacmi x bir atmosfer basınç (1bar)

$390.000 \text{ m}^3 \times 160 \text{ bar} = V_1 \times (1 \text{ bar veya } 1 \text{ atmosfer basınç})$. (390.000 m³ kaverna hacmi Çizelge 1'den alındı).

Yeryüzünden kavernaya depolanacak gaz hacmi $(V_1) = \frac{390.000 \text{ m}^3 \times 160 \text{ bar}}{1 \text{ bar (veya } 1 \text{ atmosfer)}} = 62 \text{ milyon m}^3 \text{ dür}$.

Bu sonuç; Albes ve Lars (2014)'ın, belirttiği 50-80 m çapında, birkaç yüz metre yüksekliğinde, düşey silindirik şeklindeki bir kayatuzu kavernasının, 168 bar gibi bir yer altı basıncı altında işletme hacminin 30-70 milyon metreküp arasında olabilir fikrine uygundur.

Deep şirketinin tespit ettiği kayatuzu ve yan kayaç çeşitlerinin özgül ağırlık değerleri Çizelge 3'de verilmiş olup karot örnekleri üzerinde yapılan testlere, genel literatür bilgilerine ve evaporit çökellerinden elde edilen tecrübeye dayanır. Farklı litofasiyeler için düşük değerler uygulanarak aşırı basınç değeri çıkmaması için temkinli davranılmıştır. Kavernanın üstünde 25 m uzunluğunda muhafaza borusuz bir kaverna bacası bırakılmıştır. En alt çimentolanmış muhafaza borusu ayağının teoretik konumu yer yüzünün 925 m aşağısındadır (Şekil 17 ve 18). Sj-4 kuyusu litolojik birimleri ve teoretik kaverna aralığı bilgileriyle ilgili sondaj logu kesitinin farklı bölümleri için örtü kaya basınç gradyenleri Çizelge 2'de hesaplanmıştır. Kayatuzu bünyesinde izotropik bir basıncın varlığını kabul edersek 925 m derinliğin üstündeki toplam kesit için ortalama 0,228 bar/m örtü kayaç basınç gradyeni hesaplanmıştır (Çizelge 2) (Albes ve Lars, 2014).

Çizelge 2- Deep Şirketince KİAŞ Sj-4 kuyusunda farklı litofasiyelere göre hesaplanan basınç gradyeni değerleri

Üretim borusuyla ilgili sondaj logu litolojik birimlerin basınç gradyenleri (Albes ve Lars, 2014)	Derinlikten (m bgl)	Derinliğe (m bgl)	Toplam kalınlık	Deep Şirketi hesaplarına göre örtükaya basınç gradyenleri değerleri (bar/m)
Teoretik üretim borusu ayağının üstündeki toplam kalınlık	450 m	1325 m	1325- 450 = 875 m	0,228 bar/m
Kayatuzu içermeyen örtü kaya	0 m	146 m	146 m	0,239 bar/m
Toplam kayatuzu kalınlığı	146 m	1325 m	1325-146 = 1179 m	0,225 bar/m
Teoretik üretim borusu ayağının üstündeki kayatuzu kalınlığı	146 m	875 m	875-146 = 729 m	0,226 bar/m

Çizelge 3- Deep Şirketince Sj-4 kuyusunda farklı litofasiyelere uygulanan tahmini özgül ağırlıklar (Anbes ve Lars, 2014).

Litofasiyes	Tahmini özgül ağırlık (kg/m ³)
Kumtaşı	2,00
Konglomera	2,00
Kayatazu	2,17
Killi kayatazu	2,19
Killi ve anhidrit nodüllü kayatazu	2,22
Anhidrit nodüllü kayatazu	2,25
Karbonatlı jips	2,37
Jipsli kıltaşı	2,39
Karbonatlı kıltaşı	2,44
Marn ve marnlı kıltaşı	2,44
Kayatazlu ve kıltaşı anhidrit	2,82
Az kayatazlu anhidrit	2,88
Anhidrit	2,96

Kızılırmak Neojen tortul havzası Kırıkkale-Eskikışla, Çankırı ve Çorum kayatazu sondajlarında kesilen ve bu yörelerde gelecekte gerçekleştirilecek sondajlarda kesileceğini düşündüğümüz farklı kayatazu karot kalınlıkları ve derinlikleri (Şekil 1, 3, 7, 9 ve 13) için teorik kaverna düşey lokasyonları, hacimleri ve yer altı basıncına dayanan gaz depolama hacimleri benzer şekilde hesaplanabilir.

