



**Mordoğan Bölgesinin Neojen Jeolojisi ve Stratigrafik Korelasyonu,
Karaburun Yarımadası, Batı Anadolu**
*Neogene Geology and Stratigraphic Correlation of Mordoğan Region,
Karaburun Peninsula, Western Anatolia*

Fikret Göktaş¹, Serdar Mayda^{2,3*}

¹ 119/3 Sokak, 7/1, 15, Evka 3, Bornova, İzmir

² Ege Üniversitesi, Tabiat Tarihi Uygulama & Araştırma Merkezi, 35040, Bornova/İzmir

³ Ege Üniversitesi, Fen Fakültesi, Biyoloji Bölümü, 35040, Bornova/İzmir

• Geliş/Received: 19.06.2023 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 10.07.2023 • Kabul/Accepted: 14.07.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 04.08.2023 • Baskı/Printed: 20.08.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Foça Çöküntüsü'nün batı kenarında yer alan Kösedere ve Mordoğan alt havzalarındaki orta Miyosen tortullaşması, egemen gölsel Hisarcık formasyonu ile temsil edilir. Hisarcık formasyonu, erken Miyosen sonunda bölgeye yerleşen kalkalkalen karakterli volkanitler (Karaburun volkanitleri ve Foça tüfü) üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Orta Miyosen havzalarının sınır fayları boyunca yüzeyleyen Karaburun volkanitleri andezit bileşimlidir. Foça tüfü rhyolitik ignimbritlerle temsil edilir. Hisarcık formasyonunun havza kenarı alüviyal çökellerini temsil eden Kösedere üyesi, Kösedere alt havzasının sınır fayları önünde çökelmiştir. Gölsel kıyıyüzünde çökelmiş yeşil renkli kilttaş-silttaş topluluğundan oluşan Karabağları üyesi, yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Kösedere üyesi üzerine gelir. Karabağları üyesinin Mordoğan alt havzasındaki yanal eşdeğeri kabul edilen Ardıç üyesi, çamur düzlüğü çökelişini yansıtan çamurtaşı-kumtaşı ardışık istiflerle simgelenir ve geç MN5 biyozonuna ait büyük memeli fosilleri kapsar. Hisarcık gölsel çökelişinin son dönemini yansıtan Mordoğan kireçtaşı üyesi, Karabağları ve Ardıç üyeleri üzerine geçişli gelir. Hisarcık formasyonu üzerine, MN10-11 biyozonlarına ait büyük memeli fosilleri kapsayan Esendere grubu çökelleri uyumsuzlukla gelir. Hisarcık formasyonu, Sakız Adası, Çeşme Yarımadası ve Foça Çöküntüsü'nde temsil edilir. Sakız Adası'nda Keramaria ve Nenita birimleri, Çeşme Yarımadası'nda Çiftlik formasyonu ve Foça Çöküntüsü'nde Aliğa kireçtaşı, Hisarcık formasyonu ile deneştirilebilir. Urla havzası ve İzmir Körfezi adalar topluluğunda yüzeyleyen Urla grubu çökelleri, Hisarcık formasyonunun eşdeğeridir.

Anahtar Kelimeler: Ardıç faunası, Karaburun Yarımadası, memeli paleontolojisi, Orta Miyosen tortullaşması.

Abstract: Middle Miocene sedimentation in the sub-basins of Kösedere and Mordoğan, representing the western margin of the Foça Depression, is represented by the dominantly lacustrine of Hisarcık formation, which unconformably covers the calc-alkaline volcanics (Karaburun volcanics and Foça tuff) at the end of early Miocene. The Karaburun volcanics outcropping along the boundary faults of the Middle Miocene basins are of andesite composition. Foça tuff is represented by rhyolitic ignimbrites. The Kösedere member, which represents the basin margin alluvial fan deposits of the Hisarcık formation, was deposited in front of the boundary faults of the Kösedere sub-basin. The Karabağları member, which consists of a green claystone-siltstone assemblage deposited on the lacustrine shoreface, overlies the Kösedere member with lateral-vertical transition. The Ardıç member, which is considered the lateral equivalent of the Karabağları member in the Mordoğan sub-basin, is represented by a mudstone-sandstone succession reflecting the mudflat deposition, and has yielded large mammal fossils of the late

MN5 biozone. The Mordoğan limestone member, reflecting the last period of Hisarcık lacustrine deposition, is transitive with the Karabağları and Ardıç members. The Esendere group deposits, which have yielded large mammal fossils of MN10-11 biozones, unconformably overlie the Hisarcık formation. The Hisarcık formation is represented in Chios Island, Çeşme Peninsula and Foça Depression. Keramaria and Nenita units on Chios Island, the Çiftlik formation in Çeşme Peninsula, and Aliğa limestone in the Foça Depression can be correlated with the Hisarcık formation. Urla group deposits outcropping in the Urla basin and the İzmir Bay archipelago are the equivalent of the Hisarcık formation.

Keywords: Ardıç fauna, Karaburun Peninsula, mammalian paleontology, Middle Miocene sedimentation.

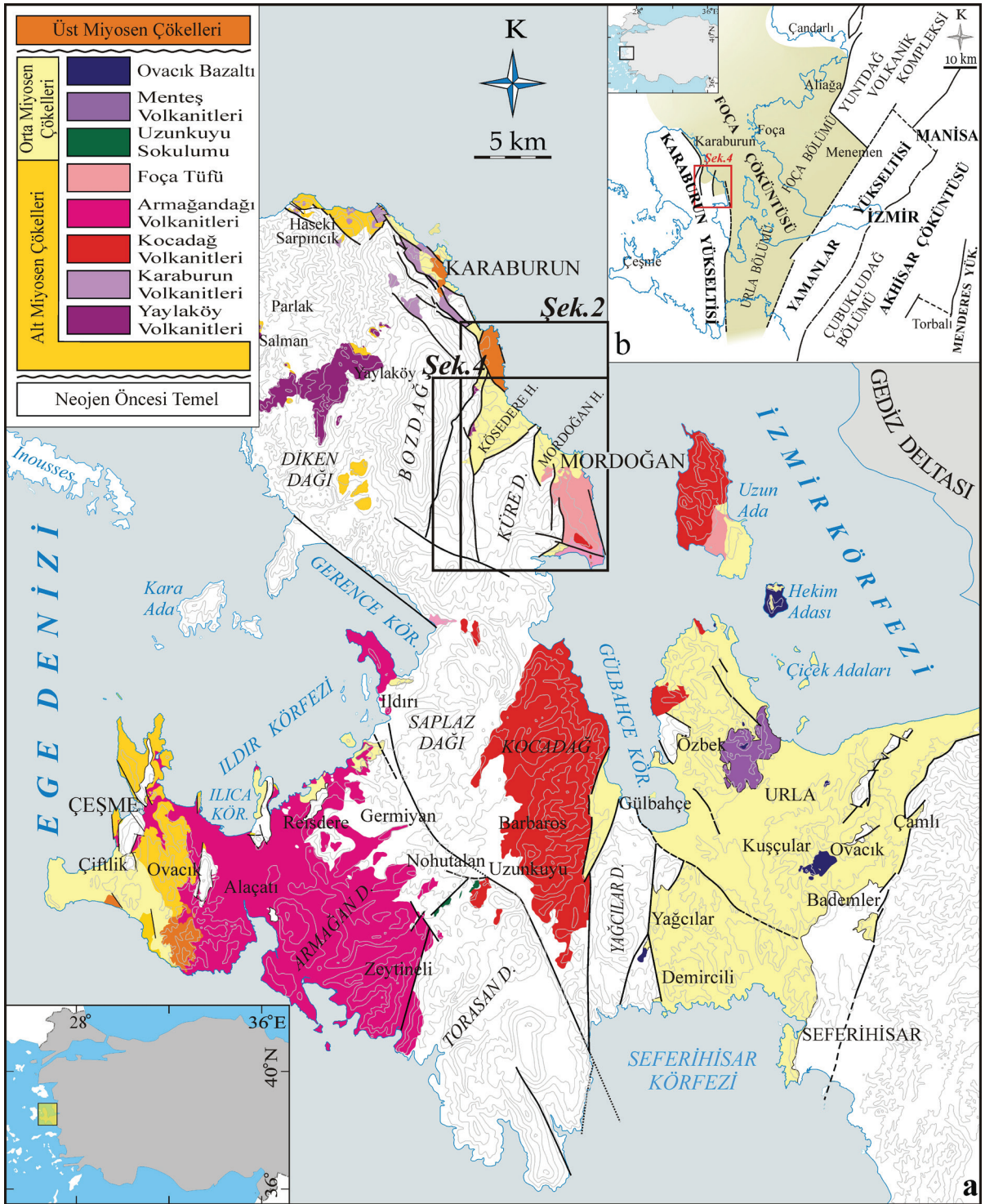
GİRİŞ

Karaburun Yarımadası'nın Mordoğan çevresinde yüzeyleyen karasal Neojen çökelleri ile volkanitlerine yönelik olan bu incelemede, 1:100.000 ölçekli genel jeolojisi Çakmakçoğlu ve Bilgin (2006) ile Dönmez vd. (2014) tarafından çalışılmış olan alanın 1:25.000 ölçekte detaylandırılması ve Miyosen stratigrafisinin sergilenmesi amaçlanmıştır (Şekil 1). Bu bağlamda, ağırlıklı olarak Kösedere ve Mordoğan alt havzalarındaki orta Miyosen tortullaşması üzerinde durulacak ve bölgesel korelasyon olanakları araştırılacaktır. Yarımada genelinde yürütülen önceki jeolojik etütlerin başlıcaları Neojen öncesi kaya birimlerine yöneliktir (Çakmakçoğlu ve Bilgin, 2006 ve bu çalışmada değinilen referanslar). 1:100.000 ölçekli genel jeoloji çalışmaları, Dönmez vd. (2014) ile Göktaş ve Çakmakçoğlu (2018a, b ve c)'na aittir. Neojen çalışmaları, magmatizma (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Borsi vd., 1972; Türkecan vd., 1998; Kaçmaz ve Köktürk, 2004; Helvacı vd., 2009; Agostini vd., 2010), hidrojeoloji-jeotermal enerji (Koçak, 1974; Yılmaz ve Yakabağı, 1995; Gemici ve Filiz, 2001); stratigrafi (Kaya, 1979; 1981; Göktaş, 2014a ve b), ve büyük memeli paleontolojisi (Kaya vd., 2003, 2005) üzerinedir. Türkecan vd. (1998) ile Helvacı vd. (2009) tarafından önerilen genelleştirilmiş stratigrafilerde, Neojen tortullaşması ve volkanizmasının alttan üste yanal ilişkili gelişim gösterdiği kabul edilmiştir. Litostratigrafik detay içermeyen bu çalışmalarda, istiflenme düzeni radyometrik verilere göre kurgulanmıştır.

GENEL JEOLJİ

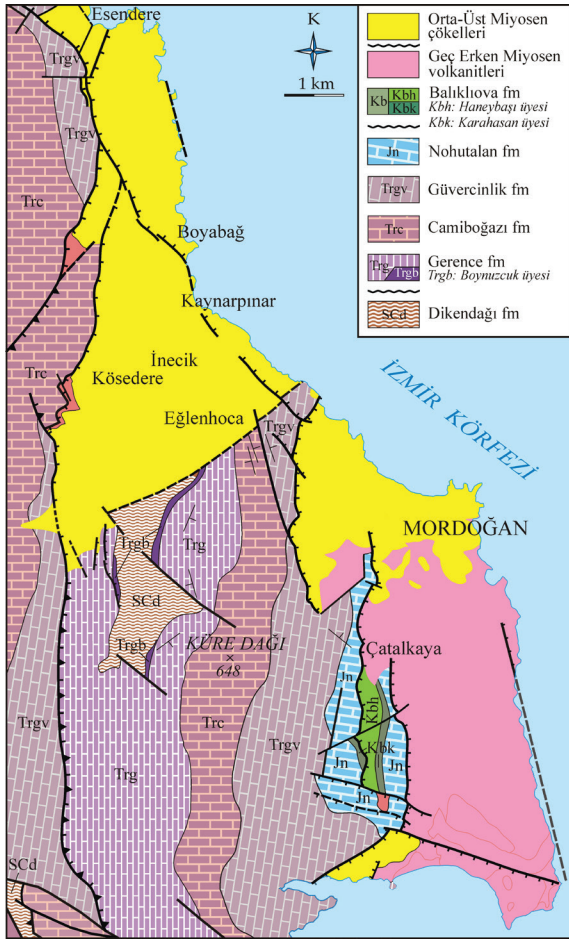
İnceleme alanındaki Neojen öncesi kaya birimleri, "Karaburun Kuşağı" (Erdoğan, 1990) kapsamında tanımlanan Silüriyen'den Kretase'ye kadar değişen yaşlardaki denizel çökellerden oluşur. Yüzeyleyen en yaşlı birim, Silüriyen-Karbonifer yaşlı "Dikendağı formasyonu"dur (Çakmakçoğlu ve Bilgin, 2006). Paleozoyik temeli açılı uyumsuzlukla üstleyen Mesozoyik istifinin tabanındaki "Gerence formasyonu" (Erdoğan vd., 1990), Skitiyen yaşlı transgresif çökellerle başlar ve Anisiyen'de karbonat kaya egemen derin deniz çökelleriyle devam eder. Ladiniyen döneminin neritik karbonat çökeliğini yansıtan "Camiboğazı formasyonu" (Brinkmann vd. 1972), geçiş ilişkisiyle Gerence formasyonu üzerine gelir. Üst Triyas'ta sığ denizel çökellerle ("Güvercinlik formasyonu": Erdoğan vd., 1990) devam eden Mesozoyik çökeliği, Lias-Malm döneminde neritik karbonatlarla ("Nohutalan formasyonu": Brinkmann vd., 1972) simgelenir. Otokton istifin son birimi olan Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı "Balıklıova formasyonu" (Erdoğan, 1990; Güngör, 1989), altta karbonat kayaları ve üstte fliş fasiyesindeki kırıntılı çökellerden oluşur (Çakmakçoğlu ve Bilgin, 2006) (Şekil 2).

