



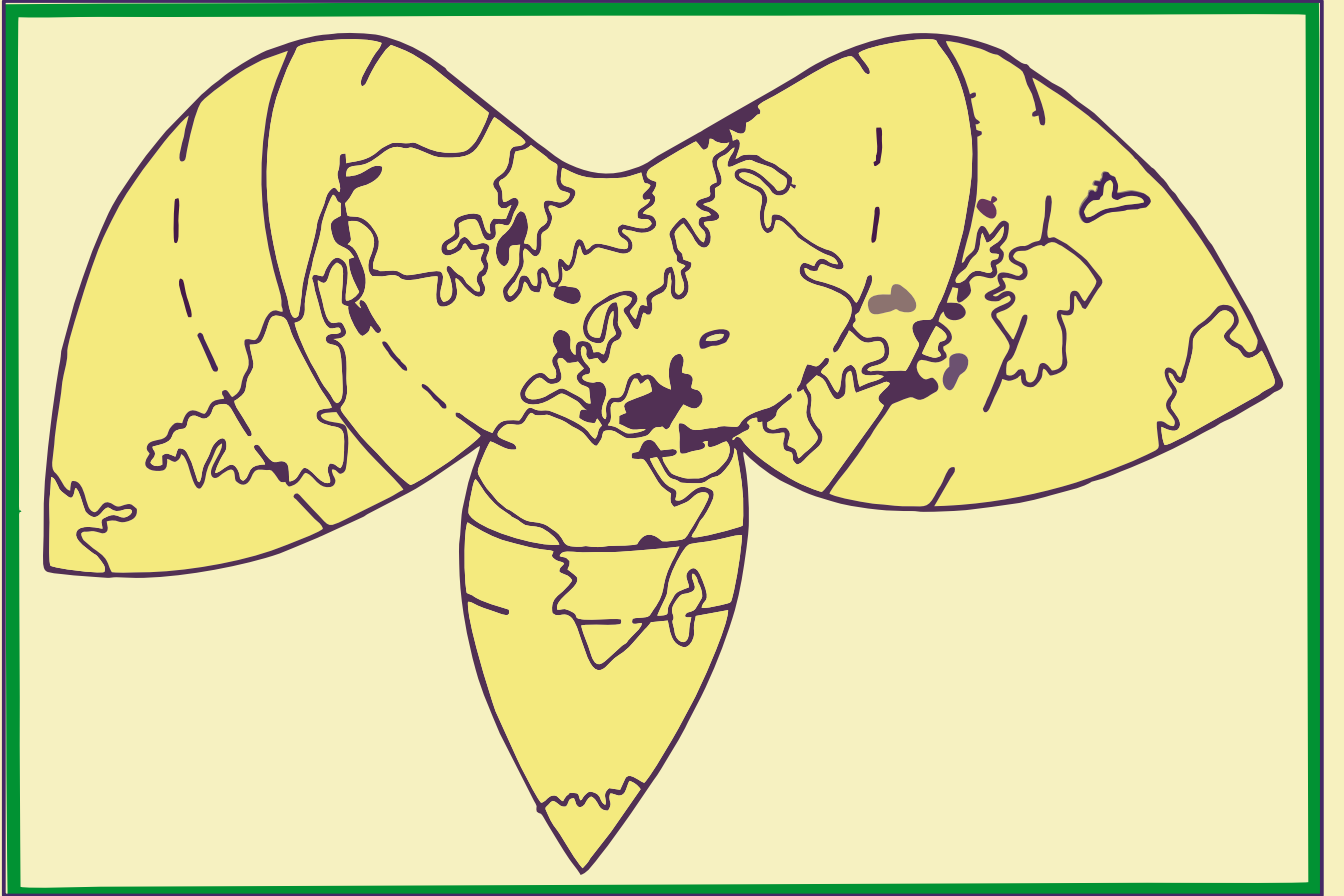
GEOSOUND



YERBİLİMLERİ

Science and Technology

Online Bulletin on Earth Science



SAYI
NUMBER **60**

ARALIK
DECEMBER
2024

Editör ve Yayın Kurulu

Baş Editör

Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ (Çukurova Üniversitesi)

Editörler

Dr. Öğr. Üyesi Ahmet Can AKINCI (Çukurova Üniversitesi)

Doç. Dr. Nusret NURLU (Çukurova Üniversitesi)

Bölüm Editörleri

Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Kemal GÜRBÜZ (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Ayşegül GÜNEY (Aksaray Üniversitesi)

Prof. Dr. Sedat TÜRKMEN (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Semir ÖVER (İskenderun Teknik Üniversitesi)

Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ (Çukurova Üniversitesi)

Doç. Dr. Yasemin LEVENTELİ (Akdeniz Üniversitesi)

Dr. Öğr. Üyesi Nil YAPICI (Çukurova Üniversitesi)

Doç. Dr. Mahmut ALTINER (Çukurova Üniversitesi)

Doç. Dr. Nusret NURLU (Çukurova Üniversitesi)

Dr. Öğr. Üyesi Ahmet Can AKINCI (Çukurova Üniversitesi)

Yayın Kurulu

Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Yücel YILMAZ (Kadir Has Üniversitesi)

Prof. Dr. Alastair ROBERTSON (Edinburgh University, UK)

Prof. Dr. Orhan TATAR (Sivas Cumhuriyet Üniversitesi)

Prof. Dr. Kemal GÜRBÜZ (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Atike NAZİK (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Erol ÖZER (Mersin Üniversitesi)

Prof. Dr. Kemal TASLI (Mersin Üniversitesi)

Prof. Dr. Sedat TÜRKMEN (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Ayşegül GÜNEY (Aksaray Üniversitesi)

Prof. Dr. Ömer Faruk ÇELİK (Kocaeli Üniversitesi)

Prof. Dr. Semir ÖVER (İskenderun Teknik Üniversitesi)

Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR (Dokuz Eylül Üniversitesi)

Prof. Dr. İsmail DİNÇER (Nevşehir Hacıbektas Üniversitesi)

Prof. Dr. Mustafa Gürhan YALÇIN (Akdeniz Üniversitesi)

Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ (Çukurova Üniversitesi)

Jennifer INWOOD (University of Leicester, UK)

Prof. Dr. Hakan GÜNEYLİ (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Tamer RIZAOĞLU (Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi)

Assoc. Prof. Dr. Sarah J. BOULTON (University of Plymouth, UK)

Prof. Dr. Feyza DİNÇER (Nevşehir Hacıbektas Üniversitesi)

Doç. Dr. Hayati KOÇ (Mersin Üniversitesi)

Prof. Dr. Ali ÖZVAN (Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi)

Dr. Öğr. Üyesi. Erkan YILMAZER (Aksaray Üniversitesi)

Doç. Dr. Yasemin LEVENTELİ (Akdeniz Üniversitesi)

Dr. Öğr. Üyesi Hatice KARAKILÇIK (Çukurova Üniversitesi)

Dr. Öğr. Üyesi Nil YAPICI (Çukurova Üniversitesi)

Dr. Öğr. Üyesi Ahmet Can AKINCI (Çukurova Üniversitesi)

Doç. Dr. Nusret NURLU (Çukurova Üniversitesi)

Prof. Dr. Mustafa AFŞİN (Aksaray Üniversitesi)

Dr. Öğr. Üyesi Deniz İBİLİOĞLU (Kütahya Dumlupınar Üniversitesi)

İÇİNDEKİLER

1. 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Depreminde Tetiklenen Değirmencik Heyelanı (Gaziantep – İslahiye)

Değirmencik Landslide Triggered By 6 February 2023 Kahramanmaraş Earthquake (Gaziantep – İslahiye)

Sedat TÜRKMEN

Sayfa: 1-21

2. Çimento Sanayiinde Fosil ve Alternatif Yakıtların Pişme Sıcaklığı Etkisinin Klinker Mikro yapısındaki Değişimi

The Change of the Effect of the Firing Temperature of Fossil And Alternative Fuels on the Clinker Microstructure in the Cement Industry

Nil YAPICI ve Alper Fatih İSLİ

Sayfa: 22-37

3. Manavgat Alt Havzası'nda (GB Türkiye) Geç Pliyosen Aşınma Yüzeyi (LPES) üzerinde yer alan Alt Pleyistosen yaşlı paleotsunami tortullarının yeni nannofosil ve fosil ascidian spikül verilerine dayanan krono-biyostratigrafik çözümlemesi

Chrono-biostratigraphic analysis of the Lower Pleistocene paleotsunami deposits overlying the Late Pliocene Erosional Surface (LPES) at the Manavgat Subbasin (SW Türkiye) based on new nannofossil and fossil ascidian spicule data

Enis Kemal SAGULAR ve Gülin Yavuzlar ÖZER

Sayfa: 38-82

4. Koşuburnu (Bayramiç-Çanakkale) Bentonit Yatağının Oluşumu Sırasında Ana, İz ve Nadir Toprak Elementlerinin Hareketliliği

Major, Trace and Rare Earth Elements Mobility During the Formation of the Koşuburnu (Bayramiç-Çanakkale) Bentonite Deposit

Gökhan BÜYÜKKAHRAMAN ve Fazlı ÇOBAN

Sayfa: 83-122

5. Batı Raman Antiklinalinde Hoya Formasyonunun Çatlak Sınıflandırılması Ve Hazne Kaya Açısından Değerlendirilmesi

Fracture Quantification and Evulation of Reservoir Rock in The Hoya Formation on Batı Raman Anticlinal

Bedih GÜMÜŞ, Ulvi Can ÜNLÜGENÇ ve Ahmet Can AKINCI

Sayfa: 123-143

6. 2023 Kahramanmaraş Depremleri ve Yapılara Etkisinin İncelenmesi

2023 Kahramanmaraş Earthquakes and Investigation of Their Effects on Buildings

İsmail Hakkı ÇAĞATAY

Sayfa: 144-158



6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Depreminde Tetiklenen Değirmencik Heyelanı (Gaziantep – İslahiye)

Değirmencik Landslide Triggered By 6 February 2023 Kahramanmaraş Earthquake (Gaziantep – İslahiye)

SEDAT TÜRKMEN Orcid: 0000-0002-9867-5545

Çukurova Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü/Adana

Geliş (received): 31/07/2024

Kabul (Accepted): 09/10/2024

ÖZ

6.02.2023 saat 04:17'de Doğu Anadolu Fay Zonu'nun uzantısı konumunda bulunan ve merkez üssü Pazarcık (Kahramanmaraş) ilçesinde aletsel büyüklüğü (Mw) 7,7 ve odak derinliği 8,6 km olan deprem, 11 ili etkilemiş ve yüzlerce kilometrelik yüzey kırığı oluşturmuştur. Bu depremin artçıları devam ederken aynı günün 9 saat sonrasında yine Doğu Anadolu Fay Zonu'nun bir diğer segmenti üzerindeki Sürgü-Çardak fayı üzerinde saat 13:24'te yaklaşık bir dakika süre boyunca Elbistan (Kahramanmaraş) ilçesinde aletsel büyüklüğü (Mw) 7,6 ve odak derinliği 7.0 km olan ikinci bir deprem daha meydana gelmiştir. İlk depremde birçok yüzey deformasyonu oluşmuş ve geniş bir bölgede yaklaşık 400 km uzunluğunda yüzey kırığı, depremin tetiklediği büyük çaplı heyelanlar ve birçok bölgede kaya düşmeleri meydana gelmiştir. Ayrıca yine depremin etkisi sonucu sıvılaşmaya bağlı yanal yayılmalar oluşmuştur. Meydana gelen heyelanların en büyüklerinden biri Gaziantep'in İslahiye ilçesi, güneyindeki Değirmencik Mahallesi'nin batısındaki Değirmencik/İdilli vadisinin kuzey yamacında meydana gelen kireçtaşları üzerinde bir düzlem boyunca oluşan kaya blok akması şeklindeki kütle hareketidir. Bu çalışmada Değirmencik/İdilli vadisi heyelanı incelenmiş, heyelanı tetikleyen ana etkenin jeolojik özelliklerin yanında bu bölgelerde deprem sonucu oluşan yüksek yatay yer ivmesi değerleri olduğu sonucuna varılmıştır. Ayrıca yamaç eğiminin ve mevsimsel olarak yeraltı suyu seviyesinin yüksek olmasının da kaymada etkili olduğu söylenebilir.

Anahtar Kelimeler: 6 Şubat 2023 Depremi, Heyelan, İslahiye Değirmencik heyelanı

Sedat TÜRKMEN, sturkmen@cu.edu.tr

DOI: 10.70054/geosound.1525383

ABSTRACT

On 6.02.2023 at 04:17, the earthquake, which is an extension of the Eastern Anatolian Fault Zone and whose epicenter was in Pazarcık (Kahramanmaraş) district, had an instrumental magnitude (M_w) of 7.7 and a focal depth of 8.6 km, affected 11 provinces and stretched hundreds of kilometers. created a surface fracture. While the aftershocks of this earthquake continued, 9 hours later on the same day, an instrumental magnitude (M_w) of 7.6 occurred in the Elbistan (Kahramanmaraş) district for approximately one minute at 13:24 on the Sürgü-Çardak fault, which is on another segment of the Eastern Anatolian Fault Zone. and a second earthquake occurred with a focal depth of 7.0 km. In the first earthquake, many surface deformations occurred, and approximately 400 km long surface ruptures occurred in a wide area, large-scale landslides triggered by the earthquake and rock falls occurred in many regions. In addition, lateral spreads occurred due to liquefaction due to the effect of the earthquake. One of the largest landslides that occurred was a mass movement in the form of a rock block flow along a plane on the limestones that occurred on the northern slope of the Değirmencik/İdilli valley in the west of the Değirmencik Neighborhood in the south of the İslahiye district of Gaziantep. In this study, the Değirmencik/İdilli valley landslide was examined and it was concluded that the main factor triggering the landslide was the high horizontal ground acceleration values caused by the earthquake in these regions, in addition to the geological features. It can also be said that the slope of the hillside and the seasonal high groundwater level are also effective in sliding. It can also be said that the slope of the hillside and the seasonal high groundwater level are also effective in sliding.

Keywords: *Earthquake of February 6, 2023, Landslide, İslahiye Değirmencik landslide*

GİRİŞ

Bulunduğu tektonik konum dolayısı ile ülkemizin geçmişten günümüze yaşadığı doğa kaynaklı afet olaylarından “Deprem” en fazla can ve mal kaybına neden olan afet türü olarak birinci sırayı almıştır. Depremler büyük felaketlerin yanında heyelan gibi kütle hareketlerini de tetiklemektedir. Heyelanlar bölgenin jeomorfolojik, jeolojik ve hidrojeolojik özellikleri, bölgenin sismik özellikleri, geometri vb. parametrelere bağlı karmaşık bir olaydır. 06.02.2023 günü, Türkiye saati ile 04:17’de ve 13:24’de merkez üssü Pazarcık (Kahramanmaraş) ve Elbistan (Kahramanmaraş) olan M_w 7.7 ve M_w 7.6 büyüklüğünde iki deprem meydana gelmiştir. 7.7 Büyüklüğündeki deprem yerin 8.6 km derinliğinde meydana gelirken 7.6 büyüklüğündeki deprem yerin 7 km derinliğinde meydana gelmiştir. Deprem sırasında genel olarak bir çok bölgede yüzey deformasyonu (yer değiştirme) oluşmuş ve buna bağlı olarak geniş bir bölgede yaklaşık 400 km uzunluğunda yüzey kırığı gözlenmiş ve depremin tetiklediği büyük çaplı akma,

kayma, kaya düşmeleri gibi kütle hareketleri meydana gelmiştir. Ayrıca yine depremin etkisi sonucu sıvılaşmaya bağlı yanal yayılmalar oluşmuştur. İlk depremde geniş bir bölgede meydana gelen ve depremin tetiklediği büyük çaplı kütle hareketleri meydana gelmiş olup, en büyüklerinden biri Gaziantep'in İslahiye ilçesi, güneyindeki Değirmencik Mahallesi'nin batısındaki İdilli arasında Değirmencik vadisinin kuzey yamacında meydana gelen akma (Kaya blok akması) şeklindeki heyelandır. (Şekil 1). Bu çalışmada Değirmencik olarak adlandırılan heyelan incelenmiş, heyelanı tetikleyen ana etken ve jeolojik özellikleri irdelenmeye çalışılmıştır.

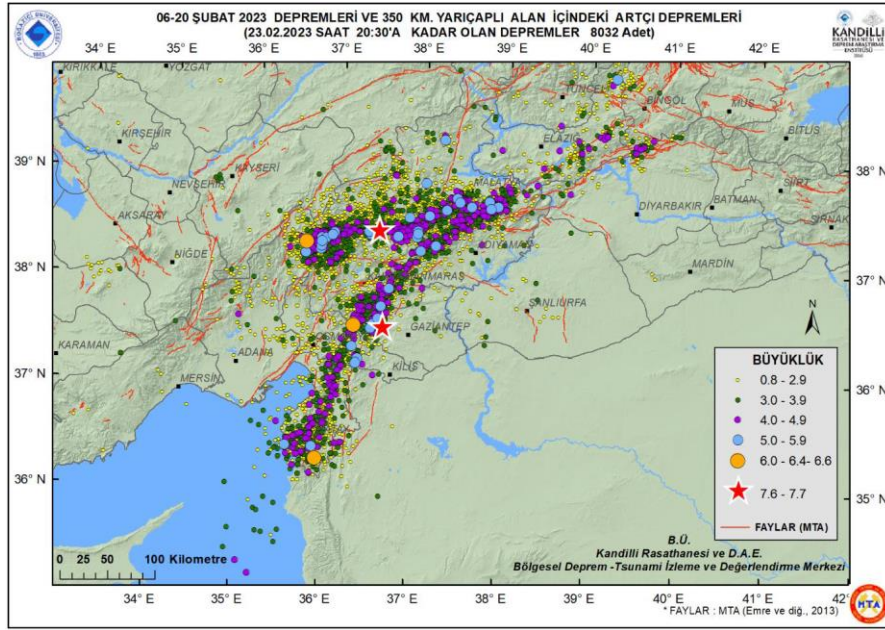
Türkiye ve çevresinde AFAD Deprem Dairesinin verilerine göre yılda ortalama 22.000 adet deprem kaydedilmektedir. Yine istatistiksel olarak her sene ortalama, büyüklüğü 6.0'ın üzerinde olan 1 deprem, 5.0 ile 6.0 arasında 25 deprem, 4.0 ile 5.0 arasında 200 adet deprem meydana gelmektedir. (Şekil 2 ve 3) 6 Şubat 2023 tarihinde Doğu Anadolu Fayı (DAF) üzerinde meydana gelen depremlerin dış merkezleri ve artçı dağılımları analiz edildiğinde ilk etapta Pazarcık merkez üslü depremin kuzeydoğuda Çelikhan Pütürge arasından Doğu Anadolu Fayının Erkenek (Çelikhan-Gölbaşı arası 65 km), Gölbaşı (Gölbaşı-Türkoğlu arası 90 km), Amanos (Türkoğlu-Kırıkhan arası 110 km) parçalarını içine alan bir hat ile Ölüdeniz Fay Sistemi'nin kuzey ucundaki Narlı parçası'nı kırdığı; Elbistan dış merkezli ikinci depremin ise Çardak Fayı ile Doğanşehir Fay Zonu ile ilişkili olduğu belirtilmektedir (AFAD,2023b).

JEOMORFOLOJİ

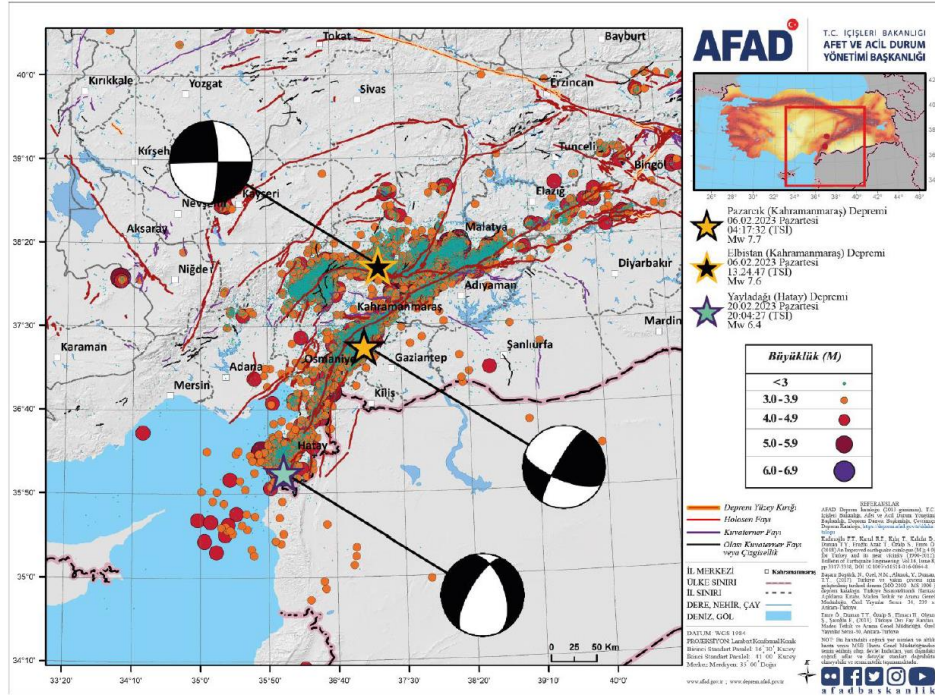
Heyelan alanı ve çevresi (Değirmencik ile İdilli arası), çok engebeli ve yüksek tepeleri içeren dağlık bir morfoloji sunar. Değirmencik vadisi dik yamaçlara sahip olup çatlaklı ve kırıklı kaya özelliğinden dolayı kaya düşmeleri ve moloz akıntıları yaygındır. İdilli ve Köklü mavkiine doğru morfoloji daha da engebeli bir özellik gösterir. Heyelanın olduğu kesimde yamaç eğiminin dik olduğu vadinin her iki yakasında en yüksek kot 970 m, vadi tabanında ise 650 m dir.



Şekil 1. Değirmencik Heyelanının meydana geldiği bölgenin konumunu gösterir uydu görüntüsü
Figure 1. Satellite image showing the location of the area where the Değirmencik Landslide occurred



Şekil 2. 06.02.2023'ten 23.02.2023 tarihine kadar gerçekleşen depremlerin dağılımı
Figure 2. Earthquake distribution from 06.02.2023 to 23.02.2023



Şekil 3. 06.02.2023 Pazarcık (Kahramanmaraş) Mw 7.7 ve Elbistan (Kahramanmaraş) Mw 7.6 ve Yayladağı (Hatay) Mw 6.4 depremleri ve artçı şok aktivitesi (6 Şubat – 6 Mayıs arası) (AFAD, 2023a).
Figure 3. 06.02.2023 Pazarcık (Kahramanmaraş) Mw 7.7 and Elbistan (Kahramanmaraş) Mw 7.6 and Yayladağı (Hatay) Mw 6.4 earthquakes and aftershock activity (between 6 February and 6 May) (AFAD, 2023a).

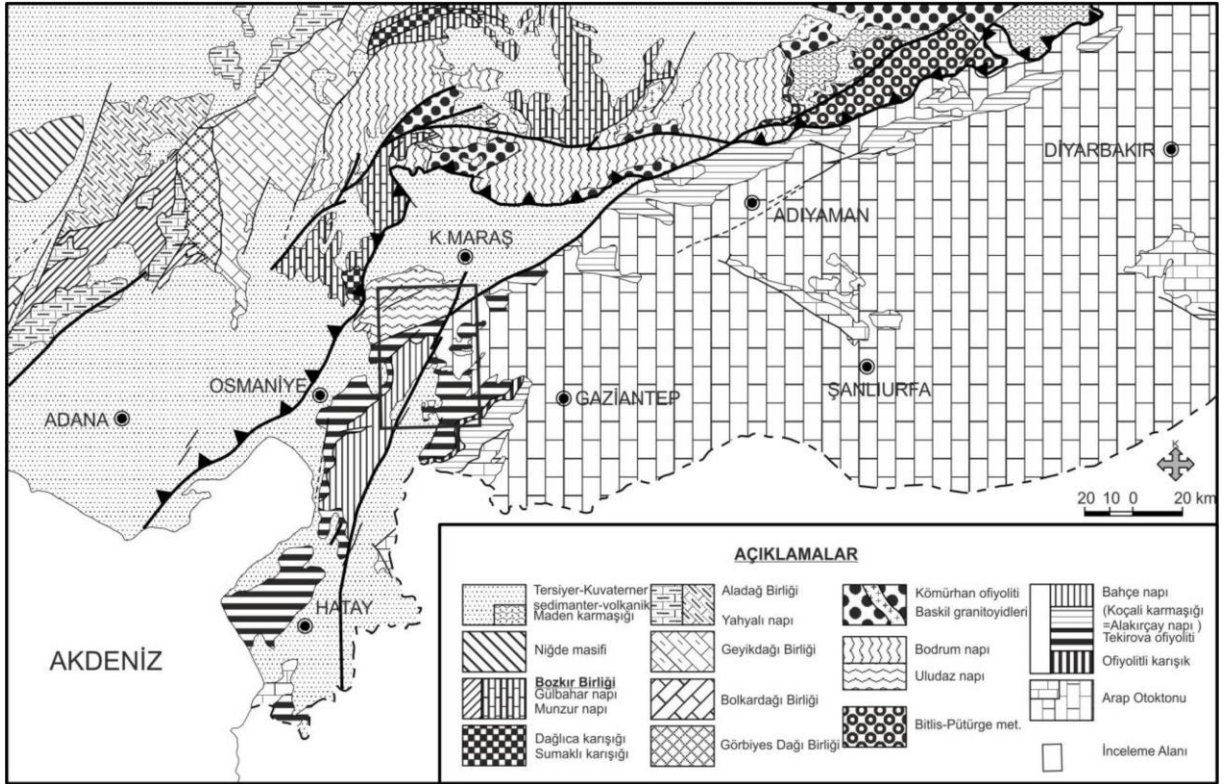
Vadinin güney tarafında Gölyeri tepe 1050 m, kuzeyinde Pancarlıkaya tepe 913 m ve Cebbar tepe 940 m kotunda olan yüksek tepeleri oluşturur. İklim özellikleri bakımından Akdeniz iklimi ile karasal iklim arasında geçiş özelliği gösterir. Bazı yıllar coğrafi konumuna bağlı olarak kışlar şiddetli geçer. Yaz aylarında ise sıcaklık yüksek değerlere ulaşmaktadır. İklim koşullarına bağlı olarak kayaların ayrışmasında donma ve çözünme etkili olmuştur. Heyelan, Değirmencik vadisinin sol yamacında (kuzeybatı yamacında) bir düzlem boyunca kaya/blok akması şeklinde gelişmiştir. Bölgedeki morfolojik yapı tamamen tektonizmanın denetiminde jeolojik birimlerin stratigrafik konumlarına bağlı olarak gelişmiştir (Şekil 4).



Şekil 4. İnceleme alanının tektonizmaya bağlı oluşan dağlık morfolojisi
Figure 4. Mountainous morphology of the study area due to tectonism

BÖLGESEL JEOLojİ

İslahiye ve çevresi Doğu Torosların güneye uzantısı olan, Amanos dağları ile temsil edilir. Amanos dağları, yaklaşık kuzey-güney gidişli bir dağ kuşağı olup, Alt Paleozoyik'ten günümüze kadar yaygın bir çökel istifini kapsar. GD Anadolu Bindirme Zonu'nun (Emre vd. 2013) batı sınırı ile Karasu-Hatay Grabeni (Yalçın, 1980) arasında kalan, Doğu Anadolu Fay zonunu da kapsayan Amanos Dağları, Doğu Toroslar'ın batı bölümünü oluşturur. İnceleme alanı ve çevresi, stratigrafik özellikleri, yapısal özellikleri ve kaya türü bakımından aralarında belirgin ayrımlar bulunan ve birbirleriyle tektonik ilişkili tektono-stratigrafik birlikler kapsar (Şekil 5). Orta Toroslar'da Geyikdağı, Aladağ, Bolkardağı ve Bozkır birlikleri olarak tanımlanan Özgül (1976), tarafından tanımlanan birliklerin bölgedeki uzanımları niteliğindeki bu birlikler Doğu Toroslar'ın batı ucunda Ecemiş Fayı'ndan başlayarak Munzur dağlarına kadar uzanırlar (Özgül ve Kozlu, 2002). İnceleme alanının kuzeyinde Elbistan-Göksun dolaylarındaki metamorfitle; Malatya metamorfitle; Binboğa metamorfitle ve Bodrum napı olarak adlandırılmıştır (Bedi vd., 2005, 2009, 2012). Amanos Dağları'nın büyük bölümünü kapsayan, benzer litolojik ve stratigrafik özellikler sunan düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşan Uludaz napı; İntakambriyen-Tersiyer aralığının Permiyen dışında tüm sistemlerini temsil eden sığ denizel karbonat ve kırıntılı kaya türlerini içerir. Geç Kretase yaşlı Sumaklı karışığı, Uludaz napını Geç Miyosen sonrası hareketlerle üzerlemiştir. Her ikisi de Orta-Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı olan napılardan Gülbahar napı; Halobialı kireçtaşı, oolitik kireçtaşı, kalsitürbidit, pelajik kireçtaşı, çört-çamurtaşı ardalanmasından; Domuzdağ napı da platform tipi karbonatlardan oluşur. Filiş karakterli Kemaliye formasyonu ise bu iki napın ortak örtüsü niteliğindedir. Uludaz napı tarafından Geç Kretase sonrası üzerlenen Bahçe napı, Kambriyen-Kretase aralığında çökelmiş sığ denizel kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluşur. Geç Bajosiyen-Titoniyen (Dogger-Malm) yaşlı Kabaktepe napı derin deniz çökellerinden, Geç Kretase yerleşim yaşlı Tekirova ofiyoliti; peridotit, harzburjit, dunit, serpantin, piroksenit ve gabrolardan, Geç Kretase yaşlı Akçalı-Bozkaya ofiyolitli karışığı ise ofiyolitik hamur içindeki blok ve dilimlerden oluşur. İnceleme alanı ve yakın dolay, Lütésiyen ve sonrası ile Miyosen ve sonrası tektonik hareketlerden önemli ölçüde etkilenmiştir (Usta ve diğ. 2015).



Şekil 5. Doğu Toroslar'ın batı kesiminin tektono-stratigrafi birimlerini gösteren yapısal harita (Usta ve diğ., 2015).

Figure 5. Structural map showing the tectono-stratigraphic units of the western part of the Eastern Taurus Mountains (Usta et al., 2015).

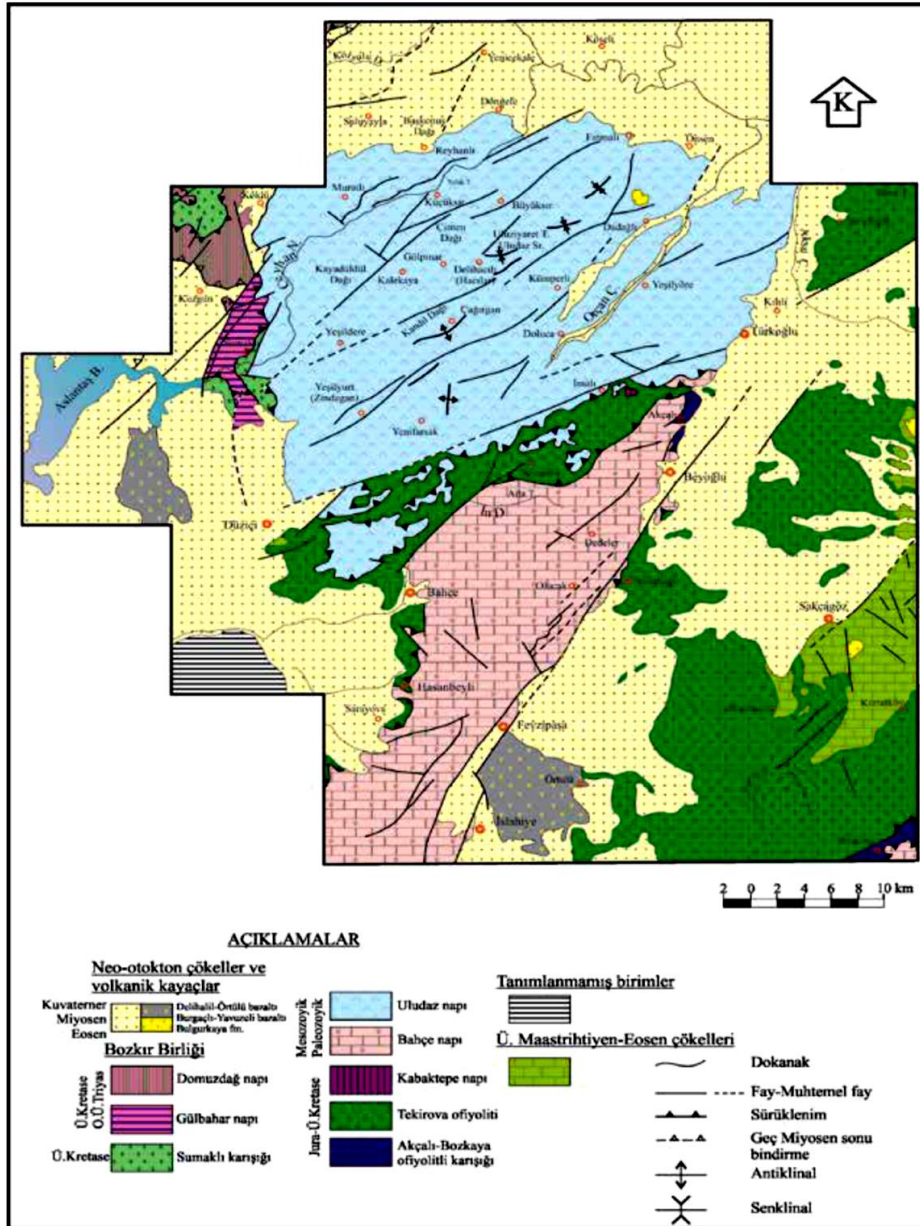
Stratigrafi

Çalışma alanı ve çevresinde stratigrafi, kayatürü, metamorfizma ve yapısal özellikleri açısından birbirlerinden farklı kaya birimi toplulukları bulunur. Daha önceki çalışmalarda Arap Otoktonu kapsamında anlatılan kaya birimlerinin, Usta ve diğ. 2015 tarafından allokton konumlu olduğu tespit edilmiştir. Amanos ve çevresinde; Uludaz napı, Bahçe napı, Tekirova ofiyolit napı (Akçalı-Bozkaya ofiyolitli karışığı ve Tekirovaofiyoliti), Kabaktepe napı ve Bozkır birliği (Sumaklı karışığı, Gülbahar ve Domuzdağ napı) yer alır. Düşük dereceli metamorfizma özellikleri sunan İnfракambriyen-Geç Kretase yaşlı Uludaz napı, Kambriyen-Geç Kretase yaşlı sığ ve derin deniz çökel kayalardan oluşan Bahçe napı, Jura-Geç Kretase yaşlı derin deniz çökellerinden oluşan Kabaktepe napı, Geç Kretase yerleşim yaşlı Tekirova ofiyolit napı (Akçalı-Bozkaya ofiyolitli karışığı ve Tekirova ofiyoliti) detaylı, diğer birimler ise genel olarak tanımlanmıştır (Usta ve diğ., 2015).

İnceleme Alanının Jeolojisi

Heyelanın meydana geldiği alan ve çevresi önceki çalışmalarda Amanos grubu olarak adlandırılan başlıca karbonatlı ve kırıntılı birimlerden oluşur. İnceleme alanındaki yüzeylemelerinde, alt kesiminde kuvarsit ara katkılı, *Natica costata*'lı kireçtaşı, marn, çamurtaşı, silttaşı ve dolomitleri; orta kesiminde kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı düzeyleri, en üst bölümde ise çakıllı kumtaşı, çamurtaşı, çörtlü mikritik kireçtaşı düzeylerini kapsar. Grubun karbonatların egemen olduğu bölümleri Yalçın (1979) tarafından Amanos grubu adıyla adlandırılmıştır. Amanos grubu, Erken Triyas yaşlı Olucak formasyonu, Orta-Geç Triyas yaşlı Nurdağı formasyonu ve Jura- Kretase yaşlı İslâhiye formasyonu olmak üzere üç formasyona ayrılmıştır. (Usta ve diğ. 2015). Heyelanın olduğu İdilli vadisinde yüzeylenen çok çatlaklı ve karstik özellikli kireçtaşı Jura – Kretase yaşlı İslahiye formasyonuna dahil edilmiştir (Şekil 6).

Amanos grubunun üst bölümünü oluşturan İslahiye formasyonu; kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur. Formasyon adı incelemeye elverişli yüzeylemelerinin bulunduğu İslahiye ilçesinden alınmıştır. İslahiye ilçesinin yakın güneybatısında Değirmencik köyünden kuzeybatıya uzanan vadi boyunca birimin tip yüzeylemesi mevcuttur. İslahiye formasyonu oldukça kırıklı yapı sunması nedeniyle alttan üste tüm seviyelerini bir kesitte görmek imkânsızdır. Akçalı ve Bozkaya köyü ile Şekeroba beldesinde birimin belirgin yüzeylemeleri mevcuttur. Formasyon, başlıca kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve çört bantlı kireçtaşından oluşur. Altta, gri renkli, orta-kalın tabakalı, bol fosilli, oolitik kireçtaşı ve gri, kül renkli, orta-kalın tabakalı petrol kokulu, çört yumrulu dolomitik kireçtaşı ile masif kireçtaşları yer alır. Üstte ise gri, açık gri renkli, mikritik dokulu, oldukça kıvrımlı ve kırıklı, ince-orta tabakalanmalı, dolomitik kireçtaşı ara düzeyli, çört bantlı kireçtaşları ile sonlanır.



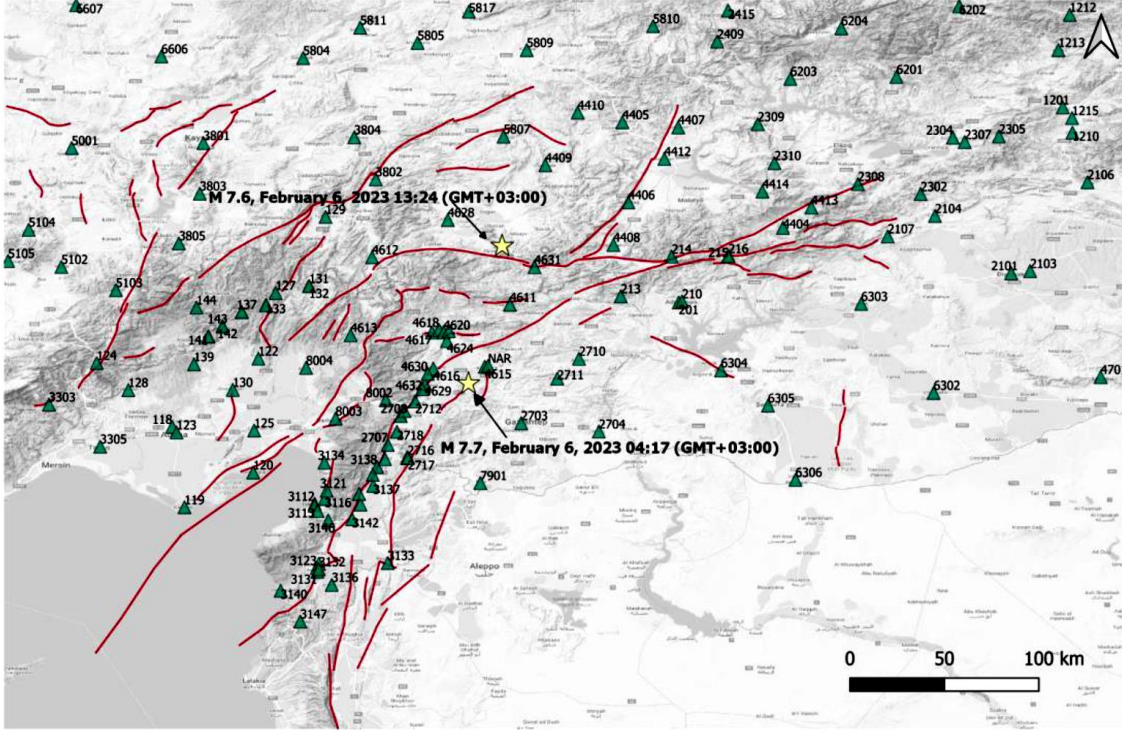
Şekil 6. İnceleme Alanı ve Çevresinin Jeoloji Haritası (Usta ve diğ., 2015)

Figure 6. Geological Map of the Study Area and Surroundings (Usta et al., 2015)

6 Şubat Kahramanmaraş Merkezli Deprem Verileri

6 Şubat 2023 tarihinde meydana gelen Mw=7,7 Kahramanmaraş-Pazarcık ve Mw=7,6 Elbistan depremlerinin ana sarsıntuları ve artçı sarsıntuları, AFAD'ın işlettiği kuvvetli yer hareketi istasyonları tarafından geniş bir bölgede kaydedilmiştir. İlk depreme ait istasyon verileri Şekil 7 'de gösterilmiştir. 6 Şubat 2023 depremlerine ait Hatay ve İslahiye çevresindeki istasyon

kayıtları incelenmiş ve buralarda kaydedilen Maksimum yatay PGA verileri değerlendirilmiştir (Çizelge 1). 2708 nolu istasyon, Gaziantep İslahiye'de, maksimum yatay PGA, Doğu - Batı yönünde 1089 cm/s^2 olarak kaydedilmiştir. Dikey PGA değeri 977 cm/s^2 olarak kaydedilmiştir. (METU, 2023). İstasyon 3126, Antakya'da maksimum yatay PGA, Kuzey-Güney yönünde 1210 cm/s^2 olarak, dikey PGA değeri 1070 cm/s^2 'dir (METU, 2023).



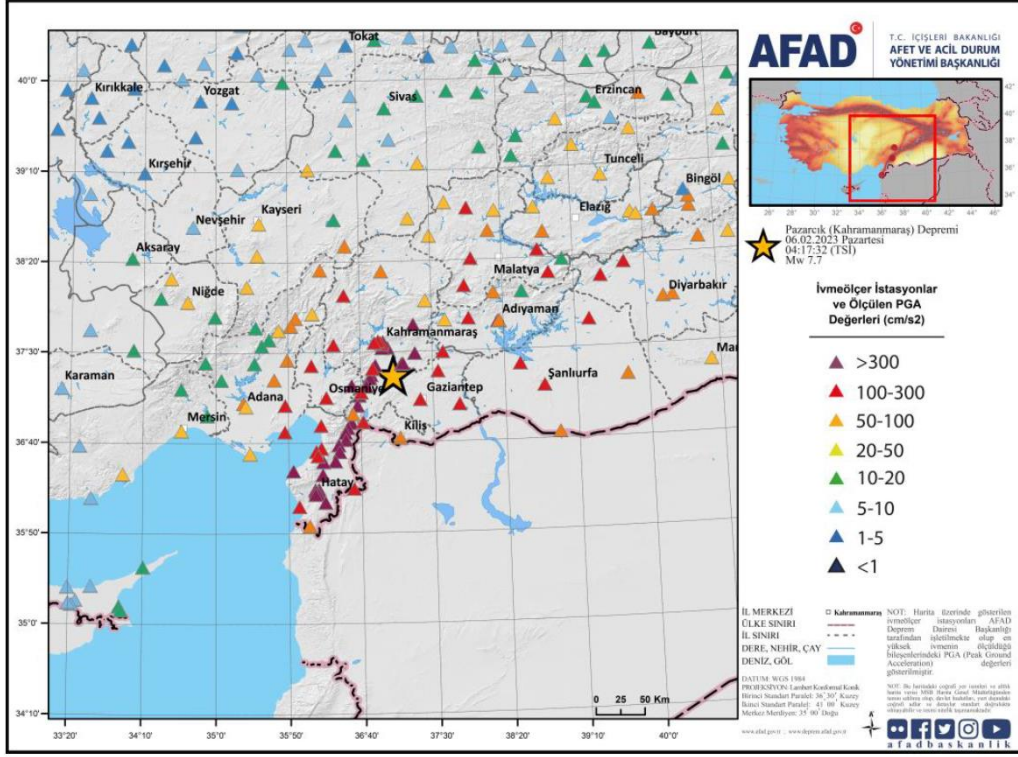
Şekil 7. AFAD deprem istasyonları (AFAD istasyonları yeşil üçgenlerle gösterilmiştir. Kırmızı çizgiler, MTA, Türkiye Aktif Fay Haritalarından derlenen fayları temsil etmektedir).

Figure 7. AFAD earthquake stations (AFAD stations are shown with green triangles. Red lines represent faults compiled from MTA Turkey Active Fault Maps).

6 Şubat Depremlerine Ait Zirve Zemin Parametrelerinin Mekansal Dağılımı

Şekil 8 ve 9'da sırasıyla Pazarcık depremine ait en yüksek yer ivmesi ve hız değerlerinin mekânsal dağılımı görülmektedir. Çizelge 1 incelendiğinde en yüksek PGA değerlerinin Antakya'da kaydedildiği, $500\text{-}1000 \text{ cm/s}^2$ arasındaki çok yüksek PGA değerlerinin ise genellikle Kuzey-Güney doğrultusunda Kahramanmaraş, Gaziantep, Osmaniye illerini kapsayacak şekilde ölçüldüğü görülmektedir. Kilis ve Hatay. PGV değerlerinin dağılımı PGA'ya göre daha homojen olup, kırılmaya yakın tüm istasyonlarda çok yüksek yoğunluktadır. İkinci olay olan Elbistan

depremi (Mw=7,6), Pazarcık (Mw=7,7) depremi kadar yoğun kayıtlara geçmemektedir. Kırılma ilk olayın kuzeyinde yer aldığından (Şekil 1. 2), bu olayın etkileri Kahramanmaraş'ın yanı sıra Adıyaman, Malatya, Kayseri gibi kuzey illerinde de daha belirgin olarak hissedilmektedir.



Şekil 8 . Mw 7.7 büyüklüğündeki depremi kaydeden en yakın ivmeölçer istasyonlarının dağılımı (AFAD,2023b)

Figure 8. Distribution of the nearest accelerometer stations that recorded the Mw 7.7 magnitude earthquake (AFAD, 2023b)

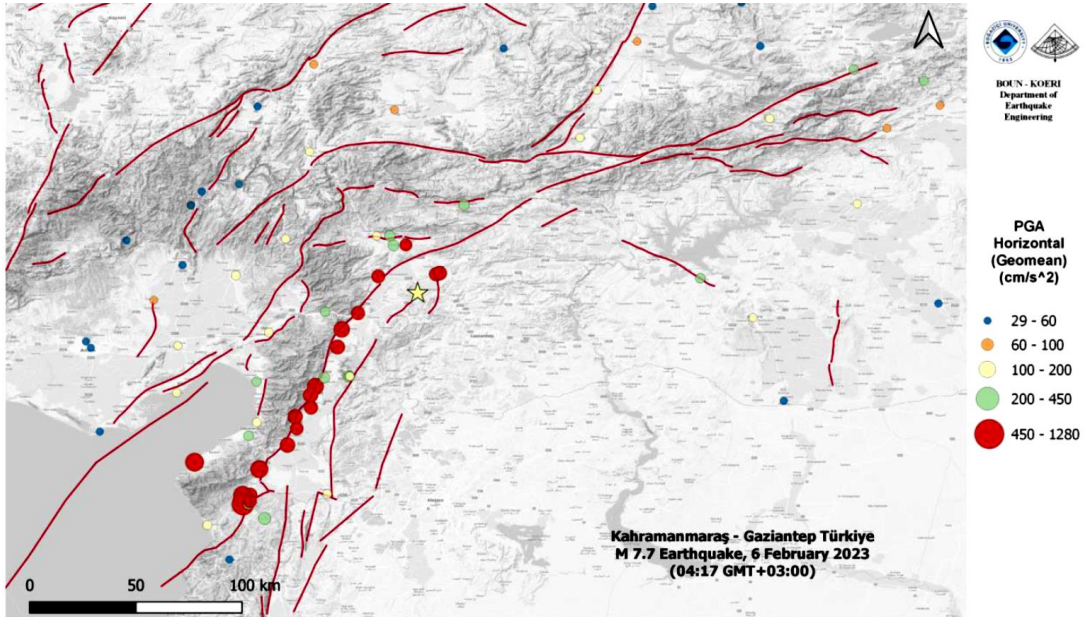
DEĞİRMENCİK HEYELANI

Gaziantep İli, İslahiye İlçesi Değirmencik ve İdilli köyleri arasında İdilli vadisinde meydana gelen ve 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş merkezli Mw 7.7 ilk depremde tetiklenen, kireçtaşı birimde gelişen akma şeklinde oluşan heyelan 6 şubat depreminin vadide heyelan gölü oluşturması ile simge yer hareketi olarak literatüre yansımıştır (Şekil 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 ,17).

Tablo 1. Mw 7.6 büyüklüğündeki en yüksek ivme değerleri (Koeri,2013)

Table 1. The highest acceleration values of magnitude Mw 7.6 (Koeri, 2013)

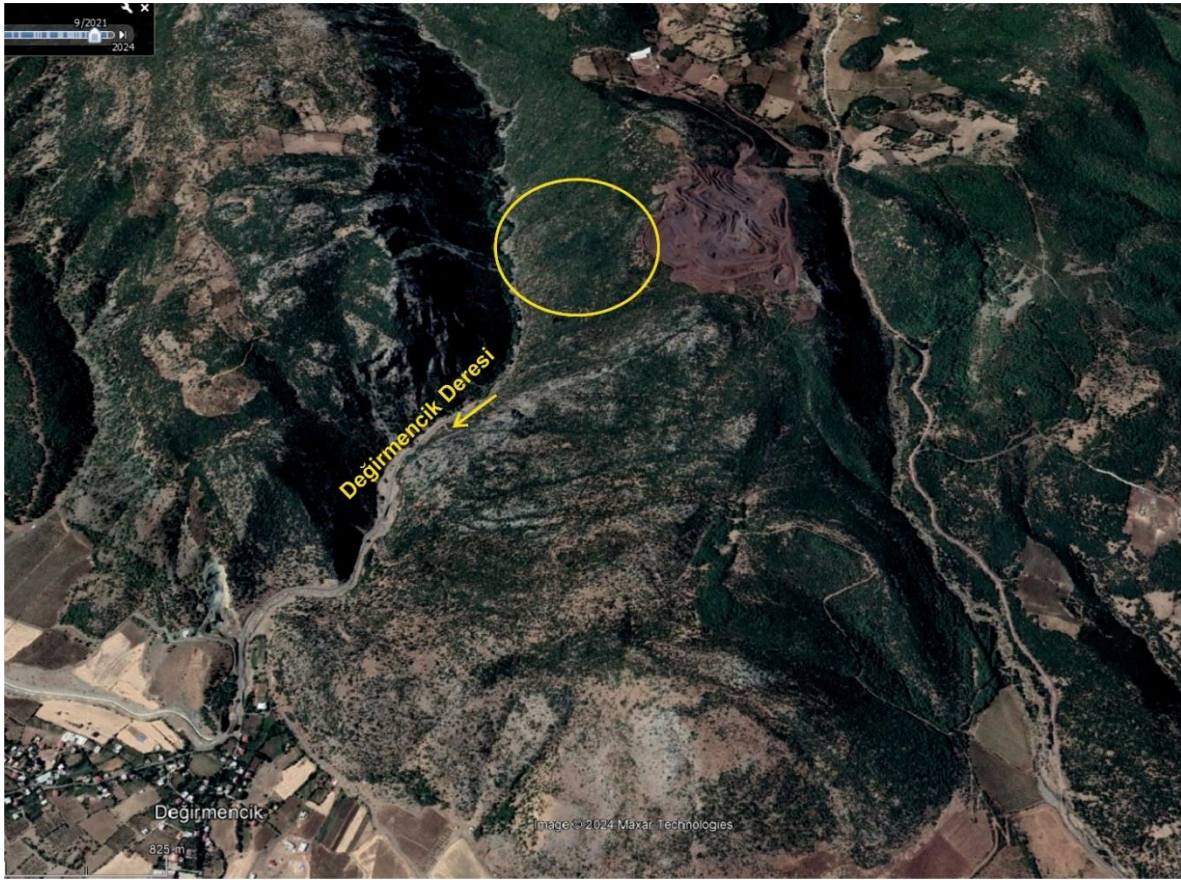
Istasyon No	Vs30 (m/s)	PGA (cm/s ²)		
201	391	E:923.97	N: 479.31	U:306.08
2712		E:577.20	N: 554.01	U:281.95
2718		E:613.16	N: 669.09	U:552.20
3123	470	E:584.38	N: 631.04	U:847.09
3124	283	E:631.90	N: 560.58	U:567.23
3125	448	E:1069.34	N: 814.14	U:862.64
3126	350	E:1017.61	N:1197.11	U: 987.71
3129	447	E:1196.87	N: 1369.71	U:734.47
3132	377	E:515.10	N: 516.03	U: 337.70
3135	460	E:1246.52	N:734.01	U:581.01
3137	688	E:729.12	N: 431.25	U:449.04
3138	618	E:782.07	N: 854.11	U:1143.34
3141	338	E:842.23	N: 943.13	U:612.52
3142	539	E:723.91	N: 642.65	U:409.57
3144	485	E:781.13	N: 572.69	U:466.03
3145	533	E:698.17	N: 625.31	U:602.22
4615	484	E:562.80	N: 577.19	U:665.81



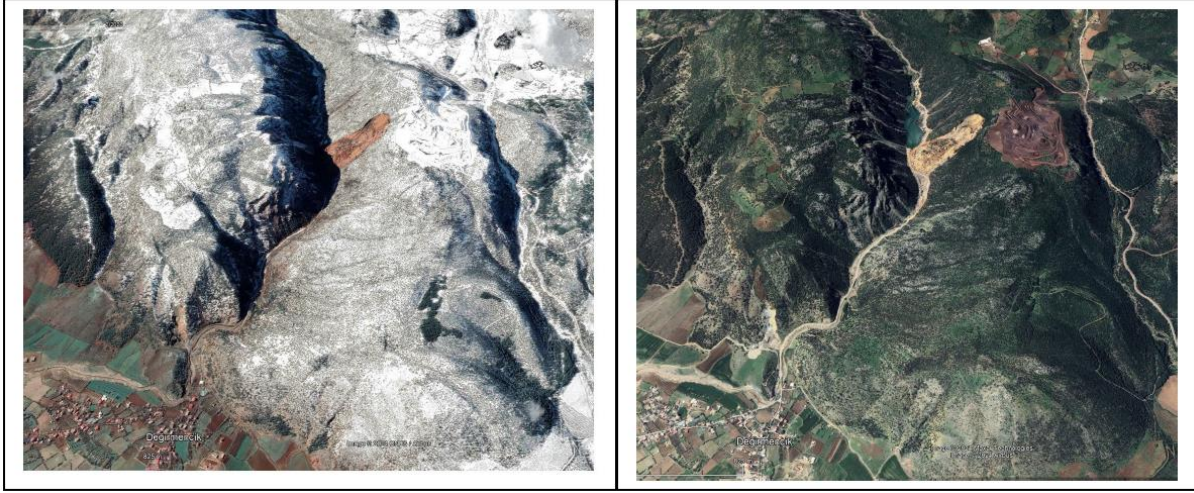
Şekil 9. M 7.7 Kahramanmaraş-Gaziantep depremine ait AFAD istasyonlarının PGA değerleri (Koeri, 2023).

Figure 9. PGA values of AFAD stations for the M 7.7 Kahramanmaraş-Gaziantep earthquake (Koeri, 2023).

Heyelanın oluştuğu temel kaya, Jura - Kretase yaşlı, literatürde İslahiye formasyonu olarak adlandırılan kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur. Çok çatlaklı, kırıklı ve karstik özellikli birim, birden fazla süreksizlik içermekte olup süreksizlikler kırmızı kil dolguludur. İslahiye formasyonu, altta, gri renkli, orta-kalın tabakalı, bol fosilli, oolitik kireçtaşı ve gri, kül renkli, orta-kalın tabakalı petrol kokulu, çört yumrulu dolomitik kireçtaşı ile masif kireçtaşından oluşur. Üstte ise gri, açık gri renkli, mikritik dokulu, oldukça kıvrımlı ve kırıklı, ince-orta tabakalanmalıdır.