Deep Şirketinin, Kırıkkale Neojen havzası kayatazu örnekleri için laboratuarda tespit ettiği, örtü kaya basınç gradyeni ortalama (0,228 bar/m) değeri (Çizelge 2), kullanım faktörü veya suda çözünürlüğün hacimsel oranı (0,57) değeri ve bulking faktörü veya çözünmeyen maddelerin suda genişlemesi (2,2) değeri, Kızılırmak havzasının diğer Neojen yaşlı kayatazu yatakları için yaklaşık geçerlidir.

5. Kayatazunda Kaverna Açmak İçin Solüsyon Madenciliğinin Tatlı Su Araştırması

Kırıkkale, Çankırı ve Çorum yeraltı kalın kayatazu yatakları, Kızılırmak Nehri ve kollarının civarında bulunmaktadır. Söz konusu kayatazu yataklarında solüsyon madenciliği ile açılacak kavernalar için kullanılabilecek en yakın tatlı su kaynakları Kızılırmak Nehri ve kollarıdır. Kızılırmak nehri suyu kimyasal analizleri ve debisinin kaverna açmak

için yeterli olduğunu ve solüsyon madenciliğinde kullanılabileceğini gösteren veriler aşağıda belirtilmiştir.

5.1. Solüsyon Madenciliğinde Kullanılacak Tatlı Suyun Kalitesi ve Miktarı

Çorum Bayat Yerliköy Kızılırmak nehir kenarı (Y: 613336, X: 4486327) koordinatlı noktasından kimyasal analiz için 24 Ağustos 2017 günü alınan tatlı su örneğinin kimyasal analizi Çizelge 4'de verilmiştir (Özgüner ve Büyükaydın, 2017).

Devlet Su İşleri (DSİ) laboratuvarı Kızılırmak suyu analizinin değerleri, literatürde belirtilen içme suyu ve tarımsal sulama suyunun kimyasal ve fiziksel özellikleri ile karşılaştırılmıştır. Kızılırmak suyu, sadece SO₄ iyonu 436,05 mg/L sınır değeri ve toplam çözünmüş katı madde (buharlaştırma kalıntısı) 1537,94 mg/L sınır değeri dışında içme suyu değerine sahiptir. Diğer iyon değerleri zaten içme suyu değerleri içine girdiği için solüsyon madenciliğinde kullanılabileceği anlaşılmaktadır (Çizelge 4). Bu sudaki toplam çözünmüş katı madde miktarının 1537,94 mg/L veya litrede 1,5 gr olmasından dolayı Kızılırmak Nehrinden alınacak bulanık suyun dinlendirildikten sonra kullanılması gerekir.

Yerel yönetimler, nehir suyunun büyük bir oranda tarımsal sulamada kullanılmasını civar çiftçiler adına tercih eder. Bu nedenle solüsyon madenciliğinde veya sanayide kullanılacak toplam su debisinin Kızılırmak suyu debisinin %10'unu geçmemesi istenir. Gerek teknik ve gerekse maddi imkanlar açısından bir ruhsat sahasında en hızlı şekilde yılda iki kaverna açılabilceğini düşünürsek; söz konusu iki kavernanın açılması esnasında kullanılacak tatlı su debisini hesaplamak ve Kızılırmak suyu debisi ile karşılaştırmak mümkündür. DSİ, 2005 ve 2015 yılları arasında Kızılırmak İlçesi Hüseyinli Köyü istasyonunda aylık akarsu debi ölçümleri almıştır. Bu on yılın ortalama Kızılırmak debisi 60,274 m³/sn olarak hesaplanmıştır (Çizelge 5). Çizelgede, Mayıs, Haziran, Temmuz ve Ağustos aylarında Kızılırmak su debisinin arttığı ve sonbaharda azaldığı görülür (Özgüner ve Büyükaydın, 2017).