Karaburun Yükseltisi'nin kuzey bölümünde yüzeyleyen karasal Neojen kaya birimleri, "Karaburun grubu" (alt-orta Miyosen) ve "Esendere grubu" (geniş anlamda üst Miyosen) kapsamında tanımlanmıştır (Göktaş, 2014a ve b).



Şekil 1.a) İnceleme alanının Karaburun Yarımadası'ndaki yeri (Göktaş ve Çakmaköđlu, 2018 a,b ve c'den sadeleştirilmiştir) ve b) Foça Çöküntüsü içindeki konumu (Kaya, 1979'dan değişlikle).

Figure 1.a) Location of study area in Karaburun Peninsula (simplified from Göktaş and Çakmaköđlu, 2018a, b & c), and b) its location within the Foça Depression (modified from Kaya, 1979).



Şekil 2. İnceleme alanında yüzeyleyen Karaburun Kuşağı kapsamındaki Neojen öncesi temel kayaları (Çakmakoglu ve Bilgin, 2006'dan değişikliklerle).

Figure 2. Pre-Neogene basement rocks of Karaburun Belt outcropping in the study area (modified from Çakmakoglu and Bilgin, 2006).

Karaburun grubunun egemen gölsel çökelleri, geç erken Miyosen yaşlı “Haseki formasyonu” ve orta Miyosen yaşlı “Hisarcık formasyonu” ile temsil edilir. Haseki formasyonu istifi, önceki çalışmalarda “Yaylaköy” ve “Karaburun” volkanitleri olarak tanımlanan kalkalkalen karakterli mafik lav girmeleriyle sinsedimanter olarak kesilmiştir (Türkecan vd., 1998; Aras vd., 1999; Helvacı vd., 2009; Çakmakoglu vd., 2013). Esendere grubunun alüvyial ve gölsel çökelleri, Hisarcık formasyonunu uyumsuzlukla

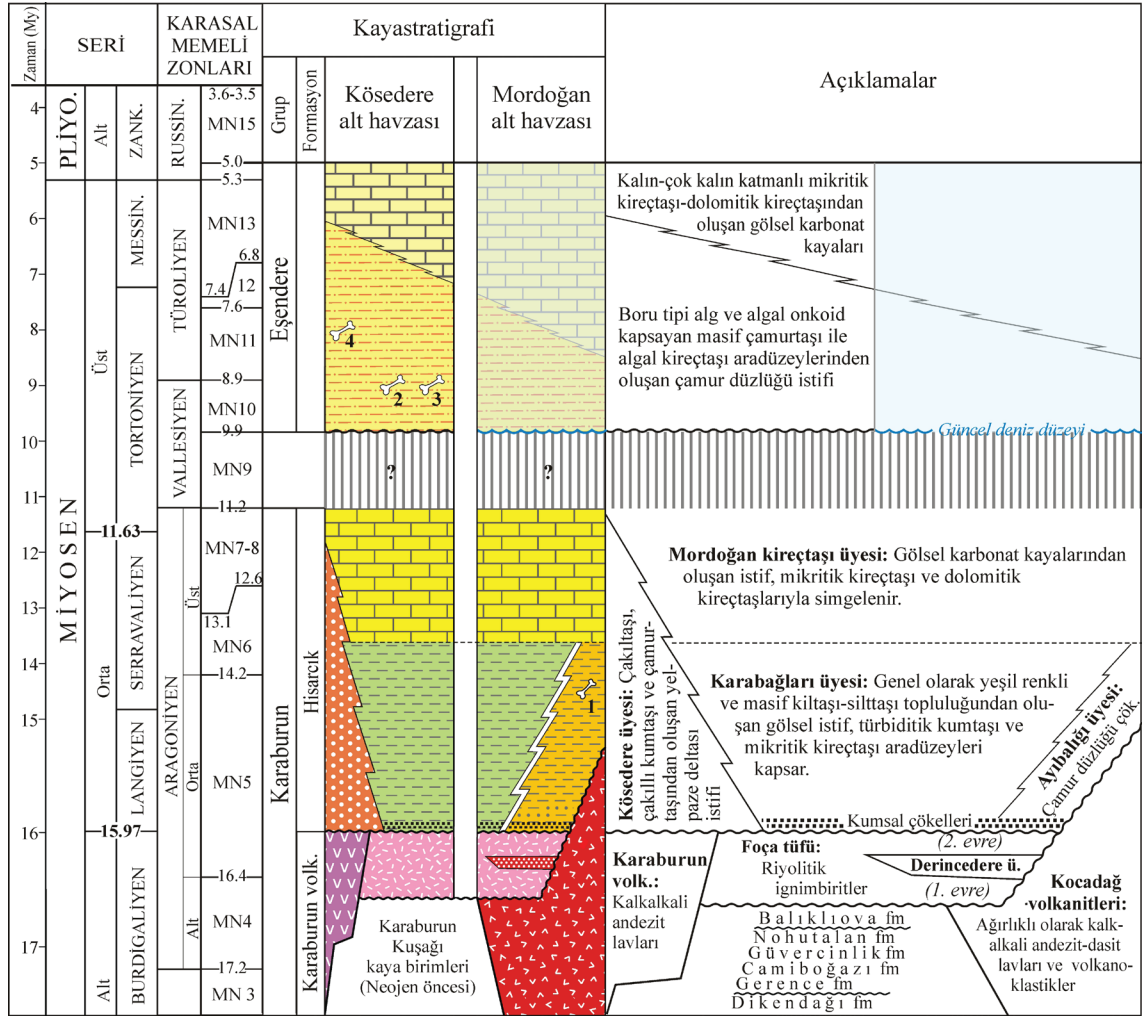
örtür. Günümüzde “Gülbağçe Fayı” (Emre vd., 2005) ile Urla havzasından ayrılan Karaburun Yükseltisi'nin güney bölümünde, riyolit, dasit, andezit bileşimli kalkalkali volkanitlerden oluşan “Kocadağ” ve “Armağandağı” karmaşıkları yer alır (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Borsi vd., 1972; Türkecan vd., 1998; Helvacı vd., 2009; Göktaş, 2010).

NEOJEN STRATİGRAFİSİ

Geç erken-orta Miyosen yaşlı Karaburun grubu, inceleme alanında *Karaburun volkanitleri* ve *Hisarcık formasyonu* ile temsil edilir; geç erken Miyosen çökeliğini yansıtan Haseki formasyonu (Göktaş, 2014a ve b) olasılıkla çökelmemiştir (Şekil 3). Erken Miyosen sonlarında yüzeyleyen Karaburun volkanizmasının ikinci evresine ait mafik lavlar ve kalkalkalen karakterli riolyolitik ignimbiritlerle temsil edilen *Foça tüfü* (Kaya, 1979, 1981), inceleme alanında yüzeyleyen en yaşlı Neojen birimleridir. Orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonu her iki volkanik birim üzerinde uyumsuzlukla çökelmıştır. Orta Miyosen istifi üzerinde uyumsuzlukla yer alan geç Miyosen yaşlı Esendere grubu, çamur düzlüğü çökelleri üzerinden gölsel çökellere derecelenen Çukurcak *kireçtaşı* ile simgelenir.

Karaburun Volkanitleri

Kösedere alt havzasını sınırlayan normal faylar önünde yüzeyleyen Karaburun volkanitleri (Türkecan vd., 1998; Helvacı vd. 2009; Göktaş, 2014a, b), yarımada'nın kuzey kıyı bölgelerinde tanımlanan geç erken Miyosen yaşlı ve kalkalkalen karakterli andezitik volkanizmanın ürünleri olan mafik lavlarla simgelenir (Şekil 4a ve b). Bu sınır fayları, Neojen öncesi temel kayaları içinde gelişmiş paleotektonik bindirmeler ve/veya ters fayların reaktivasyonu ile oluşmuştur. Orta Miyosen genişlemesiyle normal atım kazanan bu faylar Kösedere havzasının açılımını belirlemiş ve tavan bloklar üzerine yerleşen lav çıkışlarına yol vermiştir (Şekil 2).

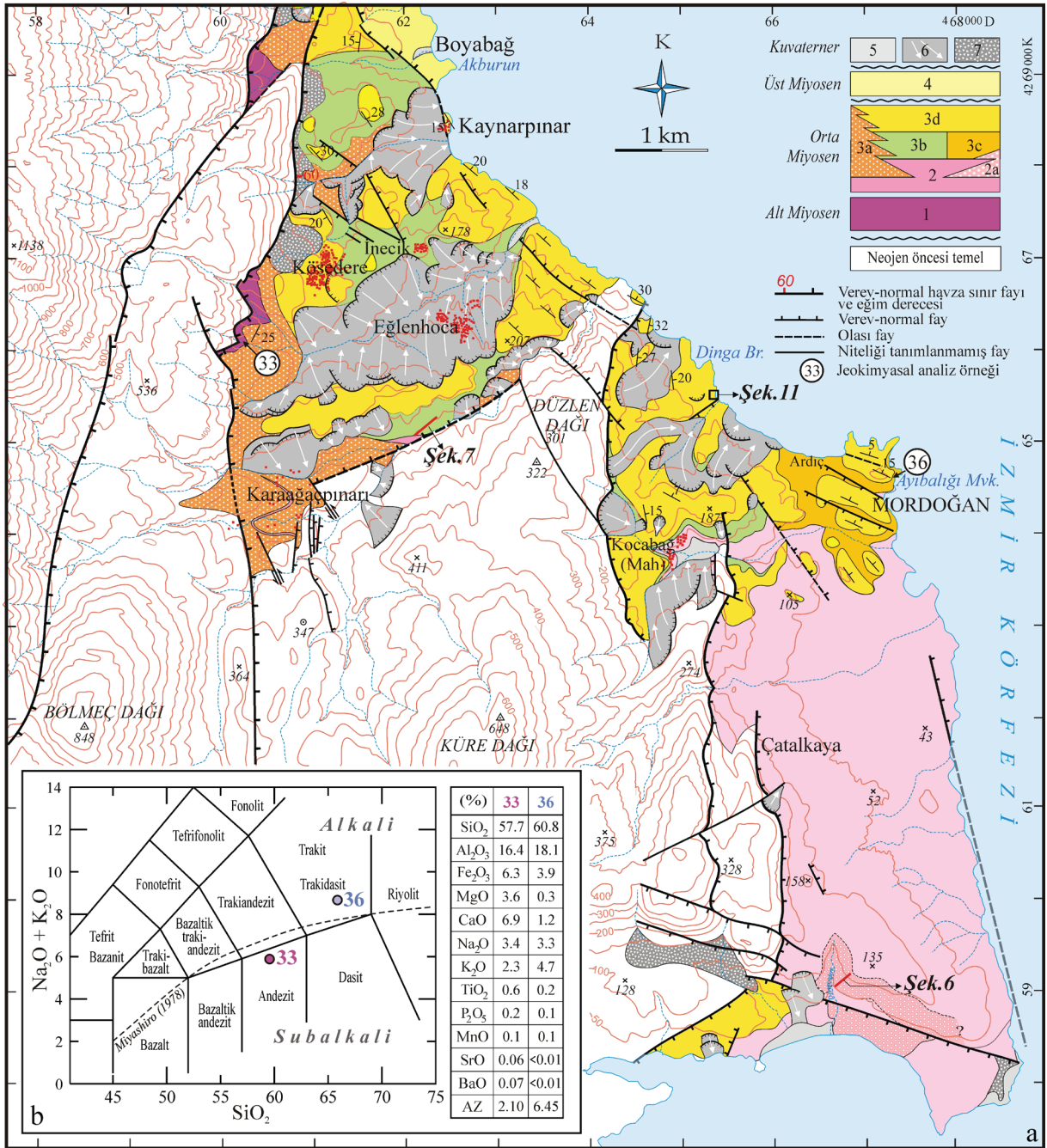


Şekil 3. İnceleme alanında yüzeyleyen Neojen kaya birimlerinin stratigrafik sentezi. Büyük memeli verileri: 1) Ardıç faunası, 2) *Hippopotamodon major* (MN10: Gökteş vd., 2023), 3) *Hipparion aff. giganteum* (MN10: Gökteş vd., 2023), 4) Esendere faunası (MN11: Kaya vd., 2005). Zaman tablosu Hilgen vd. (2012)'ne göredir.