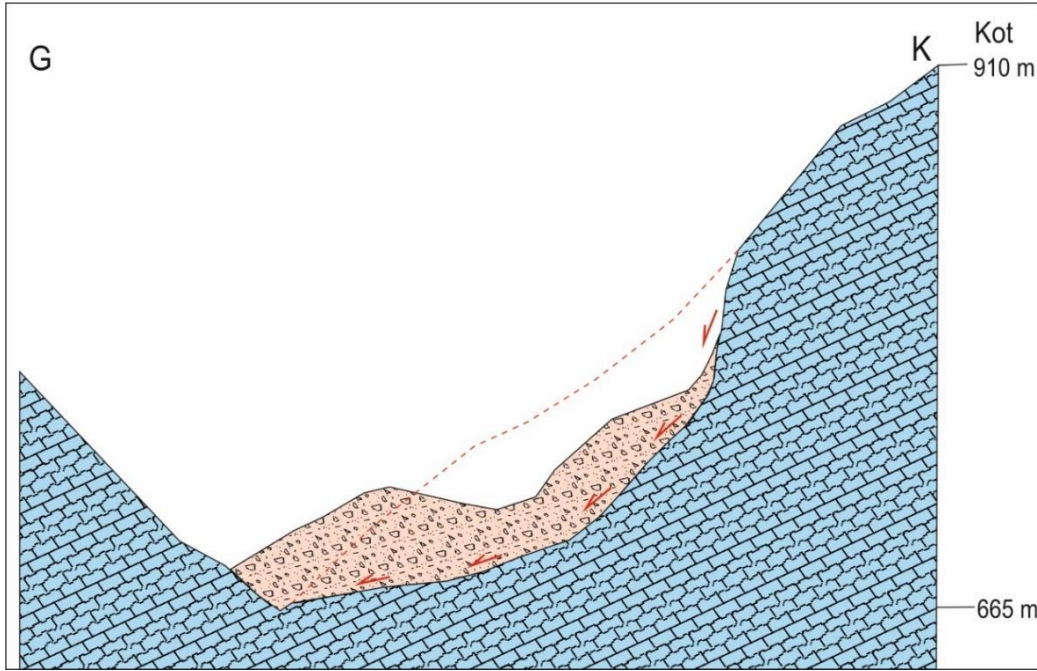


Şekil 10. Heyelanın öncesi kayan bölgenin GoogleEarth görüntüsü
Figure 10. GoogleEarth image of the sliding area before the landslide



Şekil 11. Heyelanın GoogleEarth görüntüsü (6 Şubat 2023 sonrası)

Figure 11. GoogleEarth image of the landslide (after February 6, 2023)



Şekil 12. Heyelanın Kuzey- Güney yönünde jeolojik kesiti

Figure 12. Geological section of the landslide in the Northwest-Southeast direction.



Şekil 13. Heyelanın kayma yönüne göre ötelenme miktarı

Figure 13. Displacement amount of the landslide according to the sliding direction



Şekil 14. Heyelanın kuzeyden görünümü, kayma yönüne göre ötelenme miktarı

Figure 14. View of the landslide from the north, amount of displacement according to the sliding direction



Şekil 15. Heyelanın kopma yüzeyi, mansaptan bakış
Figure 15. Landslide rupture surface, downstream view



Şekil 16. Heyelanın Değirmencik vadisini kapatması, mansaptan bakış
Figure 16. Landslide closing the Değirmencik valley, view from downstream



Şekil 17. Heyelan sonucu Değirmencik vadisinde oluşan heyelan gölü (Yaklaşık 6.5 m derinliğinde)

Figure 17. Landslide lake formed in the Değirmencik valley as a result of the landslide (Approximately 6.5 m deep)

Heyelan 6 Şubat 2023 saat 4.17'de meydana gelen Mw7.7 büyüklüğündeki ilk depremde meydana gelmiş ve yamaç boyunca akma şeklinde vadiyi doldurarak Değirmencik deresinin önünü kapatmıştır. Yaklaşık 1.9 milyon m³ 'lük kütle yamaç boyunca akmış ve dere tabanında birikmiştir (Şekil 16). AFAD'a ait inceleme alanı çevresine yakın deprem kayıt istasyonlarında kaydedilen en yüksek yer ivmesi (PGA) değerleri incelendiğinde; 2708 nolu istasyon, Gaziantep İslahiye'de, maksimum yatay PGA, Doğu - Batı yönünde 1089 cm/s² olarak, dikey PGA değeri 977 cm/s² olarak kaydedilmiştir. 3125 nolu istasyonunda D-B yönünde 1069.3 cm/s², K-G yönünde 814 ve düşey yönde 862 cm/s², 3126 nolu istasyonunda D-B yönünde 1017 cm/s², K-G yönünde 1197 cm/s², düşey yönde 987 cm/s², 3129 nolu istasyonunda D-B yönünde 1196 cm/s², K-G yönünde 1369 cm/s², düşey yönde 734 cm/s² ivme değerleri ölçülmüştür. Heyelanın tetiklenmesinde, bu yüksek ivme değerleri ve çok kırıklı ve çatlaklı kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı ardalanmalı birimin jeolojik özellikleri birinci derecede etkili olurken, yamaç eğiminin dik olması ve kış mevsimi dolayısıyla süreksizlik yüzeylerinin suya doymun olması da, yamaç boyunca akma şeklinde gelişen hareketin tetiklenmesinde diğer faktörlerden birini oluşturmuştur. Heyelanın meydana geldiği topografya incelendiğinde hareketin doğu -batı

yönünde uzanan vadinin sol yamacında, dik yamaç boyunca güneydoğu yönünde bir düzlem boyunca akma şeklinde geliştiği görülmüştür. Topografik eğim, depremin sırasında tetiklenen heyelanların oluşmasında önemli diğer faktördür. Örneğin 23 Ekim 2011 Van depreminin tetiklediği heyelanlar incelendiğinde heyelanların oluştuğu alanlar: (1) eğim değerlerinin ortalamasının yüksek olduğu (32°) dağlık ve engebeli alanlar, (2) orta derecede eğimli (14° - 18°) yıkanma yamaçları, (3) Kuvaterner alüvyonlarının egemen olduğu ve düşük yükselti farklarına sahip vadi ve ova tabanları, (4) eğim değerleri yüksek (15° - 40°) dik kıyı kuşağı ve (5) eski heyelan kütlelerinin yan yamaçları olduğu belirlenmiştir (Görüm, 2016).

SONUÇLAR

6 Şubat 2023 Pazarcık – Elbistan (Kahramanmaraş) Mw: 7.7 ve Mw: 7.6 depremleri nedeniyle başta Kahramanmaraş olmak üzere depremden etkilenen Hatay, Gaziantep, Malatya, Diyarbakır, Kilis, Şanlıurfa, Adıyaman, Osmaniye ve Adana olmak üzere 11. il etkilenmiştir. Meydana gelen depremler sonucu yaklaşık 400 km uzunluğunda yüzey kırığı, çeşitli büyüklüklerde çok sayıda kütle hareketi, kaya düşmeleri ve birçok alanda sıvılaşma meydana gelmiştir. Kütle hareketlerinin en büyüklerinden biri Gaziantep'in İslahiye ilçesi yakınındaki Değirmencik mevkiindeki Değirmencik/İdilli heyelanıdır. Değirmencik heyelanı Mw 7.7 büyüklüğünde 6 Şubat 2023, saat 4.17'de meydana gelen ilk depremde tetiklenmiş ve yamaç boyunca akma şeklinde gelişerek Değirmencik vadisini kapatmıştır. Vadinin kapanması ile Değirmencik deresi akış yukarısında derinliği yaklaşık 6.5 m olan bir heyelan gölü oluşmuştur. Heyelan Jura-Kretase yaşlı çok çatlaklı ve kırıklı karstik özellikli kireçtaşı - dolomitik kireçtaşı ardalanmalı, literatürde İslahiye formasyonu olarak adlandırılan birim içerisinde akma şeklinde oluşmuştur. Kütle hareketi yaklaşık 480 m uzunluğunda kuzeybatı - güneydoğu yönünde yamaç boyunca akma şeklinde meydana gelmiştir. Heyelanın tetiklenmesinde jeolojik özelliklerin yanında tetikleyici esas faktörün meydana gelen Mw7.7 büyüklüğündeki depremde oluşan yatay yer ivmesinin büyüklüğü ve yamaç eğimi etkili olmuştur. Ölçülen ivme değerlerin 1000 cm/sn^2 nin üzerinde olması ve mevsimsel olarak yeraltısının geçirimli tabalardaki varlığı da süreksizliklerin duraysızlaşmasında etkili olmuştur.

KAYNAKLAR

AFAD, 2023a. 06 Şubat 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş) Mw 7.7 Elbistan (Kahramanmaraş) Mw 7.6 Depremlerine İlişkin Ön Değerlendirme Raporu. Ankara.

AFAD, 2023b. 06 Şubat 2023 Pazarcık-Elbistan Kahramanmaraş (Mw: 7.7 – Mw: 7.6) Depremleri Raporu. Deprem ve Risk Azaltma Genel Müdürlüğü Deprem Dairesi Başkanlığı. Ankara.

Bedi, Y., Usta, D., Özkan, M.K., Beyazpirinç, M., Yıldız, H. ve Yusufoglu, H., 2005, Doğu Toroslar'da (Göksun-Sarız-Elbistan) Allohton İstiflerin Tektono-Stratigrafik Özellikleri: 58.Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 262-263, Ankara.

Bedi, Y., Yusufoglu, H., Özkan, M.K., Beyazpirinç, M., Usta, D., Baran, C., 2009. Malatya-Elbistan Dolayımın tektono-Stratigrafik Özellikleri: MTA Derleme Rapor No. 11150, 388 s. (yayımlanmamış).

Bedi, Y., Yusufoglu, H., Usta, D. ve Okuyucu, C., 2012. The Presence of the Aladağ and Yahyalı Nappes in the Eastern Taurides (Afşin-Malatya) and their Tectonostratigraphic Characteristics. Paleozoic of Northern Gondwana and Its Petroleum Potential A Field Workshop, 24-27, Kayseri.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F., 2013. Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası (Ölçek 1:1.250.000), Özel Yayın Serisi: 30, MTA Gen. Müd. Ankara.

Görüm, T. 2016. 23 Ekim 2011 Van depreminin tetiklediği heyelanlar. Türkiye Coğrafya Dergisi, : 66, 29 – 36.

Koeri, 2023. Strong Ground Motion and Building Damage Estimations Preliminary Report (v6). Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Department of Earthquake Engineering. İstanbul.

- METU, 2023. Preliminary Reconnaissance Report on February 6, 2023, Pazarcık Mw=7.7 and Elbistan Mw=7.6, Kahramanmaraş-Türkiye Earth. Ankara.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: T.J.K. Bült. 19, 65-78.
- Özgül, N. ve Kozlu, H., 2002. Kozan-Feke (Doğu Toroslar) Yöresinin Stratigrafisi ve Yapısal Konumu İle İlgili Bulgular. TPJD Bülteni, 14, 1, 1-36.
- Selçuk, H. 1985. Kızıldağ-Keldağ-Hatay Dolayının Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi Derleme Rapor, MTA. Ankara.
- Usta, D., Ateş, Ş., Beyazpirinç, M., Kanar, F., Yıldız, H., Uçar, L., Akça, İ., Tufan, E., Örtlek, A.T. 2015. Orta ve Kuzey Amanos Dağları'nın (Osmaniye - Gaziantep - K.Maraş) Stratigrafisine İlişkin Yeni Bulgular. TPJD Bülteni, Cilt 27, Sayı 1, Sayfa 57-98, 2015
- Yalçın, N., 1979. Orta Amanoslar'ın jeolojisi ve petrol olanakları (İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü): TPAO Arama Grubu, Rapor No: 1393, 82 s.
- Yalçın, N., 1980. Karasu-Hatay Grabeni Kuzey Kesiminin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanaklarının Araştırılması. Türkiye 5. Petrol Kongresi, 31-40, Ankara.



Çimento Sanayinde Fosil ve Alternatif Yakıtların Pişme Sıcaklığının Klinker Mikro yapısı Üzerindeki Etkilerinin Araştırılması

*The Change of the Effect of the Firing Temperature of Fossil And Alternative
Fuels on the Clinker Microstructure in the Cement Industry*

NİL YAPICI¹ Orcid: 0000-0001-9761-9122

ALPER FATİH İSLİ Orcid: 0009-0004-7427-8926

¹ Çukurova Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Maden Mühendisliği Bölümü/ Adana

² AkçanSA Çimento AŞ.

Geliş (received): 08/08/2024

Kabul (Accepted): 11/09/2024

ÖZ

Türkiye ve Avrupa’da gelişen sanayileşme ile oluşan atıklar sürdürülebilir çevre yaşamını tehdit etmeye başlamıştır. Çimento fabrikaları, gün geçtikçe atıkların sebep olduğu çevresel ve ekonomik problemleri çözmek için sadece bir çimento üretim tesisi değil, aynı zamanda bir atık bertaraf tesisi niteliği de kazanmaktadırlar.

Bu çalışmanın amacı, alternatif yakıt olan ÖTL (Ömrünü tamamlamış lastik), RDF (Endüstriyel plastik) gibi çevresel tehdit unsuru içeren yüksek kalorifik ihtiva gösteren malzemeler ve kullanılan fosil yakıtlardan üretilen klinkerin pişme sıcaklığı değişimlerine göre mikro yapı değişimleri incelenmesidir.

Homojen olarak elde edilmiş alternatif ve fosil yakıtların pişirilmesi verimli gerçekleştiğinden dolayı mikro yapıda olumsuzluk gözlemlenmemiştir. Serbest kireç değerinin normal seviyelerde olması, numunede bulunan belit minerallerinin genel yapılarının homojen belit yapılanmasında olmasına yol açmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Klinker, Alternatif yakıtlar, Fosil yakıtlar

Nil YAPICI nyapici@cu.edu.tr

DOI: 10.70054/geosound.1529018

ABSTRACT

The wastes generated by the development of industry have begun to threaten sustainable environmental life in Türkiye and Europe. Cement plants are becoming not only cement production facilities, but also waste disposal facilities in order to solve the environmental and economic problems caused by waste. The aim of this study is to investigate the microstructure changes of clinker produced from alternative fuels such as waste tires (Tire End-of-Life), RDF (Industrial Plastic), sewage sludge, waste oil, which contain high calorific content and environmental threats, and fossil fuels used, depending on the heating temperature changes. Alternative and fossil fuels were obtained homogeneously and no negative effects were observed in the microstructure since efficient heating was achieved. The free lime value being at normal levels leads to the belite minerals present in the sample forming a homogeneous belite structure.

Keywords: *Clinker, Alternative fuels, Fossil fuels*

GİRİŞ

Çimentoğun kimyasal bileşimi, inceliği ve partikül dağılımı, basınç dayanımını doğrudan etkileyen faktörlerdir. Klinker, kalker, alçı taşı, gibi yan katkı malzemeleriyle birlikte çimento değirmenlerinde homojen bir şekilde öğütölerek hazırlanmaktadır. Bu işlevi nedeniyle çimento, üretim sürecinin en kritik aşamalarından birini oluşturmaktadır (Gülşen, 2016). Çimento üretiminde temel ham madde olan kalsiyum silikat bileşiklerinin oluştuğu bir ara üründür. Klinkerdeki kalker ve kilin çimento kalitesine olan etkisi oldukça önemlidir. Çünkü çimento üretimi için temel ham madde olan klinker, kalker ve kilin yüksek sıcaklıkta kalsinasyonuyla elde edilir. Bu nedenle, klinkerdeki kalker ve kil içeriği, çimento kalitesini ve performansını belirleyen önemli faktörlerdir. Ayrıca kimyasal bileşimi, çimento reaktivitesini etkiler.

Çimento fabrikaları yüksek enerji tüketmesinin yanı sıra enerji de üreten bir tesistir. Böylelikle, buhar türbinleri ile elektrik üretimi sağlanarak sıcak su da fabrika bünyesinde kullanabilmektedir. Ayrıca, çimento fabrikalarında atıkların yakılması ile fosil yakıt tüketiminin düşürölmesine katkı sağlanmaktadır. Böylece yakılan atıklardan ortaya çıkan CO₂ salınım miktarı düşürölerek daha çevreci fabrikalar haline gelmesi sağlanmış olacaktır. Termal ve elektrik enerji verimliliğinin sağlanması, karbon ayak izinin azalması, atık ve toz

yayınımın azaltılması ve sürdürülebilirlik politikalarının oluşması ülke geleceği için önemli kriterlerdir.

Son 5 yılda çimento fabrikalarında arıtma çamuru, ömrünü tamamlamış lastik, endüstriyel atık, plastik ve atık yağ gibi atıkların yakılmasında artış olmuştur. Yeni gelişen teknolojiler ile bu oranlar daha da hızlı artış gösterecektir.

Ham madde karışımının kimyasal, fiziksel ve mineralojik davranışı; pişmeyi önemli ölçüde etkilemektedir. Bu durum, düzenli sıcaklık aralıklarında son derece karmaşık fizikokimyasal dönüşümler yoluyla katı, sıvı ve gazlı ortamların varlığında klinker oluşumunu açıklamaktadır. Ham madde karışımının karakterizasyonu ve değerlendirilmesi; ham karışımın uygun tasarımı, fırın ve soğutucunun sorunsuz çalışması ve daha iyi klinker kalitesi elde edilmesi için esas teşkil etmektedir. Ham madde karışımının sinterleme sırasındaki reaksiyon dizisi, sırasıyla C₃S (alit), C₂S (belit), C₃A (aluminat) ve C₄AF (ferrit) gibi ana klinker fazlarına dönüşen düzenli ara bileşiklerin oluşumu ve ayrışmasıyla hem katı hem de likit faz mekanizmalarını kapsamaktadır (Chatterjee,1983).

Bu çalışmada bir döner fırın prosesi klinker üretiminde %100 fosil yakıt kullanılıyor iken, alternatif yakıtlar ile bu tüketim oranı %75 Petrokok, %14 ömrünü tamamlamış lastik (ÖTL), %11 endüstriyel plastik atığı (RDF) şeklinde gerçekleştirilerek klinker mikro yapısındaki değişimler, özellikle pişme sıcaklığının mikro yapı üzerindeki etkisi irdelenmiştir.

MATERYAL, METOD VE BULGULAR

Materyal

Bu çalışma için kullanılan materyaller Çizelge 1’de verilmiştir. Alternatif yakıt ve katkı maddesi olarak, endüstriyel plastik atık, ÖTL (ömrünü tamamlamış lastik) kullanılmıştır.

Çizelge 1. Çimento üretim için kullanılan materyaller ve bölgeler

Table 1. Materials and regions used for cement production

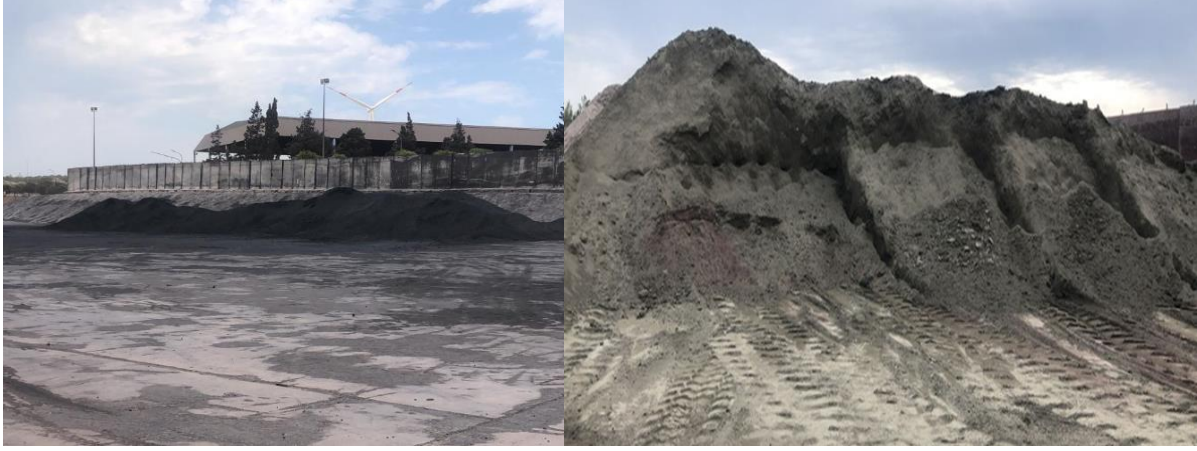
Kalker	Çanakkale Bozalan Mevki Kalker
Kil	Çanakkale Taştepe Mevki Kili
Pirit Külü	Bandırma Eti Maden
Fosil yakıtlar	Yurt Dışı
Alternatif Yakıtlar (Endüstriyel Plastik Atık/RDF)	İSTAÇ Endüstriyel Plastik Atıkları (İstanbul Büyükşehir Belediyesi)
Atık Lastik (ÖTL)	Yurt Dışı ve yerli kömür

Kullanılan fosil yakıt ve alternatif yakıt analiz değer sonuçları Çizelge 2 ve Çizelge 3’de verilmiştir. Kömür döküm sahası Şekil 1’de verilmiştir.

Çizelge 2. Fosil yakıt analizleri (Akçansa A.Ş., 2023)

Table 2. Fossil fuel analysis (Akçansa A.Ş., 2023)

Yakıt Türleri	Kuru Numunede Nem (%)	Kuru Numunede Kül (%)	Kuru Numunede Toplam Kükürt (%)	Kuru Numunede Uçucu Madde (%)	Kuru Numunede Alt Kalori (kcal/kg)
İthal Linyit	8.76	15.87	0.37	26.02	6602
Millileşmiş kömür	11.63	10.21	0.33	30.64	6967
Petrokok	8.85	1.89	4.67	14.34	8298
Yerli kömür	13.55	18.14	0.76	33.43	6080



Şekil 1. Kömür döküm sahası

Figure 2. Coal dump

Çizelge 3. Alternatif yakıt analizleri (Akçansa A.Ş., 2023)

Table 3. Alternative fuel analysis (Akçansa 2023)

Yakıt Türü	Ortalama Isıl Değerler (Kcal/Kg)	Rutubet (%)	Kül (%)	Uçucu Madde (%)	Toplam Kükürt (%)	Klor (%)
Endüstriyel Plastik Atık	3500-4500	8-25	10-15	78-80	0.1-0.4	0.5-0.65
Ömrünü Tamamlamış Lastik (ÖTL)	6200	1	6.5-7	75-80	1.2	-
Geri Kazanılmış Katı Yakıt	4500	8-10	10-12	75-85	0.25	0.5
Kontamine Atık	3500	10	9-12	10	0.5	0.6

Rutubet değerleri Petrokok ve Endüstriyel plastik atık gibi atıklar için takip edilen değerlerdir. Alternatif yakıtlı olarak numunesini incelediğimiz klinkerde tüketilen yakıtlarda rutubet

değerleri (toplam rutubet değeri %15 üzerine çıkılmaması istenmektedir) çalışılabilir düzeydedir. Kül analizi farin ile beraber klinkerleşme evresinde önemli rol almaktadır ve alternatif yakıtlarda beklenen kül yüzdesi fosil yakıtta yakın olmasıdır.

Metod

Analizler kimyasal, mineralojik, optik çalışmalar kapsamında ele alınmıştır. XRF kimyasal analizi Maden Mühendisliği laboratuvarında PANalytical marka X-Ray Fluoresence (XRF) cihazı ile, XRD mineral analizi Ç.Ü. merkez laboratuvarında PANalytical EMPYREAN XRD cihazı ile tespit edilmiştir. Kömür ve alternatif yakıt analizleri Türk Çimento labratuvarlarında yapılmıştır. Mineralojik analizler Türk Çimento labratuvarlarında Optik Polarize Mikroskop (OPM) ile yapılmıştır. Mikro yapı incelemesinde, Optik polarize ışık mikroskobunda incelenen klinker granülleri, numune genelini temsil edebilmesi için kabaca kırıcıdan geçirilerek, 1-4 mm'lik elekler yardımı ile elenmiş, bu boyutların arasında kalan numuneden alınan temsili granüller polyster içerisine gömülerek dondurulmuştur. Donma sonrasında yüzey düzeltme amaçlı olarak zımparalanmış, ardından parlatma işlemi ile minerallerin görünür hale gelmeleri sağlanmıştır.

BULGULAR

Bu çalışma, farklı yakıt kompozisyonu ile her iki yakma sonucu klinker karakteri ve mikro yapı analizi karşılaştırılmasıdır. Yanma verimi, spesifik enerji ve klinker dayanımına doğrudan etki eden en önemli parametredir.

Yakma sonucu oluşan klinker üretiminde kullanılan endüstriyel plastik atık ve kırılmış ömrünü tamamlamış lastiklerin kısa analizleri yapılmış ve Çizelge 4'de verilmiştir.

Çizelge 4. Rutubet, kül, kükürt ve uçucu madde analizleri (İslı, 2024)

Table 4. Moisture, ash, sulfur and volatile matter analyzes (İslı, 2024)

Yakıtlar	Kaba Rutubet (%)	Bünye Rutubeti (%)	Toplam Rutubet (%)	Kuru Kömürde Kül (%)	Kuru Kömürde Uçucu Madde (%)	Kuru Kömürde Kükürt (%)	C (%)	Klor (%)
Endüstriyel Plastik Atık	12.56	1.79	14.13	5.93	88.21	0.41		0.49
Ömrünü Tamamlamış Lastik (ÖTL)	-	3.00		8.40	-	-	24.1	

Rutubet değerleri Petrokok ve Endüstriyel plastik atık gibi atıklar için takip edilen değerlerdir. Alternatif yakıtlı olarak numunesini incelediğimiz klinkerde tüketilen yakıtlarda rutubet değerleri (toplam rutubet değeri %15 üzerine çıkılmaması istenmektedir) çalışılabilir düzeydedir. Kül analizi farin ile beraber klinkerleşme evresinde önemli rol almaktadır ve alternatif yakıtlarda beklenen kül yüzdesi fosil yakıtı yakın olmasıdır. Tüketilen endüstriyel plastik atık ve ÖTL (ömrünü tamamlamış lastik) numunelerinin kül değerleri düşüktür. Uçucu madde yanabilirlik açısından takip edilen bir değerdir. Endüstriyel plastik atıklar petrokoka göre daha hızlı yanma eğilimi gösterdiğinden dolayı uçuculuğu petrokoka göre yüksektir. Kükürt en önemli takip edilmesi gereken analiz parametresidir. Döner fırınlarda, hammaddenin, pişirilmesi sırasında likid fazın tuğla yüzeyine yapışarak bir koruyucu tabaka oluşturması olayına anzast denir. Döner fırın ön ısıtıcı siklonetlerinde yakıt kaynaklı kükürt fazlalığı anzast sarmal yapıları oluşturarak siklonetleri blokajlayarak tıkanmalara sebep olmaktadır. Üretim kaybı ve İSG (işçi sağlığı ve güvenliği) anlamında problemler yaşatmaktadır. En önemli denge kükürtün alkaliler (Na_2O ve K_2O) ile yapacağı bağ ile klinker ile beraber sistemden çıkmasının sağlanmasıdır. Endüstriyel plastik atıkların kükürt değeri petrokoka göre düşük olduğundan dolayı kullanımı tercih nedenleri arasındadır.

Klor takibi özellikle Endüstriyel Plastik Atık gibi atıklarda yoğun olarak takip edilen parametrelerin başında gelmektedir. Klor proses içerisinde herhangi bir kimyasal bağ yapmayıp tamamen proses içerisinde hapsoldüğü için sistemi ciddi anlamda blokaja maruz bırakmaktadır. Bu çalışmada aşamasında kullanılan endüstriyel plastik atıkların 'Cl' değeri (%0.49) düşüktür. Atıktan türetilmiş yakıt, ek yakıt ve alternatif hammadde tebliği 2014, Ek-3 Tablo 4'e göre < %1 olması gerekmektedir.

Karbon da klor gibi çalışma şartlarını zorlayıcı etmenler arasında gelmektedir. Siklon tepesindeki Oksijen ve karbon değerleri çalışma proses takibi açısından oldukça önemlidir. Alternatif yakıtların karbon yüzdelerinin fosil yakıtlara göre düşük olması beklenir ve bu çalışmada tükettiğimiz endüstriyel plastik atıkların karbon 'C' değeri % fosil yakıt (fosil yakıt: %24.1) göre eser miktarda çıkmıştır ve kullanımı uygundur.

Fosil ve Alternatif Yakıt Kullanılan Klinker Analizleri

Fosil yakıt ve alternatif yakıt kullanılarak elde edilen klinkerlerin kimyasal ve mineral analiz sonuçları elde edilmiş ve yorumlanmıştır.

Fosil yakıt için: Yaklaşık 1000°C sıcaklıkta ön kalsinasyona tabi tutulan farin, döner fırın ön ısıtıcı siklonetlerinden geçtikten sonra döner fırına aktarılır. Kalsinasyon işlemi döner fırında da devam ederek klinkerleşme meydana gelir. Oluşan klinker soğutma ünitesinde şok soğumaya uğratarak yaklaşık 150-200 °C'ye kadar soğutularak stoklama sahasına yönlendirilir.

Klinkere ait kimyasal ve mineralojik analizler Çizelge 5 ve Çizelge 6'da verilmiştir.

Çizelge 6'a göre kristal yapılarına göre oluşan mineral analiz sonuçları; %Ca₃SiO₅ ;67.0, %Ca₂SiO₄; 10.5, %Ca₃Al₂O₆ ;6.7, % Ca₂ Fe_{1.5} Al_{0.5}O₅ ; 10.6, % MgO; 2.0, % CaO; 1.0, % Ca(OH)₂ ;0.2, % K₂SO₄; 1.0 , K₃ Na (SO₄)₂ ; 0.0 olarak tespit edilmiştir.

Alternatif yakıt için:

Alternatif yakıt kullanılarak elde edilen klinkerin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 7'de verilmiştir. Klinkerin minerallerine göre kimyasal analiz sonuçları Çizelge 8'de verilmiştir.

Çizelge 5. Klinkerlerin özelliklerine göre yapılan kimyasal analiz sonuçları (İslı, 2024)
 Table 5. Chemical analysis results according to the properties of clinkers (İslı, 2024)

Özellik (Properties)	Birim (Unit)	KLİNKER	Metot
Kızdırma Kaybı	%	0.15	TS EN 196-2/ EN 196-2
SiO₂	%	20.45	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
Al₂O₃	%	4.60	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
Fe₂O₃	%	3.06	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
CaO	%	64.73	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
MgO	%	2.94	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
SO₃	%	1.89	KKL.TA.12 Isletme İçi Metod (Spektrofotometre)
Na₂O	%	0.44	TS EN 196-2/ EN 196-2
K₂O	%	1.04	TS EN 196-2/ EN 196-2
Na₂O Eşd. Cins. Top. Alkali	%	0.86	Hesaplama (Calculation)
CI	%	0.0134	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
Serbest CaO	%	0.34	Glikol Metodu (Asidimetrik)
KDF	%	100.08	Hesaplama (Calculation)
SM	%	2.67	Hesaplama (Calculation)
AM	%	1.50	Hesaplama (Calculation)
C₃S	%	71.39	Bogue
C₂S	%	4.82	Bogue

Çizelge 6. Klinkler mineral analiz sonucu (İslı, 2024)

Table 6. Klinkler mineral analysis result (İslı, 2024)

Mineraller		Birim (Unit)	Klinker
C ₃ S - M3	Ca ₃ SiO ₅	%	15.0
C ₃ S - M1		%	52.0
C ₃ S - Toplam		%	67.0
C ₂ S	Ca ₂ SiO ₄	%	10.5
C ₃ A - Kübik	Ca ₃ Al ₂ O ₆	%	1.2
C ₃ A - Ortorombik		%	5.5
C ₃ A - Toplam		%	6.7
C ₄ AF	Ca ₂ Fe _{1.5} Al _{0.5} O ₅	%	10.6
Periklaz	MgO	%	2.0
Serbest Kireç	CaO	%	1.0
Portlandit	Ca(OH) ₂	%	0.2
Arkanit	K ₂ SO ₄	%	1.0
Aftitalit	K ₃ Na(SO ₄) ₂	%	0.0

Çizelge 7. Klinker kimyasal analiz sonuçları (İslı, 2024)

Table 7. Clinker chemical analysis results (İslı, 2024)

Özellik	Birim	Klinker Günlük	Metot
Kızdırma Kaybı	%	0.23	TS EN 196-2/ EN 196-2
SiO ₂	%	20.28	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
Al ₂ O ₃	%	5.04	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
Fe ₂ O ₃	%	3.46	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
CaO	%	65.32	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
MgO	%	2.52	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
SO ₃	%	1.35	KKL.TA.12 işletme içi Metod (Spektrofotometre)
Na ₂ O	%	0.34	TS EN 196-2/ EN 196-2
K ₂ O	%	0.84	TS EN 196-2/ EN 196-2
Na ₂ O Top. Alkali	%	0.89	Hesaplama (Calculation)
Cl	%	0.0079	TS EN 196-2/ EN 196-2 (XRF Metodu)
Serbest CaO	%	0.67	Glikol Metodu (Asidimetrik)
KDF	%	100.52	Hesaplama (Calculation)
S.M.	%	2.39	Hesaplama (Calculation)
A.M.	%	1.46	Hesaplama (Calculation)
C ₃ S ((CaO) ₃ SiO)	%	70.21	Bogue
C ₂ S ((CaO) ₂ SiO)	%	5.22	Bogue
C ₃ A ((CaO) ₃ Al ₂ O ₃)	%	7.50	Bogue
C ₄ AF ((CaO) ₄ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃)	%	10.53	Bogue
Likit Faz	%	26.35	Hesaplama (Calculation)

Çizelge 8' e göre; %C₃S 70.21, % C₂S 5.22, %C₃A 7.50, % C₄AF 10.53, likit faz % 26.35 olarak hesaplanmıştır.

Çizelge 8. Klinkerin minerallerine göre kimyasal analiz sonuçları (İslı, 2024).

Table 8. Chemical analysis results according to the minerals of clinker (İslı, 2024).

Mineraller		Birim	Miktar
C ₃ S-M3	Ca ₃ SiO ₅	%	41.00
C ₃ S-M1		%	15.60
C ₃ S-Toplam		%	56.60
C ₂ S	Ca ₂ SiO ₄	%	10.60
C ₃ A - Kübik	Ca ₃ Al ₂ O ₆	%	3.20
C ₃ A - Ortorombik		%	0.30
C ₃ A- Toplam		%	3.50
C ₄ AF	Ca ₂ Fe _{1.5} Al _{0.5} O ₅	%	14.20
Periklaz	Mgo	%	0.90
Serbest Kireç	CaO	%	1.70
Portlandit	Ca(OH) ₂	%	7.00
Langbeinit	K ₂ Ca ₂ (SO ₃) ₃	%	2.10
Aftitalit	K ₃ Na(SO ₄) ₂	%	4.00

Çizelge 4.9'da kristal yapılarına göre oluşan mineral analiz sonuçlarına göre %Ca₃SiO₅; 56.60, %Ca₂SiO₄; 10.60, %Ca₃Al₂O₆ ;3.50, % Ca₂ Fe_{1.5} Al_{0.5}O₅ ; 14.20, % MgO; 0.90, % CaO; 1.70, % Ca(OH)₂ ;7.0, % K₂SO₄; 2.10 , K₃ Na(SO₄)₂ ; 4.00 olarak tespit edilmiştir.

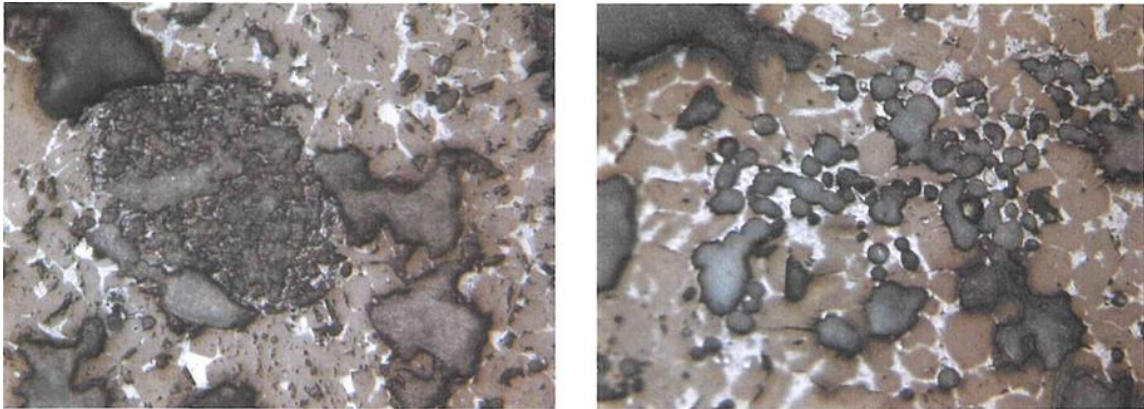
Klinkerdeki SO₃ miktarı pişme esnasında alkaliler (Na₂O ve K₂O) ile bağ yaptığının göstergesidir. Bu çalışma esnasında alınan numunelerde alternatif yakıtlı ve yakıtsız klinkerlerde kükürt değeri birbirine yakındır. Çok düşük olmadıkları için (<1%) alkaliler ile de

bağ yaptığının göstergesidir. Yani proste verimli yanma şartının da olduğu izlenmiştir. Eğer 1'in altında SO₃ değeri, kükürt sistem içerisinde bir yerde biriktiğini ve proste CO miktarı yüksek olduğunu göstermektedir. Bir diğer önemli parametre ise serbest kireç değeridir. Serbest kirecin 1.5% < Serbest Kireç (CaO) < 2% olması gerekir. Serbest kireç yükseldikçe dayanım düşmektedir. İncelenen numunelerde serbest kireç değerleri kullanılabilir aralıkta gelmiştir.

Fosil ve Alternatif Yakıt Kullanılan Klinker Mikro yapı İncelemesi

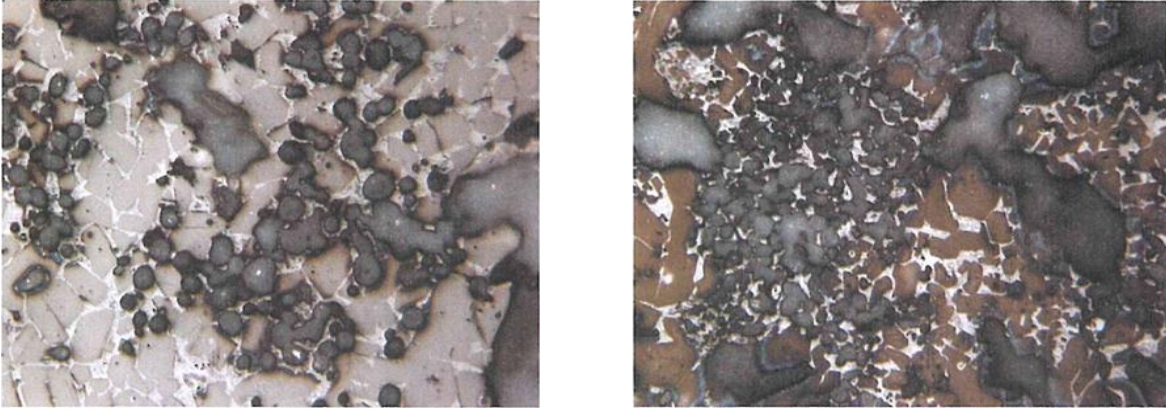
Optik polarize ışık mikroskopunda incelenen klinker granülleri hidroflorik asit buharına tutularak mineraller renklendirilmiştir. Klinker granüllerinin kesitleri incelendiğinde, koyu gri granüller iyi pişme sonucu oluşmuştur.

İyi pişmemiş klinkerlerde yüksek miktarda boşluklu yapının yanı sıra belit ve serbest kireç kümelenmeleri gözlenir. Örneklerde klinker numunesinin genel yapısının kümeli belit olduğu gözlemlenmiştir. Serbest kireç değerleri incelendiğinde ise normal seviyelerde olduğu görülmüştür. Serbest kireç değerinin normal seviyelerde olması, numunede bulunan belit minerallerinin genel yapılarının homojen belit yapılanmasında olmasına yol açmaktadır. Siyah yuvarlak kümeli yapılar serbest kireç mineralleridir. Fosil yakıt kullanılarak elde edilmiş klinkerin mikro yapı görünümü Şekil 2'de, alternatif kullanılarak elde edilen klinkerin mikro yapı görünüm Şekil 3'de verilmiştir.



Şekil 2. Klinker 100x büyütme; serbest kireç görünümü

Figure 2. Clinker 100x magnification; free lime appearance



Şekil 3. 200x büyütme, siyah yuvarlak kümeli yapılar serbest kireç mineralleri
Figure 3. 200x magnification, black round cluster structures free lime minerals

Homojen olarak elde edilmiş alternatif ve fosil yakıtların yanma işlemi verimli gerçekleştiğinden dolayı mikro yapıda olumsuzluk gözlemlenmemiştir. Gerek fosil gerekse alternatif yakıt kullanılarak elde edilen klinker numunelerinden elde edilen parlak kesitlerde pişme sıcaklığına kaynaklı etkiler sonucu elde edilen bulgular hemen hemen aynı olarak gerçekleşmiştir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Çalışmada, çimento fabrikalarında yarı mamul olarak üretilen klinkerde pişirme esnasında tüketilen fosil yakıtlara (Petrokok, Linyit) ikame olan alternatif yakıt atıklarının (Ömrünü tamamlamış lastikler, endüstriyel plastikler vb.), mikroyapı özellikleri ve klinker kalitesine olan etkisi araştırılmıştır. Klinker üretiminde %100 olarak tüketilen fosil yakıtların kullanımını %75 oranına indirilmiş, %14 kırılmış ömrünü tamamlamış lastik ve %11 Endüstriyel Plastik Atık atıklar yakılarak klinker üretimi gerçekleştirilmiştir.

-Çalışma kapsamında üretilen alternatif yakıtlı ve alternatif yakıtsız klinkerler EN 197 kalite standardı kapsamında üretilmiştir.

-Numunelerde (alternatif yakıtlı ve fosil yakıtlı) kükürt değeri birbirlerine yakın (<%1) çıkmıştır. Çok düşük olmadıklarından dolayı alkaliler ile olumlu bağ kurmuşlardır.

-%2 üzeri serbest kireç oranı dayanım düşürdüğü için istenmemektedir. Alternatif yakıtlı ve fosil yakıtlı numunelerde de çalışılabilir aralıkta gözlemlenmiştir.

-Fosil ve alternatif yakıtlı numunelerin incelemesinde kümeli belit yapılarına rastlanmıştır. Bu da boşluklu yapının bir miktar fazla olmasını ifade eder ve pişmede bir miktar verimsizliğin olduğunu göstermektedir.

-Gerek fosil gerekse alternatif yakıt kullanılarak elde edilen klinker numunelerinden elde edilen parlak kesitlerde serbest kireç değerinin normal seviyelerde olması, belit minerallerinin genel yapılarının homojen belit yapılanmasında olmasına yol açmıştır.

KATKI BELİRTME

Çalışma, Alper Fatih İSLİ'nin, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Maden Müh. Ana Bilim Dalı, Tez No: 856580, 'Fosil ve Alternatif Yakıtların Klinker Mikro yapısına Etkisi' konulu doktora tez çalışmasının bir bölümünü içermektedir.

KAYNAKLAR

Chatterjee, T.K., 1983. Burnability and Clinkerization of Cement Raw Mixes, Advances in Cement Technology Critical Reviews and Case Studies on Manufacturing, Quality Control, Optimization and Use, 69-113. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-028670-9.50009-0>.

Gülşen, S., 2016. 'Çimento Öğütme Prosesinin Modellenmesi Gözlemleyici ve Üst Denetleyici Tasarımı', Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 90 s.

İslı A.F., 2024. 'Fosil ve Alternatif Yakıtların Klinker Mikroyapısına Etkisi', Doktora Tezi, Ç.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana, 121 sayfa.

TS EN 197., 2012. Çimento-Bölüm 2: Uygunluk değerlendirmesi.

TS EN 196-2. 2014. Methods of Testing Cement-Part 2: Chemical Analysis of Cement.
Ankara: Turkish Standards Institute.



Chrono-biostratigraphic analysis of the Lower Pleistocene paleotsunami deposits overlying the Late Pliocene Erosional Surface (LPES) at the Manavgat Subbasin (SW Türkiye) based on new nannofossil and fossil ascidian spicule data

ENİS KEMAL SAGULAR¹ Orcid: 0000-0003-0853-3912

GÜLİN YAVUZLAR-ÖZER² Orcid: 0000-0002-5042-7227

¹ Süleyman Demirel University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, 32260 Isparta, Türkiye

² Isparta University of Applied Sciences MS, PhD candidate Micropaleontology 32260 Isparta, Türkiye

Geliş (received): 25/07/2024

Kabul (Accepted): 23/10/2024

ÖZ

Doğu Akdeniz kenar havzalarında yer alan Antalya Havzası'nın doğu kesimini oluşturan Manavgat Alt Havzası'ndaki Geç Pliyosen regresyonu ve erozyonu dönemi sonrasında oluşan bir aşınma yüzeyi tespit edilmiştir. Bu hiyatüs, olasılıkla Akdeniz'in tabanında meydana gelen ve kıyı düzlüğünde hızlı ve kısa süreli deniz taşkınlarına neden olan depremlerin sonucu oluşan Alt Pleistosen paleotsunami çökelleri tarafından örtülmektedir. 10 inceleme noktasından alınan kayaç örneklerinin sedimantolojik ve biyostratigrafik incelemesi, bu yeni hızlı transgresif istifin kanıtlarını sağlamıştır. Alt Pleistosen paleotsunamit zonu bölgede, 2-3 m kalınlıkta uzanımına sahiptir. Çamurlu bir matris içinde kumdan blok boyutuna kadar değişen tanelerden oluşan kötü boylanmış kırıntılı çökellerden oluşur. Çamurlu matris, farklı ortamsal, sedimantolojik ve stratigrafik kökenleri temsil eden çeşitli makro ve mikro fosil verilerini içermektedir. Kumdan blok boyutuna kadar olan bileşenler, havza dışı sedimanter istiflerden yeniden çökeltilmiş farklı yaşta marn, kumtaşı, çakıltaşı ve kireçtaşı parçalarından ve havza içinden taşınan çökelimle eşyaşlı resif bloğu veya kayaç parçalarından oluşur. Tespit edilen kalkerli nannofosil verileri, Miyosen yaşlı olarak bilinen Karpuzçay Formasyonu'nda iki farklı yaşta tortul istifi ortaya çıkarmıştır: (1) Altta Erken Pliyosen yaşlı kırıntılı şelf çökelleri "Karpuzçay Formasyonu" ve (2) "Manavgat Formasyonu Tsunami Üyesi"nin paleotsunami çökelleriyle başlayan sığ denizel ve kıyısız kırıntılı çökelleri içeren, Erken Pleistosen yaşlı "Manavgat Formasyonu". Karpuzçay Formasyonunun mavi-gri marnları, NN15 - Reticulofenestra pseudumbilica zonunun (geç Erken Pliyosen) %45-60 oranında çökelimle eşyaşlı nannofosil topluluğuna sahiptir, Manavgat Formasyonunun gri-

kahverengi çamurtaşları ise NN19a - *Gephyrocapsa caribbeanica* Astzonunun (Erken Pleistosen) %5-15 oranında çökelimle eşyaşlı nannofosil verilerini içerir. Manavgat Formasyonu Tsunami Üyesi tortullarına ait nannofosil verileri, tsunami olayının 1,81 My ile 1,60 My (Gelasian-Calabrian geçişi) arasında meydana geldiğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Ascidian spikülü, Erken Pleistosen, Manavgat Alt-havzası, nannofosil, tsunami tortulları

Enis Kemal Sagular eniskemal@gmail.com

DOI: 10.70054/geosound.1522020

ABSTRACT

*In the Manavgat Subbasin, which is the eastern part of the Antalya Basin located at the Eastern Mediterranean marginal basins, an erosional surface that formed after the late Pliocene regression and erosion period was determined. This hiatus is overlain by Lower Pleistocene paleotsunami deposits that are probably the result of earthquakes below the Mediterranean that caused rapid and short-lived sea flooding of the coastal plain. Sedimentologic and biostratigraphic examination of rock samples, taken from 10 locations, provided evidences of this new regressive succession. The lower Pleistocene paleotsunami zone extends in 2-3 m. thickness at the region. It consists of poorly sorted clastic sediments which are composed of sand to boulder-sized grains within a muddy matrix. The muddy matrix contains various macro- and microfossils data representing different environmental, sedimentological and stratigraphic origins. The sand to boulder components are composed of different aged marl, sandstone, conglomerate, and limestone fragments, which were reworked from extrabasinal sedimentary successions and coeval reef block or boulders that were removed from the intrabasin. Detected calcareous nannofossil data have brought out two different aged sedimentary sequences in the Karpuzçay Formation known as Miocene aged: (1) Early Pliocene aged clastic shelf deposits "Karpuzçay Formation" below and (2) Early Pleistocene aged "Manavgat Formation" contains shallow marine and coastal clastic deposits that begun with the paleotsunami deposits of "Manavgat Formation Tsunami Member". The blue-grey marls of the Karpuzçay Formation have 45-60% syndimentary nannofossil assemblage of NN15 - *Reticulofenestra pseudoumbilica* zone (late Early Pliocene), grey-brown mudstones of the Manavgat Formation include 5-15% syndimentary nannofossil data NN19a - *Gephyrocapsa caribbeanica* subzone (Early Pleistocene). The nannofossil data of Manavgat Formation Tsunami Member deposits suggest that the tsunami event occurred between 1.81 Ma and 1,60Ma (Gelasian-Calabrian transition).*

Keywords: Ascidian spicule, Early Pleistocene, Manavgat subbasin, nannofossil, tsunami deposits

1. INTRODUCTION

In this study, the presence of an unexplored angular unconformity within the Karpuzçay Formation which was defined by Akay et al. (1985) in the Manavgat Subbasin (Antalya) of south-western Turkey is discussed. Although previously described as Aksuçay Formation (Akbulut, 1977), Manavgat break (Monod, 1977), Beşkonak Formation (Eroskay, 1968) after then marine sedimentary rock units comprising shale-sandstone-conglomerate alternation with rare volcanic tuff interbeds were redefined as Karpuzçay Formation limited biostratigraphic data by Akay et al (1985). According to these previous researchers, this sedimentation period was assumed between Upper Oligocene and Upper Tortonian. Most researchers such as Monod, O., 1977; Poisson, 1977; Akay et al., 1985; Şenel (1997), Flecker et al. (1998), Robertson (1998), Karabıyıköğlü et al. (2000), Robertson et al. (2003), Flecker et al. (2005), Karabıyıköğlü et al. (2005), Çiner et al. (2008) reiterated that Karpuzçay Formation represents to be a continuous, regressive Miocene deposition. First, Sagular (2009) indicated that marine clastic sedimentary rocks, including tsunami deposits of the Karpuzçay Formation, represent the Plio-Quaternary sedimentation based on the nannofossil and didemnid records in the study of the Manavgat region. However, the author neither separates the different sedimentary parts of these sediments into the Pliocene and Pleistocene sequences, nor did also perform a detailed biostratigraphic study. The necessity of dividing Karpuzçay formation into two different formations (Karpuzçay Formation-1 and Karpuzçay Formation-2) was firstly proposed by Sagular et al. (2016). In Sagular and Yavuzlar (2017), tsunami deposits within the Karpuzçay Formation as Karpuzçay Fm-2 Tsunamite Member in detail. The authors revealed an erosional surface that formed after the late Pliocene regression in the Manavgat Subbasin. They described that this unconformable surface was covered by lower Pleistocene paleotsunami deposits probably occurred by rapid and short-lived sea overflows on the coastal plains because of earthquakes at the base of the Mediterranean. According to Herman et al. (2015), these earthquakes have continued as significant rates of moderate level seismicity at the southern edge of the Anatolian Block laid the east-west trending Cyprian Arc, representing the convergent boundary between the Anatolian and the African Plate for 50 million years. Sedimentary formations similar to those described in this study, where mud and megablocks are deposited together, where deep and shallow marine sediments and fossils are present coexistent, are described in detail as earthquake tsunami deposits by different researchers such as Dawson and Stewart (2007), Fujiwara and Kamataki (2007), Kortekaas

and Dawson (2007), Morton et al. (2007). In this study, we have been dealt with the nannofossil contents of the shallow marine sediments which occurred with a new rapid transgression initiated by an earthquake and tsunami event at the Eastern Mediterranean in the early Pleistocene.

2. MATERIAL AND METHODS

In the study, comparative biostratigraphic proofs were obtained from many different micro- or macrofossil data such as nannofossils, ascidian spicules, planktic and benthic foraminifers, molluscs, reefal fragments or the others (i.e. honey bee remnant) in the 47 rock samples collected from 10 investigation spots. Biostratigraphic data of tsunami levels were obtained from nannofossils and ascidian spicules in smear slides conventionally prepared to Perch-Nielsen (1985a), Bown and Young (1998) and thin sections prepared to Sagular (2003) method were examined under the polarised light microscopes. By means of the tip of a sterile needle is made scrapping from the fresh fracture surface of the sample onto a microscope slide. Scraped sample solution made with one or two pure water drops is dried on a hotplate. The slide is covered with a coverslip having a drop of Canada balsam heated on the hotplate. Then prepared smear slide is examined by means of Nikon and Leica polarizing research microscopes, under 1000x or more magnifications. In thin sections prepared from carbonate-rich sediments may be enabled to search of nannofossils but need to be used thin section preparation methods as explained by Bown and Young (1998), Sagular (2003). Thin sections allow making a distinction between synsedimentary and reworked fossil records in thin-grained limestone or arenites. Applied imaging techniques under five transmitted light types such as normal light (NL), polarized light (PL), phase contrast (CL), polarized light with gypsum plate (GL), and with quartz plate (QL) were taken from Martini (1971), Perch-Nielsen (1985a), Bown and Young (1998), Sagular (2003). The semiquantitative abundance of synsedimentary or reworked calcareous nannofossils was estimated as the number and proportion of species for 200 field of views in the smear slides in accordance with Bown and Young (1998), and Sagular (2003). However, in the fine-grained calcareous clasts and calcareous matrix/cement of the thin sections were merely sought out the existence of the mainly reworked nannofossil species in accordance with Sagular (2003). Nannofossils species and biozones referred to Martini (1971), Okada and Bukry (1980), Perch-Nielsen (1985a, 1985b), Young et al (2017). In

addition, for the identification and dating of the ascidian spicules were utilized by Varol and Houghton (1996) and Sagular et al (2018).

3. GEOLOGICAL SETTINGS

In the study area 5 geologic units were defined: (1) Oymapınar Limestone which is consist of yellow-cream colored reefal or sparritic limestones was named after Oymapınar village on the edge of Manavgat River (Monod, 1977), (2) Geceleme Formation which comprises cream-brown marls interbedded/alternated calcarenite/limestone (Akay et al, 1985), (3) Karpuzçay Formation which is composed of blue-green-grey marl and limestone or marl-claystone-sandstone-conglomerate alternations (lower part of the formation identified by Akay et al, 1985), (4) Manavgat Formation which includes grey-brown mudstone-sandstone alternations and upper deltaic coarse clastics (upper part of Karpuzçay Formation and completely Taşlık Formation identified by Akay et al., 1985; new suggestion in this study), (5) Upper Quaternary deltaic, coastal and terrestrial deposits (Fig. 1). Oymapınar Limestone, Geceleme and Karpuzçay Formations referred in the study were dealt for the Aksu, Köprüçay and Manavgat Basins by Akay et al. (1985), Akay and Uysal (1985). Except Sagular (2009), ages of these same kind marine sediments, including also tsunami deposits in the study area, in the Aksu, Köprüçay, and Manavgat basins, were reported as Miocene in former studies (Gutnic et al., 1979; Akay et al., 1985; Flecker et al., 1998; Robertson, 1998; Karabıyıkoglu et al., 2000; Robertson et al., 2003; Flecker et al., 2005; Karabıyıkoglu et al., 2005; Çiner et al, 2008). Sagular (2009), in the study of the Manavgat region, based on the nannofossils and didemnid records, determined that marine clastic sedimentary rocks involving tsunami deposits of the Karpuzçay Formation represent the Plio-Quaternary sedimentation. However, the author did not separate the different sedimentary parts of these sediments into the Pliocene and Pleistocene sequences, nor did also perform a detailed biostratigraphic study.