Çizelge 4- Çorum Emirhalil Köyü Kızılırmak nehrinden alınan suyun DSİ Laboratuvarı kimyasal analiz raporu

LABORATUVAR NO.	:	17 – 1185 / 1								
NUMUNENİN ALINDIĞI YER	:	Çorum - Bayat								
NUMUNENİN ALINDIĞI TARİH	:	24 . 08. 2017								
	Deney Sonucu	>LÇ bel	Değer ençok TS 266 (2006)		Deney Sonucu	>LÇ bel	Değer ençok TS 266 (2006)			
			Sınıf 1 Tip 1	Sınıf 2 Tip 2			Sınıf 1 Tip 1	Sınıf 2 Tip 2		
SICAKLIK °C Num. alındığı yerdeki sıcaklık	--	--	--	--	Serbes karbondiyoksit mg/l.	0	--	--	--	
ÖLÇÜM SICAKLIĞI °C	25,4	--	--	--	Çözünmüş oksijen mg/l.	0	--	--	--	
pH (25,4 °C)	(1) 8,21	0,05	6,5-9,5	6,5-9,5	Çöz. oks. doygunluk oranı %	0	--	--	--	
Elektriksel iletkenlik mS/m	(2) 269,0	0,8	65	250	Biyokimyasal oksijen ihtiyacı BOD ₅ , mg/l.	0	--	--	--	
Toplam çözünmüş katılar mg/l.	(7) 1537,9	--	--	--	Permanganat indeksi mg Oksijen / l.	0	--	--	--	
Sodyum, mg/l	(6) 349,23	--	100	200	Renk PT - Co. Skalası	0	--	1	20	
Potasyum, mg/l	(6) 5,65	--	--	--	Bulanıklık, NTU	0	--	5	5	
Toplam sertlik, (CaCO ₃) mg/l	(7) 434,00	--	--	--	Bor, mg/l.	0	--	1	1	
Kalsiyum, mg/l.	(6) 110,38	--	--	--	Krom + mg/l.	0	--	--	--	
Magnezyum, mg/l.	(6) 38,41	--	--	--	Kimyasal oksijen ihtiyacı mg/l.	0	--	--	--	
F.S.	0	--	--	--	Fenol, mg/l.	0	--	--	--	
Karbonat (fenolftalein alkalinitesi) mg/l.	(4) 4,20	--	--	--	Silis, mg/l.	0	--	--	--	
Bikarbonat (Metiloranj alkalinitesi) mg/l.	(4) 184,22	--	--	--	Çözünmüş Demir, mg/l.	0	--	--	--	
Toplam alkalinite (CaCO ₃) mg/l.	(4) 158,00	--	--	--	Toplam Fosfor, mg/l.	5	0,081	--	--	
Klorür, mg/l.	(5) 482,56	--	30	250	Toplam Fosfat, mg/l.	5	0,244	--	--	
Sülfat, mg/l.	(5) 436,05	--	25	250	Organik Azot, mg/l.	0	--	--	--	
Amonyum, mg/l.	(6) 6,359	--	--	--	Kjeldahl Azotu, mg/l.	0	--	--	--	
Nitrit, mg/l.	(5) <0,060	--	0,10	0,50	Serbest Klor, mg/l.	0	--	--	--	
Nitrat, mg/l.	(5) 7,780	--	25	50	Tuzluluk	0	--	--	--	
Orto Fosfat, mg/l.	0	--	--	--	Sürfaktanlar, mg/l.	0	--	--	--	
Florür, mg/l.	(5) 0,21	--	1,0	1,5	Askıdaki katı madde, mg/l.	3	49,00	--	--	
Siyanür (serbest), mg/l.	0	--	0,050	0,050	Toplam katı madde, mg/l.	0	--	--	--	
Toplam Org. Karbon, mg/l.	0	--	--	--	Ç Çökebilir katı madde, mg/l.	0	--	--	--	
Çözünmüş Org. Karbon, mg/l.	0	--	--	--	Yağ-Gres, mg/l.	0	--	--	--	

Çizelge 5- 2005-2015 yılları arası DSİ Kızılırmak İlçesi Hüseyinli Köyü istasyonu aylık akarsu debi ölçümleri