Figure 3. Stratigraphic synthesis of Neogenic rock units outcropping in the study area. Large mammal data; 1) Ardıç fauna, 2) *Hippopotamodon major* (MN10: Gökteş et al., 2023), 3) *Hipparion aff. giganteum* (MN10: Gökteş et al., 2023), 4) Esendere fauna (MN11: Kaya et al., 2005). GTS from Hilgen et al. (2012).

İncelenen lav örnekleri hipokristalin-porfirik (intersertal) dokuludur. Fenokristal kapsamı, plajiyoklaz, piroksen grubu mineralleri ve olivinden oluşur. Plajiyoklaz (labrador?) mineralleri genellikle prizmatik şekilli ve polisentetik ikizlenmeli, bazı kristaller zonludur. Açık kahverengi tonlarındaki piroksen grubu mineralleri, genellikle yarı özşekilli kristaller ya da yuvarlak taneler şeklinde bulunur. Özşekilli,

yarı özşekilli olivin kristalleri, çatlakları ve kenarlarından itibaren iddingsitleşmiştir. Hamur, volkan camı, plajiyoklaz, piroksen, olivin mikrolitleri-kristalitleri ile opak minerallerden yapılıdır. Kösedere güneybatısındaki lav yüzleğinden alınan 33 nolu örneğin ana element oksit verileri Le Bas vd. (1986)'nin toplam alkali-silis diyagramında değerlendirilmiş ve andezit alanında yer aldığı gösterilmiştir (Şekil 4c).



Şekil 4.a) İnceleme alanının jeoloji haritası. 1) Karaburun volkanitleri, 2) Foça tüfü, 2a) Dericedere üyesi, 3) Hisarcık formasyonu: 3a) Kösedere üyesi, 3b) Karabağları üyesi, 3c) Ardıç üyesi, 3d) Mordoğan kireçtaşı üyesi, 4) Eşendere grubu, 5) Akarsu alüvyonu, 6) Heyelan, 7) Yamaç molozu. **b)** Karaburun volkanitleri ve Foça tufundan alınan iki jeokimyasal örneğin (33 ve 36) Le Bas vd. (1986)'nin TAS diyagramında değerlendirilmesi.

Figure 4.a) Geological map of the study area; 1) Karaburun volcanics, 2) Foça tuff, 2a) Dericedere member, 3) Hisarcık Formation: 3a) Kösedere member, 3b) Karabağları member, 3c) Ardıç member, 3d) Mordoğan limestone member; 4) Esendere group, 5) River alluvium, 6) Landslide, 7) Talus, **b)** Evaluation of two geochemical samples (33 and 36) taken from Karaburun volcanics and Foça tuff in the TAS diagram (Le Bas et al., 1986).

Hisarcık formasyonunun simgelediği orta Miyosen tortullaşmasının havza kenarı çökellerinden oluşan Kösedere üyesi, Karaburun volkanitleri üzerinde uyumsuzdur. İnceleme alanında yüzeyleyen lav kütleleri, Göktaş (2014b)'ın tanımladığı ikinci evre Karaburun volkanitleriyle aynı stratigrafik pozisyonadır ve Türkecan vd. (1998)'nin $16,0 \pm 0,3$ My K/Ar yaşı aldıkları lav çıkışlarına yol veren fay zonu üzerindedir.

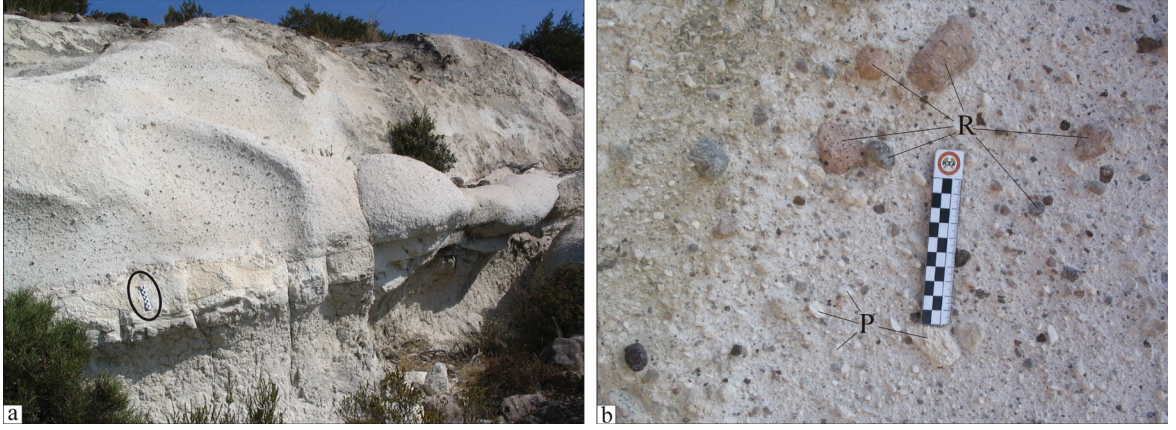
Foça Tüfü

Kalkalkalen karakterli riyolitik ignimbiritlerin simgelediği Foça tüfü, Foça Yarımadası'nda Kaya (1979, 1981) tarafından tanımlanmış ve daha sonra aynı bölgede yürütülen pek çok çalışmada incelenmiştir (Kaya ve Savaşçın, 1981; Akay, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Akay ve Erdoğan, 2001, 2004; Altunkaynak vd., 2006, 2010; Agostini vd., 2010). Çalışma alanında tanımlanan alüviyal *Derincedere* üyesi, piroklastik istif içinde yer alan alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşur. Kösedere ve Mordoğan alt havzalarındaki orta Miyosen çökellerinin tabanını oluşturan Foça tufünün tipik ve yaygın yüzlekleri Mordoğan güneyindedir.

Beyazımsı açık gri renkli ve küresel ayrışmalı piroklastik istif, zayıf kaynaklanmış çok katlı ignimbirit düzeylerinden oluşur (Şekil 5a). Az orandaki piroklastik türbülans (surge) ve kül döküntüsü (ash fall) çökelleri ignimbirit katmanları arasında yanal süreksiz aradüzeyler olarak bulunur. Metrik kalınlıklardaki ignimbirit düzeylerinin kaba külden oluşan masif matriksi içinde, santimetrik-milimetrik büyüklüklerde pomzalar ve türdeş lav parçaları yer alır. Pomzalar beyazımsı renkli ve çoğunlukla yarı yuvarlak şekillidir. Türdeş litik kapsamını oluşturan riyolit parçaları, pembe, kızıl-bordo, mavimsi gri ve siyahımsı renkli, porfirik ya da afirik dokuludur (Şekil 5b).

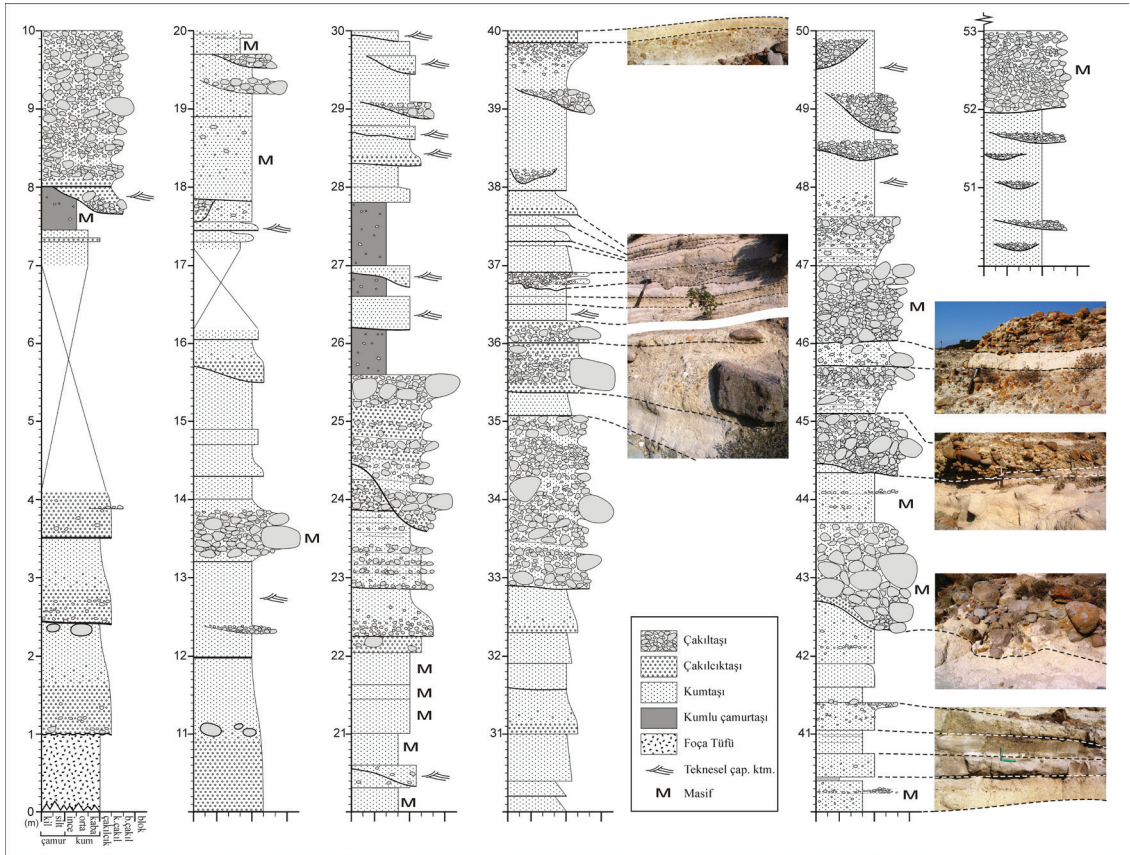
Neojen öncesi temel kayalarıyla Foça tüfü arasındaki dokanaklar normal faylarla belirlenmiştir (Şekil 4a). Yaklaşık 15 km GD'daki Uzun Ada'da yüzeyleyen Foça tufünün altında, geç erken Miyosen yaşlı Kocadağ volkanizmasının ürünü olan volkanoklastiklerin yer aldığı gösterilmiştir (Göktaş, 2016a). Foça tüfü içinde aradüzey olarak yer alan Derincedere alüviyal istifi, riyolitik ignimbiritlerin bölgeye başlıca iki etkinlik evresinde yerleştiğini gösterir. Foça tüfü, Kösedere ve Mordoğan alt havzalarında dolgulanan orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonunun stratigrafik tabanını oluşturur. Kösedere alt havzasındaki piroklastikler, Kösedere alüviyal istifinin alt bölümüne yanal giriktir. Mordoğan alt havzasında yüzeyleyen Foça tüfü üzerine, transgresif kumsal çökelleri aracılığıyla Ardıç üyesi gelir. Eski Mordoğan köyü çevresinde, Mordoğan kireçtaşının zaman aşmalı transgresif bölümleri Foça tüfü üzerinde yer alır. Kösedere havzasında, Karabağları üyesinin alt bölümlerindeki sualtı yoğunluk akıntısı çökellerinin başlıca bileşenleri Foça tufünden türemiştir (Şekil 4a).