Akay et al. (1985) defined the marine sedimentary rock units theoretically or based on less and relative biostratigraphic data as Neogene-Quaternary sedimentary successions. Authors described that the Antalya Miocene basin in the west of Middle Taurus lies between the Beydağları and Anamas-Akseki platforms; the basin consists of the Aksu Formation which includes terrigenous conglomerate-siltstone, marine conglomerate-sandstone, and reef limestone lenses; the Oymapınar Limestone of mainly reef limestone;

the Çakallar Formation consisting of limestone breccia and packstone alternated with clayey limestone; the Geceleme Formation of limy claystone-sandstone alternation; and the Karpuzçay Formation which is composed of shale-sandstone-conglomerate alternation with occasional volcanic tuff interbeds.

According to the authors, this sedimentation period was from Upper Oligocene to Upper Tortonian. And they introduced that the Taşlık Formation consisting of clayey limestone-limestone-blocky conglomerate (some are gypsum) deposited locally in Lower Messinian. Although they could not accurately prove nannofossil zones between NN7 and NN11, in their study, they argued that all standard Miocene nannofossil biozones from NN1 to NN11 exist in the Antalya Basin. Afterwards many researchers such as Flecker et al. (1998), Glover and Robertson (1998a,1998b), Robertson (1998), Karabıyıköğlü et al. (2000), Poisson et al. (2003), Robertson et al. (2003), Deynoux et al. (2005), Flecker et al. (2005), Karabıyıköğlü et al. (2005), Çiner et al. (2008) also asserted that are present the same stratigraphic structure in their numerous regional geologic, tectonics, sequence stratigraphic or sedimentologic studies in the Manavgat Basin, based on the stratigraphic findings and interpretations of Akay et al. (1985).

Tsunami deposits were identified as F11: Massive pebbly mudstone by Karabıyıköğlü et al. (2005) or were described as F10: massive pebbly mudstone facies by Çiner et al. (2008) within the Karpuzçay Formation. However, these sedimentary levels belonging to the Karpuzçay Fm were accepted as tsunamite in the studies of Flecker et al. (2005), Sagular (2009).

As referred to in this study, in the other study of the authors (Sagular and Yavuzlar, 2017) tsunami deposits have been proposed to be named as Manavgat Formation Tsunamite Member. In addition, the upper part of the (formerly-named by Akay et. al, 1985) Karpuzçay Formation, which includes tsunamite level in its below, has been renamed as Manavgat Formation.

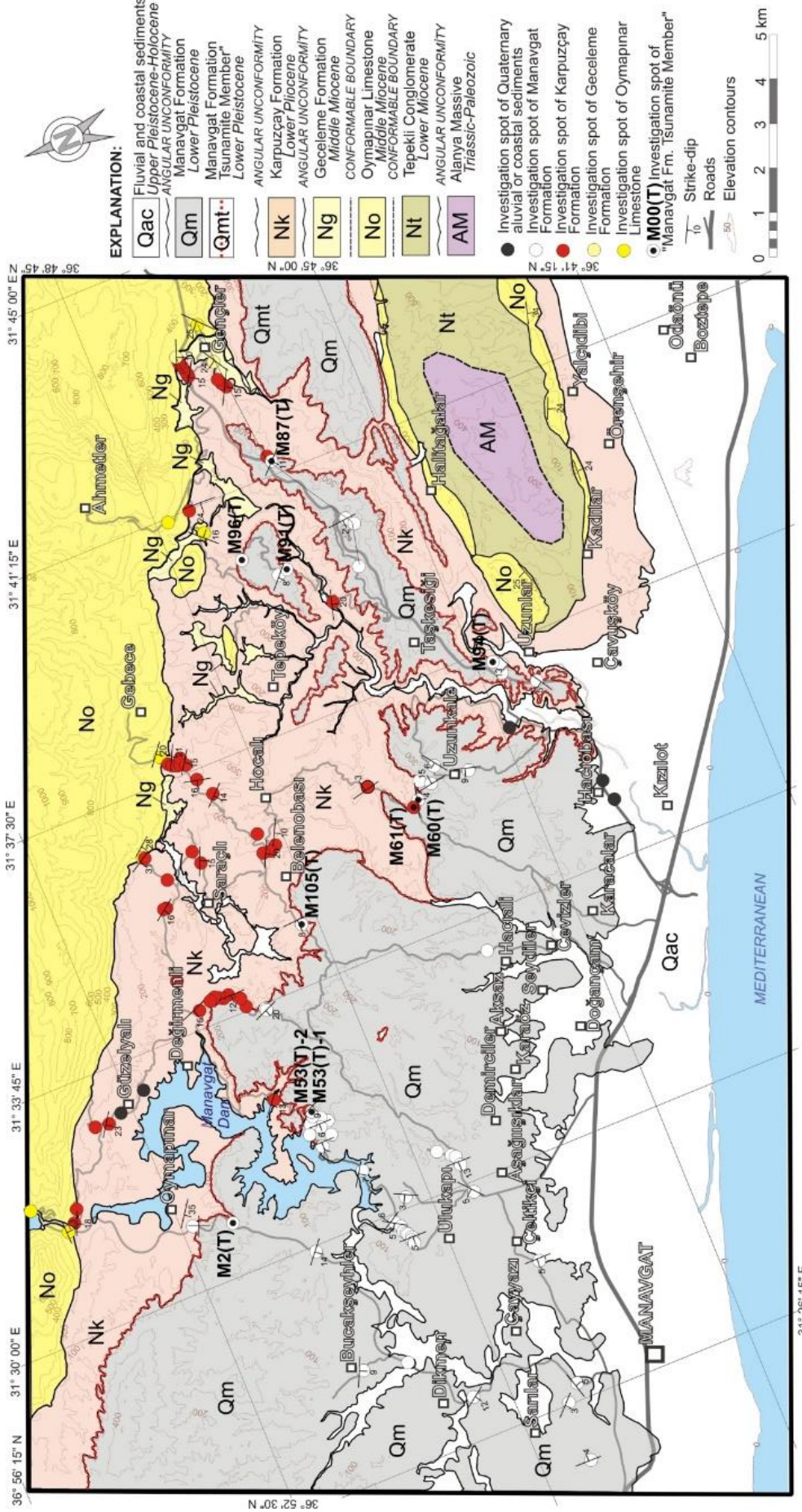


Figure 1. Geological map of the Neogene–Quaternary sedimentary successions prepared in the study area located at the Antalya–Manavgat Subbasin (SW Turkey).

Şekil 1. Antalya–Manavgat Alt Havzasında (GB Türkiye) yer alan çalışma alanında hazırlanan Neojen–Kuvaterner tortullarına ait jeolojik harita.

Four stratigraphic sequences are placed in the Manavgat Subbasin (Fig. 2): (1) At the bottom, two conformable successions, comprising Oymapınar Formation (Langhian) and Geceleme Formation (Langhian-Serravalian), involve in the first sequence. Oymapınar formation comprises yellow-cream colored, fossiliferous, thick-stratified, sparritic limestones deposited in carbonate shelf or slope of neritic environment. Geceleme Formation consists of alternations of cream-light brown limestone/calcarenite and light brown marls occurred in outhter (carbonate) shelf. (2) The second sequence is the Karpuzçay Formation including Early Pliocene aged clastic and carbonate facies sediments. At the bottom, overlaying the Geceleme Formation with angular unconformity, Karpuzçay Formation begins the alternations of red-green limestone-calcarenites and blue-green marls, representing clastic to carbonate shelf environments and Pliocene transgression in the northeast coasts of the Eastern Mediterranean. Upwards, it presents blue-green siltstone/marls alternated with red-brown sandstones belonging to offshore transition and clastic shelf and a regressive character. In the regressive upper levels, green-grey mudstones alternated with common burrows-having, wavy/lenticular cross-bedded, red-brown sandstones represent a transition between offshore shelf and lower shore-face. In the top levels of the sequence, the formation consists of highly burrowed, wavy/flaser cross-bedded, green-grey mudstones with coal lenses alternated with red-brown sandstones regressively deposited in upper delta / tidal and coastal flat in the subbasin. It is observed that the sequence which had begun with transgressive character then it ended in regressive.

The maximum thickness of the unit was measured approximately 750 meters in the study area. (3) Third sequence begins with the tsunami deposits (Manavgat Formation Tsunamite Member) taken in place bottom levels of the Manavgat Formation and overlays angular-unconformably the Late Pliocene Erosional Surface in the Manavgat Subbasin. Tsunamite zone includes multigenetic pebbly mud matrix involving recrystallized limestone boulders/blocks/cobbles (Mesozoic aged), conglomerate-sandstone blocks/cobbles (Neogene aged), marl blocks (Early Miocene or Early Pliocene aged), reef boulders/cobbles and muddy rip-up clasts (cobble-pebble sized). Sedimentary formations similar to those defined in this study, where mud and megablocks, deep and shallow marine fossils and clastics are deposited together, being poorly sorted, irregular successions, were described in detail as earthquake tsunami deposits by Dawson and Stewart (2007), Fujiwara and Kamataki (2007), Kortekaas and Dawson (2007), Morton et al. (2007).

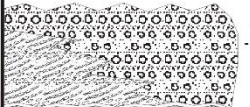
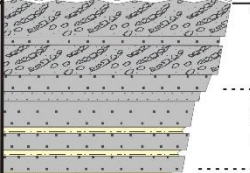
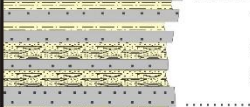


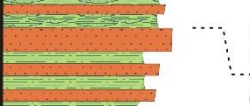

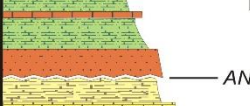
CHRONOZONE	FORMATION	BIOZONE	THICKNESS	LITHOLOGY	LITHOFACIES - LITHOLOGICAL EXPLANATIONS
U. Pleist.- Holocene	Fluvial (Qal)-coastal (Qac) sediments	-	-		Alluvial/colluvial/coastal settings: Terrestrial various-sized siliciclastic sediments / rocks Fluvial-dominated delta: red-brown cross-bedded conglomerate-sandstone alternation ANGULAR UNCONFORMITY
Lower Pleistocene	Manavgat Formation (Qm) "Tsunamite" member (Qmt)	NN19a - Gephyrocapsa caribbeanica zone	~ 400 m		Wave-dominated delta: type cross-bedded grey-brown conglomerate-sandstone alternation Shoreface/nearshore: yellowish-grey coarse-sandstone and laminated sandstone / sandy mudstone alternation
		NN19a - Gephyrocapsa caribbeanica zone	~2-3 m		Transition between offshore shelf & lower shore-face: alternations of hummocky cross-stratified, brown-grey sandstone highly burrowed, brown-grey silty mudstones
Lower Pliocene	Karpuzçay Formation (Nk)	NN15 - Reticulofenestra umbilica zone	~ 750 m		Tsunamite zone: Multigenetic pebbly mud matrix including recrystallized limestone (Mesozoic), conglomerate-sandstone (Neogene) cobble/blocks, marl blocks, reefal boulders/cobbles ANGULAR UNCONFORMITY - Late Pleistocene Erosional Surface (LPES)
					Upper delta / tidal & coastal flat: alternations of red-brown sandstone and highly burrowed, wavy/flaser cross-bedded green-grey mudstones including coal lenses Transition between offshore shelf & lower shore-face: alternations of red-brown sandstone highly burrowed, wavy/lenticular cross-bedded, green-grey mudstones Offshore transition & clastic shelf: Alternations of red-brown sandstone, blue-green siltstones/marls
Langhian - Serravalian	Geceleme Formation (Ng)	NN5 - Sphenolithus heteromorphus zone	~ 50 m		Clastic & carbonate shelf: Alternations of red-green limestone/calcarenite, blue-green marls ANGULAR UNCONFORMITY
	Oymapınar Formation (No)	-	-		Carbonate shelf: Alternations of cream-light brown limestone/calcarenite, light brown marls CONFORMABLE BOUNDARY
					Neritic setting & carbonate shelf: Yellow-cream colored fossiliferous limestone

Figure 2. Generalized stratigraphic section taken from the Neogene–Quaternary sedimentary successions in the study area located at the Antalya-Manavgat Subbasin (SW Turkey).

Şekil 2. Antalya-Manavgat Alt Havzasında (GB Türkiye) yer alan çalışma alanındaki Neojen-Kuvaterner sedimanter istiflerden alınan genelleştirilmiş stratigrafik kesit.

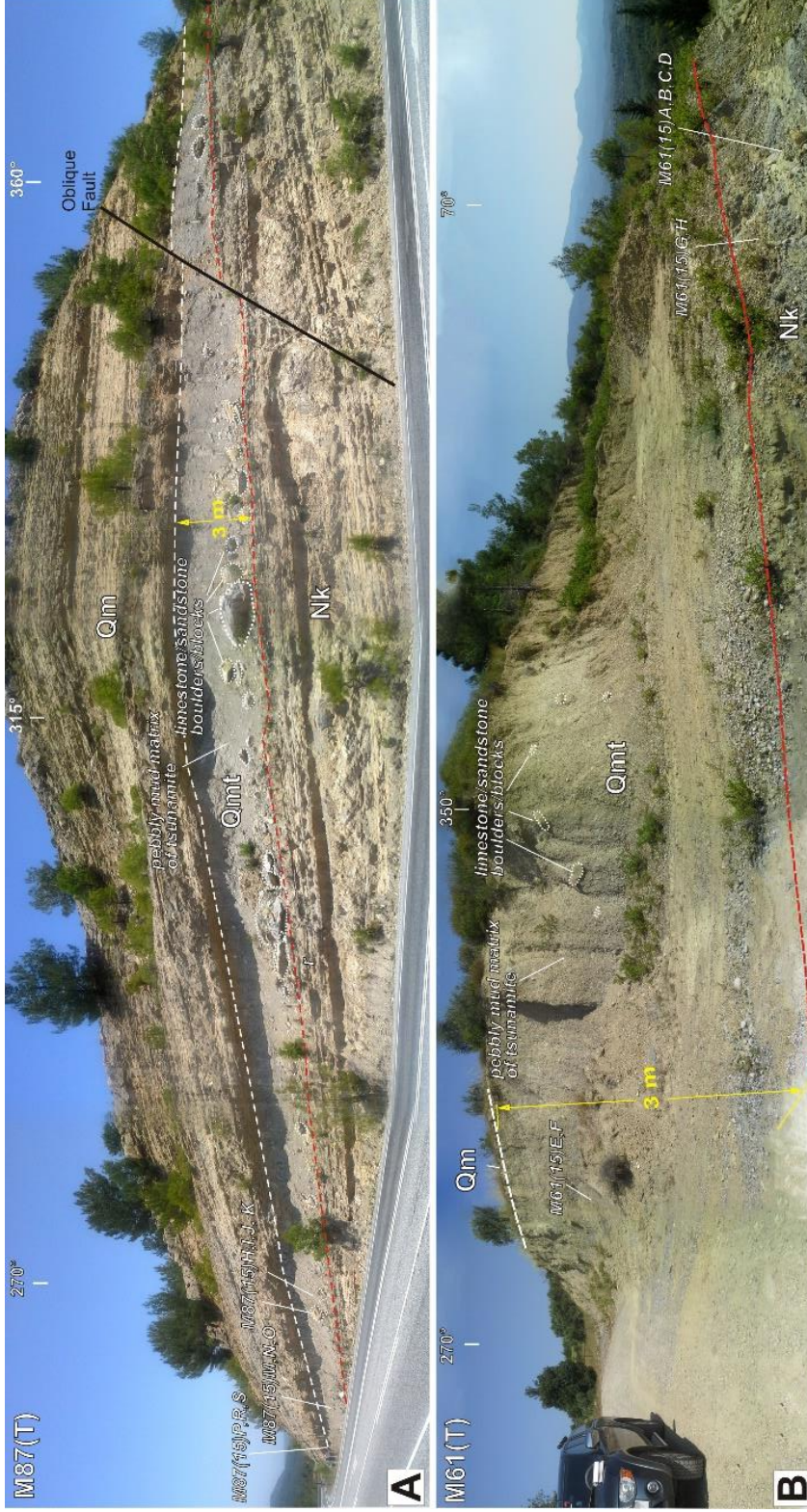


Figure 3. Field images of M61(T) and M87(T) investigation spots include the tsunamiite levels between Plio-Quaternary sedimentary successions in the study area in the Manavgat Subbasin (SW Turkey): A–B) Boulderly muddy tsunami deposits (Qmt) in the lower levels of the Manavgat Formation (Qm) covering to the Karpuzçay Formation (Nk) and rock sample places (A: M87(T), B: M61(T), white dashed lines: upper boundary of tsunamiite, red dashed lines: tsunamiite lower boundary/LPES).

Şekil 3. M61(T) ve M87(T) inceleme noktalarının saha görüntüleri, Manavgat Alt Havzası (GB Türkiye) çalışma alanındaki Pliyo-Kuvaterner sedimanter istifler arasındaki tsunami seviyelerini içermektedir: A–B) Karpuzçay Formasyonu'nun (Nk) örtün Manavgat Formasyonu'nun (Qm) alt seviyelerinde bulunan, bloklu çamurlu tsunami çökelleri (Qmt) ve kayaç örnek yerleri (A: M87(T), B: M61(T), beyaz kesikli çizgiler: tsunami üst sınırı, kırmızı kesikli çizgiler : tsunami alt sınırı/LPES).stratigrafik referans kesitler.

Among its blocks of resistant rocks such as limestone, conglomerate and sandstone, in the form of boulders, cobbles and pebbles, buried here in the tsunami mud matrix, there are well-preserved cobble-sized blocks of blue-green marl belonging to the lower regular sequence (Karpuzçay Formation) and reefal blocks of boulder or cobble size, coming from synsedimentary (Quaternary) environments. The thickness of the paleotsunamite level was measured about 2-3 meters in the field. As illustrated in detail in the other article of the authors (to be published by Sagular and Yavuzlar-Özer in 2024), example field images of M61(15) and M87(15) observation spots for the tsunamite levels are shown in Figure 3. Upwards, regular sedimentary rock levels of the Manavgat Formation firstly include hummocky cross-stratified, brown-grey sandstones alternated with brown-grey silty mudstones including common burrows of transition between offshore shelf and lower shore-face. In the upper levels, there are yellowish-grey coarse-sandstone and laminated sandstone or sandy mudstone alternations representing shoreface/nearshore conditions. In the uppermost levels, the formation includes wave-dominated delta type cross-bedded grey-brown conglomerate-sandstone alternation. All defined sedimentologic and stratigraphic data indicate that the sedimentation of the formation which started with a short transgressive period, continued in regressive character. (4) Last stratigraphic sequence (Late Pleistocene-Holocene aged) is to be still at the beginning of a new stratigraphic-sedimentologic cycle. In the first levels, the sequence contains fluvial-dominated delta deposits comprising red-brown cross-bedded conglomerate-sandstone alternation. Upwards, terrestrial, various-sized siliciclastic sediments/rocks consisting of mainly sandy/pebbly clastics transitionally deposited in alluvial/colluvial/coastal settings are seen in the study area.

4. FIELD OBSERVATIONS AND STRATIGRAPHIC REFERENCE SECTIONS RELATED THE TSUNAMITE LEVELS

In the study, detailed observations and rock-sampling in the 10 investigation spots at the unconformable boundary between Lower Pliocene aged Karpuzçay Formation (the lower levels of the former Karpuzçay Formation) and Lower Pliocene aged Manavgat Formation (the upper levels of the previously-called Karpuzçay Formation) were made (see Fig. 1). Based on the data obtained from 10 investigation spots, 8 measured stratigraphic reference sections i.e. M2(T), M53(T)-1/M53(T)-2, M60(T)/M61(T) (Fig. 3), M87(T) (Fig. 3),

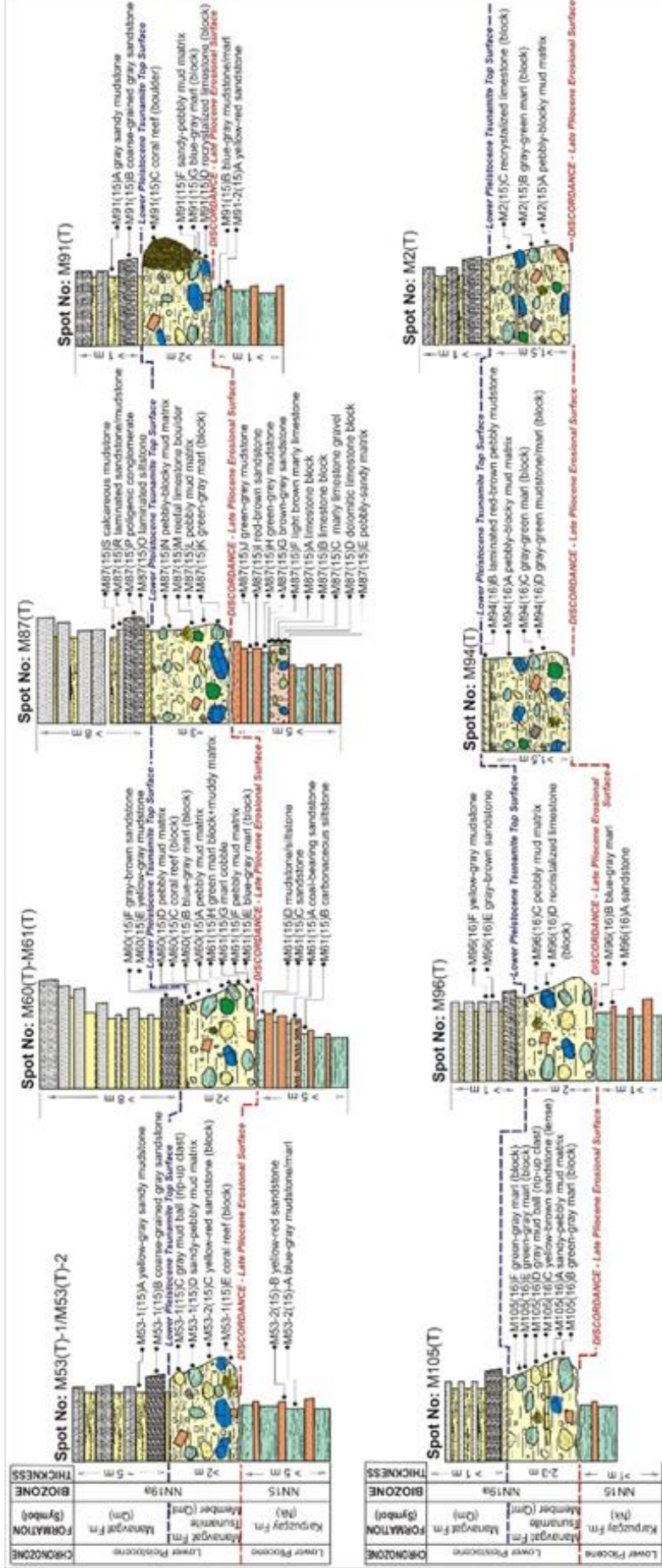


Figure 4. Stratigraphic reference sections of the Manavgat Formation, Manavgat Formation Tsunami Member and Karpuzçay Formation sedimentary rock transitions measured at investigation spots M2(15), M53(15)-2, M60(15) - M61(15), M87(15), M91(15), M94(16), M96(16), M105(16), M96(16), M96(16), M105(16) no.lu inceleme noktalarında ölçülen, Manavgat Formasyonu. Manavgat Formasyonu Tsunami Üyesi ve Karpuzçay Formasyonu tortul kavac geçişlerine ait stratigrafik referans kesitler.

Şekil 4. M2(15), M53(15)-2, M60(15) - M61(15), M87(15), M91(15), M94(16), M96(16), M105(16) no.lu inceleme noktalarında ölçülen, Manavgat Formasyonu. Manavgat Formasyonu Tsunami Üyesi ve Karpuzçay Formasyonu tortul kavac geçişlerine ait stratigrafik referans kesitler.

M91(T), M94(T), M96(T), M105(T) were designed (Fig. 4). Based on the comparison of the 8 stratigraphic reference sections, to observe similar sedimentologic and stratigraphic features in all sections are remarkable.

In the 4 sections (see Fig. 4) designed from the investigation spots M53(T)-1/M53(T)-2, M60(T)/M61(T), M91(T), M96(T) are seen alternations of red-yellow sandstones and blue-grey marls. These units indicate these levels of the Karpuzçay Formation might have been deposited on clastic/carbonate shelf and in regressive character. Above the Late Pliocene Erosional Surface (LPES), this unit is unconformably overlain by approximately 2 m thick tsunami sediments representing the Manavgat Formation and then continues as regular regressive shallow marine clastics of the same formation. North-eastern spots M87(T) and M105(T), south-western spots M53(T)-1 / M53(T)-2, M60 / M61 (15), M91 (15), M96 (16) have the same sequence. But their tsunamite levels reaching up to 3 meters are higher than the others. M2(T) and M94(T) numbered spots expose about 1,5 meters tsunamite zone in the most south-western of the study area. In addition, in a pebbly mud matrix of the tsunami deposits of the north-eastern spots M87(T) and M105(T) include commonly boulder/block-sized reworked rock material whereas in the south-western spots M53(T)-1 / M53(T)-2, M60(T), M61(T), M91(T), M96 (16), there are mainly block/cobble-sized reworked material and in the most south-western spots, usually cobble-sized reworked rock fragments are exhibited. In addition to an increase in the thickness of the tsunami deposits, from the spots of M2(T), M53(T)-1 / M53(T)-2 to M60(T) / M61(T), M94(T), M105(T) and then in the direction of M91 (T), M87 (T), M96 (T), from southwest to northeast, their grain sizes increase is observed.

5. BIOSTRATIGRAPHIC DATA

5.1. Originally Discriminated Nannofossil Data and Fossil Ascidian Spicule Records of the Karpuzçay-Manavgat Formations and Tsunami Deposits

47 various-sized clastic or calcareous rock samples derived from 10 investigation spots are shown in the 8 measured stratigraphic reference sections (see Fig. 4) and they have been examined for nannofossils by smear slides and thin sections under polarizing microscopes.

Quantities and proportions of the originally discriminated nanofossil data are presented in Table 1–5 and some fossil ascidian spicule data are shown in Table 6. 9 blue-grey marl samples derived from the spots such as M53-2, M61, M87, M91, and M96 of the (Early Pliocene) Karpuzçay Formation (see Fig. 4) were determined.

Table 1. Synsedimentary nanofossils including originally classified long-ranged species indicating to the Early Pleistocene sedimentation.

Tablo 1. Erken Pleyistosen çökeline işaret eden, kökense olarak sınıflandırılmış uzun menzilli türleri içeren çökelimle eşyaşlı nanofosiller.

CHRONOZONE	NANOFOSIL SPECIES	M2(15)		M53-1/M53-2(15)				M61(15)			M61(15)						M91(15)			M94(16)			M96(16)			M105(16)												
		M2(15A) (Tm)	M2(15B) (Bt)	M53-1(15A) (Tm)	M53-1(15B) (Bt)	M53-2(15A) (Tm)	M53-2(15B) (Bt)	M61(15A) (Tm)	M61(15B) (Bt)	M61(15C) (Tm)	M61(15D) (Bt)	M61(15E) (Tm)	M61(15F) (Bt)	M61(15G) (Tm)	M61(15H) (Bt)	M61(15I) (Tm)	M61(15J) (Bt)	M91(15A) (Tm)	M91(15B) (Bt)	M91(15C) (Tm)	M91(15D) (Bt)	M94(16A) (Tm)	M94(16B) (Bt)	M94(16C) (Tm)	M94(16D) (Bt)	M96(16A) (Tm)	M96(16B) (Bt)	M96(16C) (Tm)	M96(16D) (Bt)	M105(16A) (Tm)	M105(16B) (Bt)	M105(16C) (Tm)	M105(16D) (Bt)					
LOWER PLEISTOCENE	<i>Ceolothus leptopus</i> (Murray & Blackman)																																					
	<i>Ceolothus cretatus</i> (ET) <i>Coccolithomorpha</i> (Lecal-Schlauer)																																					
	<i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich)																																					
	<i>Coronospira mediterranea</i> (Lohmann)																																					
	<i>Gephyrocapsa caribbeana</i> Bouček & Hay																																					
	<i>Gephyrocapsa lumina</i> Bukry																																					
	<i>Heliosphaera castor</i> (Wallich)																																					
	<i>Heliosphaera hyalina</i> Gaarder																																					
	<i>Heliosphaera pavimentum</i>																																					
	<i>Heliosphaera waltteri</i> (Lohmann)																																					
	<i>Oolithus fragilis</i> (Lohmann)																																					
	<i>Porosphaera</i> sp. Lohmann																																					
	<i>Porosphaera japonica</i> (Takayama)																																					
	<i>Porosphaera scudiana</i> Kampner																																					
	<i>Pseudomillana lacunosa</i> (Kampner)																																					
	<i>Pseudomillana levata</i> (Kampner)																																					
	<i>Pseudomillana producta</i> (Kampner)																																					
	<i>Rhabdosphaera clavigera</i> Murray & Blackman																																					
	<i>Siphonospira acosta</i> (Lohmann)																																					
	<i>Siphonospira asparina</i> Bukry & Percival																																					
	<i>Siphonospira porosa</i> Kampner																																					
	<i>Syracosphaera pulchra</i> Lohmann																																					
	<i>Umbellosphaera tenuis</i> (Kampner)																																					
	<i>Umbellosphaera lobata</i> Kampner																																					
	<i>Umbellosphaera subopae</i> (Weber-van Bosse)																																					
	<i>Leonella granifera</i> (Fubbers)																																					
	<i>Pannocopia tuberosa</i> (Kampner)																																					
Synsedimentary nanofossil quantities in original rocks	4		44	2	4			4	14	2											13	20			7	13	11											
Total synsedimentary nanofossil quantities in original rocks	14		81	0	8			7	26	6											26	73			21	65	40											
"Synsedimentary" nanofossil (%) ratios in original rocks	47		6	7				6	29	3											3	14			1	9	4											
Total "synsedimentary" nanofossil (%) ratios in original rocks	2		37	0	6			4	19	3											3	13			1	6	3											

EXPLANATIONS:

Manavgat Formation (Lower Pleistocene) clastics above the "Tsunamiite":	M..(15A)	Marl/mudstone rock samples of the Manavgat formation "smear-slides"
	M..(Ts)	Sandstone rock samples of the Manavgat Formation "thin-sections"
Manavgat Formation Tsunamiite Member (Lower Pleistocene) - tsunami deposits:	M..(Tm)	Pebbly/cobbly/blocky mud matrix sample of the tsunamiite
	M..(Int)	Intrabasinal mud ball sample within the tsunamiite "Rip-up mudclasts"
	M..(Bt)	Extrabasinal rock samples marl/mudstone blocks within the tsunamiite "reworked sedimentary rock clastics"
Karpuzçay Formation (Lower Pliocene) - clastics below the "Tsunamiite":	M..(15A)	Marl/mudstone rock samples of the Karpuzçay Formation "smear-slides"
	M..(Cm)	Sandy/muddy matrix of conglomerate samples within the Karpuzçay Formation "smear-slides"
	M..(Ts)	Sandstone/limestone rock samples of the Karpuzçay formation "thin-sections"

A, B, C, D, E	nanofossil name / quantity: Indexed nanofossil species directly representing any defined chronostratigraphic range
[DE]	nanofossil name / quantity: Nanofossil species representing the Pliocene-Pleistocene chronostratigraphic range
[CE]	nanofossil name / quantity: Nanofossil species representing the Miocene-Pleistocene chronostratigraphic range
[BE]	nanofossil name / quantity: Nanofossil species representing the Paleocene-Pleistocene chronostratigraphic range
[CD]	nanofossil name / quantity: Nanofossil species representing the Miocene-Pliocene chronostratigraphic range
[BC]	nanofossil name / quantity: Nanofossil species representing the Paleocene-Miocene chronostratigraphic range

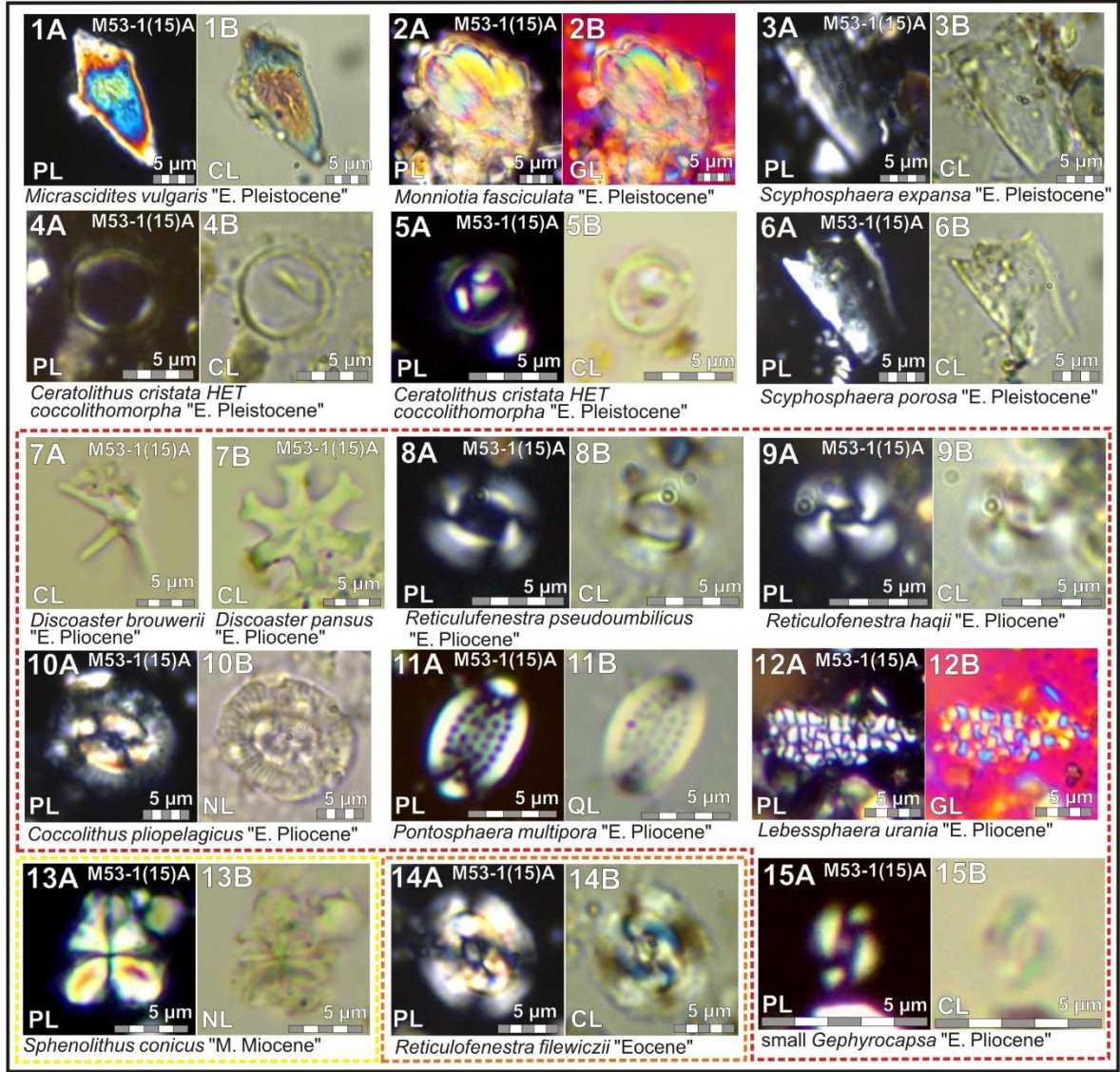
Table 2. Synsedimentary or reworked nanofossils including directly or originally classified long-ranged species of the Early Pliocene sedimentation.

Tablo 2. Erken Pliyosen çökelinin doğrudan veya kökense olarak sınıflandırılmış uzun menzilli türlerini içeren eş zamanlı veya yeniden çöktürülmüş nanofosilleri.

In these samples (M53-2(15)A, M61(15)B, M61(15)D, M87(15)H, M87(15)I, M91(15)B, and M96(16)B), there are Early Pliocene nannofossil assemblage of NN15 - Reticulofenestra pseudoumbilicus interval zone including synsedimentary data including *Calcidiscus* spp. [i.e. *C. leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyre* (Bukry & Bramlette), *C. tropicus* Kamptner], *Calciosolenia murrayi* Gran, *Coccolithus pliipelagicus* Wise, *Coronosphaera mediterranea* (Lohmann), *Discoaster* spp. [i.e. *D. asymmetricus* Gartner, *D. brouweri* Tan, *D. pansus* (Bukry & Percival), *D. pentaradiatus* Tan, *D. pliostellulus* Browning & Bergen, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. tamalis* Kamptner, *D. variabilis* Martini & Bramlette], *Helicosphaera* spp. [i.e. *H. intermedia* Martini, *H. kamptneri* Hay & Mohler, *H. selli* (Bukry and Bramlette)], *Pseudoemiliana ovata* (Kamptner), *Reticulofenestra* spp. [i.e. *R. haqii* Backman, *R. minuta* Roth, *R. minutula* (Gartner), *R. pseudoumbilicus* (Gartner)], *Scyphosphaera* spp. (i.e. *S. apsteinii* Lohmann, *S. canescens* Kamptner, *S. intermedia* Deflandre, *S. pulcherrima* Deflandre), *Sphenolithus* spp. [i.e. *S. abies* Deflandre, *S. neoabies* Bukry & Bramlette, *Sphenaster metula* (Wilcoxon)], *Syracosphaera pulchra* Lohmann, *Umbilicosphaera* spp. [i.e. *U. jafarii* Müller, *U. rotula* Kamptner, *U. sibogae* (Weber-van Bosse)]. In addition, some dinoflagellate cysts such as *Calciodinellum albatrosianum* (Kamptner) (see Fig 6: 15a-b), *Lebessphaera urania* Meier, Janofske & Willems were determined.

The resembling data were obtained from the blue-grey marl block/cobbles placed within the tsunamite matrix. Synsedimentary nannofossil quantities show a distribution mainly varying between 46–100% in the samples (see Table 2). The resembling data in 43–98% proportions were obtained from 9 samples of the blue-grey marl blocks/cobbles (M2(15)B, M60(15)B, M61(15)E, M91(15)G, M94(16)D, M105(16)B, M105(16)D, M105(16)E, M105(16)F) participated into the tsunamite matrix (see Table 2).

In addition, in these samples of the Karpuzçay Formation, reworked nannofossil data of Early-Middle Miocene, Eocene, Cretaceous-Paleocene nannofossil assemblages are described. *Calcidiscus premacintyre* Theodoridis, *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Cyclicargolithus* spp. (i.e. *C. abisectus* (Müller), *C. floridanus* (Roth & Hay)), *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler and Wide), *Discoaster druggii* Bramlette & Wilcoxon, *Helicosphaera* spp. (i.e. *H. recta* (Haq), *H. stalis* Theodoridis, *H. walbersdorfensis* Muller), *Scyphosphaera recurvata* Deflandre, *Sphenolithus* spp. (i.e. *S. belemnos* Bramlette and Wilcoxon, *S. compactus* Backman, *S. conicus* Bukry, *S. dissimilis* Bukry and Percival, *S. heteromorphus* Deflandre, *S. moriformis* (Brönnimann &



EXPLANATIONS (for Figures 5-9):

- E. Pleistocene syndesimentary nannofossils in tsunamite matrix or mudstone of Manavgat Fm.)
- E. Pleistocene nannofossils in intraclast
- E. Pliocene syndesimentary nannofossils in sedimentary rocks of Karpuzçay Fm.
- E. Pliocene syndesimentary nannofossils in blue marl block
- E. Pliocene (reworked) nannofossils
- Miocene syndesimentary nannofossils in brown-yellow marl block
- M. Miocene (reworked) nannofossils
- Eocene (reworked) nannofossils
- Cretaceous-Paleocene (reworked) nannofossils
- (Int): Intraclast sample, (Tm): Tsunamite matrix
- PL Polarized Light
- NL Normal Light
- CL Phase Contrast
- QL With Quartz Wedge
- GL With Gypsum Wedge

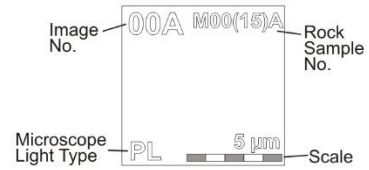


Figure 5. Synsedimentary and reworked nannofossil species in the mudstone sample M53-1(15)A of the Manavgat Formation (regular sedimentary sequence).

Şekil 5. Manavgat Formasyonu'na ait M53-1(15)A çamurtaşı örneğindeki çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofosil türleri (düzenli sedimanter istif).

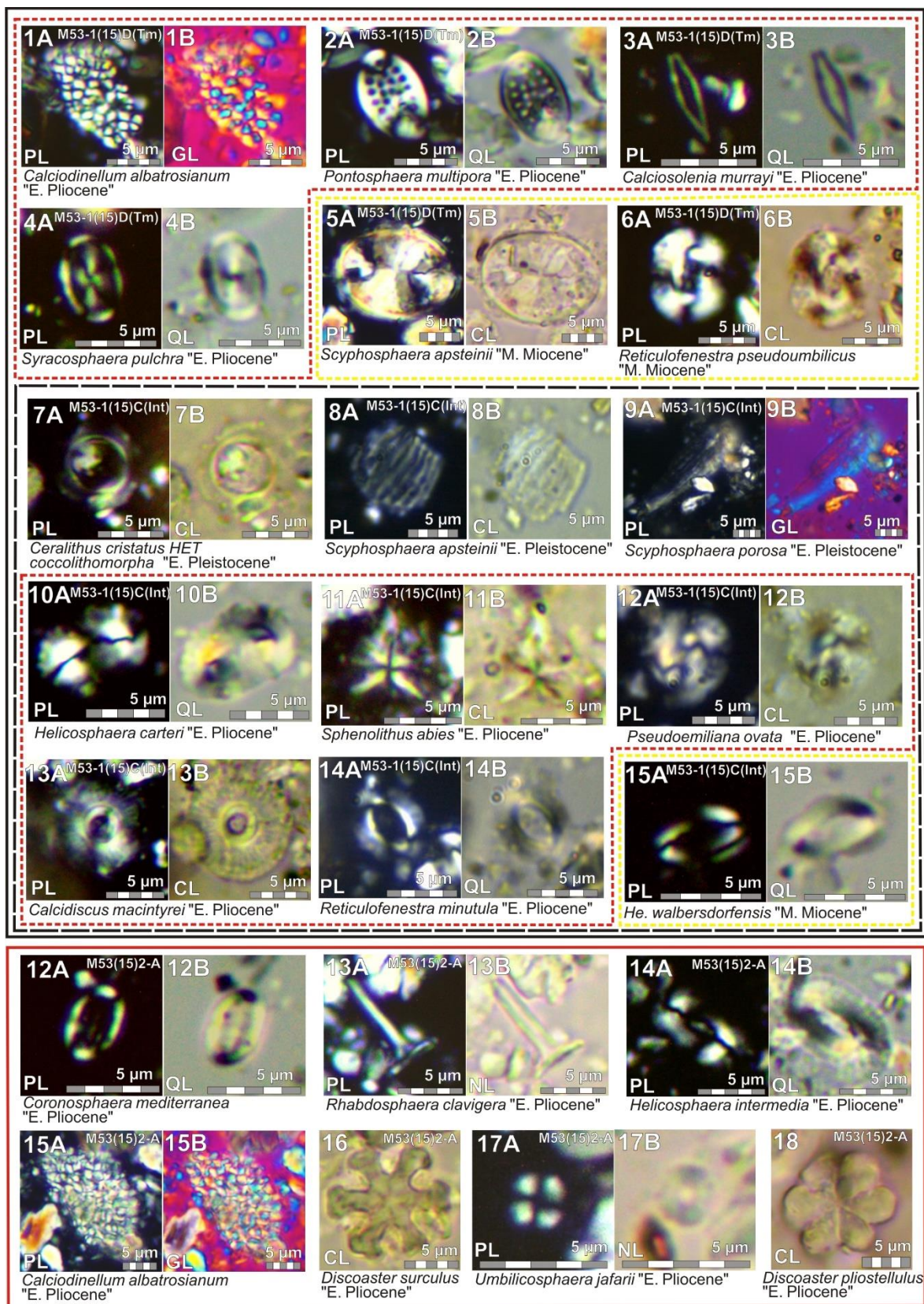


Figure 6. Synsedimentary and reworked nannofossil species in the (pebbly) mud matrix (M53-1(15)D), mud intraclast (M53-1(15)C) samples in the tsunami deposits of the Manavgat Formation and blue marl (M53-2(15)A) of the Karpuzçay Formation (Explanations in Fig. 5).

Şekil 6: Manavgat Formasyonu'nun tsunami çökellerindeki (çakıllı) çamur matriks (M53-1(15)D), çamur intraklast (M53-1(15)C) ve Karpuzçay Formasyonu'nun mavi marn (M53-2(15)A) örneklerindeki çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofosil türleri (Açıklamalar Şekil 5'te).

Stradner)), *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, *Umbilicosphaera jafarii* Müller are nannofossil data reworked from Early-Middle Miocene aged sedimentary rocks such as Middle Miocene aged Geceleme Formation north of the region or the older Lower Miocene rocks around Isparta.

Nannofossil assemblage of the Geceleme Formation indicates NN5 - *Sphenolithus heteromorphus* zone whereas an Aquitanian-Burdigalian assemblage represents nannofossil data of NN1 to NN3 biozones determined around Isparta (Görmüş et al, 2001; Hepdeniz and Sagular, 2009; Yavuzlar and Sagular, 2018). With a few species and numbers, *Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan), *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, *Ericsonia* spp. (i.e. *E. formosa* (Kamptner), *E. ovalis* Black), *Reticulofenestra* spp. (i.e. *R. dictyoda* (Deflandre), *R. hillae* Bukry & Percival, *R. reticulata* (Gartner & Smith), *R. stavensis* (Levin & Joerger)), *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), *Toweius* spp. (i.e. *T. callosus* Perch-Nielsen, *T. magnicrassus* (Bukry)), *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) are found as 1-7 % Eocene nannofossil assemblage in blue-grey marl samples of the Karpuzçay Formation.

Besides Upper Cretaceous (reworked) nannofossil data including *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes), *Zeughrabdotos sigmoides* (Bramlette & Sullivan) and dinoflagellate cysts such as *Cervisiella saxea* (Stradner) are seen in the samples of Karpuzçay Formation or various marl blocks/cobbles in the tsunamite matrix. In addition, there are light brown-cream colored marly limestone, marl cobbles/blocks [samples: M87(15)C(BI), M87(15)F(BI), M94(16)C(BI)] including Lower-Middle Miocene nannofossils (see Table 3) such as *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay), *Dictyococcites* spp. (*D. productus* (Kamptner), *D. scripsae* Bukry & Percival), *Helicosphaera* spp. (i.e. *H. carteri* (Wallich), *H. walbersdorfensis* Muller), *Reticulofenestra* spp. (i.e. *R. haqii* Backman, *R. minuta* Roth, *R. pseudoumbilica* (Gartner)), *Scyphosphaera* spp. (i.e. *S. apsteinii* Lohmann, *S. recurvata* Deflandre), *Sphenolithus* spp. (i.e. *S. compactus* Backman, *S. conicus* Bukry, *S. heteromorphus* Deflandre, *S. moriformis* (Brönnimann & Stradner)), *Umbilicosphaera jafarii* Müller representing NN5 zone. It is concluded that these pebbles/cobbles (rock samples) were

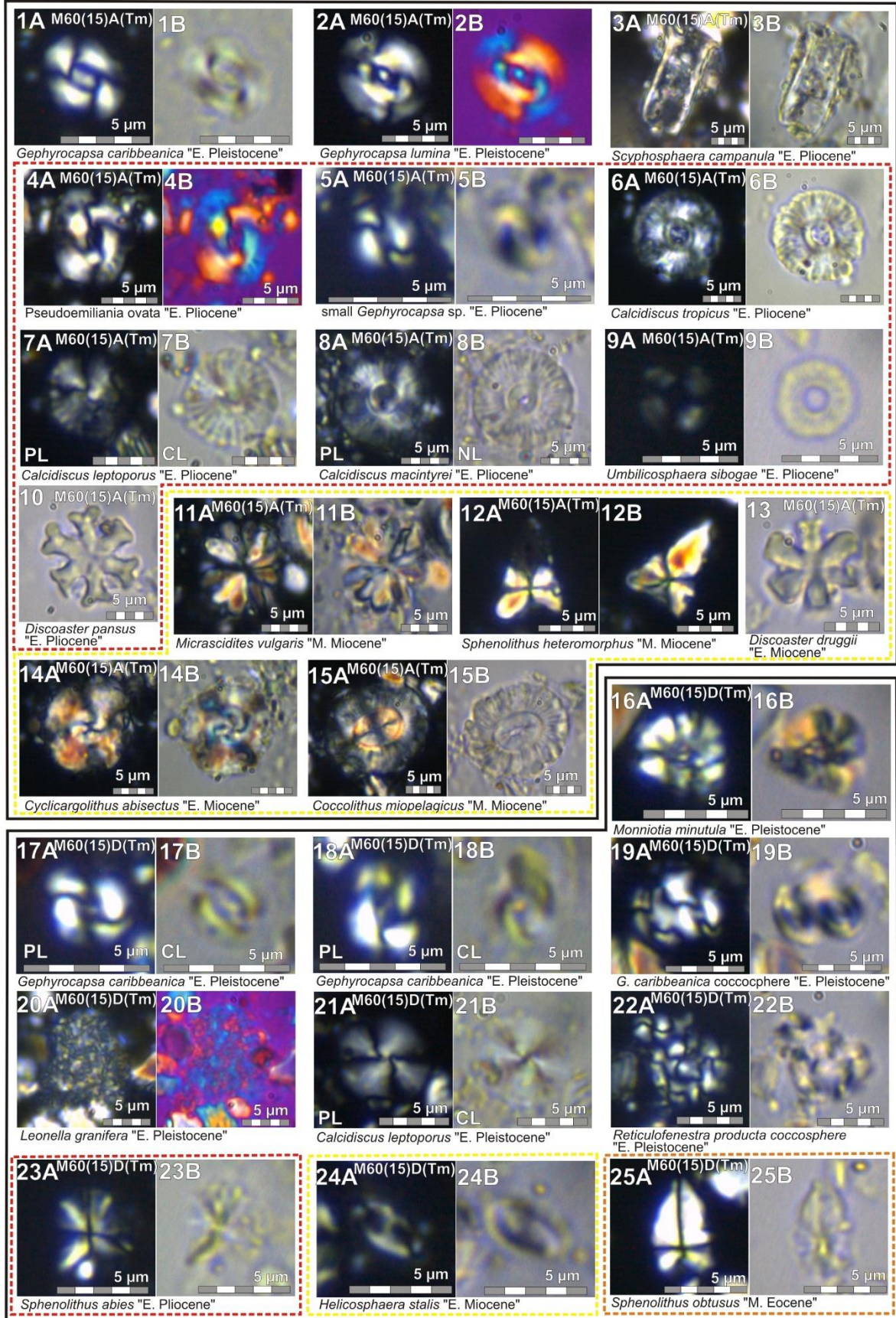


Figure 7. Synsedimentary and reworked nannofossil species in the (pebbly) mud matrix (M60(15)A and M60(15)D) samples in the tsunami deposits of the Manavgat Formation. (Explanations in Fig. 5).

Şekil 7. Manavgat Formasyonu'nun tsunami tortullarındaki (M60(15)A ve M60(15)D) örneklerinin (çakıllı) çamur matrisindeki çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofosil türleri. (Açıklamalar Şekil 5'te).

probably transported from carbonate rocks of the Geceleme Formation placed at the bottom. As illustrated in Figures 6, 8, 12, 13, Lower Pleistocene nannofossils of the Karpuzçay Formation were determined in a number of the blue-grey marl samples [i.e. M53-2(15)A in Fig. 6, M61(15)B in Fig. 8, M96(16)B in Fig. 12] and in the blue-grey marl cobble/blocks of the tsunamite [i.e. B61(15)E(BI) and M61(15)G(BI) in Fig. 8, M105(16)B(BI) in Fig. 13].

As illustrated in Figure 5–13, reworked Lower Pliocene nannofossils are between 36–87% in the Lower Pleistocene regular (rhythmic shallow marine clastic) sedimentary rock samples of the Manavgat Formation [i.e. M53-1(15)A in Fig. 5; M87(15)O, M87(15)S in Fig. 9; M94(16)B in Fig. 11; M96(16)F in Fig. 12] and are between 71–75% in the gray mudstone intraclast samples [i.e. M53-1(15)C(Int) in Fig. 6] and are between 51–98% in the irregular (tsunamite) sedimentary rock samples [i.e. M53-1(15)D(Tm) in Fig. 6; M60(15)A(Tm), M60(15)D(Tm) in Fig. 7; M94(16)A(Tm) in Fig. 10; M96(16)C(Tm) in Fig. 12; M105(16)A(Tm) in Fig. 13]. In addition, an abundant reworked Lower-Middle Miocene nannofossil (and dinoflagellate cysts) data between 1–55% (see Table 3, Figs. 5-13) including *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Cyclicargolithus* spp. [i.e. *C. abisectus* (Müller), *C. floridanus* (Roth & Hay)], *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler and Wide), *Discoaster druggii* Bramlette & Wilcoxon, *Helicosphaera* spp. (i.e. *H. stalis* Theodoridis, *H. walbersdorfensis* Müller), *Micrantholithus flos Deflandre*, *Pontosphaera desuetoidea* Bartol, *Reticulofenestra* spp. [i.e. *R. haqii* Backman, *R. gelida* (Geitzenauer), *R. lockeri* Müller, *R. minuta* Roth, *R. pseudoumbilica* (Gartner)], *Scyphosphaera* spp. [i.e. *S. apsteinii* Lohmann, *S. brevis* Varol, *S. lagena* Kamptner, *S. recurvata* Deflandre, *S. tubifera* Kamptner], *Sphenolithus* spp. [i.e. *S. belemnus* Bramlette and Wilcoxon, *S. compactus* Backman, *S. conicus* Bukry, *S. disbelemnus* Fornaciari and Rio, *S. dissimilis* Bukry and Percival, *S. heteromorphus* Deflandre, *S. moriformis* (Brönnimann & Stradner)], *Thoracosphaera heimii* (Lohmann), *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, *Umbilicosphaera*

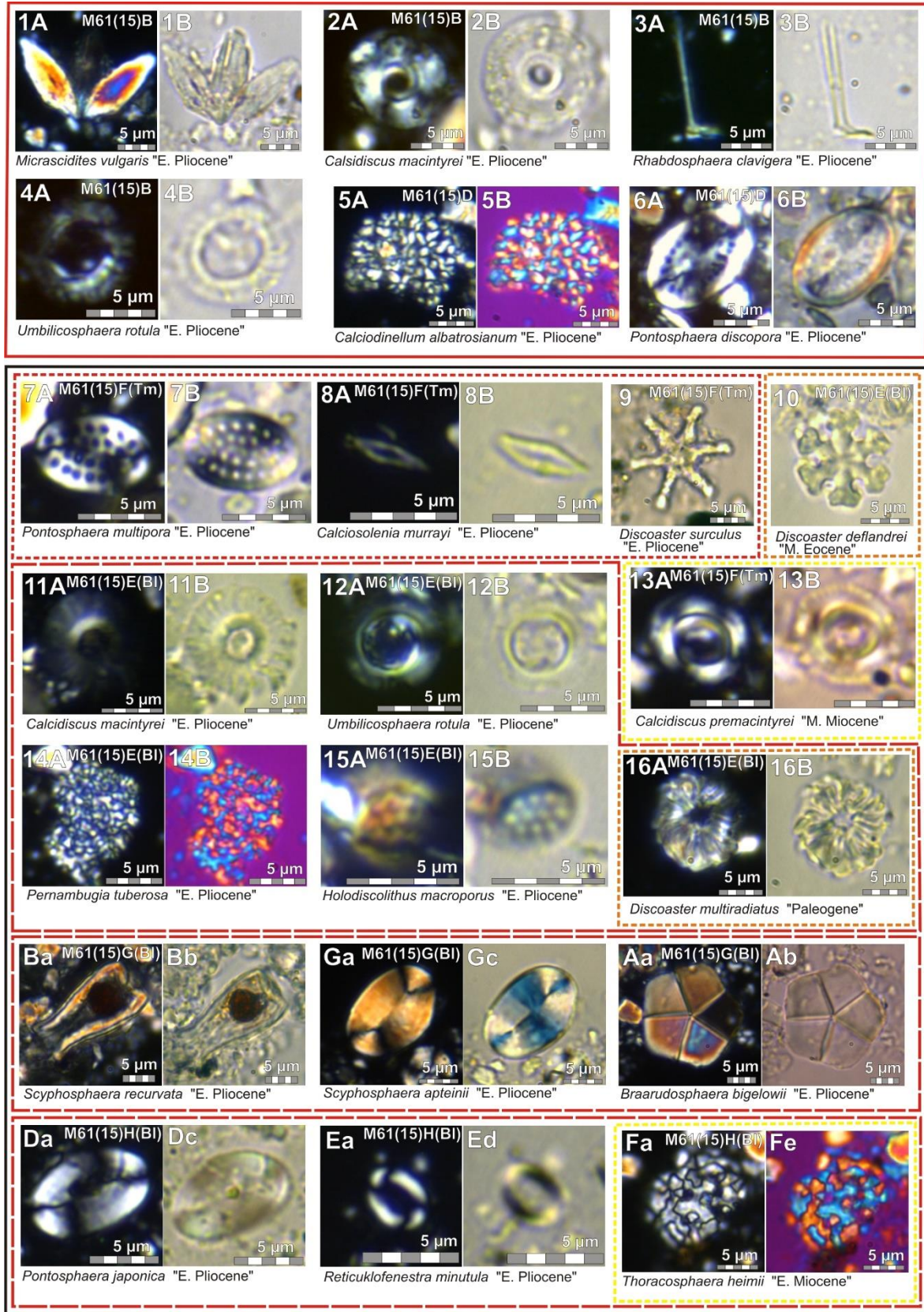


Figure 8. Syngedimentary and reworked nannofossil species in the blue-grey marl (M61(15)B and M61(1)D) samples of the Karpuzçay Formation; (pebbly) mud matrix sample (M61(15)A) and

blue-gray marl blocks (M61(15)E, M61(15)G and M61(15)H) in the tsunami deposits of the Manavgat Formation. (Explanations in Fig. 5).