DSİ ETÜT PLANLAMA VE TAHSİSLER DAİRESİ BAŞKANLIĞI												
RASATLAR ŞUBE MÜDÜRLÜĞÜ												
RASAT TABLOSU												
İSTASYON İSMİ			KIZILIRMAK N. - HÜSEYİNLİ					İŞLT. İDARE		DSİ	RAKIM	548
İSTASYON NO.			D15A164					BÖLGE-HAVZA		ANKARA / Kızılırmak		
YERİ			ANKARA-ÇANKIRI YOLUNUN 110. KMSİNDEKIZILIRMAK İSTİKAMETİNE DÖNÜLÜR. 34KM GİDİLDİĞİNDE KIZILIRMAK İLÇESİ GİRİŞİNDEDİR (PAFTA H31-B3).									
İL VE İLÇESİ			ÇANKIRI Kızılırmak					ENLM-BYLAM		40:25:24 34:3:8		
RASAT TÜRÜ			DEBİ (m ³ /sn)							SU YILI		2005-2017
YIL	EKİ	KAS	ARA	OCA	ŞUB	MAR	NİS	MAY	HAZ	TEM	AĞU	EYL
2005	11,700	8,960	10,500	8,070	21,200	19,400	12,100	28,300	21,900	32,100	44,900	55,400
2006	13,800	14,900	14,400	24,100	66,500	41,200	16,800	42,100	42,100	42,800	33,800	38,600
2007	9,580	58,700	47,800	73,400	58,500	29,300	48,000	31,600	48,200	43,300	---	---
2008	20,500	30,600	29,600	51,800	48,800	21,600	17,800	45,800	30,200	53,900	71,100	25,400
2009	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
2010	---	---	---	---	37,600	56,400	98,800	---	---	92,900	94,800	45,100
2011	37,600	58,100	90,300	---	---	---	52,800	83,500	---	---	---	103,000
2012	39,800	64,700	98,200	---	---	---	---	81,800	69,600	---	---	103,000
2013	26,100	50,000	35,200	65,300	61,000	53,700	63,700	57,000	80,900	89,400	89,900	71,100
2014	48,700	42,800	91,800	47,000	43,600	71,600	37,000	53,600	97,600	87,400	70,000	51,500
2015	25,800	18,900	13,500	42,300	26,600	50,800	64,700	51,600	85,300	90,700	94,900	87,900

Bir yılda açılacak 2 kavernadan her birinin hacmi yaklaşık 80 m çapında ve 350 m yüksekliğinde silindirik hacmine eşit olacağını kabul eder ve bir kaverna hacmini $\pi \cdot r^2 \cdot h$ formülünden hesaplayacak olursak: $3,14 \times (40 \text{ m})^2 \times 350 \text{ m} = 1.758.400 \text{ m}^3$ 'dür. kayatuzunun özgül ağırlığını $2,168 \text{ ton/m}^3$ kabul edersek: bir kaverna açmak için eritilecek kayatuzu miktarı $1.758.400 \text{ m}^3 \times 2,168 \text{ ton/m}^3 = 3.812.211,2 \text{ ton}$ 'dur. 1 m^3 tatlı su, ortalama 260 kg kayatuzunu erittiğine göre; bir kavernanın açılması için solüsyon madenciliğinde kullanılacak tatlı su miktarı $= 3.812.211/0,26 = 14.662.350 \text{ m}^3$ ve iki kaverna açmak için gerekli tatlı su miktarı $= 14.662.350 \text{ m}^3 \times 2 = 29.324.700 \text{ m}^3$ 'dür.

$365 \text{ gün (1yıl)} = 31.566.000 \text{ saniye}$ yapar. Bir yılda iki kaverna açılacağına göre suyun kullanım debisi $= 29.324.700 \text{ m}^3 / 31.566.000 \text{ sn.} = 0,929 \text{ m}^3/\text{sn}$ ' dir. Bu da Kızılırmak debisinin yaklaşık; $0,929 \text{ m}^3/\text{sn} / 60,274 \text{ m}^3/\text{sn} = \%1,54$ 'nü oluşturur ve Kızılırmak suyunun tarımda kullanılmasına zarar vermez. Solüsyon madenciliğinde kullanım için Kızılırmak kenarında su

depolama, dinlendirme ve pompalama istasyonunun açılmasına ihtiyaç vardır.

Kızılırmak suyu kimyasal analizlerinin (Çizelge 4) ve debisinin (Çizelge 5) kaverna solüsyon madenciliği için yeterli olduğu anlaşılmaktadır. Bu değerler; Çankırı, Çorum kalın kayatuzu Neojen havzalarında açılması mümkün olan kavernaların solüsyon madenciliğinde Kızılırmak suyunun kullanılabilir olduğunu belirtir. Böylece sondajlarda kesilen veya kesilecek kayatuzu yataklarında kaverna solüsyon madenciliği projeleri yatırım güvenliği ön değerlendirilmesi için olumludur.