Foça tufünün tip lokalitesi olan Foça Yarımadası'ndaki riyolitik ignimbiritler, Zeytindağ formasyonunun (Kaya, 1979) çökelmekte olduğu geç erken Miyosen gölü içinde evrimleşen olası bir kalderanın çökmesiyle ilgili freatomagmatizmanın ürünleri olarak yorumlanmıştır (Göktaş, 2011). Çıkış merkezinden batıya yönelen ignimbirit akıntıları, paleocoğrafik olarak Uzun Ada bölgesindeki Kocadağ volkanoklastikleri üzerinden geçerek Foça Çöküntüsü'nün (Kaya 1979) batı kıyılarına (Mordoğan ve Kösedere çevreleri) yaslanmış (Göktaş, 2016a). Foça Yarımadası'nda, Foça tüfü piroklastikleri ile yanal ilişkili oldukları Akay ve Erdoğan (2001) tarafından gösterilen riyolit sokulumlarının radyometrik yaşları ($16,1-16,6$ My: Altunkaynak vd., 2010; $16,0$ My: Göktaş, 2016a), olası kaldera çökmesinin erken Miyosen sonlarında oluştuğunu gösterir.



Şekil 5.a) Foça tüfü ignimbritlerinin genel görünümü, **b)** İgnimbritler içinde yer alan türdeş volkanoklastlar (R: Riyolit, P: Pomza). Ölçek 10 cm.

Figure 5.a) General view of Foça tuff ignimbrites, **b)** Cognate volcanoclasts inside ignimbrites (R: Rhyolite, P: Pumice). Scale 10 cm.



Şekil 6. Derince üyesinin tip kesiti.

Figure 6. Type section of Derince member.

Çandarlı kuzeyindeki eşleniklerine “dasitik tüfler” tanımıyla ilk kez Öngür (1972) tarafından değinilen Foça tüfü, “Demirtaş felsik piroklastikleri” (Ejima vd., 1987) ve Menemen-Aliğa çevrelerinde tanımlanan “Aliğa piroklastikleri”nin (Eşder vd., 1991) karşılığıdır. Akay (2000) ile Akay ve Erdoğan (2001, 2004), Foça Yarımadası’ndaki riyolitik piroklastikleri “Foça volkanitleri” kapsamında incelemişlerdir.

Derinedere üyesi

Foça tüfü içinde aradüzey olarak yer alan epiklastik çakıltaşı-çakıllı kumtaşı ardışık istif Derinedere üyesi adı altında incelenmiştir (Şekil 3, 4 ve 6). Tortul istif, ilk kez Kaya (1979) tarafından “Mordoğan üyesi” olarak tanıtılmıştır.

Çakıltaşları çoğunlukla kanal dolgusu fasiyesindedir ve tabanları aşındırmalıdır. İri çakıl ve bloklardan oluşan kaba bileşenler, baskın olarak Kocadağ volkanitlerinin epiklastiklerinden (lahar gibi yeniden işlenmiş volkanoklastikler) türemiştir. İri lav çakıllarının yuvarlaklığı, türedikleri çökel fasiyeslerinden kalıtsaldır. Neojen öncesi temel kaya çakılları az orandadır. Kumlu çamurtaşı aradüzeyleri masif ve kötü boylanmıştır. Çakıllı kumtaşları, masif ya da çapraz katmanlıdır (Şekil 6). Örgülü akarsu egemen alüvyon yelpazesi çökelimini yansıtan tortul istif, Foça tufünü üreten volkanizmanın inaktif döneminde çökelmiştir ve bu bağlamda, ignimbirit akıntılarının başlıca iki evrede bölgeye yerleştiğini belgeleyen bir referans düzeyi konumundadır.

Derinedere üyesi, Uzun Ada’da aynı stratigrafik pozisyonda tanımlanan Değirmen-tepe üyesinin (Göktaş, 2016a) eşdeğeridir. Foça Yarımadası’nda, Foça tüfü içinde Kaya (1979) tarafından “Güllüpnar üyesi” adıyla tanımlanan volkanoklastik akarsu çökelleri, benzer çökelme ortamı ve stratigrafik konum açısından Derinedere üyesi ile korelasyonu düşündürür.

Hisarcık Formasyonu

Karaburun Yarımadası’nın kuzey-kuzeydoğu kesimlerinde tipik yüzlekleri bulunan Hisarcık formasyonu (Göktaş, 2014a ve b), Foça Çöküntüsü’nün batı kenarındaki egemen gösel orta Miyosen tortullaşmasını temsil eder (Formasyonun yaşına ilişkin öngörüler 5. bölümde irdelenmiştir). *Kösedere* üyesi, birimin havza kenarı alüviyal çökellerini kapsar. Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle üste gelen, yeşil renkli çamurtaşı egemen istifi *Karabağları* üyesi ve Mordoğan alt havzasında onun yanal eşdeğeri kabul edilen çamurtaşı-kumtaşı ardışık istifi *Ardıç* üyesi adları altında incelenmiştir. Aynı stratigrafik pozisyonda buldukları öngörülen bu iki astbirim, farklı çökelme koşullarını yansıtan kayatürü bileşimleri nedeniyle ayrı başlıklar altında ele alınmışlardır. *Karabağları* ve *Ardıç* üyeleri üzerine uyumlu-geçişli gelen *Mordoğan kireçtaşı* üyesi, Hisarcık gösel çökelinin son dönemini yansıtır (Şekil 3).

Kösedere üyesi

Kösedere alt havzasında yüzeyleyen Kösedere üyesi, orta Miyosen döneminin havza kenarı alüviyal tortullaşmasını yansıtır. Bu çalışmada tanımlanan astbirimin adı, Kösedere köyünden alınmıştır. Tortul istif, kuzey-güney uzanımlı ve doğu yönünde çökerek Kösedere havzasını belirleyen reaktif normal fayların önünde, Kösedere ile Karaağaçpınarı köyleri arasında yayılım gösterir (Şekil 4).

Fay dikliği önünde depolanan yakınsak çökeller, bloklı iri çakıltaşı litofasiyesinin simgelediği çok katlı moloz akması düzeylerinden oluşur. Örgütlenmemiş (disorganised) çok kalın düzeylerden oluşan iri çakıltaşları, yüksek kaba gereç konsantrasyonlu ve matriks (boylanmamış kaba-çok kaba taneli kumtaşı) desteklidir. Kısa mesafeden taşınmayı ve hızlı depolanmayı yansıtan bu litofasiyesinin başlıca bileşenleri, Camiboğazı formasyonunun karbonat kayaları ile Karaburun volkanitlerinin siyah renkli kompakt andezit

lavları ve kızıl- bordo renkli sıçratma lavlarından türemiştir. Bir metreyi aşkın büyüklükte olabilen blokların tümü küt köşeli ya da yarı yuvarlaktır. Tortul istifin, üst bölümlerindeki çamur akması düzeyleri arasına gölssel kireçtaşı arakatmanları girer. Az belirgin orta katmanlı bu kireçtaşlarında, kum ile çakılcık büyüklük sınırları arasındaki ekstraklastlar yaygın, küçük çakıl içerikleri kıt olarak bulunur. Kösedere alüviyal istifinin havza kenarındaki yakınsak kesimlerinde gözlenen Mordoğan kireçtaşı ara katkıları, alüviyal ve gölssel çökeller arasındaki yanal ilişkinin zaman aşmalı sürekliliğini belgeler. Kösedere üyesinin yansıttığı fan delta çökeli, Karabağları üyesi ve Mordoğan kireçtaşının simgelediği gölssel tortullaşmaya başından sonuna dek eşlik etmiştir. Kösedere üyesi, havza sınır fay(lar)ının yol verdiği Karaburun volkanitlerinin ikinci evresine ait andezit lavlarını uyumsuzlukla üzerler ya da aynı fayların belirlediği dokanaklarla Camiboğazi formasyonuna yaslanır. Karaağaçpınarı çevresinde ve Kösedere batısında yüzeyleyen Kösedere istifi içinde, beyazımsı açık gri renkli Foça tüfü aradüzeyleri gözlenir.

Karabağları üyesi

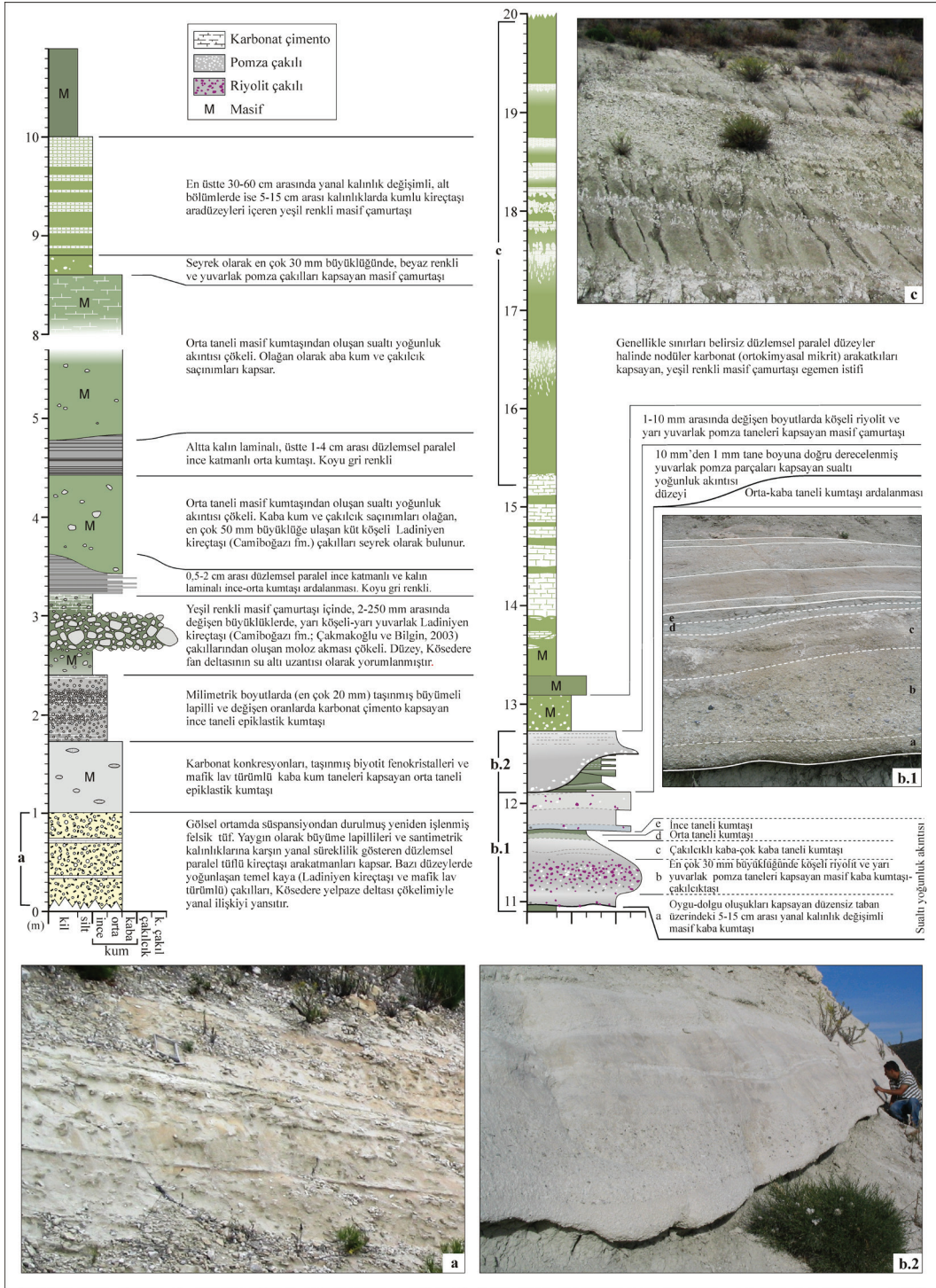
Karabağları üyesi (Göktaş, 2014a), kireçtaşı ve kumtaşı ara katmanları kapsayan, özgül olarak yeşil renkli çamurtaşlarından oluşur. Astbirim, ilk kez Kaya (1979) tarafından “Karaburun formasyonu” adıyla tanımlanmıştır. Karabağları üyesi, özellikle Kösedere alt havzasında yaygınlaşan heyelanlar nedeniyle inceleme alanında kısıtlı yüzlek verir (Şekil 4). İstifin yaklaşık kalınlığı 75-100 m arasındadır.