Şekil 8. Karpuzçay Formasyonu'nun mavi-gri marn (M61(15)B ve M61(1)D) örnekleri; Manavgat Formasyonu'nun tsunami çökellerindeki (çakıllı) çamur matris örneği (M61(15)A) ve mavi-gri marn blokları (M61(15)E, M61(15)G ve M61(15)H) örneklerindeki çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofosil türleri. (Açıklamalar Şekil 5'te).

jafarii Müller. It was determined that a number of reworked Middle Eocene nannofossil data between 1–32% (see Table 4, Figs. 5–13) in the most of the rock samples of the Karpuzçay and Manavgat Formations. *Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan), *Cruciplacolithus latipons* Romein, *Dictyococcities hesslandii* (Haq), *Discoaster* spp. (i.e. *D. backmanii* Agnini et al., *D. deflandrei* Bramlette & Riedel, *D. multiradiatus* Bramlette & Riedel), *Ericsonia* spp. [i.e. *E. formosa* (Kamptner), *E. ovalis* Black, *E. subpertusa* Hay & Mohler], *Pontosphaera* cf. *pectinata* (Bramlette & Sullivan), *Pseudotriquetrorhabdulus inversus* (Bukry & Bramlette), *Reticulofenestra* spp. [i.e. *R. dictyoda* (Deflandre in Deflandre & Fert), *R. hillae* Bukry & Percival, *R. reticulata* (Gartner & Smith), *R. stavensis* (Levin & Joerger)], *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), *Toweius* spp. [i.e. *T. callosus* Perch-Nielsen, *T. magnicrassus* (Bukry)], *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre & Fert) are among of these data. In determinations were come across reworked Upper Cretaceous-Danian nannofossil and dinoflagellate species between 1-32% (see Table 4, Figs. 5–14) in some of the rock samples of the Karpuzçay and Manavgat Formations. *Calculites obscurus* (Deflandre), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky), *Eiffellithus* spp. [i.e. *E. eximius* (Stover), *E. gorkae* Reinhardt, *E. turriseiffelii* (Deflandre)], *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini, *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt), *Retecapsa crenulata* (Bramlette & Martini), *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes), *Zeugrhabdotus sigmoides* (Bramlette & Sullivan), *Cervisiella* spp. [I.e. *C. operculata* (Bramlette & Martini), *C. saxea* (Stradner)] are among these data.

In the whole examined rock samples gathered from the regular sedimentary rock alternations as rhythmic shallow marine clastics [i.e. M53-1(15)A, M60(15)E, M87(15)R, M87(15)S, M94(16)B, M96(16)F] and irregular sedimentary levels “tsunami deposits” [i.e. M2(15)A(Tm), M53-1(15)D(Tm), M60(15)A(Tm), M61(15)F(Tm), M87(15)L(Tm), M87(15)N(Tm), M87(15)O(Tm), M91(15)F(Tm), M94(16)A(Tm), M96(16)C(Tm),

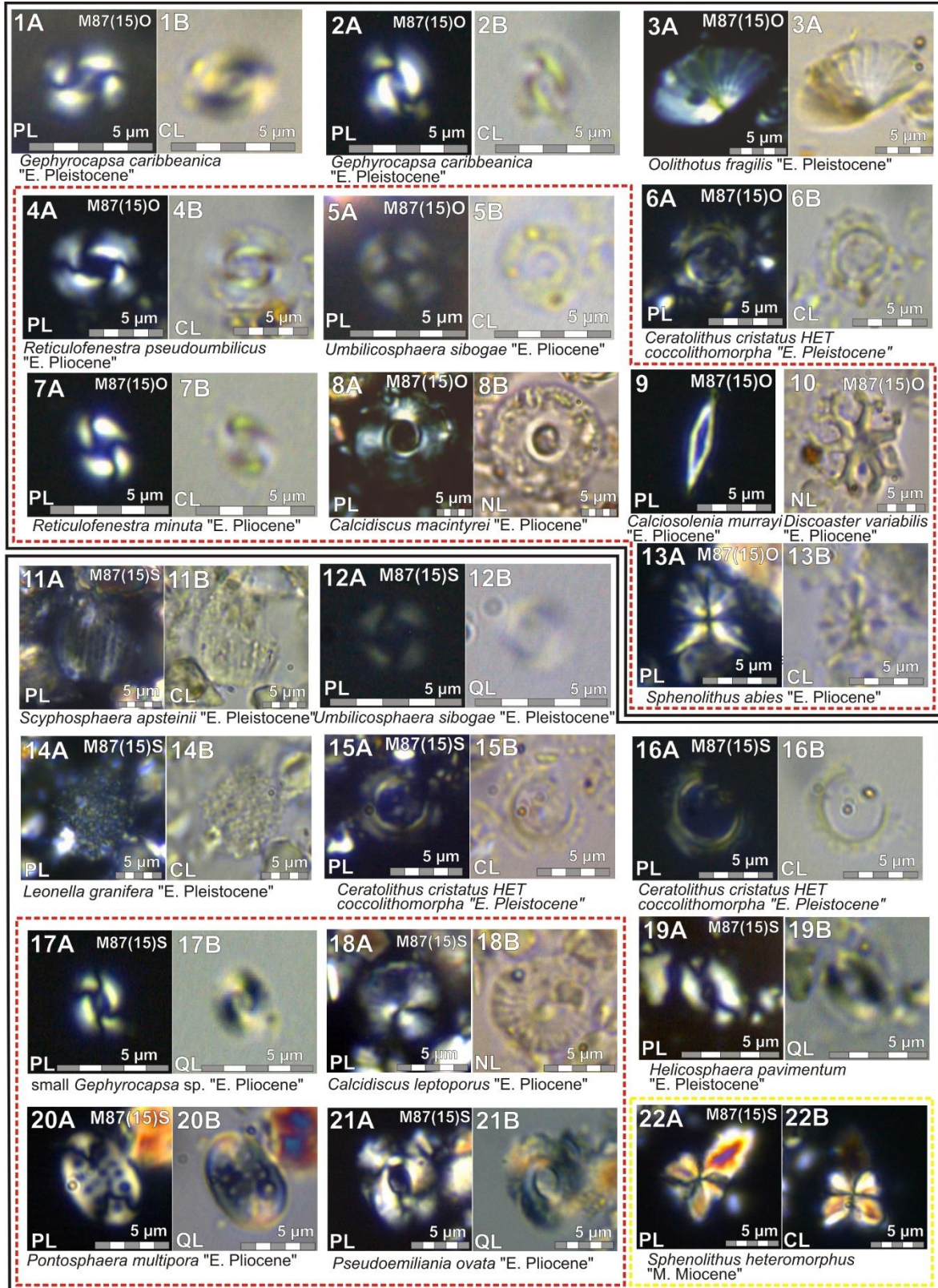


Figure 9. Synsedimentary and reworked nannofossil species in the (pebbly) mud matrix (M87(15)O and M87(15)S) samples in the tsunami deposits of the Manavgat Formation. (Explanations in Fig. 5).

Şekil 9. Manavgat Formasyonu'nun tsunami çökellerinin (çakıllı) çamur matrisindeki (M87(15)O ve M87(15)S) çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofosil türleri. (Açıklamalar Şekil 5'te).

M105(16)A(Tm)] of the Manavgat Formation, an abundance of reworked nannofossil data are seen to hide absolute synsedimentary data (see Tables 1-5, Figs. 5–14).

As some of them illustrated in Figs. 5–13, *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *Ceratolithus cristatus* HET coccolithomorpha (Lecal-Schlauder), medium *Gephyrocapsa* spp. (*G. caribbeanica* Boudreaux & Hay, *G. lumina* Bukry) and small *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera* spp. (i.e. *H. carteri* (Wallich), *H. hyalina* Gaarder, *H. pavementum*), *Oolithotus fragilis* (Lohmann), *Pontosphaera* spp. [i.e. *P. japonica* (Takayama), *P. scutellum* Kamptner], *Pseudoemiliana lacunosa* (Kamptner), *Scyphosphaera* spp. (i.e. *S. apsteinii* Lohmann, *S. expansa* Bukry & Percival, *S. porosa* Kamptner), *Syracosphaera pulchra* Lohmann, *Umbellosphaera tenuis* (Kamptner), *Umbilicosphaera* spp. [i.e. *U. foliosa* Kamptner, *U. sibogae* (Weber-van Bosse)] are synsedimentary nannofossil data (see Table 1).

They have been seen generally between 3–14% (Fig. 15) in shallow marine mudstone-sandstone alternation of the Manavgat Formation, not exceeding 47% in some extreme samples, as well. In addition in the samples were determined a few dinoflagellate cyst species such as *Leonella granifera* (Fütterer), *Pernambugia tuberosa* (Kamptner) (see Table 1). Some samples such as M53-1(15)A, M60(15)E, M87(15)R, M87(15)S, M94(16)B, M96(16)F of regular sedimentary rock levels of the Manavgat Formation include total 53–97% reworked nannofossil data resembling those of the Karpuzçay and Geceleme Formations located at the region. These data comprise 36–87% Lower Pliocene nannofossil assemblage reworked from the Karpuzçay Formation rocks and 3–31% Lower-Middle Miocene assemblage reworked from the Geceleme Formation or the older rocks in and around the Isparta Angle (see Table 1–5, Figs. 5–14). Besides in the same samples, there are also 1–3% Middle Eocene and 1–6% Upper Cretaceous-Danian nannofossils reworked from the Eocene and Cretaceous/Paleogene transition rock sources located at the north of the Isparta Angle. The samples [M2(15)A(Tm), M53-1(15)D(Tm), M60(15)A(Tm), M60(15)D(Tm), M61(15)F(Tm), M87(15)L(Tm), M87(15)N(Tm), M87(15)O(Tm), M91(15)F(Tm), M94(16)A(Tm), M96(16)C(Tm), M105(16)A(Tm)] of pebbly mud matrix of the tsunamite deposits include mainly reworked nannofossil data

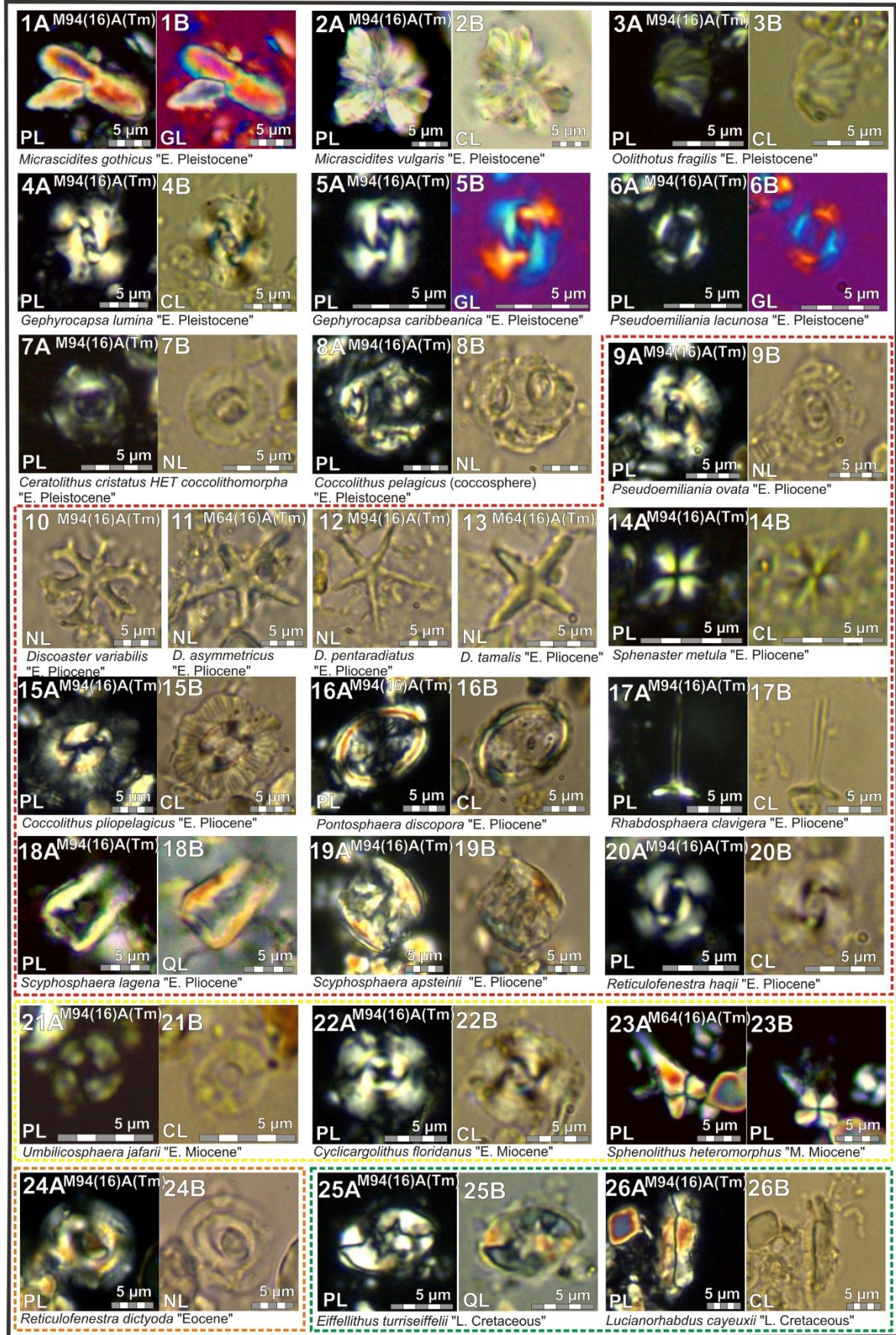


Figure 10. Symsedimentary and reworked nannofossil species in the (pebbly) mud matrix (M94(16)A) sample in the tsunami deposits of the Manavgat Formation. (Explanations in Fig. 5)

Şekil 10: Manavgat Formasyonu'nun tsunami çökellerinde (çakıllı) çamur matris (M94(16)A) örneğindeki çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofosil türleri. (Açıklamalar Şekil 5'te).

derived from the Karpuzçay and Geceleme Formations between 60–96% while symsedimentary fossils are in 4–40% (see Tab. 1–5, Fig. 5–14).

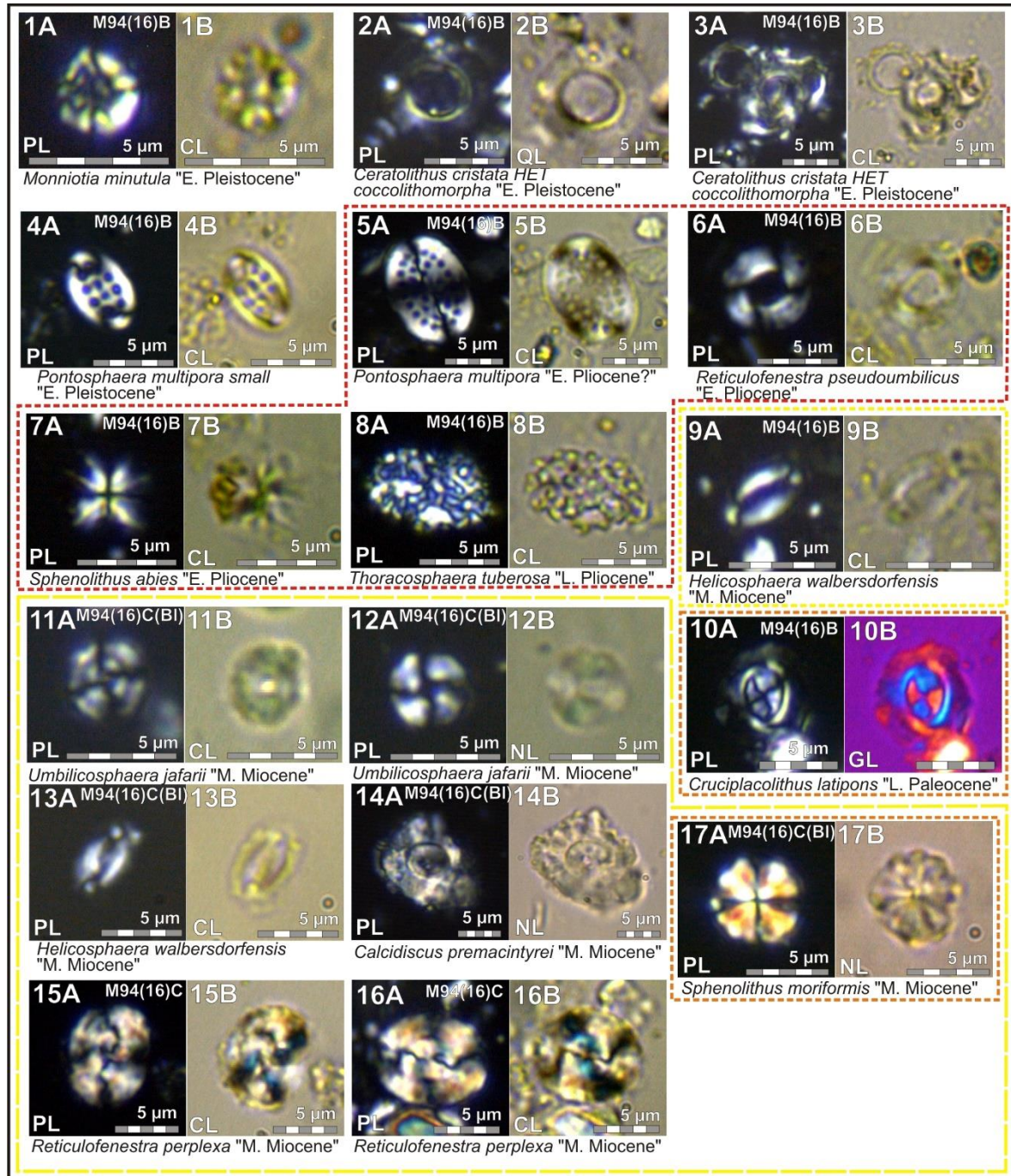


Figure 11. Synsedimentary and reworked nannofossil species in the (pebbly) mud matrix (M94(16)A) sample in the tsunami deposits of the Manavgat Formation) and light brown marl block (M94(16)C) from the carbonate shelf deposits of the Geceleme Formation. (Explanations in Fig. 5).

Şekil 11. Manavgat Formasyonu'nun tsunami tortullarından (çakıllı) çamur matriks (M94(16)A) örneği ve Geceleme Formasyonu'nun karbonat şelf çökellerinden açık kahverengi marn bloğu (M94(16)C) içindeki çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofossil türleri. (Açıklamalar Şekil 5'te).

Rarely encountered fossil ascidian spicules such as *Micrascidites vulgaris* Deflandre, Deflandre-Rigaud were determined in the sample blue-grey marl [M61(15)B] of Karpuzçay Formation (see Tab. 6, Fig. 8). Additionally, more fossil ascidian spicules such as *Bonetia acuta* Varol & Houghton, *Bonetia brevis* Varol & Houghton, *Micrascidites gothicus* Sagular in Sagular et al., *Micrascidites vulgaris* Deflandre, Deflandre-Rigaud, *Monniotia aciformis* Varol & Houghton, *Monniotia fasciculata* Varol & Houghton, *Monniotia minutula* Sagular in Sagular et al., *Riguadia multiradiata* Varol & Houghton were recorded in the grey-brown mudstone and yellow-brown sandstone samples [M53-1(15)B(Ts), M60(15)E, M96(16)F] above the tsunamite of the Manavgat Formation and/or pebbly grey-green mud matrix samples [M2(15)A(Tm), M53-1(15)A(Tm), M60(15)A(Tm), M94(16)A(Tm), M96(16)C(Tm)], in addition some muddy rip-up clasts [i.e. M105(16)D(Int)] of the tsunamite matrix (see Tab. 6, Figs. 5, 7, 10, 11).

5.2. Biochronozons of the Karpuzçay and Manavgat Formations Based on Nannofossil Data and Their Stratigraphic-Sedimentologic Origins

In this study, Karpuzçay Formation which was defined a Miocene marine deposition by Monod, O., 1977, Poisson, 1977; Akay et al., 1985), Şenel (1997), Flecker et al. (1998), Robertson (1998), Karabıyıköğlü et al. (2000), Robertson et al. (2003), Flecker et al. (2005), Karabıyıköğlü et al. (2005), Çiner et al. (2008) has been divided into two sequences: Lower Pliocene Karpuzçay Formation and Lower Pleistocene Manavgat Formation based on discriminated nannofossils according to their sedimentary-stratigraphic origins (see Tabs. 1–5). There are several origins of nannofossil particles participating in forming of a marine sedimentary rock: 1) "Synsedimentary nannofossils" collapsed as living coccospheres or individual nannoliths spilling out from these

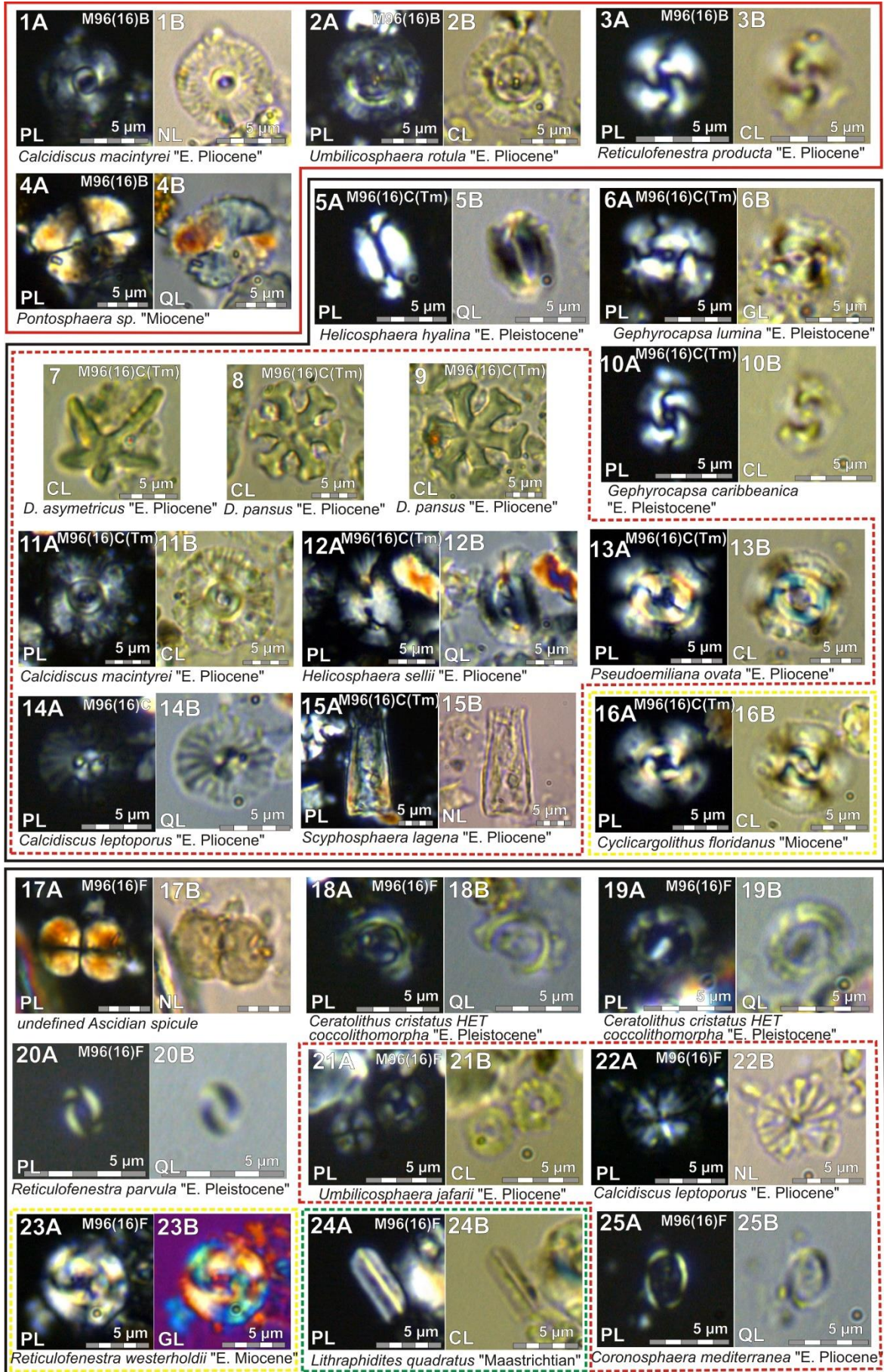


Figure 12. Synsedimentary and reworked nannofossil species in blue marl (M96(16)B) of the Karpuzçay Formation, in the (pebbly) mud matrix (M96(16)C) sample of the tsunamite and in the mudstone (M96(16)F) sample collected from regular clastic rocks of the Manavgat Formation (Explanations in Fig. 5).

Şekil 12. Karpuzçay Formasyonu'nun mavi marnında (M96(16)B), tsunamitin (çakıllı) çamur matriksinde (M96(16)C) ve Manavgat Formasyonu'nun düzenli kırıntılı kayaçlarından toplanan çamurtaşı (M96(16)F) örneğinde çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofosil türleri (Açıklamalar Şekil 5'te).

nannoplanktons, 2) "reworked nannofossils" redeposited nanno-bearing extrabasinal sedimentary rock sequences, 3) "removed nannofossils" translocated close-aged nanno-bearing intrabasinal sediments by means of marine wave¤ts, submarine slump&slides, and bottom erosions. In the study related to the discussive Neogene marine sequences located at the Manavgat Subbasin, "synsedimentary" and "reworked" nannofossil assemblages were discriminated according to sedimentary and stratigraphic origins of various-aged nannofossil assemblages and marine depositions.

Five essential sedimentary sequences and their nannoplankton assemblages were defined in the study: 1) Firstly Upper Cretaceous – Danian carbonates and clastics, having mainly K/Pg transition nannofossil data; 2) Middle Eocene carbonates and clastics, with the same-aged nannofossils; 3) Middle Miocene marine carbonates and clastics of the Geceleme Formation, including nannofossil assemblage of NN5 zone; 4) Lower Pliocene marine carbonates and clastics of (re-defined) Karpuzçay Formation, with nannofossil assemblage of NN15 zone; 5) Lower Pleistocene marine clastics of (first suggested) Manavgat Formation, containing nannofossils representing NN19 zone/CN13b subzone (see Figs. 15–16). Upper Cretaceous-Lutetian nannofossil data determined in the Karpuzçay and Manavgat Formations were probably reworked from the Cretaceous–Paleocene transition sequence on the Antalya Nappes north of Isparta Angle and Lutetian clastic sequence in the Akseki Region (Şenel, 1997), since pre-Miocene sedimentary rocks could not be observed on the ophiolitic basement of the Manavgat Subbasin in the former studies (i.e. Glover and Robertson, 1998) around Isparta Angle. 12 Upper Cretaceous-Danian nannofossils including Eifellithus spp. [E. gorkae Reinhardt, E. turriseiffelii (Deflandre)], Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini, Watznaueria barnesiae (Black in Black & Barnes), Zeughrabdotus sigmoides (Bramlette & Sullivan) and dinoflagellate cysts such as Cervisiella operculata (Bramlette & Martini), Cervisiella saxea (Stradner) are seen to have

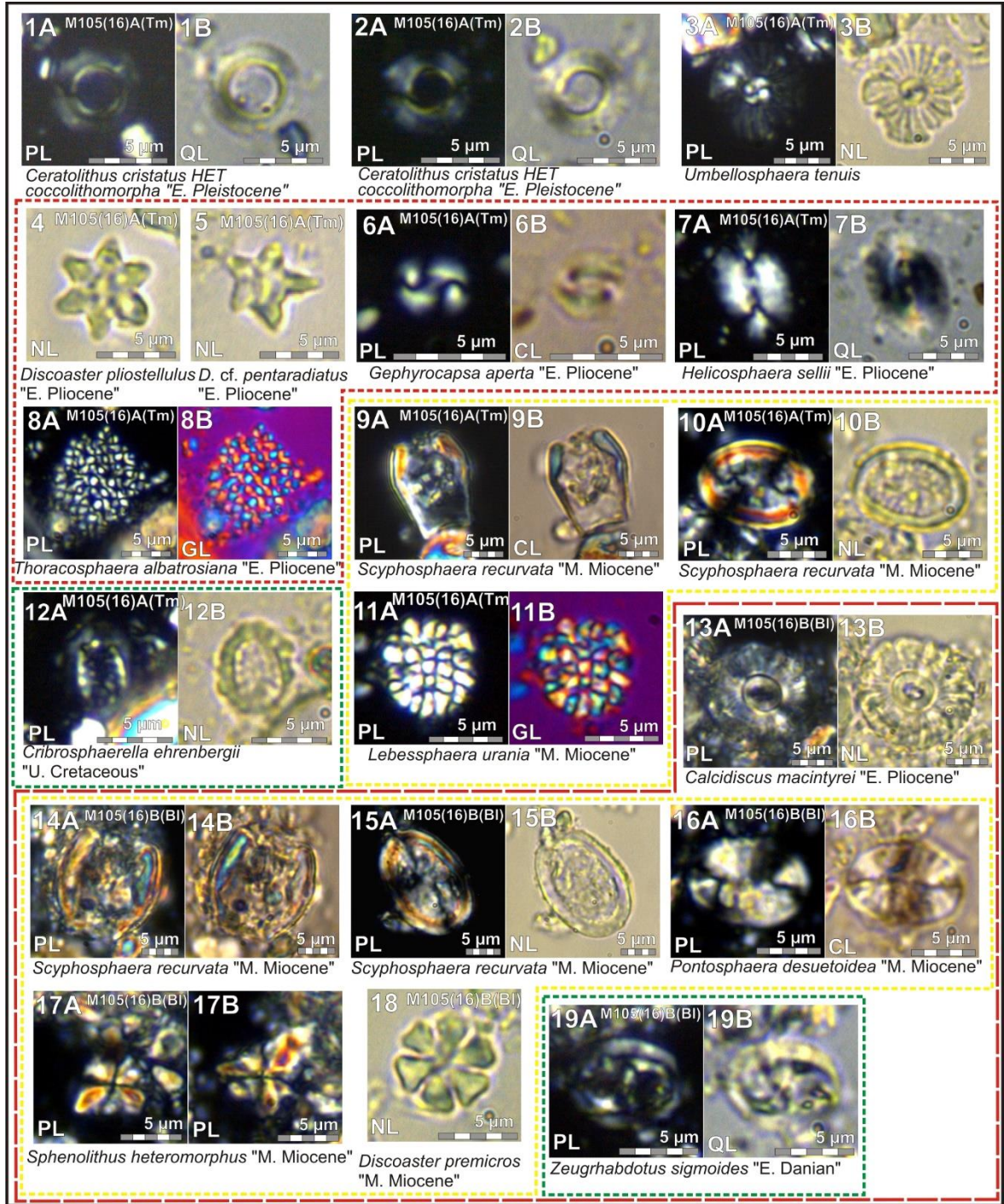


Figure 13. Synsedimentary and reworked nannofossil species in the (pebbly) mud matrix (M105(16)A) sample of tsunami deposits (Manavgat Formation) and blue marl block sample (M105(16)B) reworked from Karpuzçay Formation (Explanations in Fig. 5).

Şekil 13. Tsunami tortularına (Manavgat Formasyonu) ait (çakıllı) çamur matris (M105(16)A) örneği ve Karpuzçay Formasyonu'ndan yeniden çökeltilmiş mavi marn bloğu örneğindeki (M105(16)B) çökelimle eşyaşlı ve yeniden çökeltilmiş nannofosil türleri (Açıklamalar Şekil 5'te).

participated into Geceleme, Karpuzçay and Manavgat Formation sedimentations as “reworked nannofossil” sedimentary particles (Tables 5, Figure15).

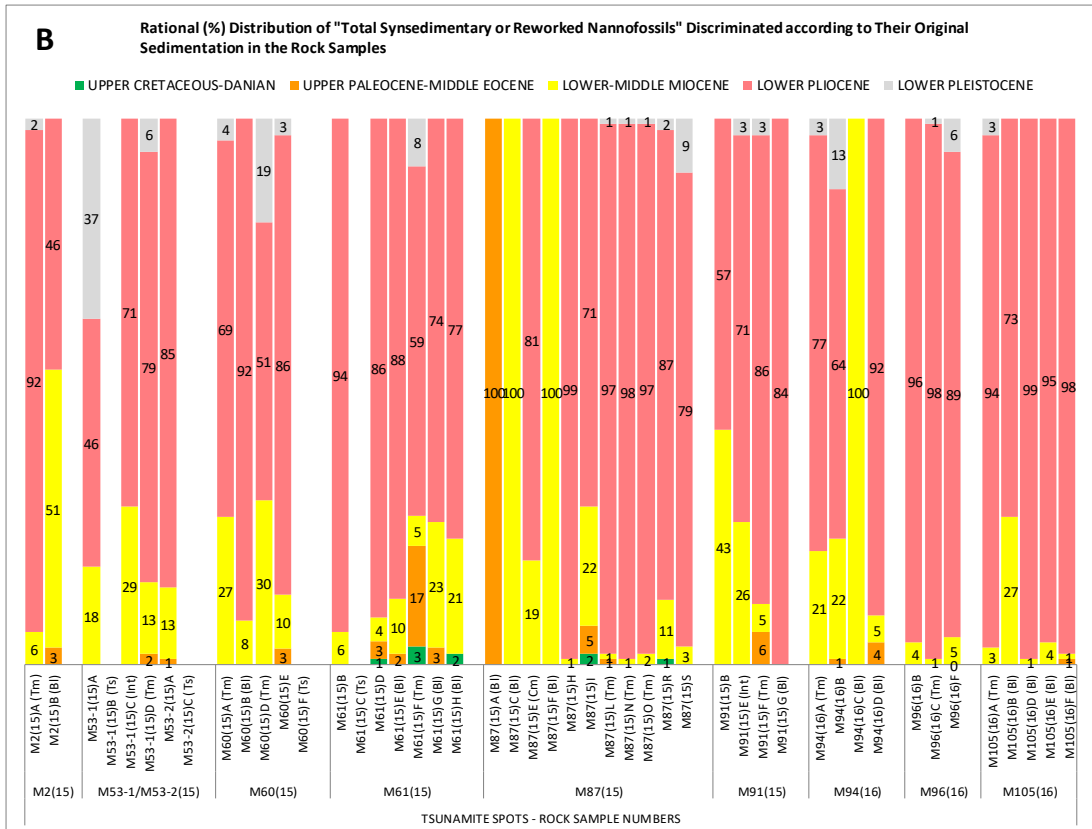
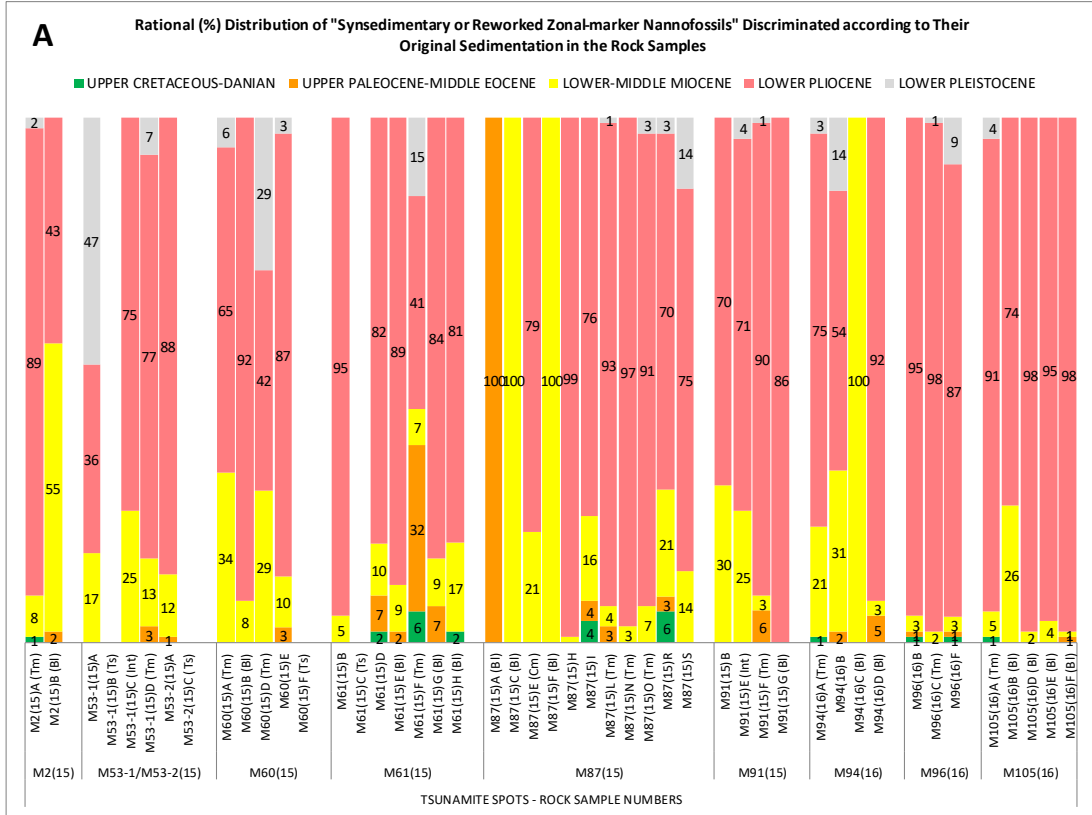


Figure 14. Rational (%) distributions of "synsedimentary or reworked nannofossils" in the Rock Samples of Geceleme, Karpuzçay and Manavgat Formations and tsunami deposits: A) Zonal-marker, B) Total zonal-marker and long-ranged nannofossils discriminated according to their original sedimentations. (fossil quantities are in Tables 1 to 5).

Şekil 14. Geceleme, Karpuzçay ve Manavgat Formasyonları ve tsunami çökellerine ait kayaç örneklerinde "çökelimle eşyaşlı veya yeniden çökeltilmiş nannofosillerin" rasyonel (%) dağılımları: A) Zon-işaretleyici, B) Kökensele çökelimlerine göre ayrılmış toplam zon-işaretleyici ve uzun menzilli nannofosiller. (fosil miktarları Tablo 1 ila 5'te verilmiştir).

Dictyococcites spp. (i.e. *D. hesslandii* (Haq), *D. scripsae* Bukry & Percival), *Pseudotriquetrorhabdulus inversus* (Bukry & Bramlette), *Reticulofenestra* spp. [i.e. *R. dictyoda* (Deflandre in Deflandre & Fert), *R. hillae* Bukry & Percival, *R. reticulata* (Gartner & Smith), *R. stavensis* (Levin & Joerger)], *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner) are among 22 reworked Middle Eocene nannofossils (see Tab. 4, Fig.15). Upper Cretaceous–Lutetian nannofossils as fine calcareous clastic material repeatedly participated in Early–Middle Miocene, Early Pliocene, and Early Pleistocene sedimentations in addition to synsedimentary and/or other reworked nannofossil data. One Miocene carbonate-clastic succession, Geceleme Formation, supplying reworked nannofossil data into the Early Pliocene and Early Pleistocene sedimentations is located in the study area. Geceleme Formation is represented by NN5 - *Sphenolithus heteromorphus* zone of Langhian–Serravalian ages and have a nannofossil assemblage including *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay), *Discoaster druggii* Bramlette & Wilcoxon, *Discoaster minutus* Hojjatzadeh, *Discoaster premicros* de Kaenel & Bergen, *Helicosphaera* spp. [*H. ampliapertura* Bramlette & Wilcoxon, *H. intermedia* Martini, *H. recta* (Haq), *H. stalis* Theodoridis, *H. walbersdorfensis* Müller], *Micrantholithus flos* Deflandre, *Pontosphaera desuetoidea* Bartol, *Reticulofenestra* spp. [*R. haqii* Backman, *R. gelida* (Geitzenauer), *R. minuta* Roth], *Scyphosphaera* spp. [*S. brevis* Varol, *S. lagena* Kamptner, *S. tubifera* Kamptner], *Sphenolithus* spp. [*S. belemnos* Bramlette and Wilcoxon, *S. compactus* Backman, *S. conicus* Bukry, *S. disbelemnos* Fornaciari and Rio, *S. dissimilis* Bukry and Percival, *S. heteromorphus* Deflandre], *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, *Umbilicosphaera jafarii* Müller. These 46 synsedimentary nannofossil species with Miocene in addition to the older (reworked from the Cretaceous–Eocene rocks) nannofossils as extrabasinal sedimentary particles are determined to have been reworked



Figure 15. Thematic flow chart explaining sedimentary and stratigraphic origins of different aged nannofossils participating into the rock samples of Geceleme, Karpuzçay and Manavgat Formations and tsunami deposits.

Şekil 15. Geceleme, Karpuzçay ve Manavgat Formasyonları ve tsunami tortullarının kayaç örneklerine katılan farklı yaşlı nannofosillerin sedimentaner ve stratigrafik kökenlerini açıklayan konulu akış şeması.

into both Karpuzçay Formation sedimentation (Early Pliocene) and Manavgat Formation (Early Pleistocene) sedimentation (see Tabs. 1–5, Fig.15).

In the rock samples of the Lower Pliocene Karpuzçay Formation were determined 53 synsedimentary nanofossil species including *Calcidiscus* spp. [*C. leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyreii* (Bukry & Bramlette), *C. tropicus* Kamptner], *Calciosolenia murrayi* Gran, *Coccolithus pliipelagicus* Wise, *Coronosphaera* spp. [*C. binodata* (Kamptner), *C. mediterranea* (Lohmann)], *Discoaster* spp. [*D. asymmetricus* Gartner, *D. brouweri* Tan, *D. pansus* (Bukry & Percival), *D. pentaradiatus* Tan, *D. pliostellulus* Browning & Bergen, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. tamalis* Kamptner, *D. variabilis* Martini & Bramlette], small *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera* spp. [*H. carteri* (Wallich), *H. kamptneri* Hay & Mohler, *H. wallichii* (Lohmann), *H. selli* (Bukry and Bramlette)], *Pontosphaera* spp. [*P. discopora* Schiller, *P. multipora* (Kamptner), *P. japonica* (Takayama)], *Pseudoemiliana lacunosa ovata* (Kamptner), *Reticulofenestra* spp. [*R. minutula* (Gartner), *R. pseudoumbilica* (Gartner)], *Rhabdosphaera clavigera* Murray & Blackman, *Scyphosphaera* spp. [*S. apsteinii* Lohmann, *S. canescens* Kamptner, *S. recurvata* Deflandre, *S. pulcherrima* Deflandre], *Sphenolithus* spp. [*S. abies* Deflandre, *S. U. neoabies* Bukry & Bramlette], *Sphenaster metula* (Wilcoxon), *Syracosphaera pulchra* Lohmann, *Umblicosphaera* spp. [*U. foliosa* Kamptner, *U. rotula* Kamptner, *U. sibogae* (Weber-van Bosse)] and 3 dinoflagellate cysts are found *Calciodinellum albatrosianum* (Kamptner), *Lebessphaera urania* Meier, Janofske & Willems, *Pernambugia tuberosa* (Kamptner).

All the Pliocene nanofossil assemblage together with the older aged nanofossil data indicating to the Upper Cretaceous-Middle Miocene marine sedimentations are also seen as an abundant reworked nanofossil data participating into the Lower Pleistocene aged Manavgat Formation deposits (see Tabs. 1–5, Fig.15). These data represent NN15 (Martini, 1971) or CN11 (Okada and Bukry, 1980) *Reticulofenestra pseudoumbilicus* zone of Late Zanclean between ~3,98 and ~3,45 ma. This zone corresponds to CNPL3 – *Discoaster asymmetricus* / *Reticulofenestra pseudoumbilicus* concurrent range zone according to Backman et al. (2012) and CNPL4 *Discoaster tamalis* top zone transition (Fig. 16).

Tsunami deposits and regular sedimentary rocks of the Manavgat Formation include an abundant reworked nanofossil data eroded from the older marine sedimentary rocks of

four stratigraphic sequences placed between Upper Cretaceous-Lower Pliocene in addition to the syndepositional nannofossils such as *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *Ceratolithus cristatus* HET coccolithomorpha (Lecal-Schlauder), middle *Gephyrocapsa* spp. [*G. caribbeana* Boudreaux & Hay, *G. lumina* Bukry], small *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera* spp. [*H. hyalina* Gaarder, *H. pavementum* Okada & McIntyre], *Oolithotus fragilis* (Lohmann), *Pontosphaera scutellum* Kamptner, *Pseudoemiliana* spp. [*P. lacunosa* (Kamptner), *P. ovata* (Kamptner)], *Scyphosphaera* spp. [*S. expansa* Bukry & Percival, *S. porosa* Kamptner, *Umbellosphaera tenuis* (Kamptner), *Umbilicosphaera* spp. [*U. foliosa* Kamptner, *U. sibogae* (Weber-van Bosse)], *Leonella granifera* (Fütterer) (Tabs. 1–5, Fig.15). In addition to these Lower Pleistocene nannofossil assemblage within the tsunamiite matrix, an abundant Lower Pliocene, and Lower-Middle Miocene, Upper Paleocene–Middle Eocene nannofossil data involve both in the matrix and in the blue marl pebble/cobble/blocks of Karpuzçay, Geceleme Formations or the older sequences.

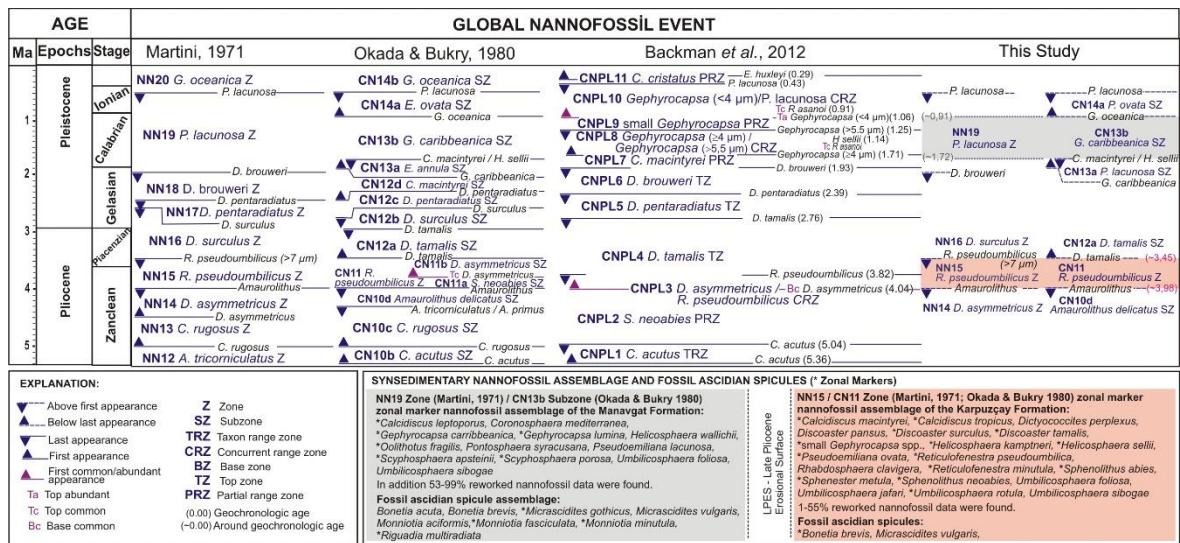


Figure 16. In this study, compared with Martini (1971), Okada and Bukry (1980) and Backman et al. (2012), Early Pliocene and Early Pleistocene nanoplankton zones and chrono-bio events of Karpuzçay and Manavgat (including Tusanami sediments) Formations.

Şekil 16. Bu çalışmada, Martini (1971), Okada ve Bukry (1980) ve Backman ve diğerleri (2012) ile karşılaştırmalı olarak, Karpuzçay ve Manavgat (Tusanami çökelleri dahil) Formasyonlarının Erken Pliyosen ve Erken Pleistosen nanoplankton zonları ve krono-biyostratigrafik olguları.

Although the relative presence of Pliocene nannofossil assemblage as reworked sedimentary material including *Calcidiscus macintyreii* (Bukry & Bramlette), *Discoaster*

spp. [i.e. *D. asymmetricus* Gartner, *D. brouweri* Tan, *D. pansus* (Bukry & Percival), *D. pentaradiatus* Tan, *D. pliostellulus* Browning & Bergen, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. tamalis* Kamptner], the most of small *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera* spp. [i.e. *H. carteri* (Wallich), *H. kamptneri* Hay & Mohler, *H. wallichii* (Lohmann), *H. selli* (Bukry and Bramlette)], *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), *Scyphosphaera* spp. [*S. apsteinii* Lohmann, *S. canescens* Kamptner, *S. intermedia* Deflandre, *S. recurvata* Deflandre, *S. pulcherrima* Deflandre], *Sphenolithus* spp. [*S. abies* Deflandre, *S. neoabies* Bukry & Bramlette], *Sphenaster metula* (Wilcoxon), *Umbilicosphaera* spp. [*U. foliosa* Kamptner, *U. jafarii* Müller, *U. rotula* Kamptner, *U. sibogae* (Weber-van Bosse)], determined sysedimentary nannofossils such as *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *Ceratolithus cristatus* HET coccolithomorpha (Lecal-Schlauder), *Gephyrocapsa* spp. [i.e. *G. caribbeanica* Boudreaux & Hay, *G. lumina* Bukry], *Helicosphaera* spp. [i.e. *H. hyalina* Gaarder, *H. pavementum* Okada & McIntyre], *Oolithotus fragilis* (Lohmann), *Scyphosphaera* spp. [i.e. *S. apsteinii* Lohmann, *S. expansa* Bukry & Percival, *S. porosa* Kamptner], *Umbellosphaera tenuis* (Kamptner) correspond into NN19 - *Pseudoemiliana lacunosa* Zone (Martini, 1971) or CN13b - *Gephyrocapsa caribbeanica* Subzone (Okada and Bukry, 1980) of Early Pleistocene (Calabrian) between ~1,72 and ~0,91 ma. This zone does not correspond to CNPL8 – *Gephyrocapsa* ($\geq 4 \mu\text{m}$) / *Gephyrocapsa* ($> 5.5 \mu\text{m}$) Concurrent Range Zone according to Backman et al. (2012) (see Tabs. 1–5, Fig. 16).

6. DISCUSSION AND RESULTS

The Mediterranean region is seismically active due to the convergence of the African Plate with the Eurasian plate and Present day Africa-Eurasia motion ranges from ~4 millimetres per year (mm/yr) in a northwest-southeast direction in the western Mediterranean to ~10 mm/yr (north-south) in the eastern Mediterranean according to Herman et al. (2015). They have stated that the Africa-Eurasia convergence began approximately 50 million years ago and was associated with the closure of the Tethys Sea; the Mediterranean Sea is all that remains of the Tethys. The highest rates of seismicity in the Mediterranean region were described along the Hellenic subduction zone of southern Greece and significant rates of current seismicity and at the southern edge of the Anatolian Block lies the east-west trending Cyprian Arc, which hosts moderate levels of seismicity.

The Cyprian Arc represents the convergent boundary between the Anatolian Block to the north and the Africa Plate to the south and large historical earthquakes have occurred throughout the region spanning the Mediterranean Sea. As being similar to today-cases, a tsunami event must have occurred most likely due to emerging a new earthquake fracturing at the bottom of the Mediterranean Sea in the early Pleistocene due to the Africa-Eurasia convergence. Consequently, a new marine sedimentation which built up shallow marine clastics of the Manavgat Formation was occurred as a result of the Lower Pleistocene tsunami event continuing as a sea-surfing up and occupying over the Late Pliocene Erosional Surface (LPES) on the Manavgat coastal plane. In former studies, the originally indiscriminated nannofossil data directly used for chronostratigraphy caused complexity related to stratigraphic description between Neogene and Quaternary sequences. It is concluded that Karpuzçay Formation, which was previously, determined as Burdigalian–Tortonian aged, in fact, was divided into Lower Pliocene and Lower Pleistocene aged two formations belonging to two different marine sedimentations.

Tsunami deposits “Manavgat Formation Tsunami Member” include a complex nannofossil assemblage supplied from four different original sources: (1) synsedimentary data deposited inner shelf, (2) synsedimentary data upwelling from deep sea bottom, (3) removed data derived from the intrabasin, (4) reworked data derived from the extrabasin. Synsedimentary data consist of Lower Pleistocene nannofossils representing NN19 Zone (Martini, 1971)/CN13b Subzone (Okada and Bukry, 1980) in the pebbly mud matrix or rip-up mud clasts of the tsunamite. As for reworked data, Upper Cretaceous-Lower Pliocene aged nannofossil data should be accepted as stratigraphically misleading old sedimentary particules either eroded from the different sedimentary rocks or coming from the muddy bottom sediments.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

Thanks to Muhittin Görmüş and Kubilay Uysal for valuable contributions and comments on the study, and also Hande Uysalgenç for grammar, writing editing and corrections.

A large number of the geologic and biostratigraphic data of this study were obtained from the research project result reports financially supported by TUBITAK ARDEB -1001: 114Y236 and Süleyman Demirel University BAPSİS: 3915-YL1-14.