5.2. Çözelti Madenciliğiyle Kavernadan Çıkan Atık Tuzlu Suyun Çevreyi Kirletmeden Yönetimi

Deep Şirketinin hesapladığı yaklaşık her bir orta boy 400.000 m^3 kaverna hacminin basınç altında 62 milyon m^3 doğal gaz depoladığı düşünülecek olursa; örneğin hedeflenen toplam $600 \text{ milyon metreküp}$ doğal gazın bir ruhsat sahasında depolanabilmesi için yaklaşık toplam 10 kavernanın açılmasına ihtiyaç

vardır. 10 kaverna açılışında çıkacak atık tuzlu su miktarı $14.662.350 \text{ m}^3 \times 10 = 146,6$ milyon m^3 'tür. Atık tuzlu suyun süzülüp arıtıldıktan sonra sifon yapılıp Kırıkkale rafinerisine boru hattıyla verilmesi yanında diğer kullanım alanları olan ve kurulması düşünülen klor-alkali ve petrokimya tesisleri, Karabük demir çelik sanayi ve civar boya, deterjan ve tekstil sanayilerine boru hatlarıyla çok düşük fiyatla verilebilir. Artan fazla tuzlu su, çevre kirliliğini önlemek amacıyla, boru hattıyla sifon yapılıp Samsun körfezinde denize dökülebilir veya civar çorak vadilere beton setli toprak havuzlar yapılıp saklanabilir.

6. Sonuçlar ve Değerlendirme

1. Kırıkkale-Sekili evaporit sahasında KİAŞ'ın yaptığı karotlu iki sondajın her biri Oligo-Miyosen yaşlı Bayındır Formasyonu'nda yaklaşık 1000 m kalın kayatuzu yatağı kesmiştir (Şekil 7 - 17) (Özgüner ve Kızıldağ, 2015).

2. Çorum'un batısında MTA'nın gerçekleştirdiği karotlu iki sondajdan biri Oligo-Miyosen yaşlı Bayındır Formasyonu'nda 600 m kalın kayatuzu kesmiş ve diğeri ise askıda kaldığı için 600 m'den daha kalın kayatuzu varlığını belirtmiştir. Pliyosen yaşlı Bozkır Formasyonu'nda karotlu üç sondaj ile 760 m, 206 m, 175 m kalın kayatuzu yatakları kesilmiştir (Sönmez ve Aydınoğ, 2017), (Şekil 1 ve 3).

3. Çankırı güneyinde MTA'nın gerçekleştirdiği karotlu dört sondaj Pliyosen yaşlı Bozkır Formasyonu'nda 362 m, 304 m, 252 m, 50 m kalın kayatuzu kesmiştir (Sönmez ve Aydınoğ, 2017), (Şekil 1 - 3).

4. Çankırı antiklinali güney kanadında mostra veren Çankırı tuz mağarası ve Potuk kayatuzu mostraları da Oligo-Miyosen yaşlı Bayındır Formasyonu'na ait olup güneye doğru Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Kızılırmak ve Bozkır formasyonlarının altına dalmakta ve monoklinal kıvrım içinde yer almaktadır (Sönmez ve Aydınoğ, 2017). Çankırı güneyindeki kayatuzu formasyonları bu senklinal içinde aşınmadan korunmuştur. Çok kalın Bayındır Formasyonu kayatuzu yatağı tabanına veya temel İncek Formasyonu kırmızı kumtaşlarına kadar inen bir sondaj henüz gerçekleşmemiştir (Şekil 3).

5. Kırıkkale-Sekili evaporit havzasında Üst Miyosen-Pliyosen zamanında tektonik yükselmeden ötürü paleocoğrafya daha yüksek irtifada olduğu için Kızılırmak ve Bozkır formasyonları çökelmemiş veya aşınmıştır (Şekil 2).

6. Kırıkkale-Çankırı-Çorum ve Sivas Neojen evaporit havzaları içinde tortullaşma ile eş yaşlı graben yapıları içinde karotlu sondajların gerçekleştirilmesiyle yeni ve çok kalın kayatuzu yatakları varlığı ortaya konulabilir (Şekil 1 - 3 - 7 - 8 - 9 - 13 - 17). Gips ve anhidrit mostraları içinden tuzlu su çıkış lokasyonları DES ölçümleri için hedef seçilebilir.

7. Kırıkkale, Çankırı ve Çorum evaporit havzaları Neojen yaşlı olup kayatuzu tabakaları, fay kontakları hariç genellikle yatay eğimlidir ve tuz domu veya diyapir yapılarına rastlanmaz. Bu nedenle kalın kayatuzu yatağında kaverna açma problemi azalır.

8. Yeraltı kayatuzu yataklarının jeofizik etütlerinde çok pahalı olan sismik araştırmalar yerine daha sağlıklı sonuçlar veren ve daha hesaplı olan elektrik DES ölçümlerinin kullanılmasının yararlı olacağı sonucuna varılmıştır.