Eğlenhoca-Karaağaçpınarı yol yarmasında yüzeyleyen Karabağları üyesi, Foça tüfü üzerinde çökelmiş çamurtaşı egemen bir istifle simgelenir (Şekil 7). Yeniden işlenerek su altında çökelmiş felsik tuf düzeyi ile başlayan (Şekil 7a) istifin alt bölümünde orta-kaba taneli kumtaşları baskındır. Desimetrik kalınlıklardaki kumtaşı düzeyleri,

yeşil ya da gri renkli, genellikle masif ve değişen oranlarda karbonat çimentoludur. Katman tabanlarında oygu-dolgu yapıları gelişmiştir (Şekil 7b1 ve b2). En çok 5 cm büyüklüğündeki karbonat kaya ekstraklastlarını ya da yuvarlak pomza çakıllarını (en çok 3 cm) düzensiz saçınımlar olarak kapsayan kumtaşları genellikle masiftir. Bu kumtaşlarının, Foça tüfü ignimbiritlerinden aktarılmış olan başlıca bileşenleri, kül tuf, yarı yuvarlak pomza, köşeli-küt köşeli riyolit (en çok 4 cm) parçaları ve taşınmış büyümeli lapilliler (en çok 2 cm) ile seyrek biyotit kristallerinden oluşur. İnce-orta taneli kumtaşı araldanmasından oluşan koyu gri renkli ve 30-40 cm kalınlığındaki aradüzeyler, 0,5-4 cm arası düzlemsel paralel ince katmanlı-laminalıdır. İstifin alt bölümünde gözlenen 40 cm kalınlığındaki boylanmamış çakıltaşının büyüklükleri 0,2-25 cm arasında değişen monolitik bileşenleri, Camiboğazi formasyonunun karbonat kayalarından türemiştir. Çakıltaşı, yeşil renkli ve kötü boylanmış çamurtaşının oluşturduğu ara geç desteklidir.

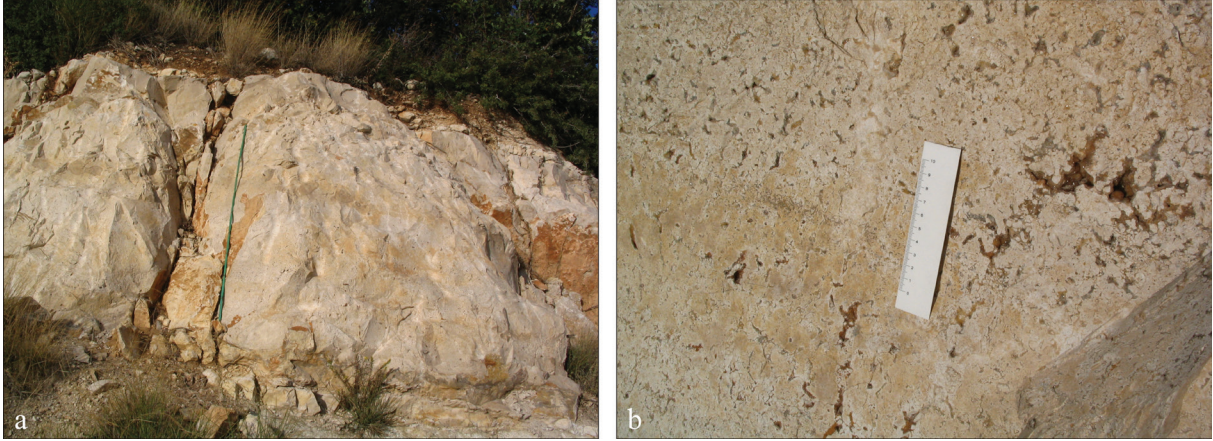
Mikritik dokulu ya da kumlu kireçtaşları, masif çamurtaşı istifi içinde çoğunlukla ara düzey olarak yer alır. Sınırları düzensiz nodüler karbonat düzeyleri olağandır. Beyazımsı açık gri renkli olan bu düzeyler düzlemsel paralel konumludur (Şekil 7c). İstifin üst bölümlerine doğru, 1 metreyi aşkın kalınlıklarda tekil ara katmanlar şeklinde bulunan tatlı su algli silisifiye kireçtaşı aradüzeyleri ortaya çıkar. Açık bej renkli, mikritik dokulu ve fenestral boşluklu olan bu kireçtaşları laminalı stromatolitler tarafından oluşturulmuştur (Şekil 8).

Karabağları üyesi, inceleme alanında Foça tüfünü uyumsuzlukla üzerler. Havza kenarı eşlenikleri olarak değerlendirilen Kösedere ve Ardıç üyeleri ile ilişki, alttan üste yanal girik kabul edilmiştir. Astbirim, Ardıç üyesi ile dokanaklı değildir. Foça tüfü üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve Mordoğan kireçtaşı ile uyumlu-geçişli olarak örtülen bu iki birimin aynı stratigrafik pozisyonda buldukları gözetilerek yanal eşdeğer oldukları öngörülmüştür.



Şekil 7. Karabağları üyesinin alt bölümünü yansıtan ölçülü stratigrafik kesiti (Kösedere havzası, Karaağaçpınarı yol yarması).

Figure 7. Measured stratigraphic section reflecting the lower part of the Karabağları member (Kösedere basin, Karaağaçpınarı road cut).



Şekil 8.a) Karabağları üyesi içindeki algli kireçtaşı aradüzeylerinden biri (Ölçek 1 metre). **b)** Fenestral boşlukların yakından görünüşü (Ölçek 10 cm).

Figure 8.a) One of the algal limestone intercalations in the Karabağları member (Scale 1 meter), **b)** Close view of the fenestraes (Scale 10 cm).

Havza kenarı yakınlarında çökelen istifin alt bölümlerinde, başlıca bileşenleri Foça tüfü ignimbiritlerinden türemiş sualtı yoğunluk akıntılarını simgeleyen türbiditik kumtaşı düzeyleri yer alır. Çoğunlukla Camiboğazi formasyonundan aktarılmış karbonat kaya ekstraklastları kapsayan boylanmamış çakıltası ve masif kumtaşı aradüzeyleri, Kösedere fan deltasından türeyen kütle akıntılarının sualtı uzantılarıdır. Şekil 7c'de gösterilen düzlemsel paralel konumlu nodüler karbonat tortullaşması, göl düzeyinin ani yükselişi ve/veya göl tabanının ani çökmesiyle ilişkilendirilebilir (Alonso-Zarza, 2003). Yeşil renkli istifin çökeltme ortamıyla ilgili olarak, inceleme alanı kuzeyinde Göktaş (2014b) tarafından tanıtılan sedimanter kayıtlar (dalga ripılları, tırmanan ripıllar, akıntı çapraz katman setleri, seyrek HCS-SCS yapıları), normal dalga tabanı üzerinde gelişen gölsey kıyı yüzü çökelişini yansıtır.

Ardıç üyesi

Kumtaşlarıyla başlayan Ardıç üyesi (Kaya vd., 2003), esas olarak kumlu çamurtaşı egemen istifinden oluşur. Mordoğan alt havzasında,

Mordoğan beldesi çevresinde yüzeyleyen Ardıç istifinin tip lokalitesi olan Ayıbalığı Mevkii'ndeki kalınlığı yaklaşık 20 metredir. Foça tüfü üzerinde uyumsuzlukla yer alan tortul istif, 1) yüksek dokusal olgunluktaki orta- kaba taneli kumtaşlarıyla başlar ve 2) kumlu çamurtaşı egemen istifıyla devam eder (Şekil 9).

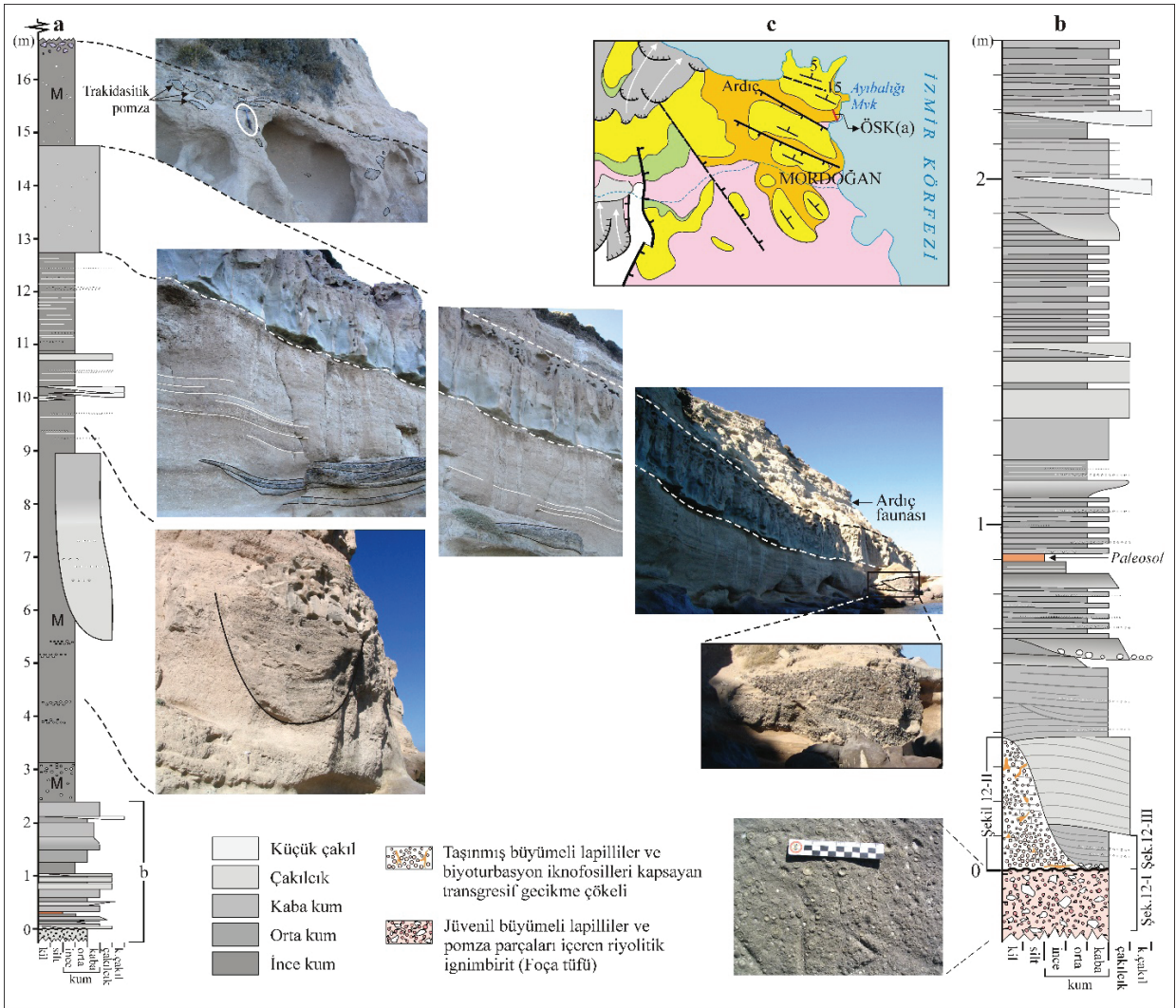
1) Orta-kaba taneli kumtaşı istifi, ölçüldüğü kesitte yaklaşık 250 cm kalınlığındadır ve başlıca iki litofasiyesten oluşur (Şekil 10). İstifin tabanında, en çok 45 cm kalınlığında ve yanal süreksiz epiklastik kumtaşı düzeyi yer alır. Katman tabanı düzensiz/aşındırılmalıdır ve yersel olarak oygu-dolgu yapıları kapsar. Beyaz renkli, masif ve karbonat çimentolu olan kaba taneli kumtaşının başlıca bileşenleri, alta bulunan Foça tüfünden türemiştir. Taşınmış büyümlü lapillilerin düşey tane boyu dağılımında, az gelişmiş normal derecelenme gözlenir. Biyoturbasyon izleri olarak yorumlanan pembemsi kahverenkli ve düzensiz şekilli çamurtaşı dolguları olağandır. Yanal yönde aşındırılarak eksiltilmiş olan bu düzeyin üzerine, yüksek dokusal olgunluktaki orta ve kaba taneli kumtaşı ardışık istifi gelir. Kaba taneli kumtaşı setlerinin tabanında genellikle çakılcık (granüle) ve seyrek olarak küçük çakıl dizilimleri bulunur.