8. REFERENCES

- Akay, E. and Uysal, S., 1985, Stratigraphy, sedimentology and structural geology of Neogene sediments at the western of the Central Taurides (Antalya). Mineral Research and Exploration Institute, Report No. 7799, 151 p. (in Turkish, unpublished)
- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J. and Müller, C., 1985, Stratigraphy of the Antalya Neogene Basin. Geological Society Bulletin of Turkey, 28,105–119. (in Turkish with English abstract)
- Akbulut, A., 1977, Etüde géologique d'une partie du Taurusoccidental au Sud d'Eğridir (Turquie): These 3^e Cycle Université Paris-Sud Orsay, 203 p.
- Altınlı, E., 1943, Geology of the Antalya Region. Mineral Research and Exploration Institute, Report No. 6858–6859, 205 p. (in Turkish, unpublished)
- Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E. and Pälke, H. 2012, Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. Newsletters on Stratigraphy, 45, 221–244.
<http://doi.org/10.1127/0078-0421/2012/0022>
- Bown, P.R. and Young, J.R., 1998, Techniques, in: Bown, P.R. (Ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall, London, ISBN: 0412789701, 16–28.
- Çiner, A., Karabıyıköğlü, M., Monod, O., Deynoux, M. and Tuzcu, S., 2008, Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya Basin, Southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 1–41. <https://doi.org/10.4154/gc.2022.30>
- Dawson, A.G. and Stewart, I., 2007, Tsunami deposits in the geological record. Sedimentary Geology, 200, 166–183.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.002>
- Deynoux, M., Çiner, A., Monod, O., Karabıyıköğlü, M., Manatschal, G. and Tuzcu, S., 2005, Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan delta complexes in the tectonically active Miocene Köprü çay basin, Isparta angle, Turkey. In: Kelling, G., Robertson, A.H.F. and Buchem, F. (Eds), Cenozoic

- sedimentary basins of South Central Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 315–343. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.12.013>
- Eroskay, O., 1968, Geological investigation of the Köprüçay-Beşkonak Reservoir area, Electrical Works and Etudes Administration, Ankara, Report No. II-06-5, 80 p.
- Flecker, R., Ellam, R.M., Müller, C., Poisson, A., Robertson, A.H.F. and Turner, J., 1998, Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene Basins in the Isparta Angle, Southern Turkey. *Tectonophysics*, 298, 83–101. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00179-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00179-6)
- Flecker, R., Poisson, A. and Robertson, A.H.F., 2005, Facies and palaeogeographical evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional Eastern Mediterranean context. *Sedimentary Geology*, 173, 277-314. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.10.014>
- Fujiwara O. and Kamataki, T., 2007, Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform: An example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, Central Japan. *Sedimentary Geology*, 200, 295–313.
- Glover, C. and Robertson, A.H.F., 1998a, Role of regional extensional and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 15, 365–388. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.2.0365>
- Glover, C. and Robertson, A.H.F., 1998b, Neogene intersection of the Aegean and Cyprus arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298, 103–132. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00180-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00180-2)
- Görmüş, M., Sagular, E.K. and Çoban H., 2001, The Miocene sequence characteristics, its contact relation to the older rocks and lamprophyric dikes in the Dereboğazı area (S Isparta, Turkey). 4th. International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Isparta, Turkey, 21–25 May 2001, Proceedings, p. 69–90.

- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. and Dumont, J.F., 1979, Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). Mémoires de la Société géologique de France, 58(137), 1–112.
- Hepdeniz, K. and Sagular, E.K., 2009, Stratigraphical Analysis Based Upon Generic Discrimination of the Nannofossil Data of the Tertiary-Aged Marine Clastics Around the District of Direkli and Darıdere Villages (South of Isparta). Süleyman Demirel University Journal of Natural and Applied Sciences, 13(3), 245–264. (in Turkish with English abstract)
- Herman, M.W., Hayes, G.P., Smoczyk, G.M., Turner, R., Turner, B., Jenkins, J., Davies, S., Parker, A., Sinclair, A., Benz, H.M., Furlong, K.P., and Villaseñor, A., 2015, Seismicity of the Earth 1900–2013, Mediterranean Sea and vicinity: U.S. Geological Survey Open File Report 2010–1083-Q, scale 1:10,000,000. <https://doi.org/10.3133/ofr20101083Q>
- Karabıyıkoglu, M.F., Çiner A., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S. and Örcen, S., 2000, Tectono-sedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, western Taurides, Turkey, in Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London, Special Publication, 173, 271–295. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.14>
- Karabıyıkoglu, M., Tuzcu, S., Çiner, A., Deynoux, M., Örcen, S. and Hakyemez, A., 2005, Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late-orogenic fill of the Antalya Basin, Western Taurides, Turkey: Implications for the Tectonic Control and sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 173, 345–371. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.08.006>
- Kortekaas, S. and Dawson, A.G., 2007, Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, 200, 295–313. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.004>
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, in Proceedings of the Second Planktonic Conference Roma 1970, (ed. A. Farinacci), Edizioni Technoscienza, Rome, 2, 739–785.

- Monod, O., 1977, Recherches Geologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie): These d'Etat Univ. Paris Sud (Orsay), 442 p.
- Morton, R.A., Gelfenbaum, G. and Jaffe, B.E., 2007, Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, 200, 184–207. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.003>
- Okada, H. and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973:1975). *Marine Micropaleontology*, 5 (3), 321–325. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X)
- Özbakır, A.D., Şengör, A.M.C., Wortel, M.J.R., and Govers, R., 2013, The Pliny–Strabo trench region—A large shear zone resulting from slab tearing. *Earth and Planetary Science Letters*, 375, 188–195. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.025>
- Perch-Nielsen, K. 1985a, Mesozoic calcareous nannofossils. Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K. (Ed.). *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Earth Sciences Series, p. 329–426.
- Perch-Nielsen, K. 1985b, Cenozoic calcareous nannofossils. Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K. (Ed.). *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Earth Sciences Series, p. 427–554.
- Poisson, A., 1977, Recherches geologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): These d'Etat Univ.Paris-Sud (Orsay), 795 p. (unpublished).
- Poisson, A., Wernli, R., Sagular, E.K. and Temiz, H., 2003b, New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. *Geological Journal*, 38, 311–327. <https://doi.org/10.1002/gj.958>
- Robertson, A.H.F., 1998, Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of the Easternmost Mediterranean area: integration of marine and land-based evidence, in Robertson A.H.F., Emeis K.C., Richter C., Camerlenghi A. (eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 160, 723–782. (available at http://www-odp.tamu.edu/publications/160_SR/160TOC.HTM/)

- Robertson, A.H.F., Poisson, A. and Akıncı, A., 2003, Developments in research concerning Mesozoic-Tertiary Tethys and Neotectonics in the Isparta Angle, SW Turkey. *Geological Journal*, 38 (3–4), 195–234. <https://doi.org/10.1002/gj.953>
- Sagular, E.K., 2003. A new determination method on using nannofossil data in stratigraphic ageing and paleoenvironmental analyses. *Suleyman Demirel University Journal of Natural and Applied Sciences, Special Issue*, 7 (2), 25–36. (in Turkish with English abstract)
- Sagular, E.K., 2009, Fossil didemnid ascidian spicule records in the Plio-Quaternary marine clastics of the Antalya basin (Eastern Mediterranean) and their stratigraphic calibration to new nannofossil data. *Geosciences Journal*, 13 (2), 121–131. <http://doi.org/10.1007/s12303-009-0011-7>
- Sagular, E.K., Yavuzlar, G., Aydemir, E. and Yüzgöl, N.S., 2016, Stratigraphic-sedimentologic significance of genetically analysed nannofossil records in sedimentary rocks: Examples from the Middle Miocene - Early Pleistocene marine deposits of Manavgat Basin (SW Turkey). *The Micropaleontological Society, TMS Foraminifera and Nannofossil Groups Joint Meeting 2016*, 19-24 June 2016, Angers, France, Meeting Handbook and Abstracts, p. 160.
- Sagular, E.K. and Yavuzlar, G., 2017, Calcareous nannofossils from the Manavgat Sub-basin, SW Turkey, reveal the age of lower Pleistocene paleotsunami deposits that overlie a late Pliocene erosional surface. *International Nannoplankton Association Meeting*, 24-28 September 2017, Athens, Greece, *JNR 37 September 2017* (special issue), Abstracts, p. 143.
- Sagular, E.K., Yümün, Z.Ü. and Meriç, E., 2018, New didemnid ascidian spicule records calibrated to the nannofossil data chronostratigraphically in the Quaternary marine deposits of Lake Iznik (NW Turkey) and their paleoenvironmental interpretations, *Quaternary International*, 486, 143–155. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.060>
- Şenel, M., 1997, 1:100000 scaled geological maps of Turkey: Antalya-L12 (O26) section. *General Directorate of Mineral Research and Exploration, Publication No. 9*, 14 p., (in Turkish with English abstract).

- Tarr, A.C., Villaseñor, A., Furlong, K.P., Rhea, S., and Benz, H.M., 2010, Seismicity of the Earth 1900–2007: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3064, 1 sheet, scale 1:25,000,000. <https://doi.org/10.3133/sim3064>
- Varol, O. and Houghton, S.D., 1996. A review and classification of fossil didemnid ascidian spicules. *Journal of Micropalaeontology*, 15, 135–149. <https://doi.org/10.1144/jm.15.2.1>
- Yavuzlar, G. and Sagular, E.K., 2018, Revised Chrono-biostratigraphy of Lower Miocene deposits of the Eastern Mediterranean (SW Turkey), based on calcareous nanofossils. *Geologia Croatica*, 71(3), 121–133. <https://doi.org/10.4154/gc.2018.15>
- Young, J.R., Bown P.R. and Lees J.A., 2017, Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. <http://www.mikrotax.org/Nannotax3> (accessed 21 Apr. 2017).
- https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/tectonic/images/mediterranean_tsum.pdf



Koşuburnu (Bayramiç-Çanakkale) Bentonit Yatağının Oluşumu Sırasında Ana, İz ve Nadir Toprak Elementlerinin Hareketliliği

Major, Trace and Rare Earth Elements Mobility During the Formation of the Koşuburnu (Bayramiç-Çanakkale) Bentonite Deposit

GÖKHAN BÜYÜKKAHRAMAN¹ Orcid: 0000-0003-2217-9825

FAZLI ÇOBAN¹ Orcid: 0000-0002-1917-2852

¹ *Balıkesir Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi*

Geliş (received): 29/08/2024

Kabul (Accepted): 07/10/2024

ÖZ

Orta-Üst Miyosen yaşlı Arıklı ignimbiritine ait riyolitik, traki-andezitik karakterli camsal ve litik tüflerin alterasyonu sonucunda oluşan Koşuburnu bentoniti, stratiform-merceksel geometriye sahiptir ve içinde küçük çakıl-kum boyutlu altere olmuş volkanik kayaç parçaları içerir. Bentonitin esas minerali dioktaedral smektit (Ca ve Na montmorillonit)'tir. Kuvars, opal-C, α -kristobalit, kaolinit, karışık tabakalı illit-smektit (I/S), illit, feldspat, kalsit, dolomit, hematit, halloysit, stronsiyanit, jips ve pirit bileşime giren diğer minerallerdir. Koşuburnu bentonitinin oluşumu sırasında, ilerleyen alterasyona bağlı olarak, element hareketliliği gerçekleşmiş ve bentonit; MgO, Al₂O₃ bileşikleri, Cs, Hf, Nb, Ta, Th, Y, Zn, hafif nadir toprak elementleri (LREE) ve ağır nadir toprak elementleri (HREE) yönünden zenginleşmiş; Fe₂O₃, K₂O, Na₂O, TiO₂ bileşikleri, Rb, Sr ve U yönünden ise fakirleşmiştir. En fazla kayıp Na₂O'da gerçekleşirken, en fazla zenginleşme Cs'de olmuştur. Ana kayaya göre bentonitteki 17 kat (3.2); felsik üst kabuğa göre ise 8 kat Cs ile 3.17 kat (1.29) MgO zenginleşmeleri dış kaynaklı Mg ve Cs getirimine (hidrotermal) işaret eder. Benzer olarak kondritik Zr/Hf oranından (36.6) büyük olan Zr/Hf oranı (37.33) hidrotermal değişimi yansıtmaktadır. Bentonit örneklerinde belirlenen yüksek Th/U oranları (5.68 ile 50.30), U ve V kayıpları; alterasyonun ilk evresini yansıtan meteorik su katkılı Mg'ca fakir, Fe'ce zengin hidrotermal çözeltilerin etkisi ile gerçekleşmiştir. Farklı derecelerde LREE ve HREE zenginleşmeleri, alterasyon ortamındaki yerel sıcaklık ve basınç değişimleri ile ana kayanın (riyolitik-trakiandezitik) bileşimsel farklılığından kaynaklanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Alterasyon, bentonit, element hareketliliği, Koşuburnu.

Gökhan Büyükkahraman gokhanb@balikesir.edu.tr

DOI: 10.70054/geosound.1540695

ABSTRACT

The Koşuburnu bentonite, which belongs to the Middle-Upper Miocene aged Arıklı ignimbrite, has a stratiform-lenticular geometry formed by the alteration of rhyolitic and trachy andesitic character glassy and lithic tuffs. It contains small gravel, sand-sized altered volcanic rock fragments. The main mineral of the bentonite is dioctahedral smectite (Ca and Na montmorillonite). Other minerals include Quartz, opal-C, α cristobalite, kaolinite, mixed-layer illite-smectite (I/S), illite, feldspar, calcite, dolomite, hematite, halloysite, strontianite, gypsum, and pyrite. During the formation of Koşuburnu bentonite, elemental mobility occurred due to progressive alteration resulting in enrichment of MgO, Al₂O₃ compounds, Cs, Hf, Nb, Ta, Th, Y, Zn, light rare earth elements (LREE), and heavy rare earth elements (HREE), while depletion of Fe₂O₃, K₂O, Na₂O, TiO₂ compounds, Rb, Sr, and U. The highest loss occurred in Na₂O, while highest enrichment occurred in Cs. Compared to the parent rock, Cs enrichment in the bentonite is 3.2 to 17 times, and MgO enrichment is 1.29 to 3.17 times relative to the felsic upper crust, indicating external sources of Mg and Cs delivery (hydrothermal). Similarly, a Zr/Hf ratio greater than chondritic value (36.6) reflects hydrothermal alteration (37.33). High Th/U ratios (5.68 to 50.30) and losses of U and V in bentonite samples occurred due to the effects of meteoric water-assisted Mg-poor, Fe-rich hydrothermal solutions, reflecting the initial stage of alteration. LREE and HREE enrichments to varying degrees are attributed to local temperature and pressure changes in the alteration environment and compositional differences in the parent rock (rhyolitic-trachyandesitic).

Keywords: Alteration, bentonite, element mobilization, Koşuburnu.

GİRİŞ

Bentonit; volkanik kül veya tüflerin (sulu ortamda) diyajenetik alterasyonu, magmatik kayaların hidrotermal alterasyonu (döterik alterasyon dâhil) ve göl ve sabka ortamlarında smektit çökeli ile oluşur (Grim ve Güven, 1978; Christidis, 2008; Christidis ve Huff, 2009; Köster, 2018). Diyajenetik alterasyonda volkanik kül, tüf veya piroklastik kayalar, yerinde (in-situ) altere olur ve stratiform özellik gösterirler. Hidrotermal alterasyon yoluyla oluşan bentonitler, büyük oranda çatlak, kırık ve faylar ile ilişkili olup, düzensiz (kama, mercek, vb)

veya stratiform kütleler halinde bulunmakta olup, ana kayadan bentonite doğru mineralojik zonlanma gösterirler (Belousov ve Krupskaya, 2019). Bu çalışmada 1:25.000 ölçekli Ayvalık İ17-d1 topoğrafik paftasında yer alan ve Miyosen yaşlı Arıklı İgnimbiriti ile ilişkili olan Koşuburnu bentonitinin mineralojisi, alterasyon sırasında ana, eser ve nadir toprak elementlerinin mobilizasyonu incelenmiştir.

MATERYAL ve METOT

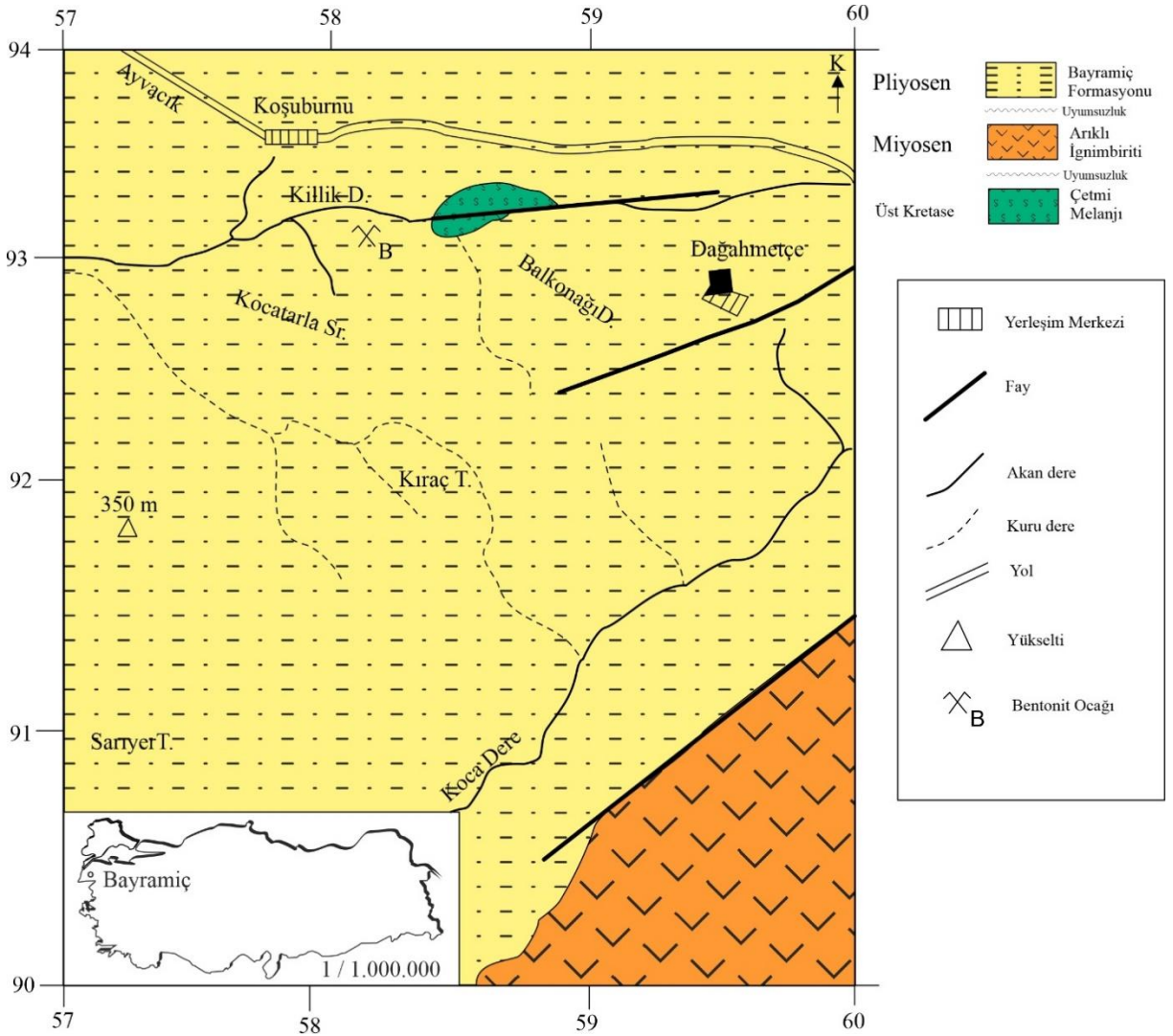
İnceleme alanından sistematik olarak petrografik, mineralojik ve kimyasal analiz amaçlı toplam 35 adet örnek alınmıştır. Derlenen tuf örneklerinden yapılan petrografik ince kesitler Balıkesir Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı Laboratuvarı'ndaki Olympus CX31-P marka polarizan mikroskobu ile incelenerek örneklerin mineralojik bileşimleri ve dokusal özellikleri belirlenerek kayaç adlamaları yapılmıştır. 12 adet bentonit örneğinin X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Bruker D8 Advance model XRD cihazı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Kil mineralojisinin tespiti için <2µm taneler saf suda dağıtılarak santrifüj ile ayrılmış ve kil fraksiyonu cam slaytlar üzerine serilerek atmosfer koşullarında kurumaya bırakılmıştır (Brindley ve Brown, 1980). Kil fraksiyonundan yönlendirilmiş numuneler üzerinde normal, etilen glikollü ve 550°C'de fırınlanmış XRD çekimleri yapılmıştır. Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) incelemesi İstanbul Teknik Üniversitesi, Kimya Metalurji Fakültesi Elektron Mikroskop Laboratuvarındaki JEOL-T330 model elektron mikroskobu ile gerçekleştirilmiştir. 9 adet bentonit ve 1 adet ana kayaç örneğinin major oksit, eser element ve Nadir Toprak Element (REE) analizleri Acme Analytical Laboratories (ACME-Kanada) laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Major oksit analizlerinde ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) yöntemi, eser element ve nadir toprak element analizlerinde ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi uygulanmıştır.

JEOLOJİ-PETROGRAFI

İnceleme alanı, 1:25.000 ölçekli Ayvalık İ17-d1 topoğrafik paftası içinde yaklaşık 15 km²'lik bir alanı kapsar. İnceleme bölgesindeki en yaşlı birim Üst Kretase yaşlı Çetmi Melanjı'na ait serpantinleşmiş peridotitlerdir (Şekil 1). Serpantinleşmiş peridotitler üzerine uyumsuzlukla Orta-Üst Miyosen yaşlı Arıklı İgnimbiriti gelir. En üstte ise Pliyosen yaşlı Bayramiç Formasyonu (konglomera, kumtaşı, çamurtaşı) bulunur (Duru vd., 2007; Duru vd., 2012). İnceleme alanındaki Çetmi Melanjı'na ait; (ofiyolitik kökenli) serpantinize peridotitler (Şekil 2a) bölgenin kuzey-kuzey doğusunda Killik dereye dar bir alanda mostra verir ve Killik dereye tüfler ile olan dokanağı faylıdır (Şekil 1). Koyu yeşilimsi kahve renkli, bol çatlaklı, kırıklı olan birimin çatlakları manyezit (Şekil 2b) ve yer yer de kalsit dolguludur. Peridotitler yer yer tümüyle serpantinleşmiş ve tipik elek dokulu görünüm kazanmıştır.

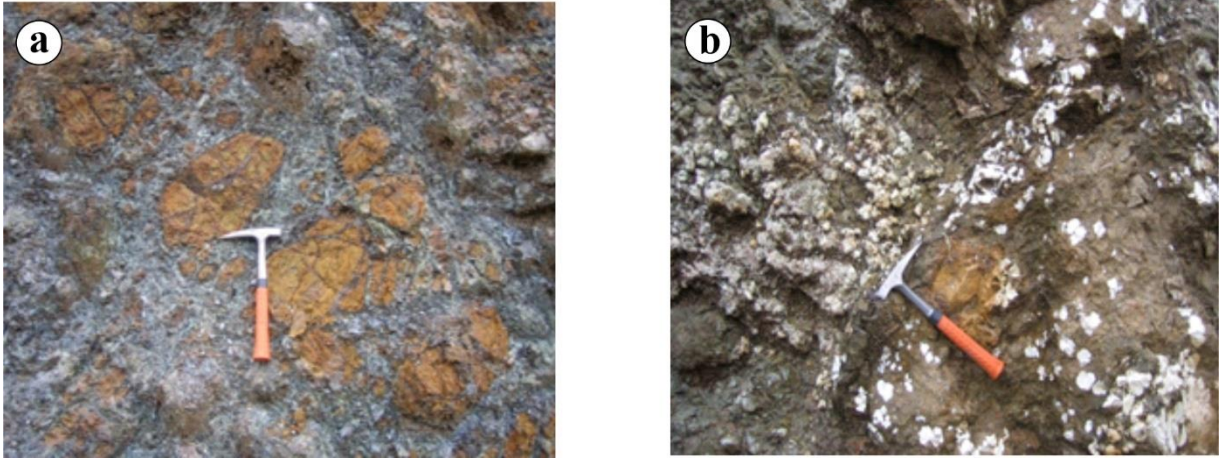
Arıklı ignimbiriti tüfleri; riyolitik, dasitik, andezitik karakterli camsal tuf ve litik tüflerden meydana gelmiştir. Bölgenin güneydoğu kesimlerinde izlenen koyu grimsi, kahverengimsi renkli tüfler; yer yer ileri derecede ayrılmış olup, bol çatlaklı ve kırıklıdır. Bayramiç formasyonu ile olan dokanağı faylı olan tüfler Vural (2006) tarafından yapılan çalışmada (Şekil 1) Alakeçi-Kısacık Volkanikleri (başlıca andezit, lapilli taşı, riyolit, litik kristal tuf, dasitik tuf, andezitik tuf, ilksel kayacı tanınamayan altere volkanik kayalar ve ignimbiritler) olarak tanımlanan birimin bir kısmı ile; Kılıç vd., (2009) tarafından tanımlanan ignimbiritik tüfler ile litolojik benzerlik gösterir. Tüflere ait örneklerde litik malzeme, feldspat, biyotit, kuvars, hornblend ve opak mineraller, çoğunlukla camsal hamur içinde izlenir. Litik malzeme büyük oranda 50-200 mikron arasında değişebilen boyutlarda volkanik ve metamorfik kayaç parçalarından oluşmaktadır (Akbulut, 1989).

Volkanik kayaç parçaları çoğunlukla andezitik karakterli olup, büyük oranda ayrılmıştır. Metamorfik kayaç parçaları alterasyondan çok fazla etkilenmemiş olup, ilksel dokularındaki mineral yönelimleri gösterirler. Küçük yarı öz şekilli plajiyoklaslar, kırılanmış ve ayrılarak kile dönüşmüştür. Kül boyutlu matriks ayrılarak killeşmiş, silisleşmiş ve yer yer de karbonatlaşmıştır. Dasitik karakterli tüflerde kemirilmiş kuvars, alkali feldspat ve plajiyoklaslarla beraber volkanik kayaç parçaları, uzamış küçük pomza parçaları izlenir. Volkan camı çoğunlukla killeşmiş, silisleşmiştir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritası. (Duru vd. 2007)'den değiştirilmiştir.

Figure 1. Location and geological map of the study area (modified after Duru et al. 2007).



Şekil 2. İnceleme alanının kuzeydoğusunda Killik derede; a) Serpantinize peridotitler ve b) manyezit oluşumları.

Figure 2. In Killik stream (in the northeast of the study area), a) Serpentinized peridotites, b) magnesite formations.

İgnimbiritik özellik gösteren örneklerde biyotit, plajiyoklaz ve kuvars mineralleri, kayaç parçaları ve volkan camı gözlenir. Yer yer uzamış cam kıymıkları ötakstitik doku oluşturmuştur. Plajiyoklaslar killeşmiş serisitleşmiştir. Benzer olarak volkan camı silişleşmiş killeşmiş olarak izlenmektedir. Tüflerde alterasyon sonucunda killeşme, yer yer karbonatlaşma ve demirleşme meydana gelmiştir.

Bayramiç Formasyonu; inceleme bölgesinde ortalama 10-15 metre kalınlık gösteren gri, açık sarımsı renkli başlıca yarı köşeli yuvarlak şist, mermer, kireçtaşı, ultrabazik ve volkanik kayaç çakılları ile çakıllı kaba kumtaşlarından meydana gelmiştir. Geniş alanlarda mostra veren (Kocatarla sırtı, Kıraç Tepe, Sarıyer Tepe) birim, tüfler üzerinde yaklaşık yatay konumdadır (Şekil 3). Tabanda belirsiz kalın tabakalı polijenik konglomeralar ile başlayan birim, üstte doğru karbonat ara seviyeli kaba kumtaşları ile devam eder. Killik Dere'nin güneydoğusunda bulunan bentonit yatağı (Koordinat: 93250/58375) yaklaşık 10 metre kalınlık gösterir (Şekil 1). Alt kesimi gözlenemeyen bentonit seviyesi üstte ayrılmış tüfler ile örtülüdür (Şekil 4). Bentonit, alt seviyelerde yaklaşık 1-1,5 metre kalınlıktaki az kumlu ve küçük çakıllı kırmızımsı-turuncu renkli bir seviye ile başlar. Bu kesimdeki yaklaşık 0.5-1 cm büyüklüğündeki (küçük) çakıllar-kırıntılar; ayrılmış volkanik kaya ve peridotit karakterlidir. Orta kesimlerinde (3-5 metre kalınlıkta) ise pembemsi-sarı renkli, seyrek kum ve çakıllı olup;

sabunumsu özellik gösterir ve nadiren jips içerir. Üst kesimlerine doğru turuncu renkli, bol çakıllı ve kumlu bentonit özelliği gösterir. Bentonit içinde bulunan çakıllar çoğunlukla andezitik ve/veya dasitik bileşimli tüf karakterindedir.



Şekil 3. Yaklaşık 10-15 metre kalınlıktaki Bayramiç Formasyonunun Killik Dere güney doğusundaki mostraları (Altta bentonit (beyaz kesimler) ile geçişli ayrışmış tüfler (pembe-kahverengimsi kesim) ve üstte (yaklaşık) yatay konumlu Bayramiç Formasyonu).

Figure 3. Bayramiç Formation outcrops (approximately 10-15 meters in thickness) in the South-east of Killik Stream (At the bottom, transitionally weathered tuffs (pink-brownish) with bentonite (white sections) and on the top, horizontally positioned Bayramiç Formation).

Tüm seviyeler yer yer birbirleri ile girik-merceksel ilişkilidir. Killik Dere boyunca doğu-batı yönünde yaklaşık 500 metre uzanımına sahip olan bentonitler 3 ila 5 derece güneye doğru eğimlidir. Bentonitlerin üstünde bulunan tüfler ise pembemsi renklidir. Yer yer silisleşmiş olan bu tüfler ortalama 5-8 metre kalınlıktadır.

MİNERALOJİ

Koşuburnu bentonitine ait 12 adet bentonit örneğinin mineralojik bileşimleri (tüm kayaç ve kil boyutu) XRD incelemeleri ile belirlenmiştir. Buna göre; dioktaedral smektit (Ca-montmorillonit, Na-montmorillonit), karışık tabakalı illit-smektit (I/S), illit, halloysit (10°A) ve

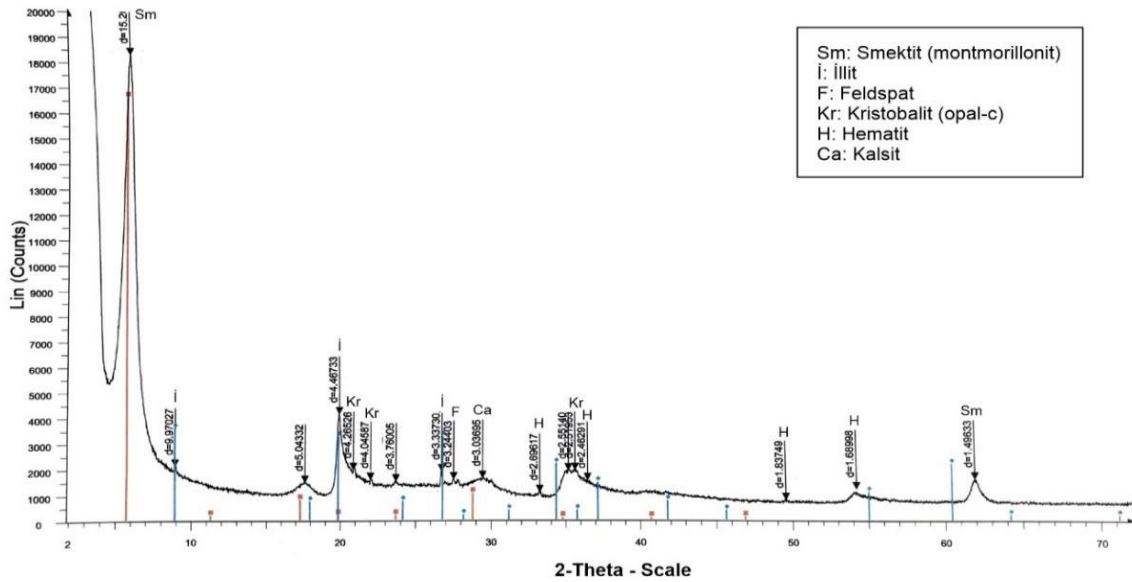
kaolinit belirlenen esas kil mineralleridir. Opal-C, α -kristobalit, feldspat, kalsit ve hematit bileşime giren diğer minerallerdir.

XRD incelemelerinde 1,48580-1,49729°A arasında değişen $d_{(060)}$ değerlerine sahip smektitlerin, dioktaedral smektit (montmorillonit) olduğu belirlenmiştir (Brindley ve Brown, 1980). Kil boyutu XRD incelemelerinde $d_{(001)}$ değerleri 11.632°A ile 12.628°A arasında değişim gösteren smektitlerin Na-montmorillonit; $d_{(001)}$ değerleri 15.086°A ile 15.497°A arasında değişen smektitlerin ise Ca-montmorillonit olduğu belirlenmiştir (Brindley ve Brown, 1980; Wilson, 1987). Etilen glikol ile doyurmada $d_{(001)}$ yansımalarının 17.327°A'a değiştiği ve 550 °C ısıtma sonucunda ise 9.21-9.93°A arasında yıkıldığı görülmüştür (Şekil 4, 5). Karışık tabakalı illit-smektit (I/S), 8.5°A ve 5.6°A'daki pikleri ile belirlenmiştir (Inoue vd., 2004). 4.17°A ve 4.46°A'deki pikleri ile tanımlanan ve özellikle bentonitin tüflerle olan sınır kesimlerinde izlenen kötü kristalli kaolinit, çoğunlukla feldspat ile birlikte.

Opalin silika, genel formülü $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ olan doğal hidratlı bir silikadır ve XRD ölçümlerine göre üç kategoriye ayrılır; Opal-C, Opal-CT ve Opal A. Opal-C, belirgin XRD deseni ile görülen "iyi düzenlenmiş α -kristobalite" yapısına sahiptir (Jones ve Segnit, 1971) ve %20-30 tridimit tabakası kapsar (Graetsch, 1994). XRD incelemesinde; Opal-A sadece 4.0°A'deki geniş pik; Opal-C, 4.04°A ve 2.5°A'de belirgin (keskin) pikleri ve Opal-CT ise yaklaşık 4.1°A, 2.5°A ve 4.27°A'deki pikleri ile birbirinden ayırt edilir (Jones ve Segnit, 1971; Hatipoğlu vd., 2015; Sodo vd., 2016). Ayrıca Opal-C için, 3.13°A ($2\theta = 28.48^\circ$) ve 2.84°A ($2\theta = 31.46^\circ$) ek pikleri verilir (Elzea vd., 1994). Opal-C ve Opal-CT, silika yönünden zengin çözeltilerden doğrudan çökelebildiği gibi (Flörke vd., 1991, 1995), diyajenez sürecinde gerçekleşen Opal-A \rightarrow Opal-CT \rightarrow Opal-C \rightarrow Kuvars dönüşümünde ara faz olarak oluşur ve bu dönüşüm sırasında 4.0°A'deki pik 4.04°A'e değişim gösterir (Murata ve Nakata; 1974). İnceleme konusu bentonit örneklerinde Opal-C, (101) yüzeyine ait tipik 4.04226°A-4.04752°A arasında değişen düzenli-keskin; 2.49281°A ile 2.51°A arasında değişen keskin pikleri ve ayrıca 3.13 °A ve 2.84 °A'deki küçük pikleri ile tanımlanmıştır. İncelenen örneklerde Opal-CT'ye ait olan 4.1°A ve 4.27°A esas piklerinin gözlenmesi Opal-C'nin diyajenetik süreçlere bağlı olarak oluşmadığına işaret eder.

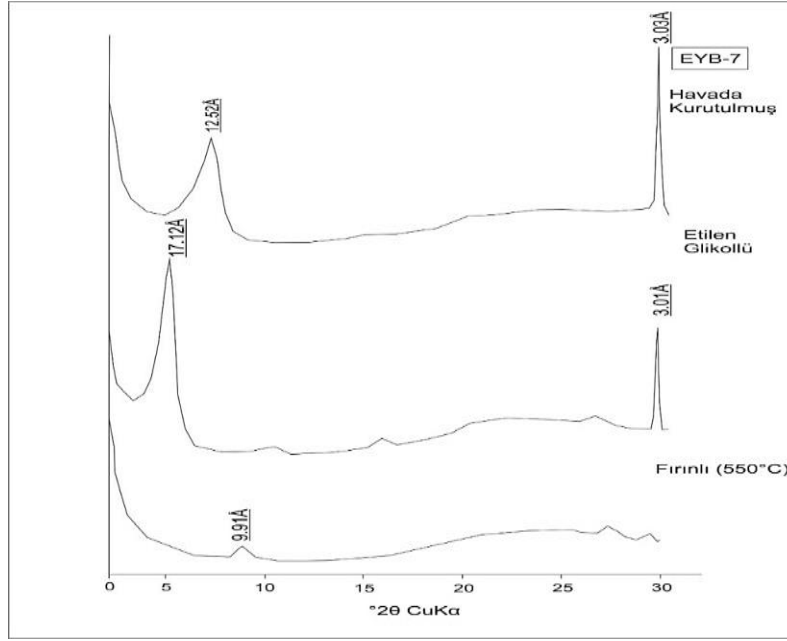
ICDD (Uluslararası Kırınım Veri Merkezi, <http://www.icdd.com> PDF-2 veri tabanındaki sentetik α -kristobalit standardı için (101) yüzeyine ait yansıma 4.055°A (Hemenway) olarak verilmektedir. Diğer taraftan; α -kristobalit için diğer ana pikler sırasıyla 3.12°A, 2.83°A ve

2.48 °A olarak verilir (Curtis vd., 2019). Düzensiz α -kristobalit (yüksek sıcaklık) için ise (101) pik aralığı $d(101) = 4.081^\circ\text{A}$ 'dır (Damby vd., 2014). İnceleme konusu bentonit örneklerinin bir kısmında gözlenen ve (101) yüzeyine ait yansımaları 4.05022°A ile 4.05715°A arasında değişmekte olan bu pikler α -kristobalite ait olmalıdır. Halloysit, piroklastik kayaçların hidrotermal döterik alterasyonu sonucunda oluşan bentonit yataklarında montmorillonit'in bozunması sonucunda ve kristobalit çökmesi ile birlikte aynı anda oluşabilmektedir (Watanabe vd., 1992; Damian vd., 2021). Bazı bentonit örneklerinde Opal-C ve/veya α -kristobalit ile birlikte, özellikle de fay zonuna yakın kesimlerde 7.44°A ve 4.43°A 'deki temel yansımaları (Brindley ve Brown, 1980; Ece ve Schroeder, 2007) ile belirlenen halloysit (10°A); hidrotermal süreçler ile ilişkili oluşumu işaret etmektedir.



Şekil 4. Bentonit örneği tüm kaya X-ışınları difraktogramı.

Figure 4. The x-ray diffraction pattern of whole rock sample of bentonite.



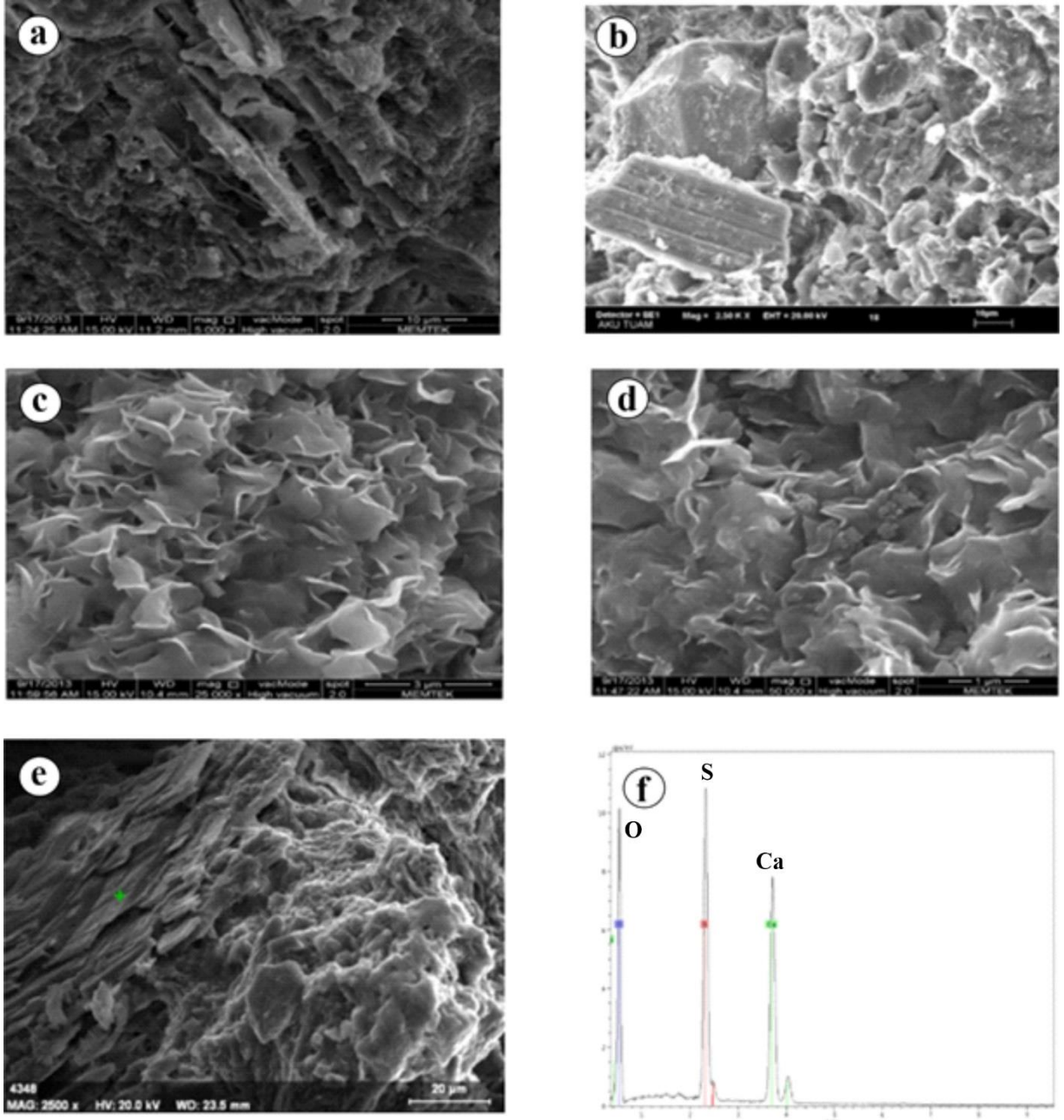
Şekil 5. Na-montmorillonit kil boyutu x-ışınları difraktogramları.

Figure 5. The x-ray diffraction patterns of Na-montmorillonite clay particle sizes.

Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri

Taramalı elektron mikroskop incelemelerinde montmorillonit-baydellit serilerinde en yaygın morfoloji kıvrımlı-dalgalı yapraksal morfolojidir (Anderson ve Reynolds, 1966; Güven ve Peace, 1975). Diğer taraftan; gül şekilli (rosetta-shaped) morfoloji montmorillonitin volkanik camdan itibaren oluşmaya başladığı evreyi işaret eder (Henning ve Störr, 1986). Bal peteği (honey comb) morfolojisi ise boşluklardaki dehidratasyona bağlı olarak oluşmaktadır (Christidis vd., 1995). Koşuburnu bentonit örneklerinde yapılan SEM incelemelerinde; volkanik camdan smektite dönüşümün gerçekleştiğini gösteren psödomorfik yapılar (Şekil 6a) ve Wyoming tipi bentonitlerde tipik olarak gözlenen ve (volkanik camdan itibaren) smektit oluşumunun ilk evresini yansıtan gül şekilli (rosetta-shaped) morfoloji; bentonit ile volkaniklerin sınır bölgelerine yakın kesimlerdeki örneklerde (Şekil 6c) gözlenmiştir. Bunun dışında tüflerin boşluklarındaki dehidratasyona bağlı olarak gelişen bal peteği benzeri globüler smektit morfolojisi belirlenmiştir. Diğer taraftan; feldspatların dissolüsyonu ile smektit gelişimi özellikle XRD incelemelerinde feldspat tespit edilen örneklerde gözlenmektedir (Şekil 6b). EDX analizlerinde SO_4 yönünden zengin olan ve bentonit alt seviyelerindeki örneklerde belirlenen mineral oluşumlarının bir kısmı anhidrit (Şekil 6 d, e,f) olarak

belirlenmiş, SO_4 fazlalığının ise anhidrit/jips oluşum süreci ile ilişkili olabileceği öngörülmüştür.



Şekil 6. Bentonitlerin SEM görüntüleri. (a) Volkanik camın smektite yerdeğişimi sonucu oluşan psödomorfik yapılar ve ipliksi illit. (b) Feldspat üzerinde smektite dönüşüm. (c) Gül şekilli (rosetta-shaped) morfoloji. (d) Smektitin illite dönüşümü. (e) Anhidrit minerali. (f) EDX (CaO: % 43.47, SO_3 : % 56.53).

Figure 6: SEM images of bentonites. a) Pseudomorphic structures and fibrous illite resulting from the smectite alteration of volcanic glass. b) Smectite transformation on feldspar. c) Rosette-shaped morphology. d) Smectite to illite transformation. e) Anhydrite mineral. f) EDX (CaO: %43.47, SO₃: %56.53).

JEOKİMYA

Bentonite dönüşüm sırasında gelişen alterasyonun özellikleri ve bentonitleşme sırasında gerçekleşen element hareketliliğini belirleyebilmek için inceleme bölgesinden derlenen 10 adet örneğin kimyasal analizleri yapılmıştır. Ana kaya (FB1) ve bentonit örneklerinin (9 adet) ana element, eser element, nadir toprak element içerikleri ve bazı parametreler Çizelge 1’de, alterasyon indeksleri Çizelge 2’de verilmiştir.

Ana Elementler

Koşuburnu bentonitlerinde SiO₂ değerleri %51.39 ile %54.60; Al₂O₃ değerleri %12.46 ile %18.85; MgO değerleri %2.82 ile % 6.90; CaO değerleri % 1.69 ile % 6.04 arasında; ateş kaybı (A.K) ise %16.3 ile %21.2 arasında değişmektedir (Çizelge 1). Kimyasal Ayrışma İndeksi (CIA) = $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]\times 100$ şeklinde ifade edilir ve ana kayacın kimyasal ayrışma derecesi ile ilişkili olup, feldspatların kile dönüşüm ölçüsü olarak kullanılır. CIA değerleri, kil minerallerinin artışına bağlı olarak artış gösterir ve 60-80 arasındaki CIA değerleri orta derecede alterasyona, 80 üzerindeki değerler ise yüksek derecede alterasyona işaret eder (Nesbitt ve Young, 1982; Othmann vd., 2022). İncelenen örneklerdeki CIA değerleri 66.13 ile 88.67 arasında değişim gösterir (Çizelge 2). Buna göre; örneklerin CIA değerleri kimyasal ayrışma derecesinin orta-yüksek olduğunu ve feldspatların bozularak kile dönüştüğünü ifade eder. SEM incelemelerinde feldspat üzerinde gelişen smektitlerin belirlenmesi bu durumu desteklemektedir. Diğer taraftan; FB₁₋₆ örneklerinde 86.90 ile 88.67 arasında değişim gösteren CIA değerleri, FBC₁₋₄ örneklerinin CIA değerlerinden (66.13-78.45) daha yüksektir ve FB₁₋₆ örneklerinde killeşme daha fazladır.

Alterasyon indekslerinden Ishikawa İndeksi (AI)= $100 (\text{K}_2\text{O} + \text{MgO}) / (\text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$; serisit ve klorit alterasyon şiddeti ve hidrotermal alterasyon sisteminde plajiyoklas mineralinin bozunmasının belirlenmesinde kullanılır (Ishikawa vd., 1976). Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi (CCPI) = $100 (\text{MgO}+\text{FeO}) / (\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ise, Fe veya Mg yönünden

zengin minerallerin (yoğun) alterasyonu ile ilişkilendirilir (Large vd., 2001). Buna bağlı olarak Ishikawa İndeksi (AI) ile Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi (CCPI) arasındaki ilişkiyi yansıtan “alterasyon kutusu” diyagramı, alterasyon şiddeti ve diyajenetik alterasyon ile hidrotermal alterasyon ayırımında kullanılmaktadır.

AI değerleri 50’den büyük olduğu zaman, hidrotermal alterasyon etkisinden bahsedilir (Siritongham vd., 2020). İnceleme konusu bentonit örneklerindeki (AI) değerleri 44.21 ile 92.87 arasında; (CCPI) değerleri ise 79.16 ile 95.98 arasında değişim gösterir. Gerek (AI) ve gerekse (CCPI) değerleri FB₂, FB₃, FB₄, FB₅ ve FB₆ örneklerinde daha yüksek olup, FB₁₋₆ örneklerinde alterasyon şiddetinin daha yüksek olduğunu göstermektedir (Çizelge 2). Diğer taraftan; FBC₂ örneği hariç diğer örneklerde 50’nin üzerinde olan (AI) değerleri, hidrotermal alterasyonu işaret etmektedir. Aynı şekilde AI-CCPI “alterasyon kutusu” diyagramına göre örneklerin dağılımları, hidrotermal alterasyonu yansıtan bir dağılım sergiler (Şekil 7).

Koşuburnu bentonit örneklerinin ana kayaca (FB₁) göre normalize edilmiş ana element içeriklerinin dağılımına bakıldığında (Şekil 8a); alterasyon ile birlikte gerçekleşen element hareketliliğine bağlı olarak, MgO tüm örneklerde zenginleşirken Fe₂O₃, Na₂O, K₂O ve TiO₂ tüm örneklerde fakirleşmiştir. En fazla kayıp Na₂O’da meydana gelmiş, bunu sırasıyla K₂O, TiO₂ ve Fe₂O₃ izlemiştir. CaO bir örnekte zenginleşirken diğer örneklerde fakirleşmiş, Al₂O₃ izafi zenginleşme göstermiştir (Şekil 8a).

Koşuburnu bentoniti içindeki tespit edilen α -kristobalit, opal-C ve kuvars ortamdaki kalıntı serbest silisin doğrudan çökmesi ile ilişkili olmalıdır. Al, volkanik kül’ün kimyasal ayrışması, taşınması ve diyajenezi sırasında çoğunlukla immobil davranır. Al’un bentonitte zenginleşmesi ise çoğunlukla alterasyon esnasında erimeyen kalıntı malzemede birikme (yerinde zenginleşme) şeklinde gerçekleşir (Christidis, 1998; Kiipli vd., 2017; Hong vd., 2019). Diğer taraftan; volkanik camın dönüşümü sırasında Al’un kil mineralleri yapısına girmesi sonucunda bentonitte Al zenginleşmesi gerçekleşebilir (Broxton vd., 1987; Altaner ve Grim, 1990). İncelenen örneklerdeki kısmi Al zenginleşmesinin, yerinde zenginleşme ve Al’un yeni oluşan kil minerallerinin yapısına girmesi nedeniyle gerçekleşmiş görünmektedir. XRD ve SEM incelemelerinde belirlenen feldspat, smektit, kaolinit gibi mineraller bu durumu desteklemektedir. Düşük miktarda Mg içeren asidik volkanik kayaların bentonite dönüşümünde bentonitleşme ortamına sıvı faz ile yeterli Mg getirimi sağlanması gerekir ve bu Mg, gerek bentonitleşen ana kayalardan ve gerekse dış kaynaklı getirim şeklinde

olabilmektedir (Christidis, 1998; Christidis ve Dunham, 1997; Namayandeh vd., 2020). İnceleme konusu bentonit örneklerinde ana kayaca göre dereceli olarak 1.29 ile 3.17 kat zenginleşen MgO, dış kaynaklı zenginleşmeye işaret eder ve Mg'un bir kısmı smektit oktaedral yapısında tutulmuş bir kısmı da örneklerde belirlenen dolomit oluşumunda kullanılmıştır.

Volkanik külün transformasyonu sırasında; smektit veya zeolit oluşumunu alkali elementler kontrol eder (Christidis vd., 1995; Hay ve Guldman, 1987). Buna göre alkaliler ortamdaki taşınmaz ise $(Na^+ + K^+) / (H^+)$ oranı yükselir ve smektit yerine zeolit oluşur. Koşuburnu bentonit örneklerinin ana kayaca göre normalize edilmiş diyagramında alkalilerin kayba uğraması ve bentonitte zeolit minerali tespit edilmeyişi; alterasyon ile birlikte alkalilerin sistemden taşındığını gösterir. Tüketilen Ca; Ca-montmorillonit ve kalsit, tüketilen Na; Na-montmorillonit ve tüketilen K ise illit oluşumunda kullanılmış olmalıdır. TiO_2 ; bentonit oluşumu sırasında immobil davranır (Zielinski, 1985; Kiipli vd., 2017). Mobil olması, oluşum ortamındaki (özellikle hidrotermal alterasyon ortamında) pH'a bağlıdır ve hidroksit $(Ti(OH)_4)$ olarak asit ortamda (pH: 5-6) Al_2O_3 'e göre daha fazla eriyebilir (Loughnan, 1969; Finlow-Bates ve Stumpf, 1981).

Tablo 1. Koşuburnu bentoniti tüm kayacın kimyasal analiz sonuçları (A.K: Ateş kaybı, FB₁: Ana kaya, FB₂₋₆ ve FBC₁₋₄: Bentonit).

Table 1. Chemical analysis results of the Koşuburnu bentonite whole rock (LOI: Loss of Ignition, FB₁: Parent rock, FB₂₋₆ and FBC₁₋₄: Bentonite).