9. Yeraltı kayatuzu litolojik istiflerinin detay korelasyonu, doğal gaz depolayan kaverna lokasyonlarını tespit çalışmalarında gerekli olup kaverna risklerini minimuma indirir. Tuz kütlesi jeofizik ve jeolojik kesitlerinde görülen yanal değişimler ve kayatuzu kütlesi bünyesindeki kil ve anhidrit seviyelerinin korelasyonu önemlidir. Yer altı verileri toplandıkça; aktif ve büyük atımlı fay lokasyonları, düşen blok tarafları, istif kalınlıklarındaki değişimler, yanal lito-fasiyes değişimleri ve sondaj karotlarının teknolojik özellikleri, kaverna lokasyonlarının üç boyutlu tayini için göz önüne alınır.

10. Başarısızlıkların ve felaketlerin çoğu, kayatuzu solüsyonu madenciliği sınırlarının kayatuzu yatağının sınırlarıyla çakıştığı zaman meydana gelir. kayatuzu solüsyon kavernalarında gaz depolamayla ilgili problemler açısından kayatuzu kütlelerinin ufak faylarla asla yırtılmayıp kendi içinde yamandığını ve gaz sızıntısı yapmadığını bilmek önem kazanır (Warren, 2006).

11. Deep Şirketi ekibi, Kırıkkale Eskikişla köyü kayatuzu sondaj karotları bünyesindeki kil ve anhidrit içeriğinin solüsyon madenciliğiyle kaverna açılmasına bir engel teşkil etmediğini laboratuvar analizleri ve hesaplamalarıyla saptamıştır. kayatuzundaki yabancı madde miktarı yaklaşık % 25'dir.

12. 2000 m derinliğin altında doğal gazın sıvılaşma tehlikesi vardır. Basınçlı kaverna gazının optimum depolama derinliği 500 m ile 2000 m arasında değişmektedir. Kaverna derinlik aralığı; kayatuzu yatağının o lokasyondaki derinliğine, kalınlığına, litolojik özelliğine, kil-anhidrit ara tabakalanma yapısına göre tespit edilir. Kaverna boşluğunda, derinliğe bağlı artan yer altı basıncına göre daha büyük miktarda doğal gaz depolanabilmektedir.

13. Açılacak ortalama 80 m çaplı silindirik şekilli kaverna merkezleri arası minimum mesafe 300 m - 400 m'dir. Kavernalar arası koruyucu kayatuzu sütunlarının, daha dar olması doğal gaz kaçaklarına neden olabilir.

14. Kaverna düşey aralığı, kayatuzunun içerdiği anhidrit, kil aratabaka kalınlıklarının minimum olduğu sondaj logu bölümünde seçilir. Maksimum basınçlı gaz depolama hacmini elde etmek ve gaz kaçağını önlemek için kaverna tabanının kayatuzu yatağı tabanından en az 50 m yukarıda olmasına dikkat edilir (Şekil 17).

15. Azerbaycan'dan gelen ve Batı Anadolu istikametine giden TANAP doğal gaz boru hattı, Kırıkkale-Sekili kayatuzu havzasının yakınından geçtiği için gaz depolama imkanları kolay ve az masraflıdır. Samsun limanından gelen, Rus Mavi Akım doğal gaz ve beklenen petrol boru hattı, Çankırı-Çorum kayatuzu ve Kırıkkale kayatuzu havzaları yakınından geçer ve doğal gaz, petrol depolama imkanları daha kolay ve az masraflıdır.

16. Kızılırmak Neojen evaporit havzası civarında genç volkanizmaya rastlanmadığı için açılacak kavernalar yer altı volkanik (CO₂, H₂S ve SO₂) gaz çıkışlarından etkilenmeyecektir.

17. Doğalgaz depolama kavernalarının solüsyon madenciliğiyle açılımı sürecinde çıkacak atık tuzlu su

solüsyonların kullanım alanları; klor-alkalen tesisleri, petrol rafinerileri olup beton bariyerli çorak arazi vadisi yapay baraj havuzlarında saklanabilir veya beklenen Samsun petrol rafinerisine veya en yakın olan Karadeniz'e boru hattıyla boşaltılabilir. Böylece çevre kirliliği önlenmiş olur (Özgüner, 2022).

18. Yılda ortalama iki kaverna açabilmek için 29 milyon m³ veya yaklaşık 0.929 m³/sn debili tatlı suya ihtiyaç vardır ve bu, Kızılırmak Nehri ortalama debisinin % 1,54'nü karşılar (Çizelge 5). Böylece doğal gaz depolama çalışmaları, yöre tarımsal sulamasını olumsuz etkilemez. Kızılırmak suyunun kimyası, solüsyon madenciliğine uygundur (Çizelge 4).