11) Kumtaşı litofasiyesi üzerine gelen soluk kırmızımsı kahverenkli çamurtaşı-kumtaşı ardışık istif, izlendiği kadarıyla az çok yanal sürekli ve santimetrik-desimetrik kalınlıklarda düzlemsel paralel katmanlardan oluşur. Kil, silt ve kum boyutlarındaki gercin değişen oranlarda karışımından oluşan çamurtaşı litofasiyesi, genellikle kötü boylanmış, içyapısız ve biyoturbasyonludur. Volkanik kökenli kaba-çok kaba kum ve çakılcık içerikleri çoğunlukla düzensiz dağılımlıdır. Dizilim oluşturan küçük çakıl ve çakılcıklara seyrek olarak rastlanır. Kumlu çamurtaşı istifinin alt bölümlerinde, aşındırılmalı tabanlı ve teknesel çapraz katmanlı seyrek mercerler ve yaygılar olarak gözlenen çakıltaşları, baskın olarak andezit çakıllarından oluşur. Çakıllar yuvarlak-yarı yuvarlak şekillidir ve boyutları 'küçük çakıl' büyüklük sınırları içinde değişim gösterir. İstifin üst bölümünde, yaklaşık 4 m kalınlığında yanal sürekli bir düzey olarak bulunan kaba taneli kumtaşı düzeyi, az belirgin yatay katmanlanmasına karşılık, biyoturbasyon etkinlikleri nedeniyle masif görünümlüdür. Bu düzeyin üzerinde yer alan tafonileşmiş masif çamurtaşının en üst kesimlerinde, amorf pomza parçaları bulunur. Pomzalar, mavimsi koyu gri renkli ve santimetrik-desimetrik büyüklüklerde (Şekil 9).

Dinga Burnu'nun ~300 metre güneyindeki deniz kıyısında, Foça tüfü üzerinde uyumsuzlukla çökelen Ardıç üyesinin tabanı yüzeyler (Şekil 11a). İstif, yeniden işlenmiş felsik tuf düzeyi (Şekil 11a-2a) üzerinde çift yönde gelişmiş düşük açılı düzlemsel çapraz katman setlerinden oluşan birkaç metre kalınlığındaki kaba taneli kumtaşlarıyla başlar (Şekil 11b). Kaba taneli kumtaşı yüksek dokusal olgunluktadır; iyi boylanmış, tane destekli paketlenmiş ve iyi yıkanmış olduğundan ilksel gözeneklilik korunmuştur. Bu düzeyin içinde, SH (Stacked Hemispheroid) ve LLH-SH (Lateral Linked Hemispheroid-Stacked Hemispheroid) morfotipli stromatolitler (Logan vd., 1964) yanında, algal onkoid (sferoidal stromatolite) cepleri de yer alır (Şekil 11b ve c).

Tortul istif, Foça tüfünü oluşturan ignimbiritlerin yerleşimini izleyerek gelişen orta Miyosen gösel transgresyonunun kumsal çökelleriyle başlar. İstifin tabanında yer alan, birkaç metre kalınlığındaki kaba taneli kumtaşı litofasiyesinin sedimanter özellikleri (dalga yıkama- geri yıkama zonuna özgü düşük açılı ve iki yönlü düzlemsel çapraz katmanlanma, ilksel gözenekliliğin korunduğu tane destekli doku, iyi boylanma ve dalga etkinliğiyle oluşan sferoidal stromatolitlerin varlığı), kumsal (beach face) çökeliğini yansıtır (Şekil 11). Kumsal istifinin tabanında, transgresif aşınma yüzeyi üzerinde çökelmiş epiklastik gecikme çökeli bulunur. Foça tüfü ignimbiritlerinin yeniden işlenmesiyle çökelmiş karbonat çimentolu gecikme çökeli içinde, taşınmış büyümeli lapilliler ve biyoturbasyon iz fosilleri izlenir (Şekil 10b).

Kumsal istif üzerinde yer alan açık kahverenkli çamurtaşı-kumtaşı ardışık istifinin çamur düzlüğünde çökeldiği yorumlanmıştır. İstifin alt bölümünde yer alan ve başlıca bileşenlerini andezit çakıllarının oluşturduğu çakıltaşı arakatkıları, paleocoğrafik beslenme alanlarını Kocadağ-Uzun Ada ekseninde yayılım gösteren Kocadağ volkanitlerinin oluşturduğu alüvyon yelpazelerini ya da kıyı gerisinde akaçlanmış akarsuları düşündürür. Günümüzde bütünüyle aşınmış ya da İzmir Körfezi'nin suları altında kalmış olan bu sistemlerin, Ardıç üyesi içinde izlenen kazıma kanalları korunabilmiştir. İstifin üst bölümünde izlenen ve kumsal çökeli olarak yorumlanan 4 m kalınlığındaki kumtaşı düzeyinin kumsal ilerlemesine işaret ettiği yorumlanmıştır. İstifin en üst bölümündeki masif çamurtaşı düzeyi içinde yer alan pomza parçalarının trakidasit bileşimli olduğu gösterilmiştir (Şekil 4c). Bu pomzaların, Urla havzasındaki Urla grubu (Göktaş, 2011, 2016a) tortullaşmasıyla yanal ilişkili asidik volkanizmanın ("Menteş trakiti": Kaya, 1981; "Menteş volkanitleri": Göktaş, 2011; 2016a) ürünü oldukları, göl içinde dalgalar ve/veya akıntılarla taşınarak Ardıç üyesi çökeline katıldıkları değerlendirilmiştir.



Şekil 9.a) Ardıç üyesinin ölçülü stratigrafi kesiti (Ayıbalığı Mevkii). **b)** İstifin tabanındaki kumsal çökellerinin ölçülü stratigrafi kesiti. **c)** Yer bulduru haritası. Çekiç boyu 33 cm. Santimetrik ölçek 10 cm.

Figure 9.a) Measured stratigraphic section of the Ardıç member (Ayıbalığı location), **b)** Measured stratigraphic section of the beach deposits at the bottom of the succession, **c)** Location map. Hammer is 33 cm. The centimetric scale is 10 cm.

Yalnızca Mordoğan alt havzasında yayılımı bulunan Ardıç üyesinin, bu çalışmada yanal eşdeğeri kabul edilen Karabağları üyesi ile dokanağı bulunmaz. Foça tüfü üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve Mordoğan kireçtaşı tarafından uyumlu-geçişli olarak örtülen her iki astbirim aynı stratigrafik konumdadır (Şekil 3).

Mordoğan kireçtaşı üyesi

Bu çalışmada tanımlanan Mordoğan kireçtaşı, görsel karbonat kayaları ile simgelenir. Birimin adı Mordoğan beldesinden alınmıştır.

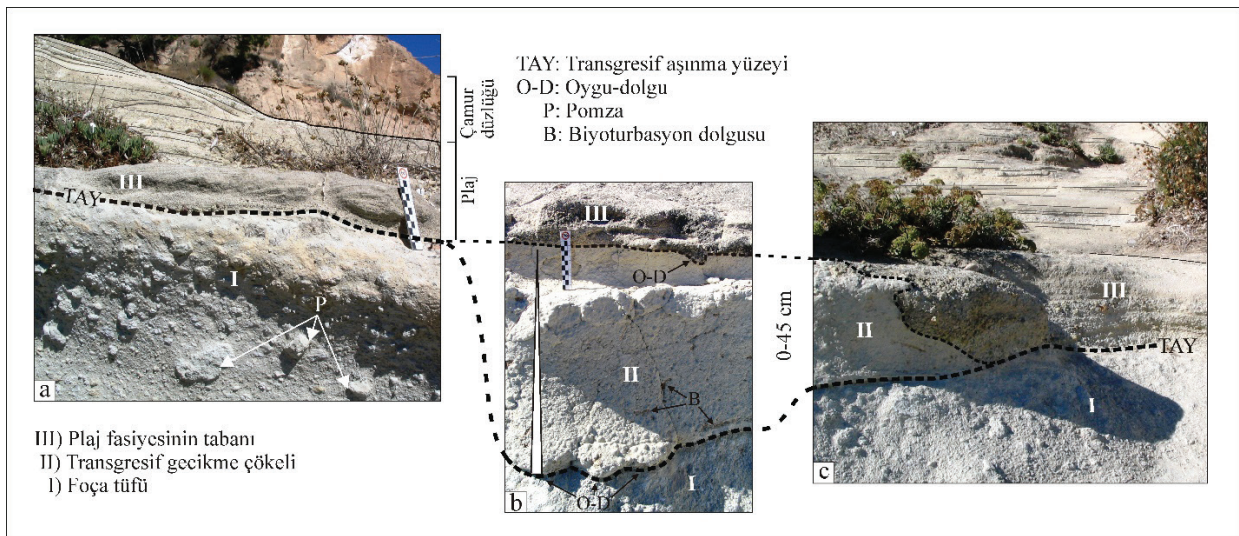
Tortul istif, genellikle kalın-çok kalın, yersel ince-orta düzgün katmanlı kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşından oluşur. Alt düzeylerde, bölümsel

silisleşmiş katmanlar ve yeşil renkli kilaşı ara düzeyleri yer alır. Genellikle tatlı su algleri içeren kireçtaşı, mikritik dokulu ve çok serttir. Ayrışma yüzeyi beyazımsı, taze kaya açık/koyu bej ya da açık gri renklidir.

Mordoğan kireçtaşının altında bulunan Karabağları üyesi ve yanal eşdeğeri kabul edilen Ardıç üyesi ile dokanakları dar bir aralıkta geçişlidir. Mordoğan güneyinde, Ardıç üyesini çökellerini yanal olarak aşan kireçtaşlarının Foça tufüne uyumsuzlukla yaslandığı gözlenir (Şekil 4). Bu aşmalı kireçtaşı düzeylerinin özellikle taban kesimlerinde, kum ve çakılçık boyutlarında ekstraklastlar ile santimetrik çört

bantları bulunur. Genelleştirilmiş stratigrafide üstte yer alan geç Miyosen yaşlı Esendere grubu istifisiyle dokanak ilişkisi normal fayların yarattığı gömülme nedeniyle gözlenmez. Buna karşılık, Göktaş (2020)'ın Çeşme Yarımadası'ndaki korelan çökellere yönelik değerlendirmelerine dayanılarak, Mordoğan kireçtaşının Saip formasyonunun alüviyal çökelleri tarafından açılı uyumsuzlukla üstlendiği kabul edilmiştir.

İnceleme alanında yaş verisi içermeyen Mordoğan kireçtaşının, geç orta Miyosen-erken geç Miyosen aralığında çökeldiği öngörülmüştür. Destekleyici veriler "Hisarcık Formasyonu'nun Stratigrafik Konumu" bölümde sunulmuştur.



Şekil 10. Ardıç üyesinin transgresif tabanı. Uyumsuzluk düzlemi üzerinde çökelen ve tabanında Foça tufünden türemiş gecikme çakılları bulunan kumsal fasiyesinin ilk çapraz katman seti (III), taşınmış büyümeli lapilliler ve biyoturbasyon dolguları kapsayan gecikme çökeli (II) dalga etkisi ile (?) aşındırmış ve doğrudan Foça tufü (I) üzerinde çökmüştür (b, c). Kumsal fasiyesinin düşük açılı düzlemsel çapraz katmanlanması, eski kıyı şeridine dik kesitte belirginleşir (a), paralel kesitte ise daha çok düzlemsel paralel katmanlanma gözlenir (c). Santimetrik ölçek 10 cm.

Figure 10. Ardıç member's transgressive base. The first cross-bedded set (III) of the beach facies deposited on the unconformity and with lag pebbles derived from Foça tuff at its base, eroded the lag deposits (II) that contains accretionary lapillis and bioturbation fills, by wave effect (?) and was deposited directly on the Foça tuff (b, c). Low-angle planar cross-bedding of the beach facies becomes evident in the vertical section to the old coastline (a), whereas in the parallel section, more planar parallel bedding is observed (c). Scale is 10 cm.



Şekil 11.a) Dinga Burnu güneyinde yüzeyleyen Hisarcık gölsel çökellerinin istiflenme düzeni, 1) Foça tüfü, 2) Ardıc üyesi: 2a) Transgresif gecikme çökeli, 2b) Kumsal çökelleri, 2c) Çamurtaşı-kumtaşı topluluğu, 3) Mordoğan kireçtaşı üyesi. **b)** Kumsal çökellerinde çift yönlü düzlemsel çapraz katmanlanma ve sferoidal stromatolit cepleri. **c)** Kumsal çökelleri içinde gelişen SH morfotipli stromatolitlerin yanıl birleşimiyle oluşmuş bir stromatolitik bağlamtaşı (boundstone) kütlesi. **d)** Kumsal çökelleri içinde bir ağaç gövdesini kuşatmış stromatolitik sarımlar (Çekiç boyu 33 cm).