Ana Elementler (% ağırlık)										
Örnek	FB ₁	FB ₂	FB ₃	FB ₄	FB ₅	FB ₆	FBC ₁	FBC ₂	FBC ₃	FBC ₄
SiO ₂	56.97	52.98	53.82	53.57	54.35	53.71	54.6	54.33	51.39	52.7
Al ₂ O ₃	14.93	16.44	16.68	16.72	16.99	16.6	16.5	18.85	12.46	14.47
Fe ₂ O ₃	5.74	2.55	2.76	2.74	2.64	2.65	1.77	1.94	1.37	1.54
MgO	2.17	5.6	5.57	5.7	5.31	5.78	4.73	2.82	6.9	5.97
CaO	5.22	1.88	1.74	1.69	1.75	1.65	3.75	4.1	6.04	3.93
Na ₂ O	2.09	0.15	0.18	0.12	0.17	0.12	0.26	0.43	0.07	0.09
K ₂ O	2.88	0.38	0.45	0.34	0.64	0.35	0.52	0.77	0.27	0.28
TiO ₂	0.59	0.32	0.34	0.34	0.34	0.34	0.15	0.22	0.08	0.09
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.06	0.06	0.04	0.07	0.02	0.04	0.01	0.01
MnO	0.14	0.09	0.09	0.08	0.05	0.08	0.04	0.02	0.03	0.06
Cr ₂ O ₃	0.002	0.002	0.004	0.005	0.004	0.004	0.002	0.003	0.002	0.002
A.K	9	19.3	18	18.22	17.4	18.4	17.5	16.3	21.2	20.6
Toplam	99.82	99.75	99.74	99.6	99.73	99.72	99.8	99.84	99.82	99.79
Eser Elementler (ppm)										
Ba	500	361	365	327	419	413	419	550	105	129
Be	1	4	6	3	6	4	1	1	1	3
Co	7.6	3	2.7	3.3	2.4	3.2	4.2	4.8	0.9	0.9
Cs	1.2	4.3	3.6	3.3	2.8	5.3	23.8	41.5	10.4	6.4

Büyükkahraman ve Çoban, 2024

Ga	15.5	16.1	16.1	16.1	14.5	15.2	17.6	18.3	12.4	12.8
Hf	3.6	10.4	10.9	11.7	11.9	11.1	4.6	4.8	3.9	4.7
Nb	9.6	21.3	21.6	22.7	21.7	21	23.5	25.6	17	18.5
Rb	83.3	16.9	29.3	16.9	15.4	20	35.1	52.8	15.5	16.9
Sn	2	4	3	4	3	3	5	4	5	6
Sr	205.9	93.8	88.9	87.6	93.7	89.1	113.7	93.8	139.4	113.7
Ta	0.7	1.5	1.3	1.5	1.8	1.5	2.1	2.7	1.6	1.9
Th	8.8	50.2	50.3	49.9	51.4	49.7	36.8	35.8	34.5	39.4
U	1.9	1.2	1	1.4	2.1	1.2	1.2	1.5	2.2	0.8
V	99	34	33	32	28	33	29	39	14	22
W	1.4	1.8	1.4	15.4	4.2	3.1	2.8	3.4	1	2.1
Zr	133.3	379.8	410	439.1	443.4	420	118.6	101.3	98.1	106.5
Y	21	25.5	23.8	25.4	19.7	25.7	32.1	34.9	28.5	30.8
Mo	2.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cu	11.2	6.6	6.8	154	51.8	23.8	22	25.6	7.1	13.8
Pb	7.2	44	39.3	40.1	29.9	38.3	44.2	30.7	42.8	46.9
Zn	41	20	22	702	146	84	152	40	46	162
Ni	2.1	5.9	6.6	6.6	8	4.8	8.1	10.1	3.7	7.5
As	2.1	2.8	2.1	1.3	1.3	2	22.7	28.4	19.3	14.5
Au(ppb)	3.5	1.5	0.5	4.9	0.5	1.1	0.5	0.5	0.5	0.1
Nadir Toprak Elementleri (ppm)										
La	24.2	75.9	74.8	81	72.2	81.2	24.9	16.5	28.8	28.9
Ce	46.3	149.7	145.5	146.5	120.6	147.8	49.6	36.6	52.9	63.4
Pr	5.14	15.43	15.72	15.9	14.56	16.47	5.59	4.19	6.38	6.42
Nd	19.4	52.7	54.8	55	48.7	58.5	21.1	15.2	23.7	21.9
Sm	3.94	8.5	8.6	8.67	7.57	9.12	4.73	4.17	5.61	5.47
Eu	0.99	1.57	1.63	1.7	1.49	1.79	0.49	0.7	0.33	0.31
Gd	3.75	6.32	7.16	7.45	5.77	6.97	5.26	4.57	5.29	5.27
Tb	0.61	0.85	0.85	0.9	0.74	0.89	0.88	0.89	0.76	0.96
Dy	3.34	4.51	4.58	4.46	3.82	4.81	4.69	5.67	4.18	5.21
Ho	0.78	0.92	0.95	0.83	0.65	0.96	1.01	1.24	0.86	1.12
Er	2.17	2.84	2.76	2.59	1.98	2.62	3.32	3.62	2.85	3.3
Tm	0.37	0.44	0.44	0.39	0.32	0.45	0.51	0.57	0.44	0.5
Yb	2.27	2.71	2.8	2.86	2.18	2.99	3.71	2.01	3.24	3.57
Lu	0.38	0.43	0.43	0.44	0.33	0.42	0.56	0.65	0.49	0.52
ΣREE	134.64	348.32	344.82	354.07	300.61	360.19	158.45	131.48	162.33	177.65
LREE	103.72	310.12	308.21	316.20	270.89	321.85	111.67	81.93	123.01	131.67
HREE	30.92	38.20	36.61	37.87	29.72	38.34	46.78	49.55	39.32	45.98
LREE/HREE	3.35	8.12	8.42	8.35	9.11	8.39	2.39	1.65	3.13	2.17
HFSE	147.2	413	444	475	479	454	149	134.4	121	132
LILE	803.34	2055	2356	1847.5	3189	1982	2751	3728	1382	1428
(La/Yb) _{CN}	7.64	20.08	19.15	20.31	23.75	19.47	4.81	5.89	6.37	5.80
(Eu) _N	17.07	27.07	28.10	29.31	25.69	30.86	8.45	12.07	5.69	3.34
Eu*	22	43.15	45.53	46.46	38.78	46.77	28.26	24.75	31.21	30.70
Eu/Eu*	0.79	0.65	0.62	0.64	0.69	0.68	0.30	0.49	0.19	0.11
Ce/Ce*	1.01	1.07	1.04	1.00	0.92	0.99	1.03	1.08	0.96	1.14
Zr/Hf	37.02	36.46	37.61	37.52	37.26	37.83	25.78	21.10	25.15	22.65
Th/U	4.63	41.83	50.30	35.64	24.47	41.41	30.66	23.86	15.68	49.25
ΣREE	134.64	348.32	344.82	354.07	300.61	360.19	158.45	131.48	162.33	177.65

HFSE: Hf, Zr, Nb, Ta; LILE: K, Rb, Sr, Cs, Ba

Tablo 2. Bentonit örneklerinin; AI: Ishikawa İndeksi; CCPI: Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi ve CIA: Kimyasal ayrışma indeksi değerleri.

Table 2. The values of AI: Ishikawa Index, CCPI: Chlorite-Carbonate-Pyrite Index, and CIA:

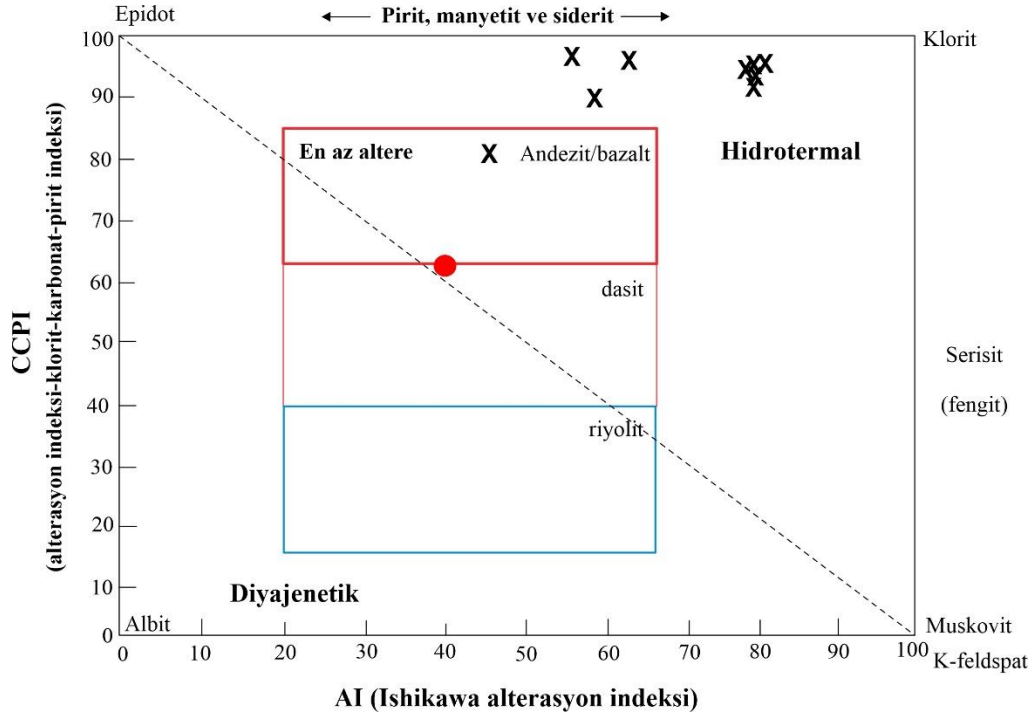
Chemical Index of Alteration for the bentonite samples.

Örnek	FB ₂	FB ₃	FB ₄	FB ₅	FB ₆	FBC ₁	FBC ₂	FBC ₃	FBC ₄
(AI)	74.65	75.84	76.94	75.60	92.87	56.69	44.21	53.99	60.85
(CCPI)	93.70	92.74	94.66	90.45	94.55	89.01	79.16	95.98	95.20
(CIA)	87.21	87.56	88.60	86.90	88.67	78.45	78.05	66.13	77.09

İnceleme konusu bentonit örneklerinde TiO₂ alterasyon ile birlikte mobilize olmuş ve ilerleyen alterasyona bağlı olarak sistemden taşınmıştır (Şekil 8a). İnceleme konusu bentonit örneklerinin ateş kaybı (LOI)'ndaki %16.5 ile %21.2 arasındaki değişimler bentonit oluşumu esnasında (küçük) fiziko-kimyasal değişimlere ve yeni oluşan tabakalı silikat minerallerine işaret ediyor olmalıdır.

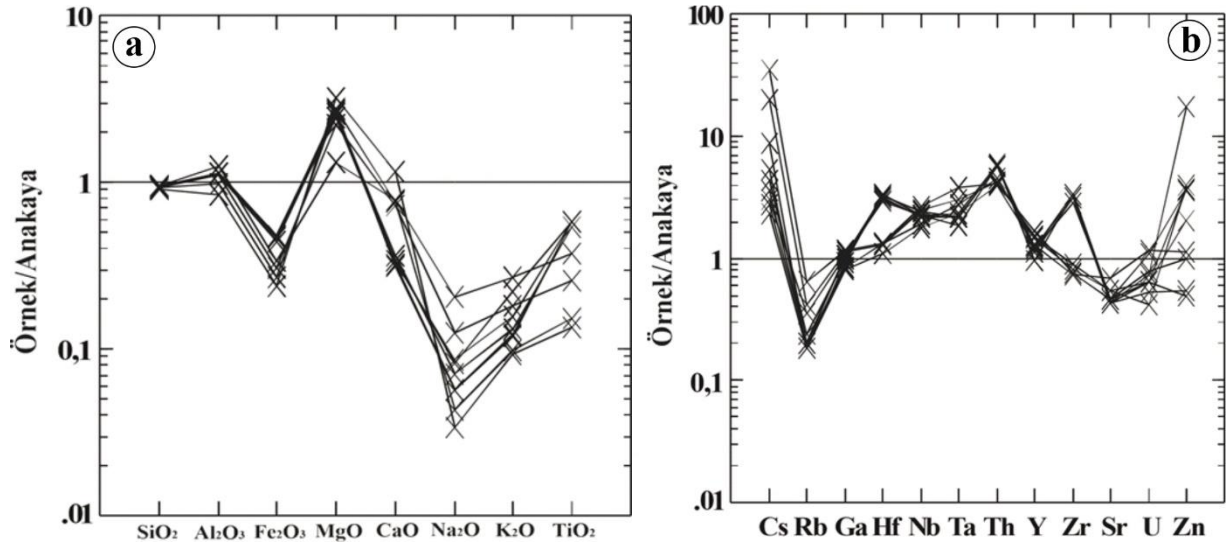
Eser Elementler

Eser elementlerin mobilitesi, alterasyon ortamının fizikokimyasal şartları (ph, Eh, tuzluluk) ve immobil elementlerin yeniden dağıtılması ile kontrol edilir ve güçlü eser element değişkenliği altere malzemenin farklı alterasyon derecelerine maruz kaldığına işaret eder (Muchangos, 2000; Hong vd., 2019). Zr, Hf, Nb, Ta, Ti ve Th gibi (HFSE) grubu elementler (genellikle jeolojik ortamların çoğunda hareketsiz olarak kabul edilir (Christidis, 1998; Zielinski, 1985; Kipli vd., 2017).



Şekil 7. İnceleme konusu örneklerin CCPI (Klorit-Karbonat-Pirit İndeksi)-AI (Ishikawa Alterasyon İndeksi) diyagramındaki dağılımları (Large vd., 2001; Siritongkham vd., 2020). (İçi dolu yuvarlak FB₁ ana kaya).

Figure 7. The distribution of the studied samples on the CCPI (Chlorite-Carbonate-Pyrite Index)-AI (Ishikawa Alteration Index) diagram (Large et al., 2001; Siritonkham et al., 2020). Solid circle represents the FB₁ parent rock.



Şekil 8. Bentonite dönüşüm sırasında; (ana kayaya göre) a) ana elementlerin, b) bazı eser elementlerin değişim diyagramları.

Figure 8. During bentonite transformation relative to the parent rock, a) Change diagrams of major elements, b) Change diagram of some trace elements.

Bununla beraber klor, flor gibi halojenlerin etkisi ile sıvı tabanlı sistemlerde HFSE hareketli davranır ve hidrotermal ortamlarda çeşitli sıvılar tarafından taşınır (Jiang vd., 2005; Marschall vd., 2013). Diğer taraftan; hidrotermal alterasyon etkisi ile bentonitleşme sürecinde HFSE hareketliliğine dair çeşitli çalışmalar mevcuttur (Decher, 1996; Caballero vd., 2005; Ddani vd., 2005; Yıldız ve Kuşçu, 2007; Karakaya vd., 2011). Sr, Ba, Rb, Cs, Pb, K gibi büyük iyon yarıçaplı elementler (LILE), sulu ortamlarda yüksek oranda mobil davranır ve sıvılar tarafından (özellikle Ba) kolayca taşınır (Zielinski, 1985; Hong vd., 2019; Motoki vd., 2015). Volkanik kül bileşimindeki biyotit ve feldspatlar Ba ve Sr için esas kaynaktır.

Alterasyon ile birlikte feldspat ve mikaların çözünmesine bağlı olarak serbest kalan Ba ve Sr bentonit yüzeyi üzerine sorption mekanizmasıyla tutunur (Renock vd., 2016; Nesbitt vd., 1980; Hodson, 2002). Diğer taraftan; volkanik kayaların bentonite dönüşümünde Ba ve Rb kayba uğrarken Zr ve Nb altere ürünlerde zenginleşir (Nesbitt ve Young, 1982). Koşuburnu bentonitine ait bazı eser element sonuçları, HFSE ve LILE içerikleri Çizelge 1'de; eser elementlerin ana kayaca göre normalize edilmiş değişim diyagramı Şekil 8b'de verilmiştir. Örneklerdeki HFSE miktarları 121 ppm ile 479 ppm arasında değişir. FB2-6 örneklerinde ortalama 453 ppm, FBC1-4 örneklerinde ise ortalama 134 ppm'dir. Buna göre FB2-6 örneklerindeki HFSE ana kayaya göre 3 kat zenginleşmiş; FBC1-4 örneklerinde ise izafi fakirleşme olmuştur. Örneklerdeki LILE değerleri 1382 ppm ile 3728 ppm arasında değişir (ort. 2300 ppm). FBC2-6 örneklerinde ana kayaca göre ortalama 2.84 kat, FB1-4 örneklerinde ise ortalama 2.88 kat LILE zenginleşmesi gerçekleşmiştir (Çizelge 1).

Koşuburnu bentonit örneklerinin ana kayaca göre normalize edilmiş eser element içeriklerindeki değişime bakıldığında, Rb, Sr ve U kaybı gerçekleşirken, Cs, Hf, Nb, Ta, Th, Y ve Zn zenginleşmesi meydana gelmiş, Ga ise immobil davranmıştır (Şekil 8b). En fazla zenginleşen Cs olmuş ve onu sırasıyla Th, Nb, Ta ve Zr izlemiştir. En fazla kayıp ise Rb'da gerçekleşmiştir. Alterasyon ile birlikte tuf içindeki özellikle feldspat ve biyotitlerin

ayrışmasına bağlı olarak Ba ve Rb mobilize olarak sistemden taşınırken, Sr örneklerin bir kısmında belirlenen stronsiyanit oluşumunda kullanılmış olmalıdır.

Cs genellikle mineral (alkali feldspat, biyotit, illit) yapılarındaki K'nın yerini alır ve bentonit örneklerinde zenginleşir. Su yönünden zengin çözeltilerde ise diğer LILE elementlerine (K, Rb, Sr, Ba) göre daha fazla mobilize olarak taşınır (Bebout vd., 2007). Na-montmorillonit büyük bir ara katman boşluğuna sahip olduğu için Cs'yi absorbe edebilir (Coppin vd., 2002; Konya vd., 2005). Koşuburnu bentonit örneklerinde Cs miktarı, 2.8 ppm ile 41.5 ppm arasında değişir (Çizelge 1) ve ana kayaya göre FB2-6 örneklerinde ortalama 3.2 kat, FBC1-4 örneklerinde ise 17 kat, benzer olarak FBC1-4 örneklerinde felsik üst kabuk Cs: 4.9 ppm (Rudnick ve Gao, 2003) içeriğine göre 8 kat zenginleşme göstermiştir.

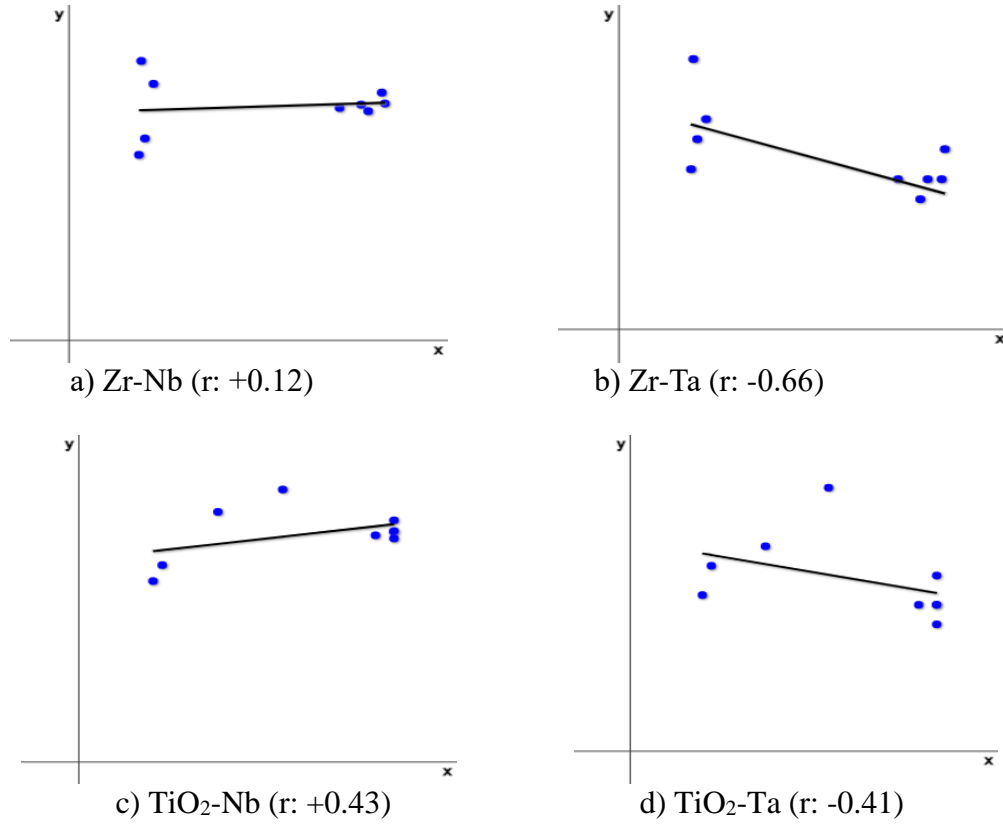
Gerek ana kaya ve gerekse felsik üst kabuğa göre Cs'deki yüksek zenginleşme dış kaynaklı (hidrotermal) zenginleşmeye işaret etmektedir (Malek-Mahmoodi vd., 2013). Buna göre; inceleme bölgesinde ana kayalardan çözünen Cs, hidrotermal çözeltiler yoluyla taşınmış ve kation değiştirme yoluyla montmorillonit ve illit bileşiminde tutulmuştur. XRD incelemelerinde belirlenen Na-montmorillonit Koşuburnu bentonitindeki Cs zenginleşmesinde daha fazla rol oynamıştır.

Nb ve Ta; başlıca biyotit, piroksen, amfibol, anatas, rutil, zirkon, sfen, ilmenit gibi mineraller içinde bulunur ve hidrotermal çözeltilerle mobilize olarak taşınır (Raymond vd., 1968; Wang vd., 2021; Finkelman vd., 2019). Katı fazlardan çözünen Nb ve Ta; özellikle zirkon kristal yapısına girebilir (Belousova vd., 2002). Bentonit örneklerindeki Nb ana kayaya göre ortalama 2.22 kat; Ta ise 2.56 kat zenginleşme göstermiştir. Örneklerdeki Nb ve Ta zenginleşmesinin belirlenebilmesi için Zr-Nb, Zr-Ta ve TiO₂-Nb, TiO₂-Ta diyagramları çizilmiştir (Şekil 9). Zr ile Nb arasında zayıf pozitif korelasyon (r: +0.12), TiO₂ ile Nb arasında orta pozitif korelasyon (r: +0.43) bulunmaktadır. Örneklerdeki Nb, zirkondan ziyade Ti içeren minerallerde (sfen, rutil, ilmenit, vb) tutulmuştur. Zr-Ta arasındaki orta negatif korelasyon (r: -0.66) ve TiO₂-Ta arasındaki orta negatif korelasyon (r: -0.41) Ta'nın mika tarafından tutulduğuna işaret ediyor olmalıdır. Koşuburnu bentonit örneklerindeki Nb ve Ta zenginleşmesi; ana kayalarda zirkon ve Ti içeren minerallerden hidrotermal çözeltiler ile çözünen Nb ve mikadan çözünen Ta'nın hidrotermal çözeltiler yoluyla taşınarak bentonitte yeniden dağıtılması ile ilişkili olmalıdır (Wang vd., 2021).

Riyolitik-andezitik karakterli volkanik kayaların alkali, F ve S₀₄ içeren çözeltiler ile hidrotermal alterasyonu sonucunda altere üründe Zr zenginleşmesi meydana gelir. Bu zenginleşme; kayalardaki sodik piroksen, amfibol ve mikaların hidrotermal çözeltiler etkisiyle ayrılarak bu minerallerdeki Zr'nin serbest kalması, Zr yönünden zenginleşen çözeltilerin Zr'yi taşıyıp yeniden çökeltmesi ile meydana gelebilmektedir (Pandarinatha vd., 2008). Diğer taraftan; hidrotermal çözeltiler neojenik minerallerin yüzeylerine Hf absorpsiyonu yapar [83]. İnceleme bölgesinde gerçekleşen alterasyon sonucunda Hf, FB2-6 numaralı bentonit örneklerinde ana kayaca (FB1) göre ortalama 3 kat, FBC1-4 örneklerinde yaklaşık 1.5 kat zenginleşirken; Zr, FB2-6 örneklerinde 3 kat zenginleşmiş, FBC1-4 örneklerinde ise yaklaşık % 20 oranında kayba uğramıştır (Çizelge 1, Şekil 8b).

Diğer taraftan; örneklerdeki Zr miktarı kondritlere göre (Kondrit Zr: 3.87 ppm (Sun ve McDonough, 1989) 27.41 (FBC1-4 örnekleri) ile 113.49 kat (FB2-6 örnekleri) arasında değişen oranlarda (ortalama 70.45) zenginleşmiştir. Özellikle Zr'deki bu zenginleşme; inceleme alanındaki KD-GB yönlü faylar yoluyla yükselen hidrotermal çözeltilerin, serpantinize peridotit ve tüflerdeki piroksen, amfibol ve mika minerallerini ayrıştırarak minerallerden çözünen Zr'nin çözeltilere katılması ve Zr (aynı zamanda Hf) yönünden zenginleşen çözeltilerin tüfleri ayrıştırma sürecinde (smektit oluşumu) Zr'nin yeniden dağılımı-çökelişi sonucunda meydana gelmiş olmalıdır.

Ayrıca Zr'nin bu şekilde zenginleşmesi bentonit örneklerindeki REE zenginleşmesine neden olmuştur. Kondritik Zr/Hf oranı 36.6 ± 2.9 olarak verilir ve bu değerden uzak Zr/Hf oranı hidrotermal değişime uğramış kayalar için geçerlidir (Iveson vd., 2018). Benzer olarak Zr/Hf oranı andezitik kayalarda yaklaşık 40 ppm'dir (Gill, 1987). Zr/Hf oranı ana kayada 37.02 olup, hidrotermal alterasyonu işaret eder. Diğer taraftan; Zr/Hf oranları FBC2-6 örneklerinde 36.46 ile 37.83 arasında (ort. 37.33), FB1-4 örneklerinde ise 21.10 ile 25.78 arasında değişir (ort. 23.67). Zr/Hf oranlarındaki bu değişim altere olan ana kayaların (riyolitik-dazitik-andezitik) bileşimsel değişimini ve değişik alterasyon işlemlerinin gerçekleştiğini yansıtır (Karakaya vd., 2011).



Şekil 9. a) Zr-Nb b) Zr-Ta c) TiO₂-Nb d) TiO₂-Ta diyagramları.

Figure 9. a) Zr-Nb b) Zr-Ta c) TiO₂-Nb d) TiO₂-Ta diagrams.

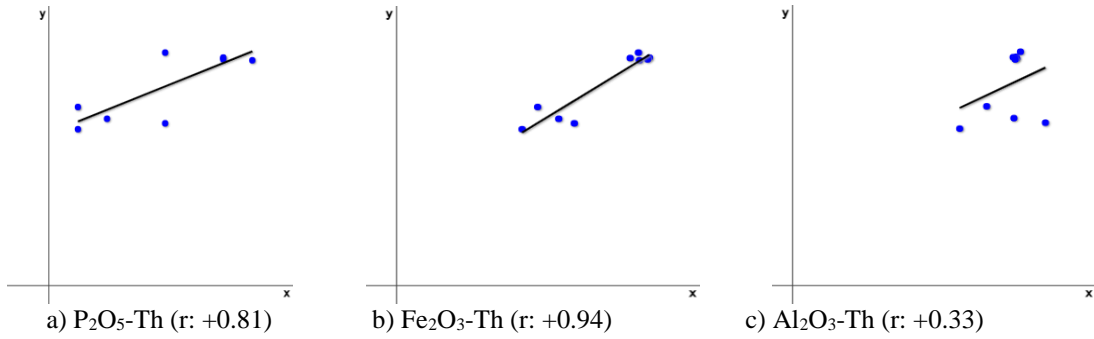
Y; alterasyon gelişiminde ağır nadir toprak elementleri (HREE)'nin durumu hakkında bilgi verir (Lipin ve McKay, 1989). İncelenen örneklerde ilerleyen alterasyon ile birlikte Y, HREE ile birlikte davranmış ve bentonit içinde zenginleşmiştir. Zn zenginleşmeleri ise yapısal birleşme yoluyla (dış kaynaklı) gerçekleşmiş olmalıdır. Bunun dışında kısmi Cu ve Pb artışları hidrotermal süreçler ile ilgili olmalıdır (Çizelge 1).

Th ve U genellikle dış süreçler tarafından fraksiyonlaştırılır (Wedepohl, 1978). Düşük ila orta sıcaklıklarda (<200°C), jeolojik olarak önemli uranyum konsantrasyonları (>0.01-1 ppm) sadece yüksek derecede okside edilmiş sıvılarda taşınabilir ve alterasyonun ilk evresine ait Mg fakir, Fe zengin hidrotermal çözeltiler alkalin çözeltilerdir (Skirrow vd., 2009).

Meteorik su katkısı olan bu çözeltilerde pH 6.5'ten 3.5-5.5'e düştüğünde oksidasyon yükselir ve bu çözeltilerin etkilemiş olduğu altere üründe U kaybı gerçekleşir (Ni ve Jin, 1992; Zhong vd., 2023). Benzer olarak pH'sı 6'dan düşük hidrotermal çözeltide oksidasyon durumunda

(örn. hematit varlığı) U çözünerek V ile birlikte sistemden taşınır (Zhong vd., 2023). İnceleme konusu bentonit örneklerinde Th, 34.5 ppm ile 51.4 ppm arasında, U ise 0.8 ppm ile 2.1 ppm arasında değişir. Th/U oranları ise 15.68 ile 50.30 arasındadır (Çizelge 1).

Koşuburnu bentonit örneklerinde alterasyon ile birlikte ana kayaya göre dereceli bir U kaybı gerçekleşmiş buna karşın; örnekler Th yönünden zenginleşmiştir (Şekil 8b). Yüksek Th/U oranları oksidasyon koşullarını yansıtır ve bu durumda U, Th'a göre daha fazla erir (Rivas ve diğ., 2018). Örneklerdeki yüksek Th/U oranları ve Th zenginleşmesi oksidasyon koşullarını yansıtır. Altere üründeki Th zenginleşmesi ikincil mineraller tarafından Th tutulması ile ilişkilidir ve bu anlamda en yaygın Th kaynağı monazit [(Ce, Y, La, Th) PO₄] olarak bilinir (Short, 1989). Bu çerçevede Al₂O₃-Th, Fe₂O₃-Th ve P₂O₅-Th arasındaki ilişki incelenmiş ve Fe₂O₃-Th (r: +0.94) ve P₂O₅-Th (r: +0.81) arasında yüksek pozitif ilişki, Al₂O₃-Th arasında ise orta pozitif ilişki (r: +0.33) olduğu belirlenmiştir. (Şekil 10). Buna göre; Koşuburnu bentonitindeki Th zenginleşmesinde sırasıyla hematit, monazit ve kil mineralleri rol oynamıştır.



Şekil 10. a) P₂O₅-Th, b) Fe₂O₃-Th, c) Al₂O₃-Th diyagramları.

Figure 10. a) P₂O₅-Th, b) Fe₂O₃-Th, c) Al₂O₃-Th diagrams.

Nadir Toprak Elementleri (REE)

Alterasyon sırasında nadir toprak elementleri (REE)'nin davranışı başlıca ana kayaların özellikleri ve alterasyon ortamının fiziko-kimyasal koşullarına bağlıdır (Nesbitt, 1979; Muchangos, 2006). Hafif nadir toprak elementleri (LREE) asidik koşullarda mobilize olurken, ağır nadir toprak elementleri (HREE) alkalın koşullarda mobilize olur (Christidis ve Huff, 2009; Pandarinatha vd., 2008; Nesbitt, 1979). Bundan dolayı pH'sı yüksek olan sıvılar

HREE'nin mobilize olmasına ve $(La/Yb)_{CN}$ oranının artmasına neden olur. Asit-ortaç bileşimli volkanik kayaların bentonitleşmesi sırasında; bentonitte LREE, HREE'ye göre daha fazla zenginleşir ve negatif Eu anomalisi oluşur (Christidis ve Huff, 2009; Muchangos, 2006; Abedini vd., 2011), (Şekil 11a).

İnceleme bölgesindeki bentonitleşme sürecinde nadir toprak elementlerinin davranışını belirleyebilmek için; $(Fraksiyonlaşma\ Derecesi)=(La/Yb)_{CN}$ ile REE'nin ana kayaç ve kondrite göre normalize edilmiş diyagramları kullanılmıştır. LREE'nin HREE'ye göre konsantrasyonunu gösteren "REE fraksiyonlaşma derecesi"; $(La/Yb)_{CN}$ olarak ifade edilir ve $(La/Yb)_{CN}$ oranı büyüdükçe HREE'nin daha fazla mobilizasyonu söz konusudur (Goldstein ve Jacobsen, 1988; Kundal vd., 2022). $(La/Yb)_{CN}$ oranının Eu anomalisi ile birlikte değerlendirilmesi alterasyon ortam koşulları hakkında bilgi verir (Bau, 1991; Badurina ve Segvic, 2022). Diğer taraftan; Koşuburnu bentonitinin oluşumunu sağlayan ana kayacın belirlenebilmesi amacıyla Zr/TiO₂-Nb/Y diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977) kullanılmış ve bentonit oluşumuna neden olan ana kayaların kısmen riyolitik, ağırlıklı olarak trakiandezitik karakterli kayalar olduğu belirlenmiştir (Şekil 11b).

İnceleme konusu bentonit örneklerinde toplam REE 131.48 ppm ile 360.19 ppm arasında (ortalama 259.76 ppm) değişmekte olup, FB₂₋₆ örnekleri ile FBC₁₋₄ örneklerindeki miktarları farklıdır. FB₂₋₆ örneklerinde toplam REE 341.60 ppm; FBC₁₋₄ örneklerinde ise 157.47 ppm'dir. $(La/Yb)_{CN}$ değerleri FB₂₋₆ örneklerinde 23.75 ile 19.15 arasında değişir (ortalama 20.55). Bu oran FBC₁₋₄ örneklerinde ise 4.81 ile 6.37 arasındadır (ortalama 5.71) (Çizelge 1). FB₂₋₆ örneklerindeki $(La/Yb)_{CN}$ oranının FBC₁₋₄ örneklerinden büyük olması; yüksek pH'ya sahip sıvıların FB₂₋₆ örneklerindeki HREE'ni daha fazla fraksiyonlaştırdığını gösterir. Ana kayaca (FB1) göre normalize edilmiş diyagramda; bentonit örneklerinin ana kayaca göre LREE ve HREE yönünden genel olarak zenginleştiği, FB₂₋₆ örneklerindeki zenginleşmenin FBC₁₋₄ örneklerine göre daha fazla olduğu görülmektedir. Negatif Eu anomalisi ise FBC₁₋₄ örneklerinde daha fazladır (Şekil 9a). İnceleme konusu bentonit örneklerinde $\Sigma LREE/\Sigma HREE$ oranı FBC₁₋₄ örneklerinde 1.65 ile 3.13 arasında değişir (ortalama 2.34), FB₂₋₆ örneklerinde ise bu oran 8.12 ile 9.11 arasındadır (ortalama 8.48). Buna göre; FB₂₋₆ örnekleri diğerlerine göre LREE yönünden daha fazla zenginleşmiştir. Benzer olarak; kondrite göre normalize edilmiş diyagramda da örneklerin ΣREE yönünden zenginleştiği; LREE'deki zenginleşmenin HREE

zenginleşmesinden daha fazla olduğu ve negatif Eu anomalisi meydana geldiği görülür (Şekil 11c).

Ce ve Eu hariç tüm REE oksidasyon durumunda 3 değerlikli oluşurlar. Ce oksidasyon durumunda +4 değerlikli, Eu ise oksidasyon durumunda +2 değerliklidir ve bunlar diğerlerine göre (izafi) daha fazla fraksiyonlaşarak redoks koşulları altında pozitif ve negatif anomali oluştururlar (Bau, 1991; Ederfield, 1988). Eu ve Ce'deki değişim paleosedimanter ortam ve kil minerallerinin oluşumundaki işlemler hakkında bilgi verir (Christidis, 1998; Kiipli vd., 2017; Hong vd., 2019). Eu anomalisi genellikle $(Eu/Eu^*) = (Eu_N)/[(Sm_N + Tb_N)^{1/2}]$; Ce anomalisi ise $(Ce/Ce^*) = [(Ce_N)/(La_N + Pr_N)^{1/2}]$ şeklinde ifade edilir (Liao vd., 2016) ve Eu/Eu^* değeri 0.85'ten küçükse negatif anomali söz konusudur (Kundal vd., 2022). Negatif Eu anomalisi; yüksek LREE/HREE oranına sahip felsik karakterli kayalarda görülür ve feldspatın (plajiyoklas) alterasyonu ile ilişkilendirilir (Rudnick, 1992; Liao vd., 2016).

Ce ve Eu anomalilerini belirleyebilmek için, $(Eu/Eu^*) = [(Eu_N)/(Sm_N + Tb_N)^{1/2}]$ ve $(Ce/Ce^*) = [(Ce_N)/(La_N + Pr_N)^{1/2}]$ formülleri kullanılmıştır (N, kondrit normalize değerleri temsil eder ve kondrit değerleri (Sun ve McDonough, 1989)'dan alınmıştır).

Örneklerin (Eu/Eu^*) değerleri; FB₂₋₆ örneklerinde 0.62-0.69 arasında (ortalama: 0.65), FBC₁₋₄ örneklerinde ise 0.11 ile 0.49 arasında değişir (ortalama 0.27), ana kayada (FB₁) bu oran 0.79'dur. Buna göre; örneklerdeki Eu/Eu^* değerleri 0.85'ten küçük olup, negatif Eu anomalisi söz konusudur. Diğer taraftan; Eu kaybı örneklerde farklı oranlarda gerçekleşmiş olup, bu farklılık alterasyon ortamının redoks potansiyelindeki lokal değişimler ile ilgili olmalıdır. Benzer olarak Ce/Ce^* anomali miktarları FB₂₋₆ örneklerinde 0.92-1.07 arasında (ortalama: 1), FBC₁₋₄ örneklerinde ise 0.96 ile 1.14 arasında değişir (ortalama 1.05), ana kayada (FB₁) bu oran 1.01'dir. FB₂₋₆ örneklerindeki zenginleşme daha fazla olmuştur (Çizelge 1). Bentonitleşme sırasında bentonitte Ce zenginleşmesi oksidasyon koşullarında Ce^{3+} 'un Ce^{4+} 'a dönüşmesi sonucu gerçekleşir (McLennan, 1989). Örneklerde görülen Ce zenginleşmesi alterasyon sisteminde oksidasyon koşullarının (meteorik su katkısı ve yüzeye yakın alterasyon) varlığını ifade ediyor olmalıdır. Nadir toprak elementleri çözeltide genellikle, halojenler, oksit ve hidroksitlerle güçlü kompleksler; sülfat, karbonat ve fosfatlarla orta derecede güçlü kompleksler yaparak veya serbest iyonlar halinde bulunurlar. Çözeltideki sıcaklık artışı komplekslerin kararlılığını artırır (Cantrell ve Byrne, 1987; Wood, 1990a,b; Lewis vd., 1997).

Buna bağlı olarak, alterasyon ürünlerindeki kil mineralleri, apatit, monazit, xenotim gibi ikincil fosfat mineralleri, manganez oksit ve hidroksitleri ile demir oksit ve hidroksitleri, zirkon, sfen, allanit ve garnet mineralleri alterasyon ürünlerindeki nadir toprak elementlerinin zenginleşmesine neden olur (Nesbit, 1979; Aja, 1998; Lopez vd., 2005; Kanazawa ve Kamitani, 2006). Koşuburnu bentonit örneklerindeki REE'leri için potansiyel REE tutan minerallerin belirlenmesi amacıyla Σ REE ile, Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO ; LREE- P_2O_5 , HREE- P_2O_5 ; HREE-Zr, LREE-Zr ve HREE-Y arasındaki korelasyonları hesaplanmıştır (Şekil 12). Σ REE ile Al_2O_3 (r: + 0.22) ve SiO_2 (r: +0.12) arasındaki zayıf pozitif korelasyon varken; Σ REE ile Fe_2O_3 (r: +0.91), TiO_2 (r: +0.87) ve MnO (r: +0.89) arasında yüksek pozitif korelasyon mevcuttur.

Diğer taraftan; LREE ile Zr (r: +0.97) arasında yüksek pozitif korelasyon varken, HREE_Zr arasında yüksek negatif korelasyon (r: -0.81) mevcuttur. Benzer olarak LREE ile P_2O_5 arasında yüksek pozitif korelasyon bulunurken (r: +0.84), HREE- P_2O_5 arasındaki korelasyon orta negatiftir (r: -0.43). HREE ile Y arasında ise yüksek pozitif korelasyon (r: +0.98) vardır (Şekil 12).

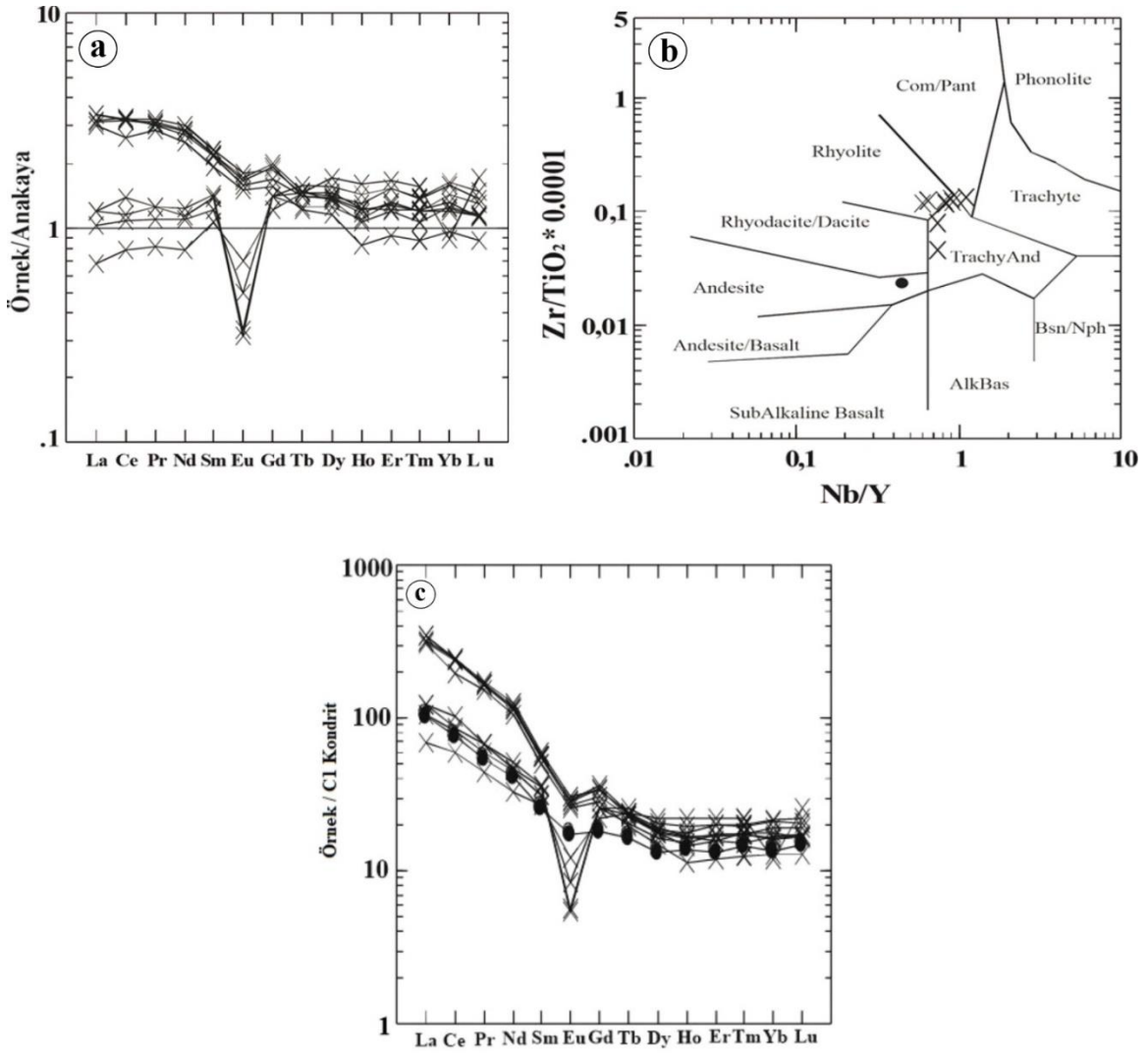
Monazit; LREE (La-Sm) ve U, Th gibi elementleri kristal yapısında tutan bir fosfat mineralidir (Chen vd., 2017). Ksenotim [(Y, HREE) PO_4] ise özellikle HREE ve Y içeren bir mineraldir (Förster, 1998). LREE- P_2O_5 arasındaki pozitif korelasyon (r: +0.84, Şekil 12,) ve HREE- P_2O_5 arasındaki orta negatif korelasyon (r: -0.43) örneklerdeki LREE zenginleşmesine neden olabilecek fosfat mineralinin monazit olduğunu işaret eder. Bentonit örneklerinde gerek ana kayaca göre normalize edilmiş ve gerekse kondrite göre normalize edilmiş diyagramlarda LREE zenginleşmesi bunu desteklemektedir. Diğer taraftan; HREE-Y arasındaki yüksek pozitif ilişki (r: +0.98), örneklerdeki HREE ve Y zenginleşmesinde xenotim mineralinin etkin rol oynadığını ifade eder (Şekil 8b, iii). Zirkon ($ZrSiO_4$) genellikle küçük miktarda (ağırlıkça en fazla %3) Y ve REE içerir (Keith vd., 2010). Zr ile LREE arasındaki yüksek pozitif korelasyon (r: +0.97) buna karşın HREE-Zr arasındaki yüksek negatif korelasyon (r:-0.81) bentonit örneklerindeki LREE zenginleşmesinde zirkon mineralinin önemli rol oynadığını gösterir (Şekil 12).

Diğer taraftan; REE- Fe_2O_3 (r: +0.91), REE- MnO (r: +0.89) ve REE- TiO_2 (r: +0.87) arasındaki yüksek pozitif korelasyonlar, Fe, Mn ve Ti içeren minerallerin örneklerdeki REE konsantrasyonunda önemli rol oynadığına işaret etmektedir. XRD incelemelerinde bentonit

örneklerinde belirlenen hematit minerali bu durumu destekler. REE-Al₂O₃ ve REE-SiO₂ arasındaki zayıf pozitif korelasyonlar, kil minerallerinin REE zenginleşmesinde rol oynamadığını gösterir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

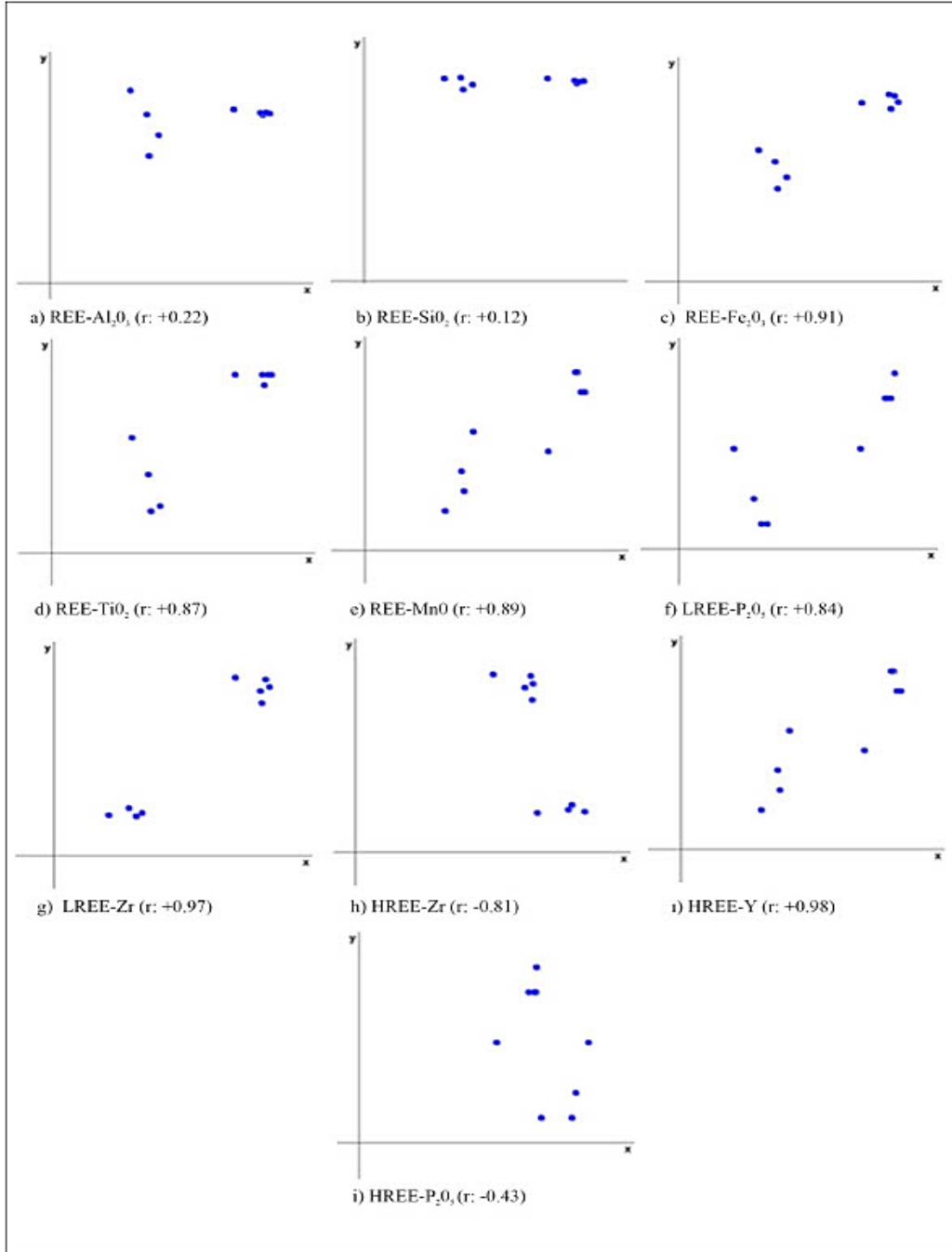
Orta-Üst Miyosen yaşlı Arıklı ignimbiritine ait; riyolitik, traki-andezitik karakterli camsal tüf ve litik tüflerin alterasyonu sonucunda oluşan Koşuburnu bentonitinin görünür maksimum kalınlığı 10-15 metredir.



Şekil 11. a) Bentonite dönüşüm sırasında nadir toprak elementlerinin değişim diyagramı; b) Bentonitlerin Zr/TiO₂ - Nb/Y diyagramındaki yeri (Winchester ve Floyd, 1977). (İçerideki daire: Ana kaya); c) Nadir toprak elementlerinin kondrit normalize diyagramı.

Figure 11. a) Change diagram of rare earth elements during bentonite transformation, b) Position of bentonites in the Zr/TiO₂-Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977). Solid circle: Parent rock. c) Chondrite normalized diagram of rare earth elements.

Stratiform-merceksel geometriye sahip olan bentonit içinde küçük çakıl-kum boyutlu altere olmuş volkanik kayaç parçaları içerir ve tektonik kontrollü olarak oluşmuştur. Mineralojik incelemelere göre bentonitin esas minerali dioktaedral smektit (Ca ve Na montmorillonit)'tir. Kuvars, opal-C, α -kristobalit, kaolinit, karışık tabakalı illit-smektit (I/S), illit, feldspat, kalsit, dolomit, hematit, halloysit, stronsiyanit, jips ve pirit bileşime giren diğer minerallerdir. 66.13 ile 88.67 arasında değişen kimyasal ayrışma indeksi (CIA) değerleri, alterasyon sırasında orta-yüksek derecede kimyasal ayrışma olduğu ve feldspatların bozularak kile dönüştüğü, diğer taraftan; Ishikawa indeksi ile klorit-karbonat-pirit indeksi arasındaki ilişki (alterasyon kutusu)'ye göre; Fe ve Mg yönünden zengin minerallerin ve plajiyoklasların hidrotermal alterasyon sisteminde ayrıştığını göstermektedir. Koşuburnu bentoniti oluşumu sırasında ilerleyen alterasyona bağlı olarak element hareketliliği gerçekleşmiş ve bentonit; MgO, Al₂O₃, Cs, Hf, Nb, Ta, Th, Y, Zn, hafif nadir toprak elementleri (LREE) ve ağır nadir toprak elementleri (HREE) yönünden zenginleşmiş; Fe₂O₃, K₂O, Na₂O, TiO₂, Rb, Sr ve U yönünden fakirleşmiştir. En fazla kayıp Na₂O'te gerçekleşirken en fazla zenginleşme Cs'da olmuştur. Ana kayaya göre bentonitte 3.2 ile 17 kat; felsik üst kabuğa göre 8 kat Cs zenginleşmesi dış kaynaklı Cs getirimine (hidrotermal) işaret etmektedir (Malek-Mahmoodi vd., 2013). Bentonitte zenginleşen Cs, (özellikle) Na-montmorillonit'in tabakalar arası boşluğunda tutulmuştur. Na-montmorillonit içeren örneklerdeki daha fazla Cs zenginleşmesi bu durumu desteklemektedir. Benzer olarak, MgO'nun bentonitte 1.29 ile 3.17 kat zenginleşmesi, zenginleşmenin dış kaynaklı olduğuna işaret eder. Mg; inceleme alanındaki Killik dere ve Dağahmetçe köyü güneyinde bulunan KD-GB yönlü faylar yoluyla ofiyolitik kökenli serpantinize peridotitlerden hidrotermal çözeltiler yoluyla sağlanmış olmalıdır.



Şekil 12. a) REE-Al₂O₃, b) REE-SiO₂, c) REE-Fe₂O₃, d) REE-TiO₂, e) REE- MnO, f) LREE-P₂O₅, g) LREE-Zr, h) HREE-Y, i) HREE-P₂O₅ ve j) HREE-Zr diyagramları.

Figure 12. a) REE-Al₂O₃, b) REE-SiO₂, c) REE-Fe₂O₃, d) REE-TiO₂, e) REE- MnO, f) LREE-P₂O₅, g) LREE-Zr, h) HREE-Y, i) HREE-P₂O₅ ve j) HREE-Zr diagrams.

İnceleme alanında bulunan bu kayaların yoğun alterasyona maruz kalmış olması ve manyezit oluşumu; inceleme alanının yaklaşık 8 km güneydoğusundaki Kısacık çevresinde domsal yapılı dasit-riyodasitlerin yerleşimine bağlı olarak gelişen hidrotermal alterasyon (Kılıç vd., 2004) ve bu bölgedeki epitermal tip altın oluşumları (Kılıç vd., 2009) ile; inceleme alanının yaklaşık 5 km. doğu-kuzey doğusundaki Alakeçi yöresinde hidrotermal alterasyon sonucunda oluşan listvenitler içinde oluşum sıcaklıkları 190-290°C arasında değişen epitermal tip altın zenginleşmeleri (Vural, 2006) bölgedeki hidrotermal alterasyon etkisini desteklemektedir.

Montmorillonit yapısında tutulan Mg'un fazlası örneklerde tespit edilen dolomit mineralinin oluşumunda kullanılmıştır. Alterasyon ile birlikte kayba uğrayan Fe₂O₃ hematit oluşumunda; tüketilen Na, Na-montmorillonit; K, illit; Ca ise Ca-montmorillonit ve kalsit oluşumunda kullanılmıştır. Diğer taraftan; örneklerdeki izafi Al zenginleşmesi, erimeyen kalıntı malzemeden kaynaklı yerinde zenginleşme ve/veya yeni oluşan kil minerallerinin yapısındaki Al ile ilişkilidir. Bölgede Killik deredeki fay hattına yakın kesimlerdeki bentonit örneklerinde, XRD verilerine göre tipik 4.04°A'deki yansıması ile belirlenen opal-C, halloysit ile birlikte bulunur. İncelenen örneklerde Opal-A→Opal-CT→Opal-C→Kuvars dönüşümünü yansıtan verilerin bulunmaması opal-C'nin diyajenetik süreçlere bağlı olarak oluşmadığını belirtmektedir. Buna göre; Koşuburnu bentonit örneklerindeki opal-C, silika zengin çözültiden doğrudan çökelmiş olmalıdır (Flörke vd., 1991). Altere olan malzemenin (tüfler) farklı alterasyon derecelerine maruz kalmasından dolayı Zr, Hf, Nb, Ta ve Th gibi HFSE grubu elementler güçlü değişkenlik göstererek ana kayaya göre 3 kat bentonitte zenginleşmiştir. Benzer olarak bentonit örneklerindeki 23.67 ile 37.33 arasında değişen Zr/Hf oranları altere olan ana kayanın bileşimsel değişimini ve değişik alterasyon işlemlerinin gerçekleştiğini belirtir. Örneklerdeki Zr/Hf oranı (ortalama 37.33), kondritik Zr/Hf oranından (36.6) büyük olup, hidrotermal değişimi işaret eder (Iveson vd., 2018).

Bentonit örneklerinde belirlenen yüksek Th/U oranları (5.68 ile 50.30), U ve V kayıpları; alterasyonun ilk evresini yansıtan meteorik su katkılı Mg fakir, Fe zengin hidrotermal çözültülerin etkisi ile gerçekleşmiştir (Skirrow vd., 2009). Örneklerde belirlenen hematit, hidrotermal çözültideki oksidasyon koşullarını yansıtır. Th zenginleşmesi, sırasıyla hematit, monazit ve kil minerallerinin Th'u kristal yapılarında tutması yoluyla gerçekleşmiştir.

İnceleme bölgesindeki bentonitleşme sırasında KD-GB yönlü faylar yoluyla yükselen çözültüler; ana kaya (tüfler) ve serpantinize peridotitlerdeki minerallerden (amfibol, piroksen,

mika) çözdükleri nadir toprak elementlerini mobilize etmiş, ilerleyen alterasyona bağlı olarak bentonitte REE zenginleşmesi meydana gelmiştir. LREE'deki zenginleşme HREE'ne göre daha fazladır. REE zenginleşmesinde REE tutan monazit, xenotim, zirkon ile demir, mangan ve Ti içeren mineraller rol oynamış ve smektit oluşumu (bentonitleşme) sürecinde REE'lerin yeniden dağılım/çökme ile REE zenginleşmesi gerçekleşmiştir.

Örneklerdeki LREE zenginleşmesi asidik koşullara, HREE zenginleşmesi de alkalın koşullara işaret eder. Altere olan ana kayanın (tüfler) asidik-ortaç karakteri LREE zenginleşmesini; (La/Yb)_{CN} oranlarının özellikle FB₂₋₆ örneklerindeki yüksekliği alkalın koşulların varlığını desteklemektedir. Farklı derecelerde LREE ve HREE zenginleşmeleri alterasyon ortamındaki yerel fiziko-kimyasal değişiklikler ve ana kayanın (riyolitik-trakiandezitik) bileşimsel farklılığından kaynaklanmıştır. İnceleme konusu örneklerdeki dış kaynaklı element zenginleşmeleri, yüksek Th/U ve Zr/Hf oranları, yanal ve düşey olarak birbirleriyle geçişli mineralojik zonlanma varlığı, bentonit içinde ana kaya çakıllarının bulunması, kırık-fay kontrollü bentonit geometrisi; Koşuburnu bentonitinin hidrotermal alterasyon etkisiyle oluştuğu şeklinde değerlendirilmiştir.