19. Kırıkkale Eskikişla köyü EFTA, KİAŞ ve Sekili, Safir kayatuzu işletmelerinde görüldüğü gibi yeraltı galerileri ile kayatuzu madenciliği yapılmak isteniyorsa; ekonomik açıdan yatağın mostra vermesi veya sığ olması ve ulaşım imkanlarının kolay olması; kayatuzu yatağının çok kalın olmasından daha önemlidir.

20. Yeni çıkan yasalar; doğal gaz satan ve naklini yapan uluslararası şirketlerin sattığı doğal gazın % 20'ni Türkiye'de depolama zorunluluğu getirmiş olup açılan kavernalar kiraya verilebilmektedir. Kaverna açan şirketler, sistem doğal gaz boru hattına bağlandıktan sonra gaz depolama kirası gelirlerini elde etmek yetkisine sahip olmaktadır.

21. Deep Şirketinin, Kırıkkale Neojen havzası kayatuzu örnekleri için laboratuvarında tespit ettiği, örtü kaya ortalama basınç gradyan (0,228) değeri (Çizelge 2), kullanım faktörü veya suda çözünürlüğün hacimsel oranı (0,57) değeri ve bulking faktörü veya çözünmeyen maddelerin suda genişlemesi (2,2) değeri; Kızılırmak Neojen evaporit havzalarında bulunan diğer kayatuzu yatakları için yaklaşık geçerlidir. Bu değerlerin, Çankırı, Çorum kalın kayatuzu havzalarında açılması mümkün olan kavernaların doğal gaz depolama hacimleri ön değerlendirme hesaplarında kullanılabilir olacağı düşüncesindeyiz. Böylece yatırım güvenliği ön değerlendirilmesi de gerçekleşmiş olur. Daha sonra, detay laboratuvar analizleri elbette gerçekleştirilecektir.

Katkı Belirtme

Makaledeki çoğu veriler, 2013-2015 yılları içinde danışman olarak çalıştığım KİAŞ şirketinde gerçekleştirdiğim etütlere dayanır ve bu etütlerin finansmanını KİAŞ şirketi sağlamıştır. KİAŞ ve ETİ MADEN ortaklığı ile NaCl kayatuzundan kloralkali türevlerinin üretim araştırmaları söz konusu olmuştur. KİAŞ şirketi yetkililerine ve işbirliği yaptığım çalışanlarına şükranlarımı sunarım.

MTA Genel Müdürlüğü son 11 yılda Çankırı ve Çorum'da yaptığı karotlu sondajlarda çok kalın kayatuzu yatakları rezervleri saptamıştır. Ülkemizin Petrokimya ve Kloralkali Endüstrisine hammadde oluşturan bu keşifler, makalemin de konusu olduğu için MTA Genel Müdürlüğü ve ilgili teknik elemanlarına teşekkürü görev sayarım.

Ayrıca Çorum Bayat güneyi Aşağı Emirhalil köyü doğusundaki yeraltı kayatuzu etütlerinin finansmanını sağlayan ruhsat sahibi sayın Emre Büyükaydın'a ve ruhsat sahasının DES jeoelektrik etüdünü gerçekleştiren SNS jeofizik ekibine şükranlarımı sunarım.

Değınilen Belgeler

- Albes, D., Lars, D. 2014. Report on Leaching Tests and Insolubles Logs Calculation of KİAŞ Exploration Wells (Kırıkkale Delice Salt Deposit, Anatolia). Deep Underground Engineering – Eyhauser Allee 2a-26160 Bad Zwischenahn –Germany (yayımlanmamış).
- Albes, D., Wippich, M. 2014. Evaluation of Exploration Data from the KİAŞ Salt Mining Concession in the Kırıkkale Delice Region, Central Anatolia. Deep Underground Engineering – Eyhauser Allee 2a-26160 Bad Zwischenahn – Germany (yayımlanmamış).
- Berest, P., Brouard, B. 2004. Safety of Salt Caverns Used for Underground Storage. LMS Ecole Polytechnic France and Brouard Consulting, France.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Bilgin, Z. R., Esentürk, K., Kara, H., Yergök, A. F. 2005. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No.47, Kırşehir-İ 32 paftası.
- Frank, J. G., Poppe, L. de B., Van, D. B. 2007. A shallow-basin model for saline-giants based on isostasy-driven subsidence. University of Utrecht, Faculty of Earth Sciences.