Figure 11.a) The stratigraphy of Hisarcık lacustrine deposits that outcrop south of Cape Dinga: 1) Foça tuff, 2) Ardıc member: 2a) transgressive lag deposit, 2b) beach deposits, 2c) mudstone-sandstone assemblage, 3) Mordoğan limestone member, **b)** Beach intercalation deposits with bidirectional planar cross-bedding and spheroidal stromatolite pockets, **c)** A stromatolitic boundstone mass formed by the lateral combination of SH morphotype stromatolites developed in beach deposits, **d)** Stromatolitic coils surrounding a tree trunk (hammer is 33 cm).

Esendere Grubu

Altta ve üstten uyumsuzluk düzlemleriyle sınırlandırıldığı gözetilerek grup aşamasında değerlendirilen Üst Miyosen tortul istifi, altta alüvyon yelpazesi çökelleri (Saip formasyonu) ve üstte sığ gölsel karbonat kayalarından (Çukurcak

kireçtaşı) oluşur. İki istif arasında, yanıl- düşey geçiş ilişkisiyle çamur düzlüğü çökelleri (Boyabağ formasyonu) yer alır (Göktaş, 2014b). İnceleme alanı kuzeyinde yüzeyleyen Esendere grubu çökelleri, altta çamurtaşları ve üstte kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 3).

Çamurtaş egemen istif içinde bulunan geç Vallesiyen-erken Turoliyen memelileri (Kaya vd., 2005), MN10-11 zonları arasında dağılım gösterir (Şekil 3). Karaburun Yükseltisi ve Foça Çöküntüsü genelinde Esendere grubunun üst yaş sınırına ilişkin zaman verisi bulunmaz. Esendere grubuyla stratigrafik olarak karşılaştırılabilen çökel toplulukları, Manisa havzasında ve Sisam Adası'nda gösterilmiştir. Manisa havzasındaki Halitpaşa çevresinde, Esendere grubuna korelan çökellerde bulunan MN11-14 memeli fosilleri, çökelim sürecinin günümüzden 5 My öncesine kadar devam etmiş olabileceğini gösterir (Kaya vd., 2004). Sisam Adası'nın Mytilini havzasında, Saip formasyonunun eşdeğeri olan Mytilini formasyonu Turoliyen memelileri (MN11-13) kapsar. Mytilini formasyonunun üzerine gelen gölssel Kokkarion formasyonu Çukurcak kireçtaşının karşılığıdır. Bu iki birimin, Turoliyen-erken Russiniyen? aralığında çökeldiği öngörülmüştür (Koufos vd., 2009; Konidaris ve Koufos, 2013).

Hisarcık Formasyonu'nun Stratigrafik Konumu

İnceleme alanındaki Ardıç üyesinde Kaya vd. (2003) tarafından tanımlanan "Ardıç (büyük memeli) faunası", Hisarcık formasyonunun Neojen stratigrafisindeki yerini açıklayan en önemli biyokronolojik veridir. Bunun dışındaki veriler görecelidir ve stratigrafik korelasyonlara dayanır.

- Karaburun Yarımadası kuzeyindeki Yeniliman yakınlarında, Hisarcık formasyonunun çökelim kesikliği olmaksızın üzerlediği Aktepe üyesi (Göktaş, 2014a) içinde bulunan küçük memeli faunasının ön çalışması sonucunda tanımlanan *Cricetodon aliveriensis*, *Democricetodon gracilis* ve *Megacricetodon primitivus* taksonları MN4 biyozonunu (16,4 - 17,2 My) göstermektedir (Peláez-Campomanes, sözlü görüşme 2023) (Çizelge 1). Benzer taksonlar

Kemalpaşa-Torbalı havzasında "Çapak" ve Manisa havzasında "Belenyenice" MN4 lokalitelerinden de bilinir (Bilgin vd., 2021; Göktaş ve Ünay, 2000).

- Kösedere alüviyal çökellerinin uyumsuzlukla üzerlediği ikinci evre Karaburun volkanitlerinden aynı kuşak içinde alınan en genç K/Ar yaşı $16,0 \pm 0,7$ My'dır (Türkecan vd., 1998) (Göktaş, 2014b).
- İnceleme alanındaki Karabağları ve Ardıç üyelerinin uyumsuzlukla üzerlediği Foça tufünü oluşturan riyolitik piroklastiklerin, çıkış merkezi olan Foça Yarımadası'nda türdeş lav sokulumlarıyla yanal ilişkili oldukları gösterilmiştir (Akay ve Erdoğan, 2001). Bu riyolit lavlarından alınan en genç K/Ar yaşı $16,0 \pm 0,6$ My'dır (Göktaş, 2016a).
- Kösedere üyesinin Çeşme Yarımadası'ndaki stratigrafik korelanı olan Belentepe üyesi içine sinsedimanter olarak yerleşmiş andezit akıntısından $14,6 \pm 0,6$ My (K/Ar) yaşı alınmıştır (Göktaş, 2016b).
- Karabağları üyesinin yanal eşdeğeri kabul edilen Ardıç üyesi içinde büyük memeli fosilleri bulunmuş ve ilk paleontolojik çalışmalar 1995-2002 yılları arasında Ege Üniversitesi Tabiat Tarihi Müzesi çalışanları tarafından gerçekleştirilmiştir. Carnivora takımından *Percrocuta miocenica*, *Protictitherium intermedium paraliu*, *Ischyriactis anaticus*; Artiodactyla takımından *Listriodon splendens*, *Hypsodontus pronaticornis*, *Micromeryx*, *Turcocerus*, *Tethyragus*, *Giraffokeryx*; Proboscidea takımından *Protanancus* ve Perissodactyla takımından *Procoelodonta tekkayai* ilk bulgular olarak sunulmuştur (Kaya vd., 2003). Ardıç faunasına, bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen öncel sistematik tanımlar sonucunda *Gomphotherium* sp., *Orycteropus* sp. ve *Giraffokeryx anaticum* taksonları eklenmiştir (Çizelge 1; Şekil 12). Yeni ve eski bulguların ışığında Ardıç faunası,

Anadolu Orta Miyosen faunaları arasında zengin koleksiyonları ile bilinen Bursa-Paşalar (MN5/6), Ankara-Kalecik- Çandır (MN6) ve İnönü (Loc.24) (MN5/6) lokaliteleri ile benzer faunal elemanlara sahiptir. Artiodactyla takımından *Hypsodontus* ile Orta Miyosen'in tipik sırtlanı olan *Percrocuta* taksonlarının Paşalar ve Çandır taksonları ile karşılaştırıldığında, Bastl vd. (2020) ve Radoviç vd. (2021) tarafından da değinildiği gibi, daha ilkel karakterler sunduğu bu çalışmada da gözlenmiştir (Çizelge 1). *Protanancus* cinsinin Anadolu'da Çandır dışında kaydı yoktur. Ardıç ve Çandır bulgularına yönelik ilk biyokronolojik öngörüler, *Protanancus* örneklerinin Avrupa ve Avrasya'da MN4-6 biyozonları arasındaki yayılımları ile de uyumludur (Geraads ve Güleç, 2003; Markov ve Vergiev, 2010). Her iki Orta Miyosen faunasından bilinen *Micromeryx*, *Turcocerus* ve *Tethyragus* taksonlarının Ardıç faunasındaki kıtlığı, ekolojik koşulların farklılığı ile açıklanabilir.

- Karabağları üyesinin Çeşme Yarımadası'ndaki stratigrafik eşdeğeri olan Azmakdere üyesinde (Göktaş, 2020) Besenecker (1973) tarafından bulunan büyük memeli fosilleri Kaya vd. (2003)'ne göre MN5 biyozonunu gösterir. Besenecker (1973)'in tanımlandığı "Çiftlikköy faunası" *Sanitherium leobense* (= *S. schlagintweiti*) ve *Gomphotherium* sp. bulgularından oluşmaktadır. *S. schlagintweiti* Yunanistan erken-orta Miyosen'inde Antonios (geç MN4) ve Thymiana (erken MN5) lokalitelerinde kaydedilmiş olup (de Bonis vd., 1997; Koufos 2007), Orta Avrupa'da Leoben (MN5) lokalitesi ile Afrika (Rusinga ve Mfwangano) ve Asya'nın (Plasava) geç erken Miyosen (MN4) lokalitelerinden de bilinmektedir (Thenius, 1956; NOW, 2023). *Gomphotherium* bulgusu, Anadolu'da geç erken-orta Miyosen (MN4-MN8) döneminde

yaygın olup, Çiftlikköy faunasını oluşturan her iki taksonun geç MN4-MN5 aralığında biyostratigrafik yayılım gösterdiği ileri sürülebilir (Çizelge 1).

- Göktaş (2020)'a göre Azmakdere üyesinin Sakız Adası'ndaki eşdeğeri olan Keramaria ünitesinin "Thymiana A-C" büyük memeli faunası da MN5 biyozonuna aittir (de Bonis vd., 1997a,1997b, 1998; Koufos 2007; Koufos vd., 1995; Lehmann ve Tobien, 1995; Tobien, 1980; Paraskevaidis, 1940). Memelileri kapsayan Thymiana kesitinin manyetostratigrafik yorumu 15,2-16,0 My (~15,5 My) arasındadır (Kondopoulou vd., 1993; de Bonis vd., 1998). Ayrıca, bu fosil topluluğunu kapsayan çökellerin hemen üzerinde referans düzeyi olarak zanan riyolitik piroklastiklerden Bellon vd. (1979) tarafından 15,5 My (K/Ar) yaşı alınmıştır (Şekil 13). Thymiana B faunası Carnivora takımından *Lophocyon paraskevaidisi*, Proboscidea takımından *Choerolophodon chioticus* ve Artiodactyla takımından *Georgiomeryx georgialasi*, endemik taksonlarını içermesi bakımından Ardıç faunasından ayrılır. Bunların yanısıra Thymiana B faunası, Proboscidea takımından *Prodeinotherium bavaricum* ve *Gomphotherium angustidens*; Artiodactyla takımından *Hypsodontus gaopense*, *Tethyragus koehlerii*, *Eotragus* sp., *Turcoceros gracilis*, *Dorcatherium crassum*, *Euprox furcatus*, *Palaeomeryx eminens*, *Sanitherium schlagintweiti* ve *Bunolistriodon latidens* taksonlarını içerir (de Bonis vd., 1997a,1997b, 1998; Koufos 2007; Koufos vd., 1995; Lehmann ve Tobien, 1995; Tobien, 1980; Paraskevaidis, 1940). Thymiana ve Ardıç faunalarının ortak taksonları sınırlı olup, sadece *Gomphotherium*, *S. schlagintweiti* ile *Tethyragus-Turcoceros* grubu örnekleri ile temsil edilir. Ancak, Anadolu Orta Miyosen'inin tipik faunal elemanları Thymiana'da mevcut değildir. Thymiana