KAYNAKLAR

- Abedini, A., Calagari A.A., and Akbari M., 2011. Geochemistry and genesis of Mehredjan bentonite deposit, southeast of Koor, Isfahan province. *Journal of Geopersian*, 1/1, 47-58.
- Aja, S.U., 1998. The sorption of rare earth element, Nd to kaolinite at 25 °C. *Clays Clay Minerals*. 46, 103–109.
- Akbulut, A., 1989. A.R.40041 numaralı Koşuburnu (Bayramiç-Çanakkale) bentonit yatağı maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No: 8928, Ankara.
- Altaner, P., and Grim, R.E., 1990. Mineralogy, chemistry and diagenesis of tuffs in the Sucker Creek Formation (Miocene), Eastern Oregon Stephen. *Clays and Clay Minerals*, 38/6, 561-572.
- Anderson, M.D., and Reynolds, C.R., 1966. Umiat bentonite: An unusual montmorillonite from Umiat, Alaska. *The American Mineralogist*, 51, 1443-1456.

- Badurina, L., and Segvic, B., 2022. Assessing trace-element mobility during alteration of rhyolite tephra from the Dinaride Lake System using glass-phase and clay-separate laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Clay Minerals*, 57, 1–6.
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid- rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93 (3–4), 219–230.
- Bebout, G.E., Bebout, A.E., and Graham, C.M., 2007. Cycling of B, Li, and LILE (K, Cs, Rb, Ba, Sr) into subduction zones: SIMS evidence from micas in high-P/T metasedimentary rocks. *Chemical Geology*, 239, 284–304.
- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., and Fisher, N., 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 602–622.
- Belousov, P.E., and Krupskaya, V.V. 2019. Bentonite clays of Russia and neighboring countries. *Georesursy Georesources*, 21(3), 79-90.
- Brindley, G.W., and Brown, G., 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and their Identification” (in: Brindley, G. W. ve Brown, G., Eds,) *X-Ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification*, 305-360, Mineralogical Society, London.
- Broxton, D.E., Bish, D.L., and Warren, R.G., 1987. Distribution and chemistry of diagenetic minerals at Yucca mountain, Nye County, Nevada. *Clays and Clay Minerals* 35, 89-110.
- Caballero E., de Cisneros C.J., Huertas F.J., Huertas F., Pozzuoli A., and Linares J., 2005. Bentonites from Cabo de Gata, Almería, Spain: a mineralogical and geochemical overview. *Clay Minerals*, 40, 463– 480.
- Cantrell, K.J, and Byrne, R.H., 1987. Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 597-606.
- Chen, W., Honghui, H., Bai, T., and Jiang, S., 2017. Geochemistry of Monazite within Carbonatite Related REE Deposits. *Resources*, 6, 51.

- Christidis, E.G., 2008. Do bentonites have contradictory characteristics? An attempt to answer unanswered questions. *Clay Minerals*, 43(4), 515-529. Christidis, E. G., and Huff, D. W., 2009. Geological Aspects and Genesis of Bentonites. *Elements*, 5, 93–98.
- Christidis, G., and Dunham, A.C., 1997. Compositional variations in smectites: Part II. Alteration of acidic precursors. A case study from Milos Island, Greece. *Clay Minerals*, 32, 253-270.
- Christidis, G., and Huff, D.H., 2009. Geologic aspects and genesis of bentonites. *Elements* 5(2), 93–98.
- Christidis, G., Scott, P.W., and Marcopoulos, T., 1995. Origin of the bentonite deposits of Eastern Milos, Aegean, Greece. Geological, mineralogical and geochemical evidence. *Clays and Clay Minerals*. 43, 63-67.
- Christidis, G., 1998. Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece. *Clays and Clay Minerals*, 46, 379–399.
- Coppin, F., Berger, G., Bauer, A., Castet, S., and Loubet, M., 2002. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chemical Geology* 182, 57–68.
- Curtis, J.N., Gascooke, R.J., Johnston, R.M., and Pring, A., 2019. A review of the Classification of Opal with Reference to Recent New Localities. *Minerals*. 9/299, 1-20.
- Damby D.E., Llewellyn, E.W., Horwell C.J., Williamson, B.J., Najorka, J., Cressey, G., and Carpenter M., 2014. The a–b phase transition in volcanic cristobalite. *Journal of Applied Crystallography*. 1205-1215.
- Damian, G., Damian, F., Szakács, Z., Iepure, G., and Dan A., 2021. Mineralogical and Physico-Chemical Characterization of the Orașu-Nou (Romania) Bentonite. *Resources Minerals*. 11/938, 1-19.
- Ddani, M., Meunier, A., Zahraoui, M., Beaufort, D., El Wartiti, M., Fontaine, D., Boukili, B., and El Mahi, B., 2005. Clay mineralogy and chemical composition of bentonites from

- the Gourougou volcanic massif (northeast Morocco). *Clays and Clay Minerals*, 53, 250-267.
- Decher, A., 1996. Bentonite der Inset Milos/Griechenland Mineralogie, Geochemie and Entstehung. Bowie ihre geotechnische Verwendung, PhD thesis, 210pp.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M., Akçay, E. A., Alan, B., Aydın, A., Erdoğan, K. ve Özer, D., 2007. 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Ayvalık-İ 17 Paftası. No: 98. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Okay, İ.A., Şentürk, Y. ve Kar, H., 2012. Biga Yarımadası'nın Tersiyer öncesi jeolojisi. (Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi, (Eds.: Yüzer, E ve Tunay, G.), sayfa: 7-74, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Ece Ö.I., and Schroeder P.A., 2007. Clay mineralogy and chemistry of the halloysite and alunite deposits in the Turflu area, Balıkesir, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 55, 18-36.
- Elzea, J.M., Odom, I.E., and Miles, W.J., 1994. Distinguishing well ordered opal-CT and opal-C from high temperature cristobalite by X-ray diffraction. *Analytica Chimica Acta*, 286, 107-116.
- Flörke, O.W., 1955. Zur Frage des Hoch-Cristobalits in Opalen, Bentoniten und Glasern. *Neues Jarcbuch Miner. Mh*, 217-233.
- Flörke, O.W., Graetsch, H., Martin, B., Röller, K., and Wirth, R., 1991. Nomenclature of micro-and non-crystalline silica minerals, based on structure and microstructure. *N.Jb. Miner. Abh.*, 163, 19-42.
- Finkelman, R.B., Dai, S., and French, D., 2019. The importance of minerals in coal as the hosts of chemical elements. A review. *Int. J. Coal Geol.* 212, 103-251.
- Finlow-Bates, T., and Stumpfl, E.F., 1981. The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineralium Deposita*, 16, 319-328.

- Förster, H.J., 1998. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region Germany. Part II: Xenotime” *American Mineralogist*. 83,1302–1315.
- Gill, J.B., 1987. Early Geochemical Evolution of an Oceanic Island Arc and Backarc: Fiji and the South Fiji Basin. *The Journal of Geology* 95/5, 589-615.
- Goldstein, S.J., and Jacobseny, S.B., 1988. REE in the Great Whale River estuary, northwest Quebec. *Earth and Planetary Science Letters* 88, 241-252
- Graetsch, H., 1994. Structural characteristics of opaline and microcrystalline silica minerals. In: Heaney, P.J., Prewitt, C. T. and Gibbs, G. V. (eds.): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Silica: Physical Behaviour, Geochemistry and Materials Applications*, 209–232.
- Grim, R.E., and Güven, N., 1978. *Bentonites. Geology, Mineralogy, Properties and Uses*”, *Developments in Sedimentology*, 24. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Güven, N., and Peace, R.W., 1975. Electron-optical investigations on montmorillonites. II. morphological variations in the intermediate members of the montmorillonite-beidellite series. *Clays and Clay Minerals*, 23, 187-191.
- Hay, R.L., and Guldman, S.G., 1987. Diagenetic alteration of silicic ash in Searles Lake, California. *Clays and Clay Minerals*, 35, 449-457.
- Henning, K.,H., and Störr, M., 1986. *Electron Micrographs (TEM, SEM) of Clays and Clay Minerals*”, Akademie-Verlag, 350 sayfa, Berlin.
- Hodson, M.E., 2002. Experimental evidence for mobility of Zr and other trace elements in soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 66, 819-828.
- Hong, H., Algeo, T.J., Fang, Q., Zhao, L., Ji, K., Yin, K., Wang, C., and Cheng, S., 2019. Facies dependence of the mineralogy and geochemistry of altered volcanic ash beds: An example from PermianTriassic transition strata in southwestern China. *Earth-Science Reviews*, 190, 58–88.

- Inoue, A., Meunier, A., and Beaufort, D., 2004. Illite-smectite mixed-layer minerals in felsic volcaniclastic rocks from drill cores, Kakkonda, Japan. *Clays and Clay Minerals*, 52, 66–84.
- Ishikawa Y., Sawaguchi T., Iwaya S., and Horiuchi M., 1976. Delineation of Prospecting Targets for Kuroko Deposits Based on Modes of Volcanism of Underlying Dacite and Alteration Haloes. *Mining Geology*, 26: 105-117.
- Iveson, A.A., Rowe, M.C., Webster, J.D., and Neill, O.K., 2018. Amphibole-, clinopyroxene- and plagioclase melt partitioning of trace and economic metals in halogen-bearing rhyodacitic melts. *Journal of Petrology*, 59, 1579–1604.
- Jiang, S.Y., Wang, R.C., Xu, X.S., and Zhao, K.D., 2005. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic, metamorphic, and submarine-hydrothermal systems. *Phys. Chem. Earth*, 30, 1020–1029.
- Jones, J.B., and Segnit, E.R., 1971. The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. *Journal of the Geological Society of Australia*, 18, 57–68.
- Kanazawa, Y., and Kamitani, M., 2006. Rare earth minerals and resources in the world. *Journal of Alloys and Compounds* 408, 1339–1343
- Karakaya, M.Ç., Karakaya, N., and Küpeli, Ş., 2011. Mineralogical and geochemical properties of Na- and Ca-bentonites of Ordu (NE Turkey). *Clays and Clay Minerals*. 59/1, 75-94.
- Kılıç, M., Küçükkefe, Ş., Avşar, M., Sarı, R., Vural, A., ve Pehlivan, N., 2004. Kısacık (Ayvacık-Çanakkale) Au sahasının jeolojisi ve jeokimyasına ait ilk veriler. 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri. Sayfa 100. Ankara.
- Kılıç, M., Sarı, R., Avşar, M. ve Küçükkefe, Ş., 2009. Kısacık (Ayvacık-Çanakkale) altın sahası maden jeolojisi raporu. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Kiipli, T., Hints, R., Kallaste, T., Verš, E., and Voolma, M., 2017. Immobile and mobile elements during the transition of volcanic ash to bentonite – an example from the early

- Palaeozoic sedimentary section of the Baltic basin. *Sedimentary Geology*, 347, 148–159.
- Konya, J., Nagy, N.M., and Nemes, Z., 2005. The effect of mineral composition on the sorption of cesium ions on geological formations. *Journal of Colloid and Interface Science*. 290/2, 350-356.
- Köster, H.M., 2018. Tracing fluids involved in the formation of bentonite deposits”, Technische Universität München Ingenieur fakultät, PhD Thesis.
- Kundal, N.S., Chowdhary, N., and Kumar, S., 2022. Geochemistry of bentonitized tuff band of outer NW Himalaya, Jammu and Kashmir, India. *Indian Academy of Sciences. J. Earth Syst. Sci.*,131:110.
- Large R.R., Gemmell J.B., Paulick H., and Huston D.L., 2001. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho geochemistry associated with volcanic hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 96, 957-971.
- Lewis, A.J., Palmer, M.A., Sturchio, N.C., and Kemp, A.J., 1997. The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, 695-706.
- Liao, Z., Hu, W., Cao, J., Wang, X., Yao, S., Wu, H., Wan, Y., 2016. Heterogeneous volcanism across the Permian–Triassic Boundary in South China and implications for the Latest Permian Mass Extinction: New evidence from volcanic ash layers in the Lower Yangtze Region. *Journal of Asian Earth Sciences* 127, 197-210.
- Lipin, B.R., and McKay, G.A., 1989. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. The Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 278pp
- Loughnan, F.C., 1969. *Chemical Weathering of the Silicate Minerals*” American Elsevier Publication.

- Lopez, J.M.G., Bauluz, B., Nieto, C.F. and Oliete, A.Y., 2005. Factors controlling the trace elements distribution in fine grained rocks: The Albian Kaolinite rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*. 214, 1–19.
- Malek-Mahmoodi, F., Khalili, M., and Mirlohi, A., 2013. The origin of the Bentonite deposits of Tashtab Mountains (Central Iran) Geological, Geochemical, and Stable Isotope evidences. *Journal of Geopercian* 3/2, 73-86.
- Marschall, H.R., Dohmen, R., and Ludwig, T., 2013. Diffusion-induced fractionation of niobium and tantalum during continental crust formation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 375, 361–371.
- McLennan, M.S., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In (Lipin, B.R., and McKay, G.A., eds.) *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, The Mineralogical Society of America, 169-196
- Motoki, S.E., Siche, T.V., Dean P.M., and Motoki, K.F., 2015. Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*. 87/4, 1959-1979.
- Muchangos, A.C., 2000. Mineralogy and geochemistry of bauxite and bentonite deposits from Mozambique. *Geologica Ultraiectina Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht* No. 192, PhD Thesis, 110 pp.
- Muchangos, A.C., 2006. The mobility of rare-earth and other elements in the process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique). *Journal of Geochemical Exploration* 88, 300–303.
- Murata, K.J., and Nakata, J.K., 1974. Cristobalite stage in the diagenesis of diatomaceous shales, Temblor Range, California. *Journal of Geology Research, USGS* 30, 567–572.
- Namayandeh, A., Modabeberi, S., and Lopez-Galindo, A., 2020. Trace and rare earth element distribution and mobility during diagenetic alteration of volcanic ash to bentonite in Eastern Iranian bentonite deposits. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 68, No. 1:50–66.

- Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279, 206.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G., and Price R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalis alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 44, 1659-1666.
- Nesbitt, H.W., and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Ni, S.J., and Jin, J.F., 1992. The mixing and boiling of hydrothermal solution of uranium deposit and the geological interpretation” *Journal of Chengdu College of Geology*,4.
- Othman, D., Melegy A., and Abdelhalima, A., 2022. Stratigraphy, Geochemical and Mineralogical Characterization of Lower Miocene Smectitic clay deposits, case: South El-Hammam, Egypt. *Egypt Journal of Chemistry*. Vol. 65, No. SI: 13B, pp. 59-72.
- Pandarínatha, K., Dulskib, P., Torres-Alvaradoa, I.S., Verma, S.P., 2008. Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the Los Azufres geothermal field, Mexico. *Geothermics*. 37, 53–72.
- Raymond, L.P., and Fleischer, M., 1968. Geochemistry of Niobium and Tantalum. Geological survey professional paper 612. Washington.
- Renock, D., Landis, J.D., and Sharma, M., 2016. Reductive weathering of black shale and release of barium during hydraulic fracturing. *Applied Geochemistry*, 65, 73-86.
- Rudnick, R.L., 1992. Xenoliths samples of the lower continental crust. In (Fountain, D., Arculus, R. and Kay, R.W., eds.) *Continental Lower Crust*, Elsevier, Amsterdam. 269-316.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K. (eds), *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3. Pergamon, Oxford, 1–64.
- Short, A.S., 1989. Chemical transport of uranium and thorium in Alligator Rivers Uranium Province, Northern Territory, Australia. The University of Wollongong. Department of Chemistr. Phd Thesis, 301 pp

- Siritongkham N., Srichan, W., Khositantont, S., and Limtrakun, P., 2020. Mineralogy, geochemistry and genesis of bentonite deposits in Lam Narai volcanic belts, Lop Buri province, central Thailand. *Applied Sciences*. 2:946.
- Skirrow, R.G., Jaireth, S., Huston, D., Bastrakov, E., Schofield, A., van der Wielen, S. E., and Barnicoat, A., 2009. Uranium mineral systems: Processes, exploration criteria and a new deposit framework. *Geoscience Australia*, 2009/20, 38p.
- Sodo, A., Casanova-Municchia, S., Barucca, F., Bellatreccia, G., Della Ventura, F. Butinib, M., and Riccia, A., 2016. Raman, FT-IR and XRD investigation of natural opals A. *Journal of Raman Spectroscopy*.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts; implication for mantle compositions and processes. – In: Saunders, A. D., Nory, M. J. (eds.): *Magmatism in the Ocean Basins*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, 313–345.
- Wang, X.,J. Zhang, A. Tommasi, Z. Jing, and M. Yuan, 2021. Microstructure and seismic properties of amphibole-rich rocks from the deep crust in southern Tibet. *Tectonophysics*, 811.
- Watanabe, T., Sawada, Y., Russel. J. D., McHardy, , and Wilson, M. J., 1992. The conversion of montmorillonite to interstratified halloysite-smectite by weathering in the Omi acid clay deposit, Japan. *Clay Minerals*. 27, 159-173.
- Wedepohl, K.H., 1978. *Handbook of Geochemistry*. Volume II, Springer, Berlin.
- Wilson, M.J., 1987. *A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy*. Blackie and Son, London.
- Winchester, J.A., and Floyd, D.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wood, S.A., 1990a. The aqueous geochemistry of the REE's and yttrium. 1. Review of available lowtemperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chemical Geology*, 82,159-186.

- Wood, S.A., 1990b. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions at 350 ~ at saturation water vapour pressure. *Chemical Geology*, 88, p. 99-125.
- Vural, A., 2006. Bayramiç (Çanakkale) ve çevresindeki altın zenginleşmelerinin araştırılması. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Ankara.
- Yıldız, A., and Kuşçu, M., 2007. Mineralogy, chemistry and physical properties of bentonites from Başören, Kütahya, W. Anatolia, Turkey. *Clay Minerals*, 42, 399-414
- Zielinski, R.A., 1985. Element mobility during alteration of silicic ash to kaolinite-a study of tonstein. *Sedimentology*, 32, 567–579.
- Zhong, J.F., Wang, L., Wang, K.X., Liu, J.G., Zhang, Y., Lib, H., Yang, S., Chen, Y. P., Xia, F., and Pan, J.Y., 2023. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal alteration of the Mianhuakeng uranium deposit in South China: Implications for mineralization and exploration *Ore Geology Reviews*, 160, 1-19.



Batı Raman Antiklinalinde Hoya Formasyonunun Çatlak Sınıflandırılması ve Hazne Kaya Açısından Değerlendirilmesi

Fracture Classification and Evaluation of Reservoir Rock in The Hoya Formation on Western Raman Anticlinal

BEDİH GÜMÜŞ¹ ORCID 0009-0002-8242-5514

ULVİ CAN ÜNLÜGENÇ² ORCID 0000-0002-4092-7041

AHMET CAN AKINCI² ORCID 0000-0002-6608-6607

¹*Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama Daire Başkanlığı, Ankara*

²*Çukurova Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sarıçam, Adana*

Geliş (received): 02/11/2023

Kabul (Accepted): 03/12/2024

ÖZ

Çalışma bölgesi Güneydoğu Anadolu'da X. Petrol Bölgesi içinde yer almaktadır. İnceleme alanı, Batman ilinin yaklaşık 3 - 5 kilometre güneyinde yer almakta olup, Güneydoğu Anadolu bölgesinde yaygın olarak yüzlekler veren ve başlıca kireçtaşı ve dolomitten oluşan Orta-Geç Eosen yaşlı Hoya formasyonu ile temsil edilmektedir. Bu incelemede, bölgedeki bindirme kuşağının güneyinde yer alan ve sıkışma tektoniği sonucu oluşan Batı Raman Antiklinalindeki karbonatça zengin Hoya formasyonundaki çatlaklar incelenmiştir. Petrol üretim alanı olan Batı Raman Antiklinali, güneyde KB-GD yönlü normal faylarla sınırlanmıştır. Bölgenin incelenen sismik yansıma verilerinde bazı alanlarda yüksek açılı ters faylanmalara da rastlanılmaktadır. Hoya Formasyonu Güneydoğu Anadolu'da yüzeylendiği yerlerde, genelde dik yarlar oluşturan kireçtaşları ve bunların diyajenetik değişimleri ile oluşan zayıf-iyi hazne kaya özelliği sunan dolomitlerden oluşmaktadır. Kireçtaşları; krem, bej, beyaz, kirli beyaz renkli, ince-orta-kalın tabakalı, sert-sertçe, yer yer çörtlü, bol küçük ve iri bentik foraminiferli, algli, yer yer kötü ve iyi gözenekli olup, istifin alt ve orta kesimler kısmen dolomitiktir. Dolomitler ise, beyaz, krem, grimsi beyaz renkli, sert-sertçe, ince-kalın tabakalı, ince-orta kristalli, yer yer şeker dokulu, ilksel dokudan kalma fosil izli, çört nodülleri halinde ara bantlı, ince kalsit damarlı ve erime gözeneklidir. Hoya formasyonu, sınırlı, yarı sınırlı sığ epikontinental denizden, sığ normal açık

deniz ve şelf kenarı/önü ortamlarının fasiyeslerini içermektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesinde etkili olan Arap Levhasının kuzey kesimlerini etkileyen tektonik olayların meydana getirdiği çatlak ve eklemler incelenmiş, çatlaklar sınıflandırılarak modellenmeye gidilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Güneydoğu Anadolu, Batı Raman, Hoya Formasyonu, Çatlak Modellemesi

Ulvi Can ÜNLÜGENÇ ulvican@cu.edu.tr

DOI: 10.70054/geosound.1384520

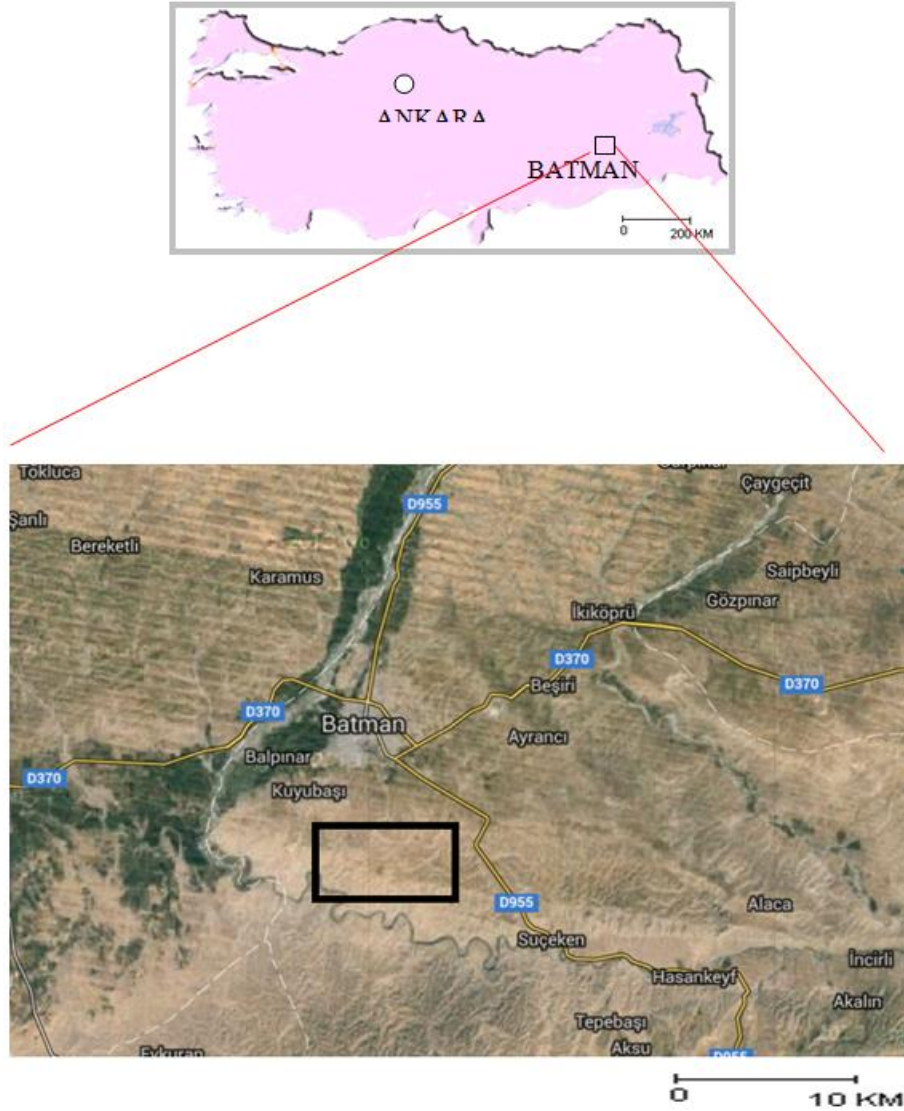
ABSTRACT

Investigation area is located within the Xth Petroleum Region in Southeastern Anatolia. The study area is located approximately 3-5 kilometers south of Batman city, in the Southeastern Anatolia region. It is represented by the Middle to Late Eocene-aged Hoya Formation, which is widely exposed in the region and mainly consists of limestone and dolomite. This study investigates fractures within the carbonate-rich Hoya Formation in the West Raman Anticline, located south of the thrust belt in the region, which formed as a result of compressional tectonics. The West Raman Anticline, a petroleum production area, is bounded to the south by NW-SE oriented normal faults. The seismic reflection data analyzed for the region reveal the presence of high-angle reverse faults in certain areas. In Southeastern Anatolia, the Hoya Formation is typically exposed as steep cliffs composed of limestones and their diagenetically altered dolomites, which exhibit poor to good reservoir rock properties. The limestones are cream, beige, white, and off-white in colour, with thin to thick bedding, and are hard to moderately hard, occasionally cherty, and rich in small to large benthic foraminifera and algae. They display variable porosity, ranging from poor to good, with the lower and middle sections of the sequence being partially dolomitic. The dolomites are white, cream, and grayish-white in colour, hard to moderately hard, with thin to thick bedding, and fine to medium crystalline texture. They occasionally exhibit a sugary texture, contain relic fossil traces from the original fabric, feature chert nodules as interlayers, have thin calcite veins, and display dissolution porosity. The Hoya Formation includes facies of a restricted, semi-restricted shallow epicontinental sea, shallow normal open marine, and shelf edge/front environments. The fractures and joints resulting from tectonic events affecting the northern part of the Arabian Plate in the Southeastern Anatolia Region have been examined, and the fractures have been classified for modeling.

Keywords: South East Anatolia, West Raman, Hoya Formation, Fracture Modelling

1. GİRİŞ

Çalışma alanı Güneydoğu Anadolu'da X. Petrol Bölgesinde, Batman ilinin yaklaşık 3-5 km güneydoğusunda yer almaktadır. Çalışma alanı 1/25000 ölçekli topografik haritada Batman M-46 a3 ve a4 paftaları içerisinde, 4x10 km boyutlarda yaklaşık 40 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Batı Raman sahası başlıca neritik karakterli karbonatlı kayaların hakim olduğu Hoya Formasyonu ile temsil edilmekte olup, genellikle engebeli arazi yapısına sahiptir.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

Figure 1. Location map of the studied area.

Çalışmaya konu olan Batı Raman sahası, Türkiye'nin üretim yapılan en büyük petrol sahalarından biridir. Petrol üretimi lagüner ortamda çökelmiş bulunan resifal nitelikli karbonatlardan oluşan Üst Kretase yaşlı Garzan Formasyonundan yapılmakta olup, yerinde petrol miktarı 1.84 milyar bbl (varil)'dir (Çetinkaya ve Türkmen, 2008). Saha, 17 km uzunluğunda 4 km genişliğinde asimetrik bir antiklinal boyunca uzanmaktadır (Şekil 2). Üretilen petrolün gravitesi 12-15 API (American Petroleum Institute) arasında değişmektedir (Türkmen ve diğ., 2010).

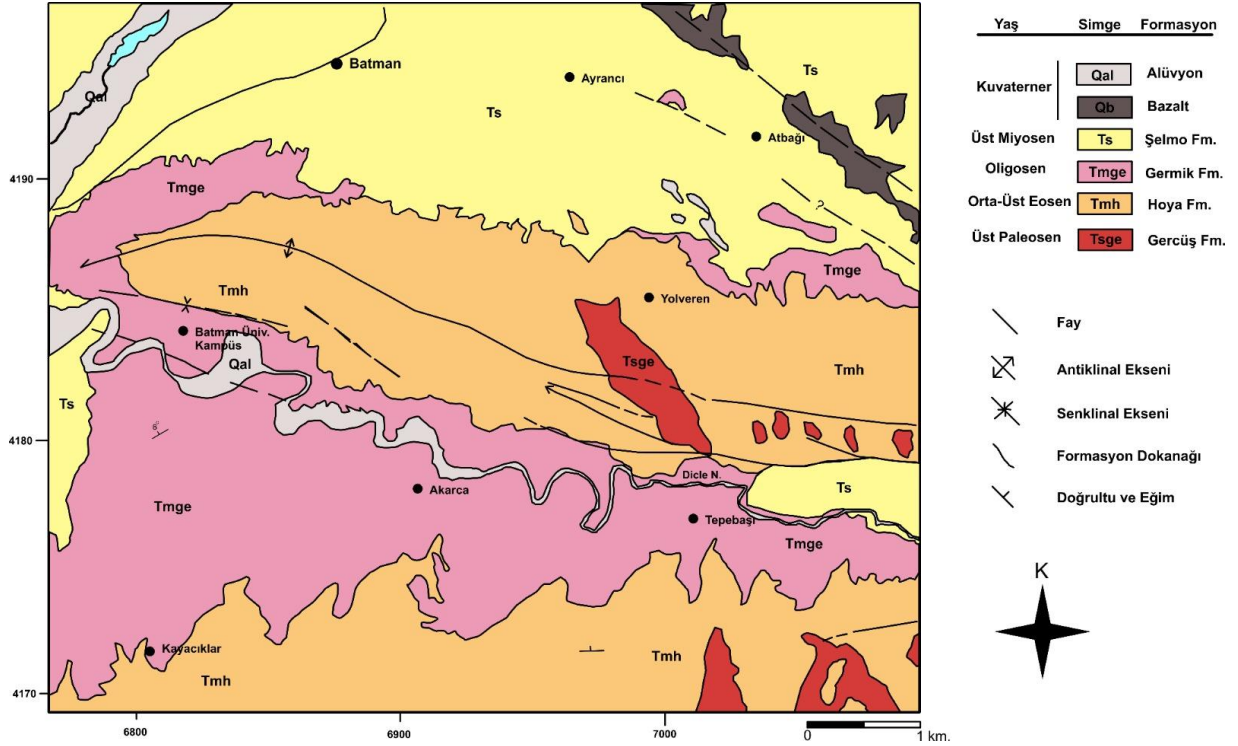
Batı Raman üretim sahasında üretimi artırma ve sahanın rezervuar özelliğini ortaya koyma amaçlı Garzan Formasyonu üzerinde birçok çalışma yapılmasına karşın sahada yüzeyleyen Hoya Formasyonunun rezerv kaya özelliği ve çatlak sistemleri ile ilgili herhangi bir çalışma bulunmamaktadır (Araç, 1981; Eren ve Sarı, 1984; Batı, 1991; Coşkun, 2001; Çetinkaya ve Türkmen, 2008). Bu çalışma ile ilk kez Orta-Üst Eosen yaşlı Hoya Formasyonu içerisinde gelişen çatlak sistemi belirlenerek bölgedeki petrol sisteminin hareketi, rezervuar özellikleri ve Garzan Formasyonu ile korelasyonu yapılarak, bu birimlerin yeraltında da litolojik ve yapısal benzerlik sunup sunmadığını belirlemek bölgede üretim tekniklerine önemli katkılar sağlayacaktır.

2. YAPISAL JEOLojİ

Güneydoğu Anadolu bölgesi Arap Levhasının Anadolu levhacığına yaklaşan kuzey kenarını oluşturur. Arap Levhasının Anadolu levhacığıyla çarpıştığı suture bölgesindeki tektonik olaylar çalışma alanı dahil olmak üzere tüm Güneydoğu Anadolu Bölgesinde etkili olmuştur (Perinçek ve Özkaya, 1981; Perinçek ve Çemen, 1991; Yılmaz ve diğ., 1991; Robertson ve diğ., 2012; Akıncı ve diğ., 2016).

Prekambriyen'den başlamak üzere bölge geneline tesir eden birçok tektonik olaylar meydana gelmiştir. Bölgede Kretase'den başlamak üzere Miyosen dönemi boyunca gelişen tektonik olayların etkileriyle değişik dönemlerde farklı fazlarda deformasyonlar gelişmiştir (Yoldemir, 1978; Perinçek 1979; Perinçek ve diğ., 1987; Yılmaz ve diğ., 1991) (Şekil 3).

Çalışma alanı Arap levhası kuzeyi kenar kıvrımları kuşağında bulunmaktadır. Paleozoyik'ten Geç Miyosen'e kadar geçen dönemdeki tektonik faaliyetlerin etkisinde kalmış ve bu faaliyetlerin tesiriyle bölgedeki ana yapısal unsurlar gelişmiştir. Çalışma alanı bugünkü morfolojisine Miyosen sonu Pliyosen başında kavuşmuştur (Şekil 3 ve 4; Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979; Perinçek ve diğ., 1987).

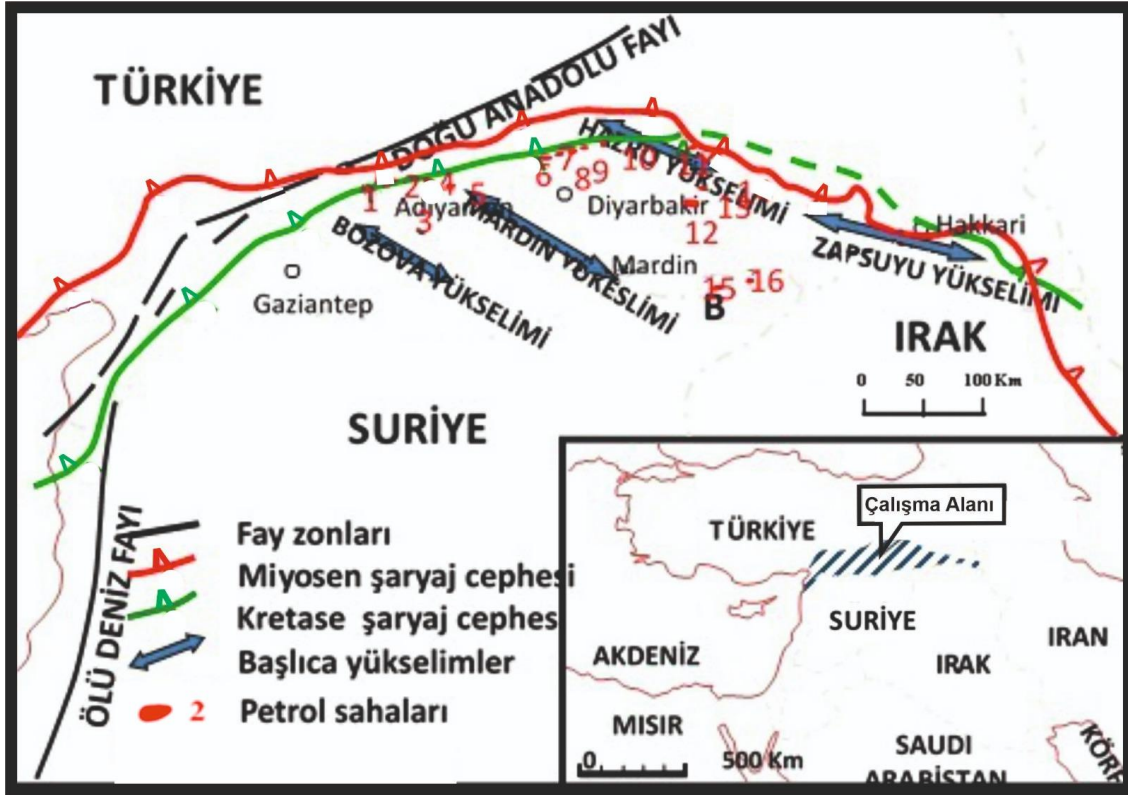


Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Dinçer ve İşbilir, 1992'den değiştirilmiştir).

Figure 2. Geological map of the studied region (modified after Dinçer and İşbilir, 1992)

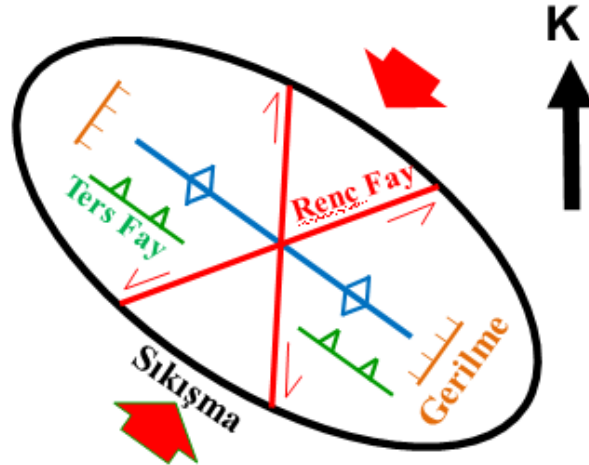
2.1. Kıvrımlar

Çalışma alanındaki KB-GD eksen uzanımlı antiklinaller (Batı Raman ve Raman antiklinalleri), KD-GB ve D-B yönlü faylar bölgedeki ana yapısal dokuyu oluşturan elamanlardır (Şekil 2, 3).



Şekil 3. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin genelleştirilmiş tektonik haritası (Perinçek ve diğ., 1992'den).

Figure 3. Generalized tectonic map of the Southeastern Anatolia Region (from Perinçek et al., 1992).



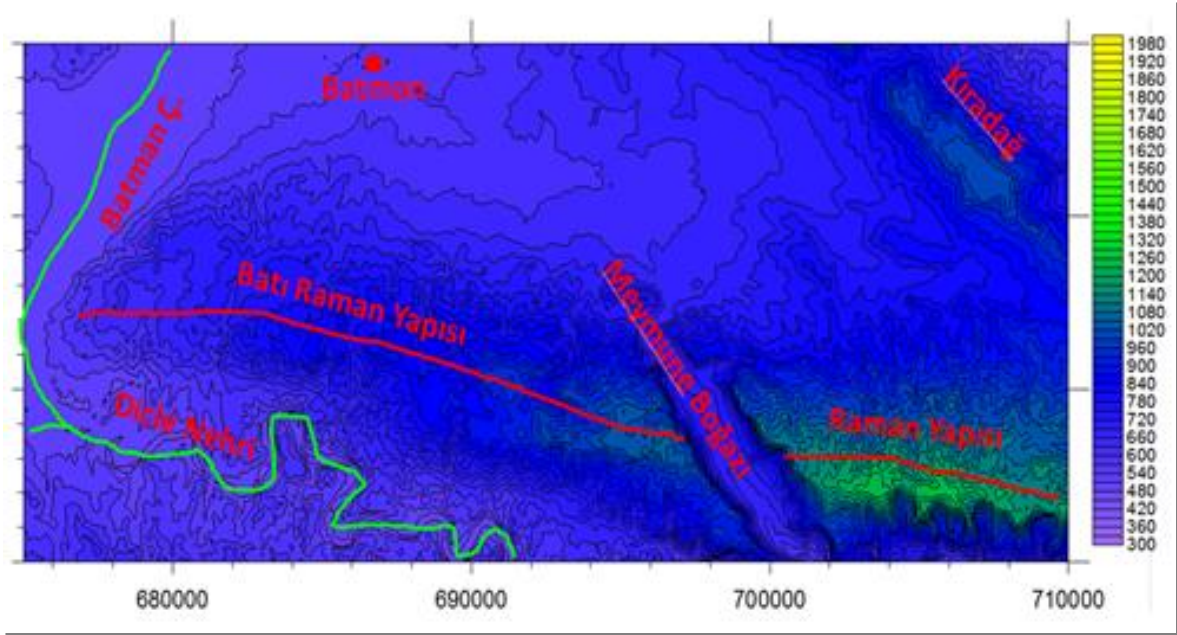
Şekil 4. Çalışma alanına yakın konumdaki Zagros kuşağındaki sıkışma yönü ve bu tektonik rejimde gelişmesi beklenen tektonik yapıları ve yönelimlerini gösterir strain (deformasyon) elipsi. (Renge Fay=Makaslama Fayı, Gerilme=açılma yönü=normal faylanma, Elipsoidin uzun ekseninde mavi renkle gösterilen uzanım=kıvrım eksenini)

Figure 4. A strain (deformation) ellipse illustrating the compression direction in the nearby Zagros belt and the tectonic structures and orientations expected to develop under this tectonic regime.

Çalışma alanı Miyosen şaryajının yaklaşık 50-55 km güneyinde kalmaktadır. Miyosen sıkışma rejimi KD-GB yönlüdür. Sıkışma yönüne dik şekilde, KB-GD eksen uzanımlı kıvrımlar gelişmiş olup, sıkışma ve deformasyon elipsi modelinde öngörülen; kıvrım ve bu kıvrım eksenlerine paralel ters faylar bulunmaktadır (Şekil 4).

2.2. Faylar

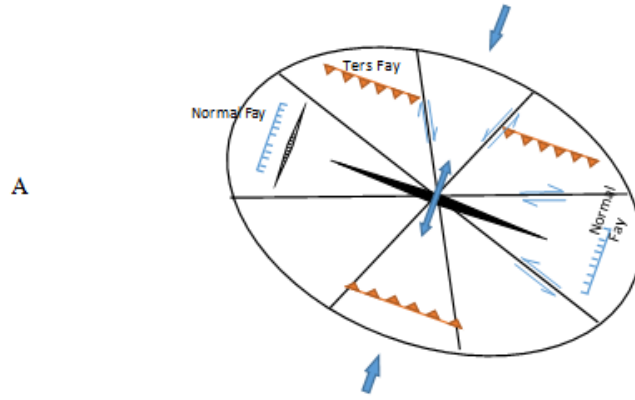
Bölgede, Raman ve Batı Raman yükselim (antiklinal) yapısı ile Dicle Nehri Boyunca uzanan ~D-B ve ~BKB-DGD doğrultulu yüksek açılı ters faylar belirgin morfoloji yapıları ile topografik haritada dikkat çekmektedir (Şekil 2, 5). Dicle Nehrinin bölgedeki uzanımının, bu fayların oluşturduğu zayıflık zonu kontrolünde gerçekleştiği görülmektedir (Şekil 5).



Şekil 5. Çalışma alanının morfolojisini yansıtan renklendirilmiş topoğrafik görünümü.

Figure 5. A colored topographic view reflecting the morphology of the study area.

Çalışma bölgesi Kretase, Eosen ve Miyosen dönemlerinde gelişen tektonik fazların etkin olduğu kenar kıvrımları kuşağının ön ülke alanı üzerinde bulunmaktadır. Bölge değişik zamanlarda farklı yönlerde sıkışma rejimine maruz kalmış olup, bölgede gelişen blok rotasyonu etkisiyle makaslama kuvvetlerinin etkisi altında da kalmıştır (Öner ve Dilek, 2013). Bölgeye Kretase’de yerleşen alloktonların sıfır hattı (Şekil 3, yeşil hat), çalışma alanının 35-40 km kuzeyinde bulunmaktadır. Miyosen alloktonları ise Eosen’de gelişmiş olan Hazro Yükselim yapısını aşamadığından Miyosen allokton şaryajı da Hazro Yükseliminin yaklaşık 50-55 km kuzeyinde kalmaktadır. Çalışma alanını etkileyen KD-GB yönlü sıkışma rejimi, ilgili stres dağılımı ve çalışma alanında bulunan yapısal öğeler Şekil 6’da gösterilmiştir.



Şekil 6. Çalışma alanındaki deformasyon yapılarının yönelimleri ile uyumlu K25D yönlü sıkışma rejimi ve ilişkili yapılar ile yönelimlerini gösterir deformasyon elipsi.

Figure 6. A deformation ellipse showing the K25E-oriented compression regime consistent with the orientations of deformation structures in the study area, along with associated structures and their orientations.

Çalışma alanındaki başlıca yapısal unsurlar; (i) Kampaniyen sonrası bölgeye bindirmelerle gelen allokton kütleler-naplar, (ii) bu alloktonları uyumsuz olarak üzerleyen geç Kretase, Paleosen-Eosen yaşlı uyumsuz seriler, (iii) daha sonra Miyosen’de de bölgeye yerleşen allokton birimler ve bu allokton kütlelerinin güney ön kesimlerinde gelişmiş olan antiklinaller, senklinaller ve faylardır (Şekil 2, 3).

2.3. Çatlaklar

Güneydoğu Anadolu Bölgesinde bindirme kuşağının güneyinde yer alan Batı Raman sahasındaki kıvrımlardaki çatlak sistemlerini sınıflamak ve modellemesini yapmak, çalışma alanındaki bölgesel tektoniği ve Hoya Formasyonun rezervuar özelliğini öğrenmek için iyi bir fırsattır. Bu bölümde ilk olarak veri toplama metodu açıklanacak, ikinci olarak çatlak verilerinden sahadaki çatlak setleri ortaya konulacak ve bu yolla da her bir set için çatlak uzunlukları ile aralarındaki ilişkiler tespit edilecektir. Bunu sağlamak için Batı Raman antiklinalinin tümünde binlerce çatlak ölçümü yapılmıştır. Çalışma için ölçümler içinde gelişigüzel olmak üzere bazı hatların verileri seçilmiştir (Şekil 7).

2.3.1. Çatlak Tanımlama

Çatlaklar, oluştuğu bölgenin yapısal evriminin aydınlatılmasında, bölgeyi etkileyen kuvvetlerin yönünün ve doğrultusunun belirlenmesinde son derece önemli deformasyon yapıları olup, gerilme-sıkıştırmanın neden olduğu deformasyonların analizinin yapılması yönünde yardımcı yapısal unsurlardır.

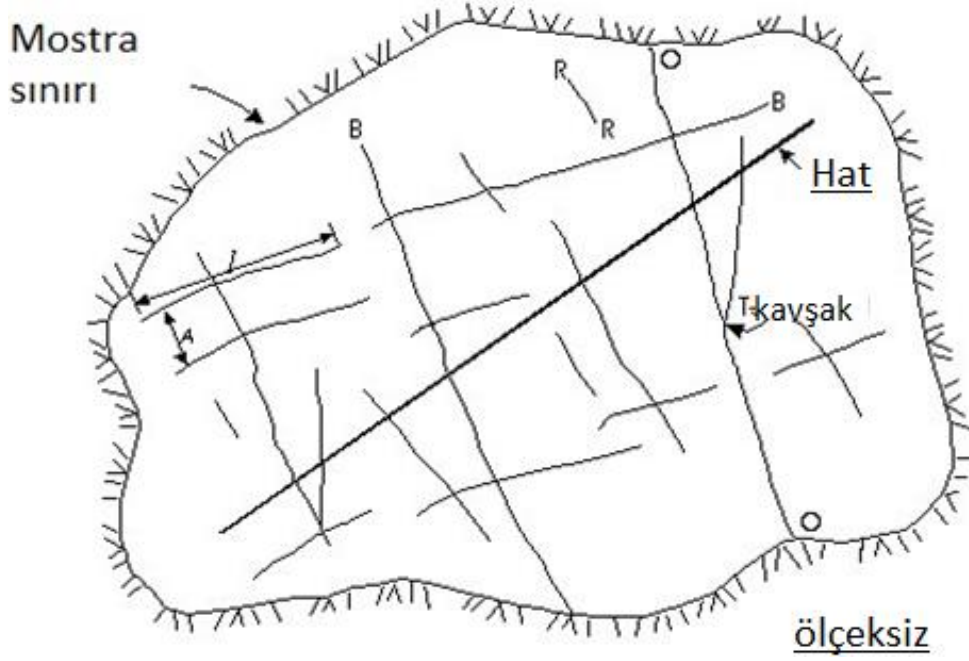
2.3.2. Çatlak Oluşum Modelleri

Çatlaklar; faylar, kıvrımlar ve diğer makaslama zonlarında oluşurlar. Her ne kadar açılma, makaslama ve kayma olmak üzere üç tür çatlak oluşumu tanımlansa da, bu çalışmada çatlaklar “tansiyon” ve “makaslama” çatlakları ile bu modelde (Şekil 8) yer almayan ve çatlağın kıvrım eksenine paralel olarak gelişen “boyuna çatlaklar” başlıkları altında irdelenecektir (Baecher, 1983; Çetinkaya ve Türkmen, 2008).

2.3.2.1. Tansiyon (Çekme-Gerilme) çatlakları

Açılma ya da Çekme çatlakları olarak da bilinmekte olup, en büyük basınç yönüne paralel, çekme gerilmesi yönüne dik konumda uzanım sunarlar (Şekil 8). Bu eklemlerin özellikleri: Eklem düzlemlerindeki hareket (açılma) eklem yüzeyine dik uzanımda olduğu için eklem düzlemleri boyunca birbirine oranla kayma hareketi görülmez. Tansiyon eklemleri, kayalarda

birer açılma-genişleme yüzeyleri oldukları için, yüzeyleri düzgün olmayıp pürüzlüdür ve kıvrımlı yapılarda kıvrım eksenine dik olarak gelişirler.



Şekil 7. Eklemlerin ara kesimlerinin mostrada görünümü, A –Çatlak aralığı; l-çatlak uzunluğu O-mostra sonu; R kayacın sonu, T-tabaka sonu (Baecher, 1983'den).

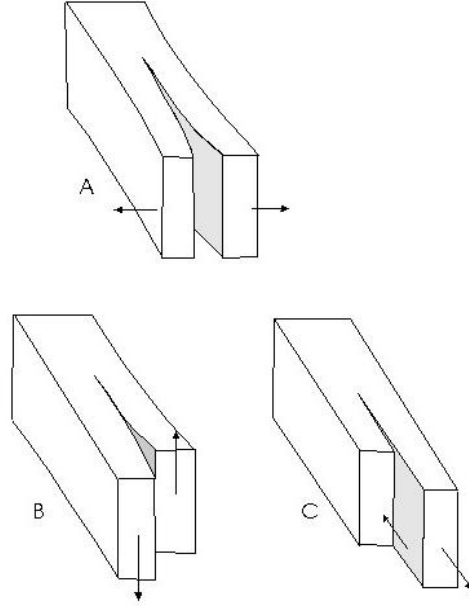
Figure 7. Intermediate parts of the joints in the outcrop, A – Crack gap; L-crack length O-end of exposure; R is the end of the rock, T is the end of the layer (from Baecher, 1983).

2.3.2.2. Makaslama (Kesme-konjugate) çatlakları

Diğer çatlak türü de makaslama çatlaklarıdır. Makaslama çatlakları yırtılma hareketi ile iki modelde de gelişebileceği gibi (Şekil 8 b), kayma hareketi şeklinde de çatlak oluşturabilir (Şekil 8 c).

Makaslama Çatlakları kendilerini etkileyen en büyük basınç kuvvetine çapraz-verev olacak şekilde gelişen kırıklardır (Şekil 9). İki makaslama ekleminin kesişmesi sonucu oluşan dar açı genellikle 60°-70°'dir. Bu eklemlerin özellikleri: oluşumları itibarı ile en büyük stress olan sigma 1 yönüne verev uzanımlı geliştiklerinden kesme bileşenleri gelişmekte olup, bu nedenle

aynı zamanda birer makaslama yüzeyidirler. Dolayısıyla bu eklem yüzeyleri boyunca az da olsa kayma hareketi gözlenir. Eklem yüzeyleri, kayma nedeniyle son derece düzgün, pürüzsüz ve cilalıdır. Kıvrımlı serilerde kıvrım eksenini daima çapraz bir şekilde keserler. Mostralardaki tanıtman özelliği baklava dilimleri şeklinde görünümüne sahip olmalarıdır.



Şekil 8. Çatlak oluşum Modelleri (A) Açılma ; (B) Makaslama ; (C) Kayma ile oluşan çatlaklar (Hudson and Harrison, 1997).

Figure 8. Crack formation models (A) Expansion; (B) Shear ; (C) Cracks formed by shear (Hudson and Harrison, 1997).

2.3.2.3. Boyuna (Uzunlamasına) çatlakları

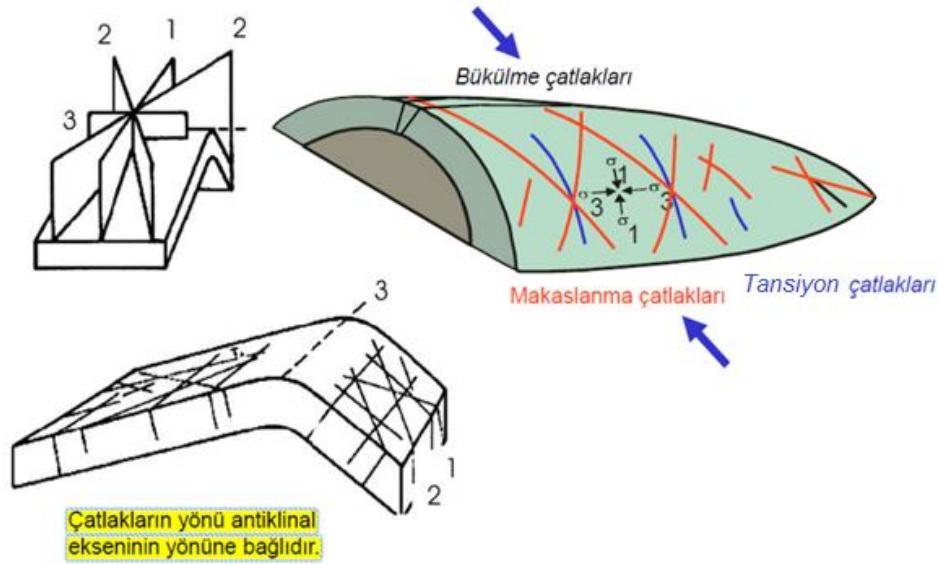
Kayma çatlakları olarak da bilinen bu çatlaklar kıvrım eksenine paralel, sıkışma yönüne dik yönde gelişirler (Closs, 1936; Billings, 1972).

2.3.3. Çatlak Setleri

Çatlak setleri sahada ölçülen mostra okumalarında hesaplanmıştır. Mostrada değişik sayılarda okumalar yapılmış olup, çatlak hattı boyunca gelişen çatlaklar istatistiksel analizler için kayıt

altına alınmıştır. Çatlak eğim ve doğrultuları Georient V10 programının yardımı ile verilerin stereo net çizimleri yapılmıştır (Şekil 10).

Çalışma alanında 6 çatlak seti tespit edilmiştir. Bu setler çalışma alanında yapılan doğrultu ve eğim ölçümlerinden ve harita üzerine işlenmesinden ortaya çıkarılmıştır. Batı Raman antiklinali sahanın batısına doğru dalmakta olup, batısında yer alan Batman Çayı boyunca sol yönlü doğrultu atımlı fay tarafından kesilmektedir. Bu bölgede Eosen Yaşlı Hoya Formasyonu Üst Miyosen yaşlı Şelmo Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.