- KİAŞ-ETİ MADEN ortak kimyasal değerlendirme projesi raporu, 2010. Kırıkkale Delice Tuz Madeni Değerlendirme Projesi (kaverna - klor alkali - PVC üretimi). Kömür İşletmeleri – Eti Maden İşletmeleri (yayımlanmamış).
- Kuntsman, A., Poborska-Mlynarska, K., Urbanczyk, K. 2007. Solution Mining in Salt Deposits (outline of recent development trends). AGH University of Science and Technology Press, Krakow Radackia Uczelnianych Wydawnictw Naukowo Dydaktycznych AGH al. Mickiewicza 30, 30-059 Krakow, Poland.
- Lüttig, G., Steffens, P. 1976. Explanatory notes for the paleogeographic Atlas of Turkey from the Oligocene to Pleistocene. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rhostoffe, 648. Hannover.
- Murat, A. 2011. Orta Anadolu Tersiyer Havzaları Endüstriyel Tuz Aramaları Projesi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Maden Etüt Dairesi Başkanlığı. (yayımlanmamış).
- NET Jeoteknik, 2013. Kömür İşletmeleri A Ş adına kayıtlı 3242127 numaralı ruhsat sahasının Jeofizik Raporu (yayımlanmamış).
- Özen, B., Bilgin, R., Güngör, A., Kocakaya, S., Ozen, S., Tufan, T. 2017. Çorum Bayat Sarayköy Tuz Aramaları Jeofizik Etüt Raporu. SNS Jeotermal Şirketi Ankara (yayımlanmamış).
- Özgüner, A. M. 2004. Tuz Gölü (Türkiye) ve Ölü Deniz (Ürdün) tuz yatakları jeolojilerinin ve ekonomik imkanlarının karşılaştırılması. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları Evaporitler ve Tuzlar Semineri 81, 150-189.
- Özgüner, A. M., Ünsal, A. 2013. Türkiye Tuz Yatakları ve Doğal Gaz Depolama Açısından Değerlendirilmesi. AMD AKFEL Madencilik ve Doğal Gaz Depolama A Ş (yayımlanmamış).
- Özgüner, A. M., Kızıldağ, İ. 2015. Kırıkkale-Sekili Evaporit Havzasındaki Kaya Tuzu Yatağının Jeolojik Etüdü ve Doğalgaz Depolama İmkanlarının Araştırılması. Kömür İşletmeleri AŞ (KİAŞ) Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Özgüner, A. M., Büyükaydın, E. 2017. Çorum Bayat Yerliköy Kayatuzu Ruhsat Sahası Doğal Gaz Depolama İmkanlarının Jeolojik Değerlendirmesi ve Solüsyon Suyundan Kloralkali Türevleri Üretim Önerisi (yayımlanmamış).
- Özgüner, A. M., Murat, A., Kabaoğlu, M. 2019. Kırıkkale Delice Halitli Köyü yöresi yeraltı kayatuzu yatağı ruhsat sahasının ön etüt raporu. Gasterm Madencilik AŞ. Ankara (yayımlanmamış).

- Özgüner, A. M. 2022. Orta Anadolu-Orta Karadeniz Kimya Kümelenmesinin Önemi. Kırıkkale Üniversitesi Uluslararası Mühendislik Araştırma ve Geliştirme Dergisi 14 (2), 368-384.
- Sönmez, İ., Erdoğan, N., Kırbaş, H. 2011. Çorum Bayat, Yukarı Emirhalil AR: 200805561 no.lu ruhsat sahasının buluculuğa esas maden jeolojisi raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor no: 11977, Ankara (yayımlanmamış).
- Sönmez, İ., Aydındağ, A. K. 2017. Çankırı Çorum Havzasında Halit (NaCl), Globerit ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$) ve Blodit ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) Oluşumları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni 23, 13-26.
- Stöwer, M. 2015. Alman UGS Doğalgaz Depolama Danışmanlık Şirketinin, KİAŞ Şirketine Önerileri (yayımlanmamış).
- Underground Gas Storage (UGS) Konferans notları, 30.Ekim.2014, Ankara (yayımlanmamış).
- Warren, J. K. 2006. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer Berlin Heidelberg New York.
- Wippich M., 2013 ile sözlü görüşme.
- Yamada, Y., Okamura, H., Tusuneyama, F. 2005. Analog Models of Faults Associated with Salt Doming and Wrenching: Application to Offshore United Arab Emirates. AAPG Memoir 85, 95-106.