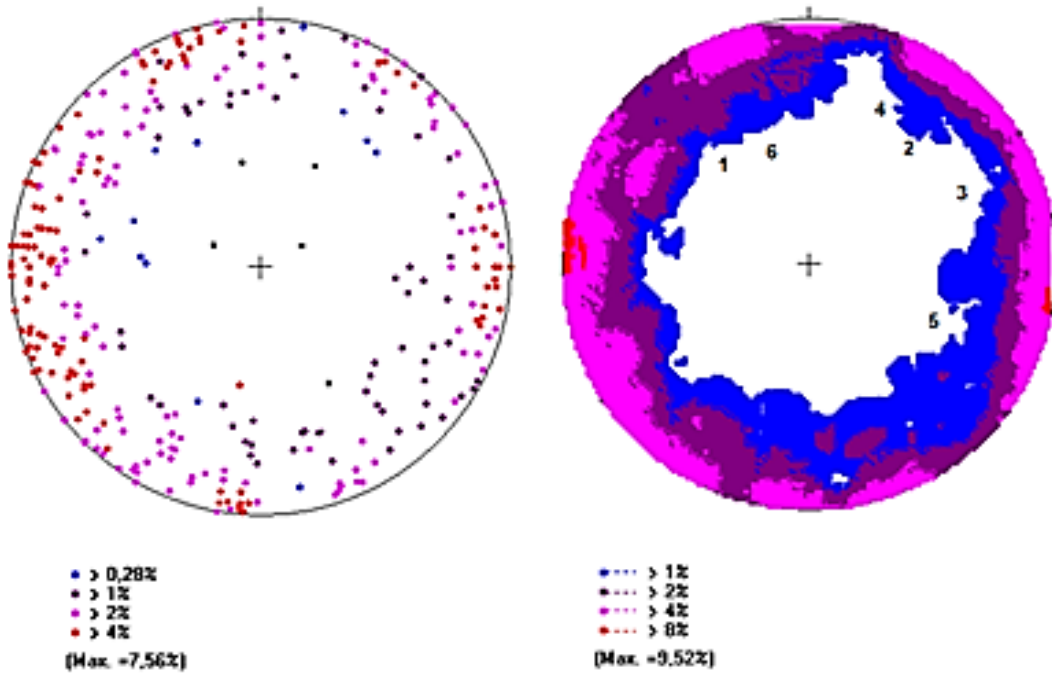
Şekil 9. Sıkışma sonucu oluşan bir antikalinalde gelişebilen üç çatlak seti (Özkaya ve Reachard, 2006; Özkaya, 2012).

Figure 9. Three type of crack sets expected in an anticline formed as a result of compression (Özkaya ve Reachard, 2006; Özkaya, 2012).

1 no'lu çatlak seti antikalinal eksenine paralel oluşan (boyuna çatlaklar) KB/GD yönelimli olup, genellikle sahada en sık gözlemlenen açılma çatlak grubudur. Bunların çatlak açıklığı 0,05-5 mm arasında değişmektedir. Çatlaklar çoğunlukla kalsit dolgulu olup, kısmen kalsitlerde kristallenmeler gözlenmekte ve yer yer kil dolgusu da mevcuttur. Bu çatlak seti sahada en son oluşan çatlak olarak diğer setleri kesmektedir. Çatlak eğimleri 70-90 derecelerde gözlenmiştir. Çatlak yüzeyleri genelde pürüzlü olup, uzunlukları en fazla olanlardandır. 1-20 m arasında olan

uzunluklar ve mostrada toprak altında kaybolduğundan, gözlenemeyen kesimlere sahiptir (Şekil 9).

2 no'lu set çatlak genellikle 1 no'lu çatlak seti tarafından kesilen, KD/GB uzanımlı olup, Batı Raman antiklinalini enine kesen çatlaklardır. Çalışma sahasında yaygın olarak bulunan 1 no'lu setten sonra en fazla çatlak sayısına sahip çatlaklardır. Genellikle çatlak aralığı 10 cm ile 1 metre arasında gözlenmiştir. Çatlak yüzeyleri pürüzlüdür. Çatlak açıklığı 1-5 mm arasında, eğimleri ise 40 ile 90 derece arasında gözlenmiştir. 2 no'lu çatlak seti, 1 no'lu çatlak seti ile yer yer 90 derece ile kesişmekte ve ortogonal çatlak sistemi geometrisi özelliği sunmaktadır (Şekil 11 ve 12).



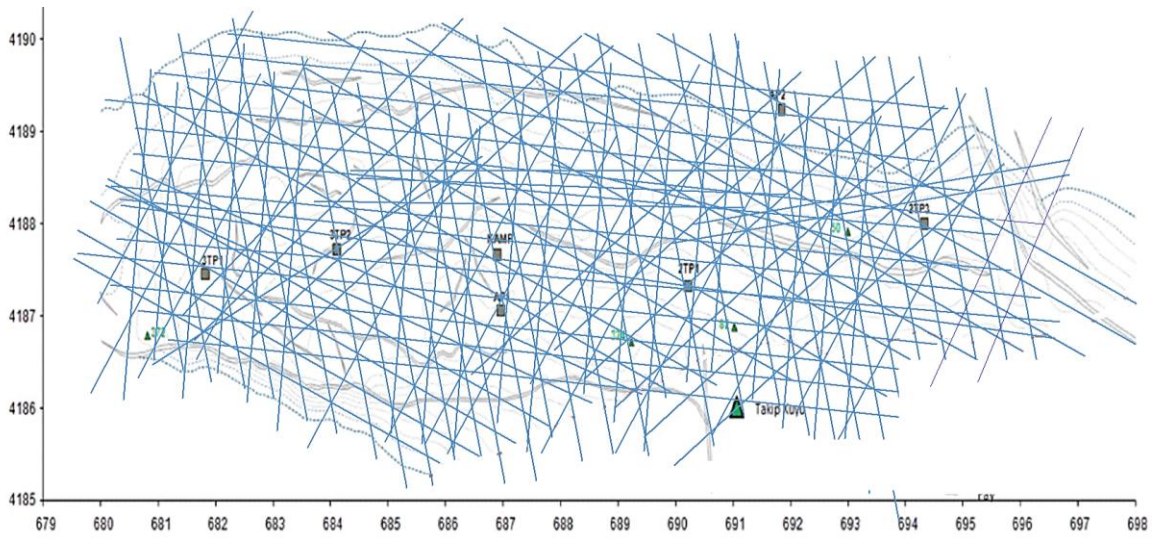
Şekil 10. Tüm hatlar boyunca ölçülen çatlakların doğrultu ve eğim değerlerinin Schmidt projeksiyon ağındaki kutup noktaları çatlak setlerinin yoğunlaştığı kesimleri göstermektedir.

Figure 10. The poles of the cracks measured along all lines, plotted on the Schmidt projection net, indicate the sections where crack sets are concentrated.

3 ve 4 no'lu setler kesme çatlakları olup, 1. ve 2. setlerden sonra gelmektedir. Bu sistemlerdeki çatlak aralıkları değişkenlik göstermekte olup, bu setler saha da 0.1-3 metre uzunlukta gözlemlenmiştir. Çatlak yüzeyleri pürüzsüz olup, çatlak boşluğu gözlenmemiştir. Kendi

aralarında diyagonal özellik göstermekte olup, 6 no'lu çatlak setlerini kesmektedirler, 1 no'lu çatlak setinin çatlakları 3 ve 4 no'lu setlerin çatlaklarını kesmektedir.

5 ve 6 no'lu çatlak setleri makaslama çatlakları, 1 ve 3 no'lu setler tarafından kesilmekte olup, çatlak aralıkları 0,3-1 metre arasındadır. Genellikle çatlak yüzeyleri pürüzsüz olmasına rağmen ender olarak pürüzlü ve açıklığa sahip olanlar görülmüştür. Set 5 çatlakları çalışma alanında genişleme çatlağı özelliği de göstermektedirler.

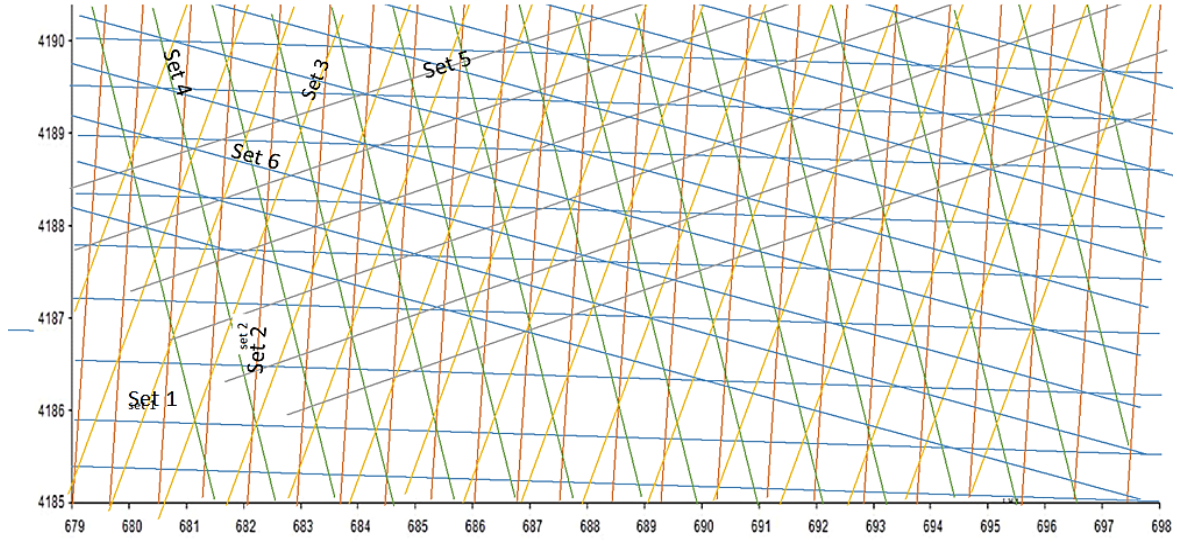


Şekil 11. Batı Raman Antiklinalinde Hoya Formasyonunda gelişen çatlak haritası.

Figure 11. Map of cracks developing in the Hoya Formation in the Western Raman Anticline.

2.3.4. Çatlak Dolguları

Batı Raman Antiklinalinde oluşan çatlak sistemi Miyosen'de Neotektonik dönemde hemen hemen son şeklini almış olup, bu dönemden günümüze kadar oluşan hareketler ile açılan çatlaklar genellikle kalsit ve yer yer de kil dolgusu ile doldurulmuştur.



Şekil 12. Ölçülmüş çatlakların şematik görünümü.

Figure 12. Schematic view of measured cracks.

Batı Raman antiklinalini boyuna kesen “1” ve enine kesen “2” no’lu setler de genişleme çatlakları, 0,5–5 mm ender olarak 1cm ye kadar açıklığa ulaşmaktadır. Çoğu çatlağı, kalsit dolguları yer yer kil dolgusu, set 3, 4 kesme çatlaklarında yer yer deformasyondan dolayı çatlak açıklıkları kalsit veya kil ile dolgusu içermektedir. 6 no’lu seti oluşturan makaslama çatlakları, kapalı çatlak olup, açıklık gözlenmemiştir. 5 no’lu setin çatlakları yer yer genişleme çatlakları özelliğini de göstermekte olup, tansiyon çatlaklarıdır. Bu nedenle kalsit dolgularına 5 no’lu sette rastlanmaktadır.

2.3.5. Çatlak Uzunlukları

Antiklinal eksenine paralel uzanım sunan ve açılma çatlağı karakterinde gelişen Set 1 çatlakları çalışma alanında en fazla uzunluğa sahip olanlardır. 2. olarak set 2 tansiyon çatlakları gelmektedir (Şekil 13).

Batı Raman antiklinalindeki çatlak uzunlukları histogram grafikleri yapılarak incelenmiştir. En uzun çatlak uzunlukları 1 no’lu setin çatlaklarında gözlenmektedir. Bütün setlerde 0-4 metre arası çatlaklar yaygın olarak bulunmaktadırlar. 6-10 metre uzunluğundaki çatlaklar seyrek

olarak bulunmaktadır. Daha uzunlarına ise antiklinal ekseninde yer alan geniş mostralarda rastlanmaktadır (Şekil 14).

3. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

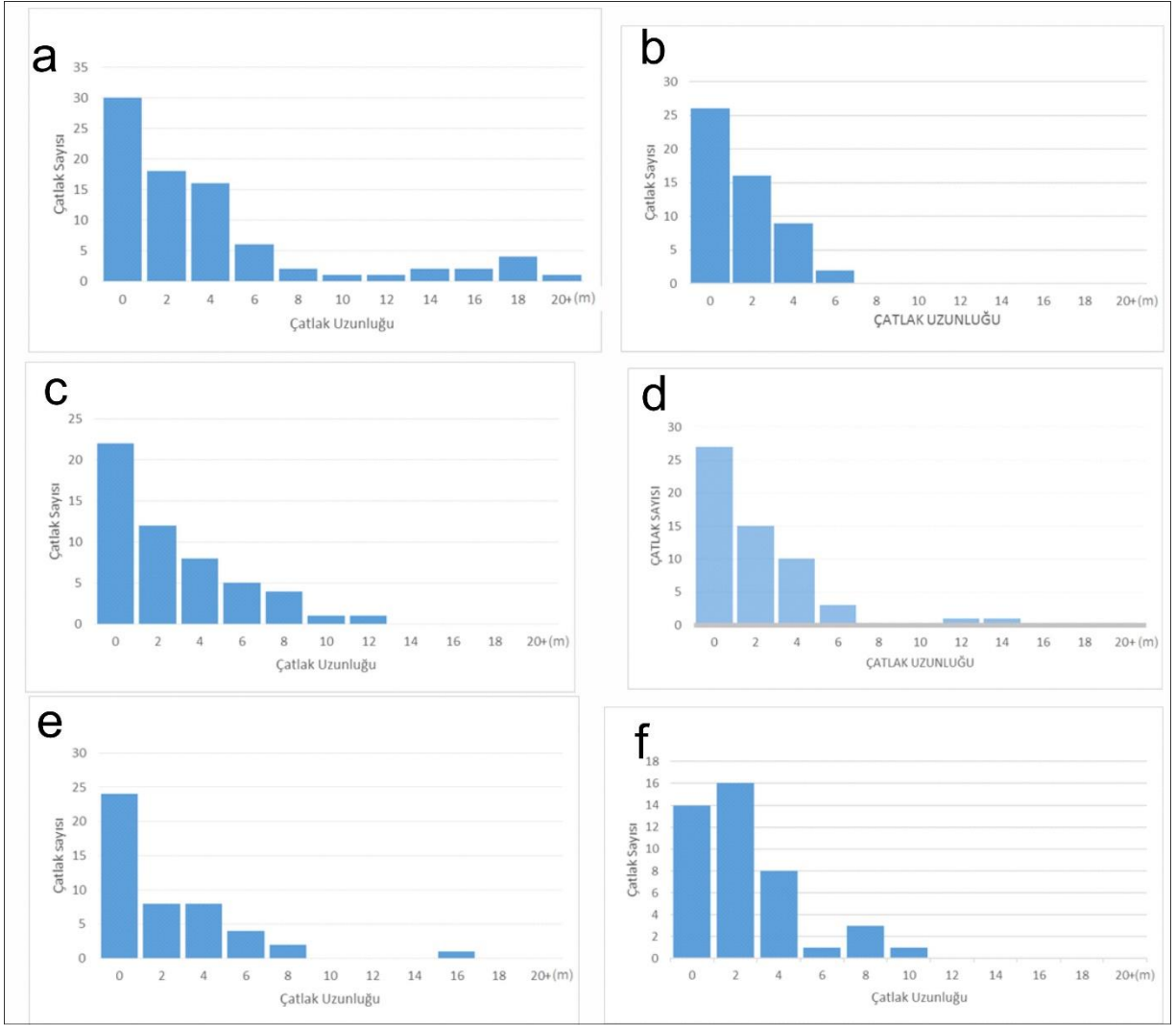
Batı Raman antiklinali yaklaşık olarak kuzey güney yönlü sıkışma tektoniği ürünü olup, antiklinalin güneyi normal fay ile sınırlanmaktadır. Batı Raman Antiklinalinin doğu kesimleri ters faylarla sınırlandırılırken bu faylanma, yükselimin batısına doğru normal faya dönüştüğü gözlenmektedir. Batı Raman Antiklinali Batman çayı boyunca devam eden sol yönlü yanal atımlı fay ile kesilmektedir. Bölge sıkışma tektoniği açısından değerlendirildiğinde antiklinalin güneyinde devam etmesi gereken ters fayın yerinde normal faylanma bulunmaktadır. Çalışma sahasında çatlakların yaşlarına bakıldığında en genç çatlakların doğu-batı yönelimli çatlaklar olduğu, bunlarında Batman çayı boyunca uzanım sunan sol yönlü doğrultu atımlı fayın Geç Miyosen'den günümüze değin etkin olan neotektonik dönemde oluşan hareketler sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Çalışma alanında gözlemler ve ölçülen yapısal veriler iki tektonik fazı ortaya koymaktadır:

Miyosen alloktonlarının hareketinin meydana getirdiği sıkışma ile oluşan kıvrımlanma ve ters faylanma; çalışma alanında antiklinalin güneyinde ters fayın, makaslama ve tansiyon çatlaklarının oluşumu.

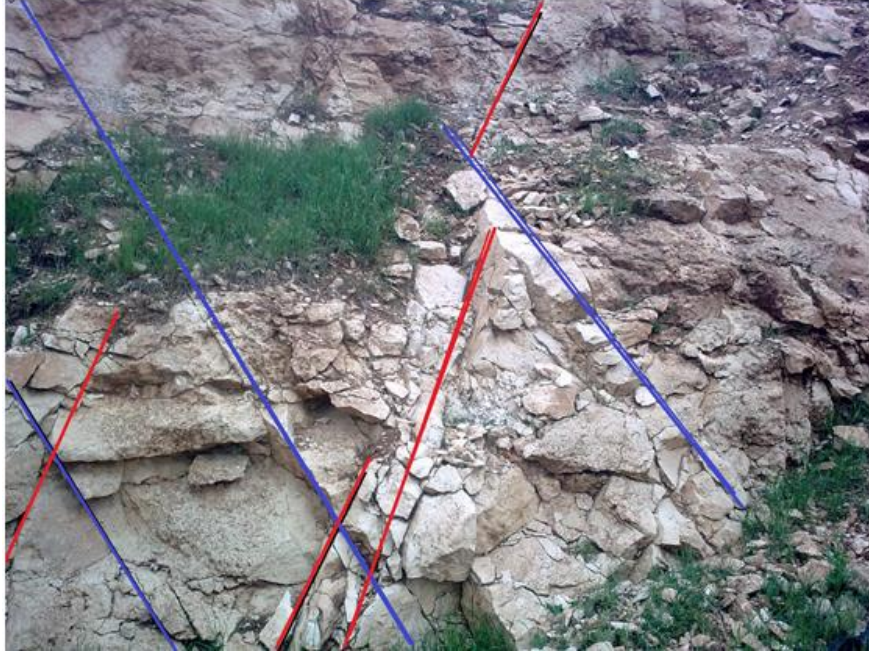
Alloktonların hareketinden sonra; Üst Miyosen sonrası Neotektonik dönemde oluşan doğrultu atımlı fayın (Batı Raman'ın batı kesiminde) etkisi ile sıkışma tektoniğinden, normal faylanmaya dönüşüm ile birlikte; antiklinalin güneyinde normal fay gelişimi ve en son gelişen tansiyon çatlaklarının oluşması.

Tansiyon çatlakları boyuna çatlak türünde olup, antiklinal eksenini boyunca normal faya paralel gelişmişlerdir. Bunlar enine oluşan çatlakları kesmektedirler. Çapraz konumda bulunan makaslama çatlakları, diyagonal olarak ikisini (3ve 4 no'lu çatlak setlerini) kesmekte veya kesilmektedirler. Tümü genelde doğu-batı yönlü tansiyon çatlaklarıncı kesilmektedirler. Bölgedeki sıkışma ve yanal atımlı ve normal fayların sebep olduğu genişleme çatlakları "1", "2" ve 5 no'lu setlerdeki çatlaklar kısmen genişleme-tansiyon çatlağı niteliğindedirler.



Şekil 13. Ölçüm yapılan bütün hatlardaki setlerin çatlak uzunluklarını gösterir histogramlar.

Figure 13. Histograms show the crack lengths of the sets on all measured lines.



Şekil 14. Batı Raman'da makaslama çatlaklarının genel görünümü.

Figure 14. General appearance of Shear Cracks in Western Raman.

1 no'lu setin çatlakları Batı Raman güneyindeki normal faya paralel ve sol yönlü doğrultu atımlı doğrultu faylanmalar etkisiyle en son dönemde oluşan çatlaklardır.

2 no'lu setin çatlakları ise Miyosen alloktonların hareketi sürecinde sıkışma tektoniği döneminde oluşan tansiyon çatlakları; set 3, 4 ve 6 çatlakları da makaslama çatlaklarıdır. Set 5 çatlakları iki fazdan dolayı oluşan makaslama ve tansiyon çatlakları olarak sahada görülmektedir.

1 no'lu setin çatlakları (genişleme çatlakları) maksimum ana strese paralel olup, kuzeyle görünen açısı 25 derecedir.

3, 4 no'lu setlerdeki yaygın olan kesme çatlakları set 5 ve 6 no'lu settekiler ise oluşan makaslama çatlaklarıdır. 3 ve 4 setleri arasında 45°-50° vardır. 5 ve 6 setleri arasında 50-60 derece açı bulunmaktadır.

Çalışma alanında 6 çatlak seti tespit edilmiş çatlakların eğim ve doğrultuları stereonet ağına çizilmiştir. Bunların yönelimi set 1- 120/90; set 2- 30/78; set 3- 70/85; set 4- 5/60; set 5- 95/85; set 6 - 35/80 ortalama yönelimleri tespit edilmiştir.

1 no'lu setteki genişleme çatlakları Batı Raman antiklinalinin batısında yer alan sol yönlü doğrultu atımlı fay tarafından kontrol edildiği, 2 no'lu setin çatlakları Miyosen sıkışma tektoniği döneminde oluşan tansiyon çatlakları olduğu, 3 ve 4 ve 6 no'lu setlerdeki çatlakların yine sıkışma ürünü makaslama çatlakları olduğu, 5 no'lu setin çatlaklarında iki özellik gözlenmiş bir kısmında açılma diğerlerinde ise çatlak yüzeylerinin kesme ve kayma ve pürüzsüz olduğu gözlenmiş bunların makaslama çatlakları olduğu ve her iki fazdan etkilendikleri gözlemlenmiştir.

Açılma çatlaklarında kalsit ve kil dolgusu gözlenirken, makaslama çatlaklarında dolgu gözlenmemiştir.

Hoya Formasyonun bol çatlaklı yapısı belirlenmiş ve çatlakların birbirleriyle bağlantılı oldukları, boşluk porozite yanında çatlak poroziteye de sahip rezervuar kayaç niteliği sunduğu tespit edilmiştir.

4. KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Çukurova Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi (MMF 2012-YL3) tarafından desteklenmiştir. Makalenin hakemliğini üstlenerek değerli katkılar sunan hakemlere teşekkür ederiz.

5. KAYNAKLAR

Akıncı, A.C., Robertson, A.H.F. & Ünlügenç, U.C., 2016. Late Cretaceous–Cenozoic subduction–collision history of the Southern Neotethys: new evidence from the Çağlayanerit area, SE Turkey. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)* 105, 315–337. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1199-6>.

- Billings, M.P., 1972. Structural Geology; Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. Third Edition, 606 p.
- Baecher, B. G., 1983. Statistical analysis of rock mass fracturing: *Mathematical Geology*, 15(2), 329-348.
- Closs, H., 1936. Einführung in die Geologie: Berlin, Borntraeger, 503 p.
- Çetinkaya, C., Türkmen S.T., 2008. Batı Raman Sahası 3D Rezervuar ve Çatlak modelleme çalışması. TPAO Üretim Daire Başkanlığı. Rapor No: 1183.
- Dirik, K., (2006), Yapısal Jeoloji Ders Notları, Hacettepe Üniv., 92 s. (<https://www.scribd.com/document/53669172/Yapısal-Jeoloji-Ders-Notları>), Ankara.
- Dinçer, A., İşbilir, M.,1992. Batman Çevresi (X. Bölge) Üretim Sahaları Civarındaki Jeolojik Haritaların Yeniden Değerlendirilmesi, TPAO Arama Daire Başkanlığı Arşiv No: 3164
- Hudson, J.A. and Harrison, J.P., 1997. Engineering Rock Mechanics: An Introduction to the Principles. Pergamon Press, London. 1997., 307-325.
- Özkaya, İ., 2012. Çatlaklı rezervuar kurs notları, TPAO.
- Özkaya, S.İ. and Reardon, D., 2006. Fractured Reservoir Characterization Using Dynamic Data in a carbonate field, Oman, *SPE Reservoir evaluation and Engineering*, 9, 227-238. Doi.org/10.2118/93312-PA.
- Öner, Z. ve Dilek, Y., 2013. Fault kinematics in supradetachment basin formation. Menderes core complex of western Turkey. *Tectonophysics*, Volume 608, 26, 1394-1412.
- Perinçek, D., 1979. The geology of Hazro – Korudağ – Çüngüş – Maden – Ergani– Hazar – Elazığ – Malatya area. *Geol. Soc. of Turkey*, 22.
- Perinçek, D., ve Özkaya, İ., 1981. Arabistan Levhası Kuzey Kenarı Tektonik Evrimi. *Yerbilimeri, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimeri Enstitüsü Bülteni*, 8: 91-101
- Perinçek, D., Günay, Y., ve Kozlu, H., 1987. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar İle İlgili Yeni Gözlemler, *Türkiye 7. Petrol kongresi*: 89-104

- Perinçek, D. ve Çemen, İ., 1991. Late Cretaceous-Paleogene Structural Evolution Of The Structural Highs of the Southeastern Anatolia. Ozan Sungurlu Sempozyumu bildirileri: 386-403.
- Perinçek, D. Duran, O., Bozdoğan, N., Çoruh, T., 1992. Stratigraphy and Palaeogeographical Evolution of the Autochthonous Sedimentary Rocks in Southeast Turkey. Ozan Sungurlu Symposium, Proceedings, 274-305.
- Robertson, A.F., Parlak, O. & Ustaömer, T., 2012. New Mesozoic-Cenozoic palaeotectonic maps used to shed light on Tethyan geological development (Eastern Mediterranean, Taurides and Arabian margin). 1256-.
- Stampfli, M.G., 2000. Tethyan Oceans. Geological Society, London, Special Publications, 173:1
- Sungurlu, O., 1974. VI. Bölge Kuzey Sahalarının Jeolojisi. TPAO Arama Grubu, Ankara, Rapor No. 871, 32 s.
- Türkmen, T., Karakeçe, Y., Korucu, Ö, Can, H., Açıkbaş, İ., 2010. Batı Raman , Ağır Petrol Sahası Garzan Rezervuarının 3B Entegre jeoistatistik Modeli. TPJD Bülteni, Cilt 22, No 1.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Genç, Ş. C., 1991. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Batı Kesimlerinin Jeolojik Evrimi: Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri, Ankara, s. 356-385.
- Yoldemir, O., 1978. Suvarlı-Haydarlı-Narlı-Gaziantep Arasında Kalan Alanın Jeolojisi, Yapısal Durumu Ve Petrol Olanakları. TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2275. 68 s.



2023 Kahramanmaraş Depremleri ve Yapılara Etkisinin İncelenmesi *2023 Kahramanmaraş Earthquakes and Investigation of Their Effects on Buildings*

İsmail Hakkı ÇAĞATAY¹ Orcid: 0000-0001-5182-776X

¹ Çukurova Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, Adana

Geliş (received): 14/10/2024

Kabul (Accepted): 30/10/2024

ÖZ

Bu çalışmada ülkemizde meydana gelen 6 Şubat 2023 depremlerinde yıkılan ve hasar gören yapıların depremlerde neden yıkıldıkları, hasar aldığı incelenmiş ve depremlere karşı güvenli yapıların nasıl olması gerektiği ile ilgili çözüm önerilerinde bulunulmuştur. Depremlerde Adana, Hatay, Kahramanmaraş, Osmaniye illerindeki betonarme yapıların durumu ve hasar nedenleri incelenmiştir. Yıkım ve hasarların önemli kısmı yapıların tekniğine uymadan yapılması ve hatalı uygulamalar olduğu tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Kahramanmaraş depremleri, deprem, beton, betonarme yapılar, kesme kuvveti

ABSTRACT

In this study, it was examined why the buildings that were destroyed and damaged in the earthquakes that occurred on February 6, 2023 in our country were destroyed and damaged, and solutions were proposed on how the buildings should be safe against earthquakes. The earthquake condition and damage of reinforced concrete buildings in Adana, Hatay, Kahramanmaraş and Osmaniye provinces were examined. It was determined that a significant part of the destruction and damage was done without complying with the construction technique and with incorrect applications.

Keywords: *Kahramanmaraş earthquakes, earthquake, concrete, reinforced concrete buildings, shear force*

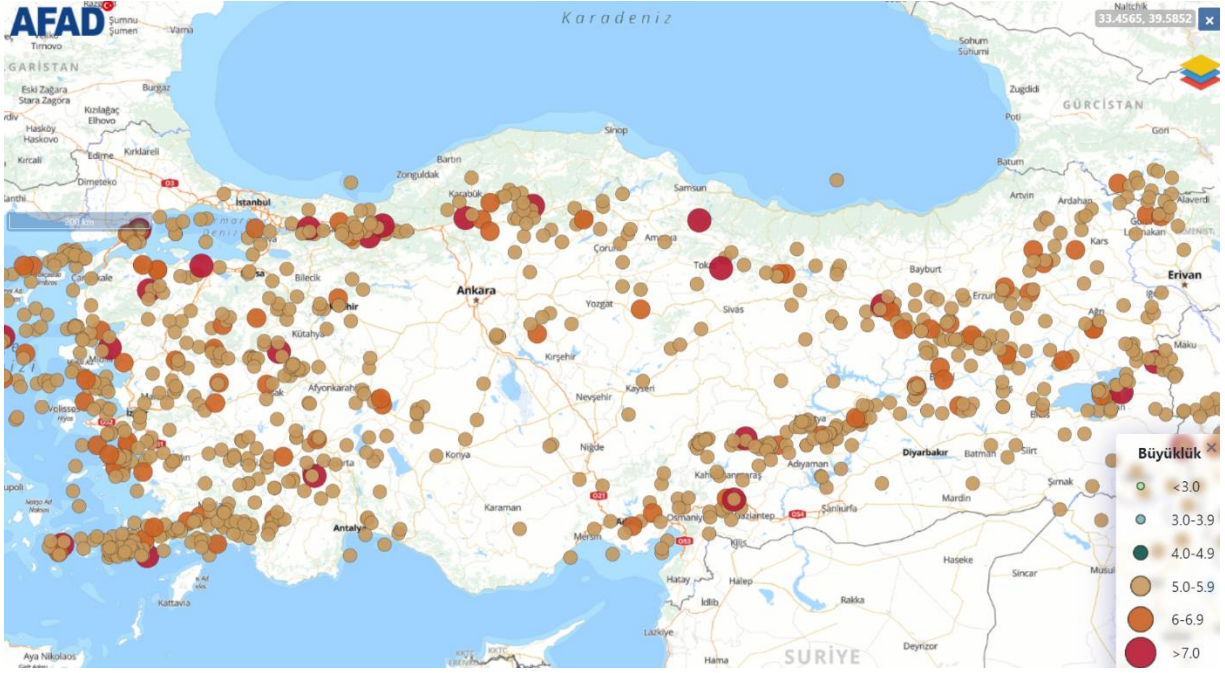
GİRİŞ

06.02.2023 tarihinde Kahramanmaraş ilimizde merkez üssü Pazarcık ve Elbistan olan büyüklükleri Mw 7.7 ve Mw 7.6 olarak belirlenen iki büyük deprem meydana gelmiştir (AFAD, 2023). 7.7 büyüklüğündeki deprem yerin 8.6 km derinliğinde, 7.6 büyüklüğündeki deprem ise yerin 7 km derinliğinde meydana gelmiştir. Depremler 11 İlimizi etkilemiştir. Ülkemizin bir deprem kuşağında yer aldığı bilinmekte ve hemen hemen her büyük depremde çok sayıda can ve mal kayıplarına neden olmaktadır.

Şekil 1’de 1900-2023 yılları arasında büyüklüğü 5 ve daha fazla olan depremler görülmektedir. Bu depremlerde 5 ve daha büyük olan depremlerin sayısı 833, 6 ve daha büyük olan depremlerin sayısı 104 ve 7 ve daha büyük olan depremlerin sayısı ise 19 dur. Şekil 2’de 1900-2023 yılları arasında büyüklüğü 6 ve daha fazla olan depremler, Şekil 3’te ise 1900-2023 yılları arasında büyüklüğü 7 ve daha fazla olan depremler görülmektedir.

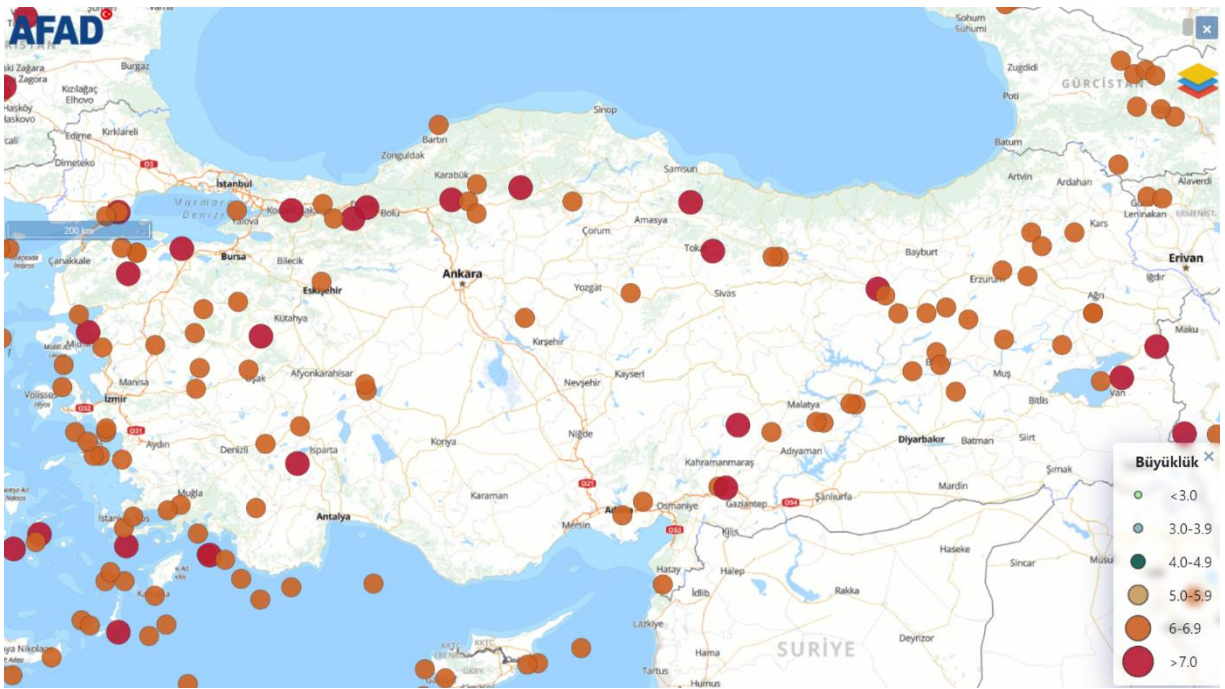
Çizelge 1’de 1900-2023 yılları arasında büyüklüğü 7 ve daha fazla olan depremlerin listesi görülmektedir.

Depremlerde oluşan maksimum deprem ivme değerleri Pazarcık 4614 nolu istasyonunda oluşmuştur. Bu istasyonda Kuzey-Güney ve Doğu-Batı İvme, Hız ve Deplasman değerleri sırasıyla Şekil 4 ve 5’te verilmiştir.



Şekil 1. 1900-2023 Yıllarında Türkiye’de Meydana Gelen 5’ten Büyük Depremler

Figure 1. Earthquakes Greater Than Magnitude 5 in Turkey Between 1900-2023



Şekil 2. 1900-2023 Yıllarında Türkiye’de Meydana Gelen 6’dan Büyük Depremler

Figure 2. Earthquakes Greater Than Magnitude 6 in Turkey Between 1900-2023



Şekil 3. 1900-2023 Yıllarında Türkiye’de Meydana Gelen 7’den Büyük Depremler

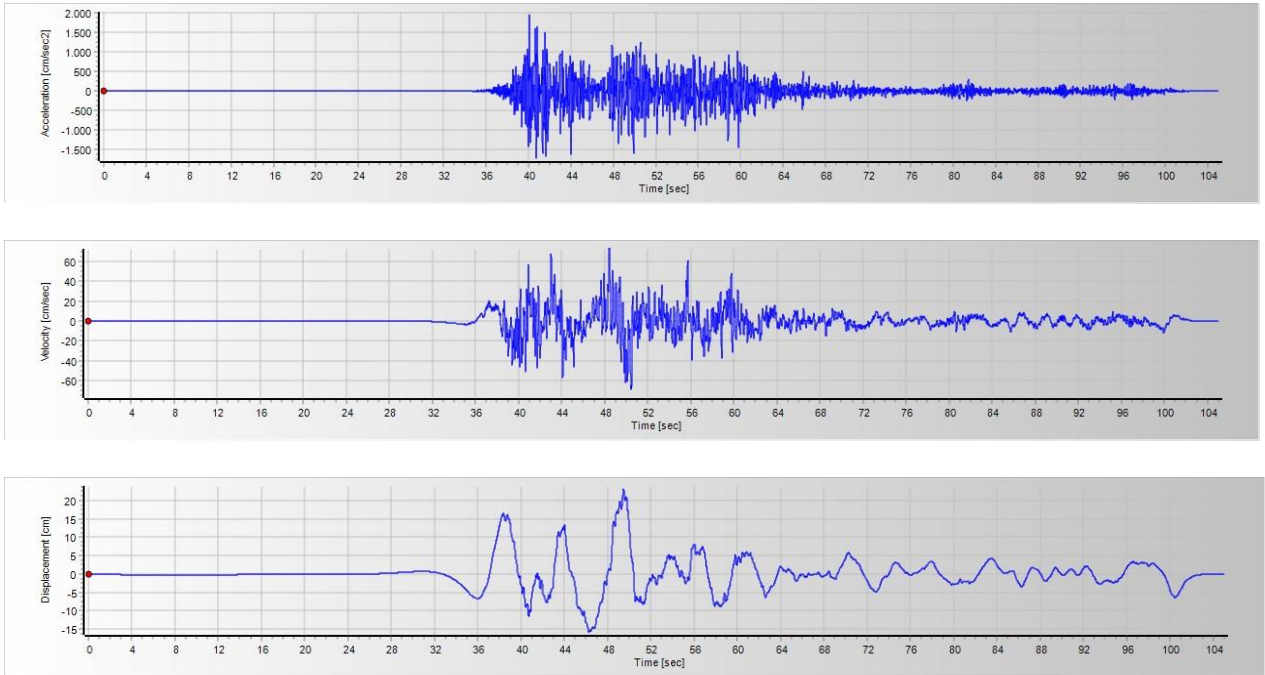
Figure 3. Earthquakes Greater Than Magnitude 7 in Turkey Between 1900-2023

Çizelge 1. 1900-2023 yılları arasında büyüklüğü 7 ve daha fazla olan depremlerin listesi

Table 1. List of Earthquakes Greater Than Magnitude 7 in Turkey Between 1900-2023

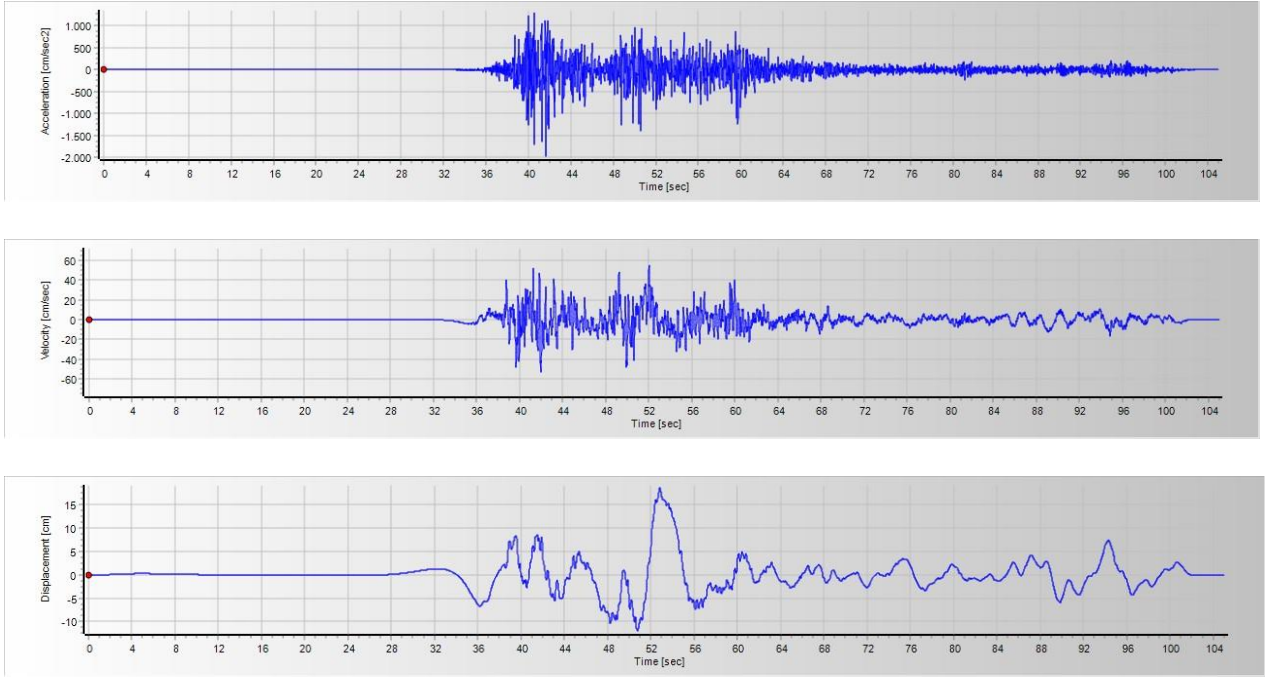
Date	Longitude	Latitude	Depth	Type	Magnitude	Location
09/11/1905 00:02:56	24.4	40.3	14	MS	7.4	Ege Denizi-Yunanistan Sınırı
09/08/1912 03:29:00	27.2	40.75	10	MS	7.4	Şarköy-Tekirdağ
04/10/1914 00:06:00	30.1	37.6	10	MS	7	Burdur
26/06/1926 21:46:38	27.33	36.54	100	MS	7.7	Datça Açıkları-Ege Dizi
30/08/1926 13:38:04	23.16	36.76	26	MS	7	Ege Denizi-Yunanistan
20/12/1942 17:03:08	36.47	40.87	10	MS	7	Erbaa-Tokat
27/11/1943 01:20:41	33.72	41.05	10	MS	7.2	İlgaz-Çakırı
01/02/1944 06:22:36	32.6	40.9	10	MS	7.3	Gerede-Bolu
18/03/1953 21:06:16	27.36	39.99	10	MS	7.2	Çanakkale
25/04/1957 04:25:45	28.68	36.42	80	MS	7.1	Akdeniz
26/05/1957 08:33:35	31	40.67	10	MS	7.1	Düzce-Bolu
24/01/1916 08:55:15	36.83	40.27	10	MS	7.1	Tokat
18/11/1919 23:54:50	26.71	39.26	10	MS	7	Ayvalık-Balıkesir
18/04/1928 21:22:51	25.35	42.27	7	MS	7.1	Bulgaristan
27/12/1939 01:57:21	39.51	39.8	20	MS	7.9	Erzincan

09/02/1948 14:58:19	27.2	35.41	30	MS	7.2	Akdeniz
09/07/1956 05:11:43	25.92	36.69	10	MS	7.4	Ege Denizi
24/11/1976 14:22:16	44.029	39.08	8.6	Mw	7	Çaldıran-Van
23/10/2011 13:41:00	43.4657	38.689	19.02	Mw	7.1	Van-Merkez
06/10/1964 16:31:23	28.23	40.3	34	MS	7	Karacabey-Bursa
20/02/1968 00:45:42	24.94	39.4	7	MS	7.2	Ege Denizi
28/03/1970 23:02:24	29.51	39.21	18	MS	7.2	Kütahya
17/08/1999 03:01:39	30.004	40.77	15	Mw	7.6	Gölcük-Kocaeli
12/11/1999 18:57:21	31.226	40.806	11	Mw	7.1	Düzce-Bolu
06/02/2023 04:17:32	37.043	37.288	8.6	MW	7.7	Pazarcık (Kahramanmaraş)
06/02/2023 13:24:47	37.239	38.089	7	MW	7.6	Elbistan (Kahramanmaraş)



Şekil 4. 06.02.2023 Kahramanmaraş Pazarcık Mw: 7.7 Depremi Kaydeden Pazarcık 4614 İstasyonu Kuzey-Güney Bileşenine Ait İvme, Hız Ve Yer Değiştirme Dalga Formları (Veri: AFAD, Grafik: SeismoSignal, (SeismoSoft))

Figure 4. Acceleration, Velocity, and Displacement Waveforms of North-South Component of Pazarcık 4614 Station Recording the 06.02.2023 Kahramanmaraş Pazarcık Mw: 7.7 Earthquake (Data: AFAD, Graphics: SeismoSignal, (SeismoSoft))



Şekil 5. 06.02.2023 Kahramanmaraş Pazarcık Mw: 7.7 Depremi Kaydeden Pazarcık 4614 İstasyonu Doğu-Batı Bileşenine Ait İvme, Hız Ve Yer Değiştirme Dalga Formları (Veri: AFAD, Grafik: SeismoSignal, (SeismoSoft))

Figure 5. Acceleration, Velocity and Displacement Waveforms of East-West Component of Pazarcık 4614 Station Recording the 06.02.2023 Kahramanmaraş Pazarcık Mw: 7.7 Earthquake (Data: AFAD, Graphics: SeismoSignal, (SeismoSoft))

Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı verilerine göre 332 bin 947 bağımsız bölümden oluşan 84 bin 726 bina yıkık, acil yıkılacak ve ağır hasarlı olarak tespit edilmiştir, (www.csb.gov.tr, 2023). İçişleri Bakanlığı verilerine göre depremlerde 38 bin 901 bina yıkılmıştır. 60 bin 421 acil yıkılacak ve yıkık bina, ağır hasarlı 200 bin 401 bina olarak tespit edilmiştir, (www.icisleri.gov.tr, 2023).

Ülkemizde oluşan önceki depremlerde benzer hasarlar oluşmuştur, (Çağatay, 2005a). Hasarların en büyük nedenleri yeterli ve uygun malzeme kullanılmaması, kullanılan agregaların granülometrilerinin uygun olmaması, yetersiz çimento kullanımı, betonda vibratör kullanılmaması veya yetersiz kullanım, beton kürünün yeterli yapılmaması, donatı olarak

kullanılan çeliğin uygun olmaması, etriye aralıklarının yetersiz olması, etriye kancalarının 135^0 olmaması ve korozyon olarak sayılabilir.

YAPILARDAKİ HASARLAR VE NEDENLERİ

Betonarme yapılar döşeme, kolon, kiriş, temel ve duvar gibi elemanlardan oluşur. Betonarme yapı beton ve çelik ile yapılmaktadır. Bu nedenle iyi bir betonarme yapıda yeterli dayanım, rijitlik ve süneklik olmalıdır. Standart ve yönetmeliklere uygun yapılar depremlerde güvenli olabilir.

Aşağıda 06 Şubat 2023 depremlerinde, Hatay, Kahramanmaraş, Osmaniye ve Adana İllerindeki yapılardan hasarlı olanların bazıları verilmiş ve hasar nedenleri incelenmiştir.

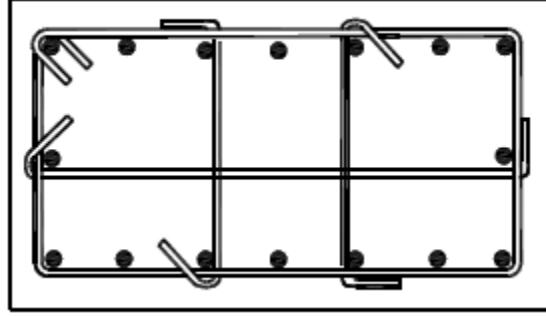


Şekil 6. Kolonda Uygun Olmayan Etriye Detayı

Figure 6. Inappropriate Stirrup Detail

Şekil 6’da kolonda hatalı etriye görülmektedir. Etriyeler betonarme elemanlarda kesme kuvvetini karşılayan en önemli bileşenlerdir. Bu etriyelerin Şekil 7’deki gibi kancalarının 135^0 olarak kıvrımlı olması gerekmektedir. Deprem Yönetmeliğine göre Özel deprem çirozlarında

ise bir uçta 90^0 kıvrımlı kanca yapılabilir. Depremlerde yıkılan veya hasarlı olan yapılarda etriyeler 135^0 değil genellikle Şekil 6’da da görüldüğü gibi 90^0 olarak uygulanmıştır. 90^0 olarak uygulanan etriyelerin hemen hemen hiçbir katkısı yoktur.



Şekil 7. Etriye Detayı

Figure 7. Stirrup Detail



Şekil 8. Devrilmiş Bir Yapı

Figure 8. An Overturned Structure

Şekil 8’de devrilmiş bir yapı görülmektedir. Betonarme yapılar yönetmelik ve standartlara uygun olarak yapıldığında ve yer seçimi uygun olduğunda depreme karşı güvenli yapılardır. Depremlerde yapıların deprem kuvvetlerini güvenle karşılaması gerekmektedir. Yönetmelikler

Şekil 8’deki gibi bir göçmeyi istemez. Bu nedenle yapıyı tasarlarken ve üretirken tüm standart ve yönetmeliklere uymak gerekmektedir.



Şekil 9. Ağır Hasarlı Yapı

Figure 9. Heavy Damaged Building

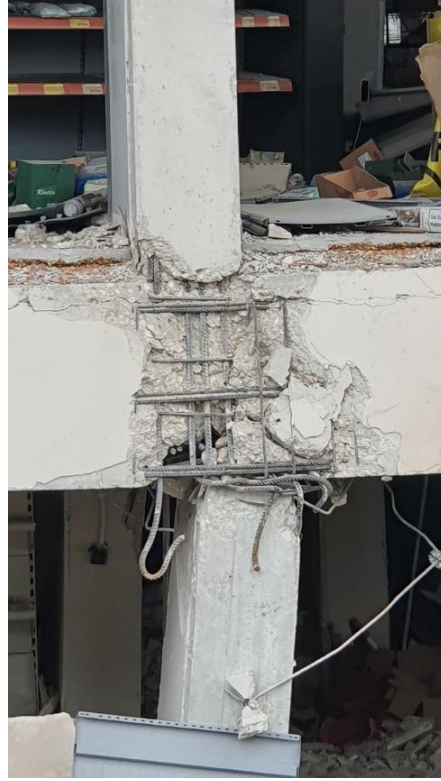
Şekil 9’de ağır hasarlı bir yapı görülmektedir. Yapının deprem kuvvetlerini güvenle karşılamadığı, kolon-kiriş bağlantılarının yeterli dayanıklılıkta olmadığı, yapının yanal rijitliğinin yeterli olmadığı görülmektedir. Bu nedenle yapı yatay yönde oldukça fazla ötelenmiş ve ağır hasarlıdır.

Şekil 10 ve 11’de ağır hasarlı bir kolon-kiriş birleşimi görülmektedir. Yapının deprem kuvvetlerini güvenle karşılamadığı, kolon-kiriş bağlantılarının yeterli dayanıklılıkta olmadığı, donatı detaylarını uygun olmadığı, kolon-kiriş bölgesinde mafsal oluştuğu görülmektedir. Bu nedenle yapı ağır hasarlıdır. Kolon-kiriş birleşimleri yapıda moment, kesme kuvveti ve normal kuvvet etkilerini, deprem yüklerini karşılamada önemlidir. Bu nedenle yetersiz etriye ve yetersiz beton dayanımı nedeniyle bu tür hasarlar hemen her depremde görülebilir.



Şekil 10. Ağır Hasarlı Kolon-Kiriş Birleşimi

Figure 10. Heavy Damaged Column-Beam Joint



Şekil 11. Ağır Hasarlı Kolon-Kiriş Birleşimi

Figure 11. Heavy Damaged Column-Beam Joint



Şekil 12. Kısa Kolon Hasarı

Figure 12. Short Column Damage

Şekil 12’de kısa kolon hasarı görülmektedir. Genellikle bu tip hasarlar hemen her depremde görülebilmektedir. Kolonların üst kısmında çerçevede duvarlarda boşluklar olması nedeniyle kısa kolon hasarları oluşmaktadır (Çağatay 2005b, 2010). Kısa kolon hasarlarının oluşmaması ancak duvarların da yapı modelinde yer alması ve çözümün buna göre olması ile güvenli olabilir. Oluşan kesme kuvvetini karşılayacak kesme donatısı sağlanmalı, gerekirse duvarlar kolona rijit olarak bağlanmamalı veya (Çağatay 2005b) deki referansa uygun çözüm olmalıdır.

Şekil 13 ve 14’te kirişlerde oluşan hasar görülmektedir. Kirişlerde yeterli kesme dayanımı yapıların deprem güvenliği nedeniyle önemlidir. Kesme hasarları gevrek tip hasarlardır. Yönetmeliklerin izin vermediği hasarlardır. Bu tür hasarlarda kirişler çok çabuk kırıldığından dolayı yapıda ağır hasar hatta yapının yıkılması oluşabilir. Kirişlerde kesme kuvvetini karşılamak için etriyeler konulmalı ve etriye bağlantıları mutlaka yönetmelik koşullarını sağlamalıdır. Özellikle kolon-kiriş birleşim bölgelerinde etriyeler sık olarak kullanılmalıdır.



Şekil 13. Kirişte Kesme Hasarı
Figure 13. Shear Failure in a Beam



Şekil 14. Kirişte Kesme Hasarı
Figure 14. Shear Failure in a Beam



Şekil 15. Kolonda Hasar

Figure 15. Shear Failure in a Column

Şekildeki kolonda ağır hasar oluşmuştur. Kolonlar betonarme elemanların en önemli taşıyıcı sistem elemanlarıdır. Kolonlar düşey yükleri taşımada önemli olduklarından bu elemanların sağlam ve güvenli olmaları gerekmektedir. Yapılarda kolonlarda mafsallaşma olması istenmez. Kolonlar yatay ve düşey yükleri güvenle taşımalıdır. Bu nedenle kolonlarda

düşey ve yatay demirlerin standartlara uygun olması önemlidir. Kolonlarda betonun dayanımı istenen değeri sağlamalıdır. Sargı bölgelerinde etriye detayları uygun olmalıdır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

06 Şubat 2023 Depremlerinde ülkemizde çok sayıda can kaybı olmuş, çok sayıda bina yıkılmış veya hasarlıdır. Bu çalışmada depremlerde yıkılan ve hasarlı olan binaların bulunduğu Kahramanmaraş, Hatay, Osmaniye ve Adana'da yapılar incelenmiş, yıkım ve hasar nedenleri araştırılmış ve çözüm önerilerinde bulunulmuştur. Depremlerde ülkemizde önceki depremlerde oluşan benzer hasarlar oluşmuştur. Hasarların en büyük nedenleri yeterli ve uygun malzeme kullanılmaması, kullanılan agregaların granülometrilerinin uygun olmaması, yetersiz çimento kullanımı, betonda vibratör kullanılmaması veya yetersiz kullanım, beton kürünün yeterli yapılmaması, donatı olarak kullanılan çeliğin uygun olmaması, etriye aralıklarının yetersiz olması, etriye kancalarının 135⁰ olmaması ve korozyon olarak sayılabilir. Özellikle beton kalitesinin standartlarca belirlenen değerlerden çok az olması yıkımların başlıca nedenlerinden sayılabilir. Depremlerde binaların yıkılmaması için yukarıda belirtilen yanlışlıkların olmaması, yapının zemin ve çevre koşullarına, yönetmeliklere uygun olması gerekmektedir.

KAYNAKLAR

AFAD, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Afad.gov.tr.

<https://www.csb.gov.tr>, 2023

Çağatay, İ. H., 2005a. Experimental Evaluation of Buildings Damaged In Recent Earthquakes In Turkey, Engineering Failure Analysis, **12**, 440-452.

Çağatay, İ. H., 2005b. Failure Of An Industrial Building During A Recent Earthquake In Turkey, Engineering Failure Analysis, **12**, 497-507.

Çağatay, İ. H., Beklen, C., Mosalam, K. M., 2010. Investigation of Short Column Effect of RC Buildings: Failure and Prevention, Computers and Concrete, An international Journal, Vol. 7 (6), pp. 523-532.

SeismoSoft (2006), Earthquake Software for Signal Processing of Strong-Motion data,
<http://www.seismosoft.com>

<https://www.icisleri.gov.tr>, 2023