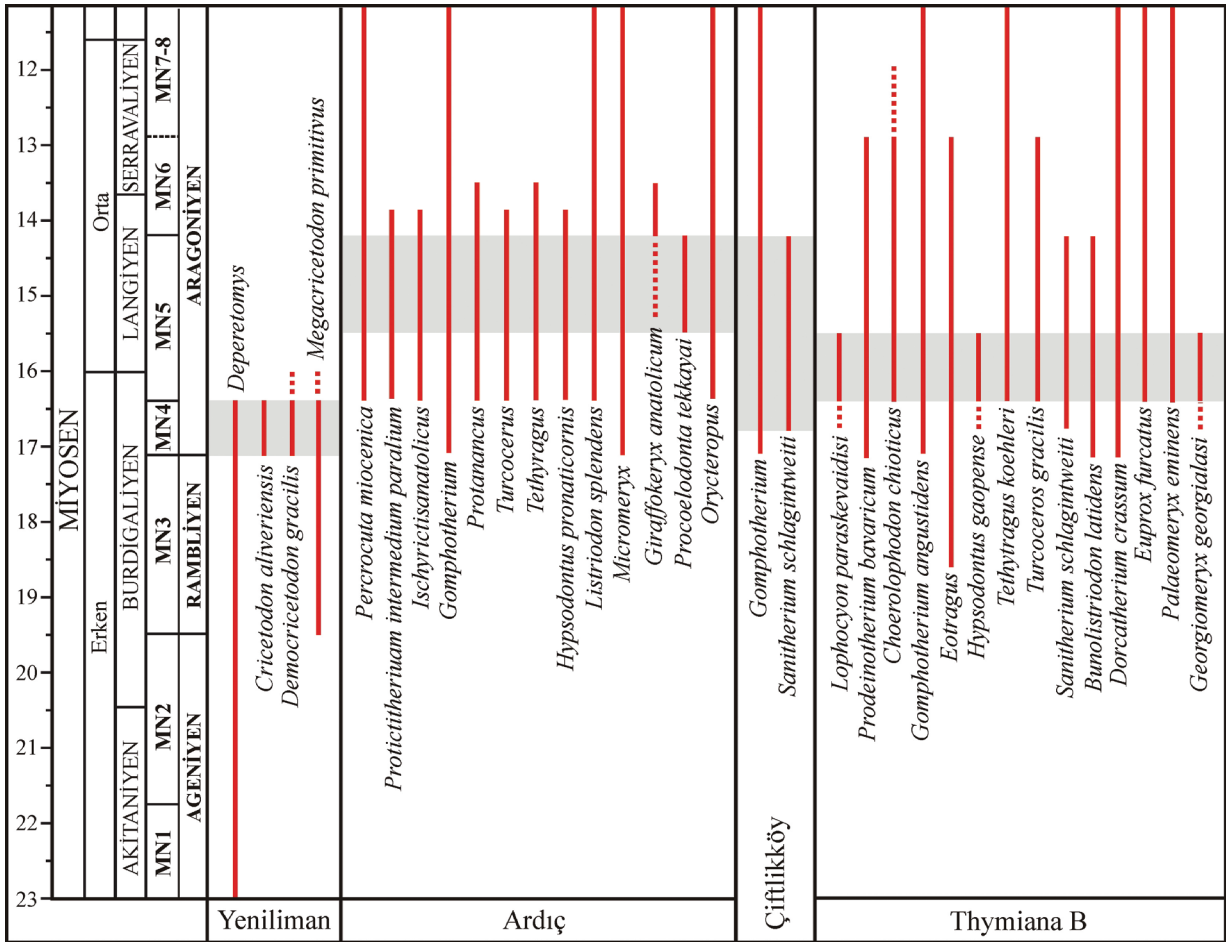
faunasının görece endemik karakterinin dışında, Anadolu erken orta Miyosen faunalarında erken MN6 örneklerinin bulunması, Ardıç ile Thymiana faunaları arasındaki sistematik ayrımın nedeni olabilir (Çizelge 1). Bu durum, aynı zamanda Ardıç faunasının Thyminan'dan daha genç olması değerlendirmesini de doğrulamaktadır (Kaya vd., 2003; NOW, 2023; Çizelge 1).

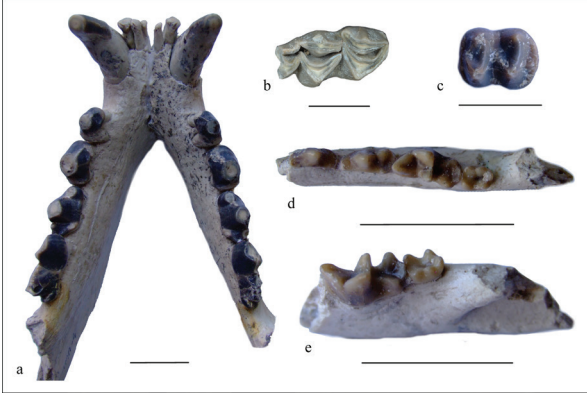
- Çiçek Adaları ve Hekim Adası'nda, Mordoğan kireçtaşına eşdeğer olan Urla kireçtaşının tabanındaki çamur düzlüğü

çökellerine sinedimanter olarak sokulduğu gösterilen “Hekimadası bazaltı” 14,8 My K/Ar yaşlıdır (Göktaş, 2011). Bu sokulumun altında yer alan ve Menteş volkanizmasının sualtı volkanoklastik türevlerinden oluşan “Pırnallıada volkanoklastikleri”, Karabağları üyesi ile aynı stratigrafik pozisyonadadır (Göktaş, 2016a) (Şekil 13). Ardıç büyük memeli faunasının bulunduğu düzeyin hemen altındaki masif çamurtaşı düzeyi içinde yer alan trakidasitik pomzalar, Pırnallıada volkanoklastiklerini oluşturan volkanizmanın ürünleridir (Şekil 4c, Şekil 9).

Çizelge 1. Karaburun Yarımadası ve Sakız Adası'nda tanımlanmış geç erken Miyosen (MN4)- Orta Miyosen (MN5) memeli faunalarını oluşturan taksonların biyokronolojik sınırları ve biyostratigrafik korelasyonu.

Table 1. Biochronological boundaries and biostratigraphic correlation of the taxa of late early Miocene (MN4)- Middle Miocene (MN5) mammalian faunas from the Karaburun Peninsula and Chios Island.





Şekil 12. Ardıç büyük memeli faunasından örnekler: **a)** *Percrocuta miocenica*, alt çene, EUNHM IMA-3; **b)** *Giraffokeryx anatolicum*, alt sağ m3, EUNHM IMA-26; **c)** *Listriodon splendens*, alt sol m1, EUNHM IMA-28; **d-e)** *Protictitherium intermedium paraliium*, EUNHM IMA-42, sağ alt çene, p3-m2; IMA-43, sol alt çene, m1-2. Ölçek: 2 cm.

Figure 12. Ardıç large mammal fauna. **a)** *Percrocuta miocenica*, mandible, EUNHM IMA-3; **b)** *Giraffokeryx anatolicum*, lower right m3, EUNHM IMA-26; **c)** *Listriodon splendens*, lower left m1, EUNHM IMA-28; **d-e)** *Protictitherium intermedium paraliium*, EUNHM IMA-42, right mandible, p3-m2; IMA-43, left mandible, m1-2. Scale: 2 cm.

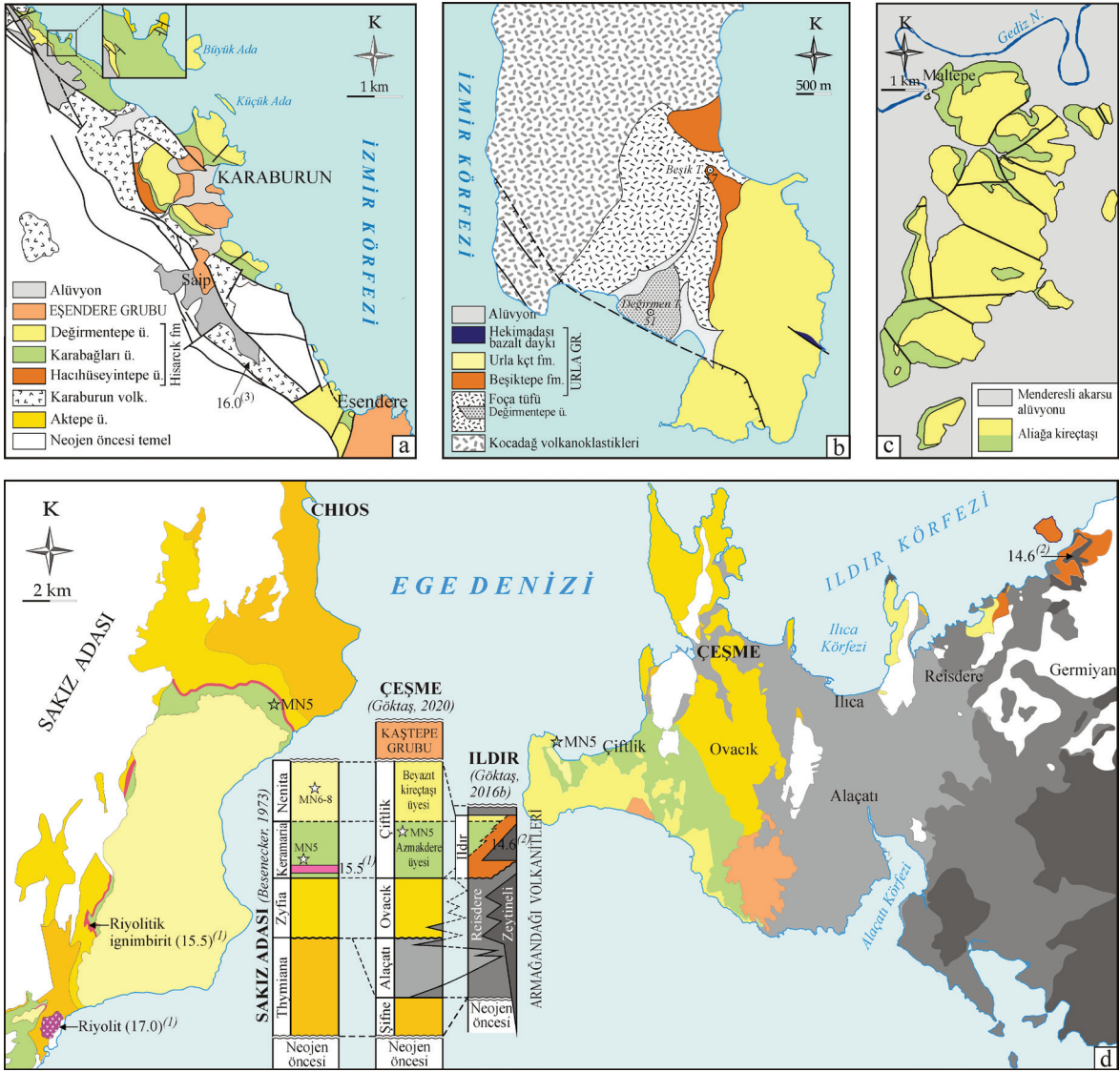
- Hisarcık formasyonun son birimi olan Mordoğan kireçtaşı üyesinin Sakız Adası'ndaki eşdeğeri kabul edilen Nenita ünitesinde Besenecker (1973)'in bulduğu *Megacricetodon cf. similis*, Batı Anadolu'da İzmir-Kemalpaşa-Yukarıkızılc (MN7/8) faunasından da bilinmektedir (Rummel, 1998).
- Mordoğan kireçtaşının Foça Çöküntüsü içinde yüzeyleyen korelanları, 11,3 My ile 14,8 My arasında yaşlandırılan bimodal alkali lav sokulumlarıyla kesilir (Borsi vd., 1972; Ercan vd., 1997; Göktaş, 2011; Karacık vd., 2013) (Şekil 14).

- İnceleme alanında, Karaburun Yarımadası'ndaki geç Miyosen tortullaşmasını temsil eden Esendere grubu çökelleri Hisarcık formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelir (Kaya vd., 2005; Göktaş vd., 2023).

Bu verilere göre, en genç 16,0 My yaşlı kalkalkalen volkanitler (Karaburun volkanitleri ve Foça tufü) ile MN4 küçük memelileri içeren gölsel çökeller üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve geç Miyosen istifi tarafından uyumsuzlukla örtülen Hisarcık formasyonunun esas olarak orta Miyosen tortullaşmasını temsil ettiği sonucuna varılmıştır.

Hisarcık Formasyonu'nun Bölgesel Korelasyonu

Foça Çöküntüsü'nün batı kenarındaki Kösedere ve Mordoğan alt havzalarında yüzeyleyen ve esas olarak gölsel çökellerden oluşan Hisarcık formasyonunun kayatürü özellikleri, Karaburun Yarımadası kuzeyinde Göktaş (2014b) tarafından ayrıntılı tanımlanmıştır (Şekil 13a). Bu yörede, Haseki formasyonunun gölsel kireçtaşları ve ikinci evre Karaburun volkanitleri üzerinde çökelen Hisarcık formasyonu, baskın olarak yeşil renkli çamurtaşı- kumtaşı topluluğundan oluşur (Karabağları üyesi) ve inceleme alanında olduğu gibi karbonat kaya aradüzeyleri içermez. Urla havzasında Kocadağ volkanitleri ve İzmir fişi, Uzun Ada'da ise Foça tufü üzerinde uyumsuzlukla yer alan "Urla grubu" (Göktaş, 2011, 2016a), Hisarcık formasyonunun eşdeğeri (Şekil 13 b). Foça Yarımadası'nda Foça tufü üzerinde çökelmiş olan "Aliğa kireçtaşı" (Kaya, 1979, 1981; Dönmez vd., 1998) ve "Çamdağ kireçtaşı" (Eşder vd., 1991), Hisarcık formasyonu ile denestirilebilir (Şekil 13c). Hisarcık istifi, Çeşme Yarımadası'ndaki "İldır formasyonu"nun (Göktaş, 2016b) stratigrafik eşdeğeri. Göktaş (2020) tarafından İldır formasyonunun açık göl eşdeğeri olarak değerlendirilen "Çiftlik formasyonu", Hisarcık formasyonunun gölsel bölümüyle karşılaştırılabilir (Şekil 14).

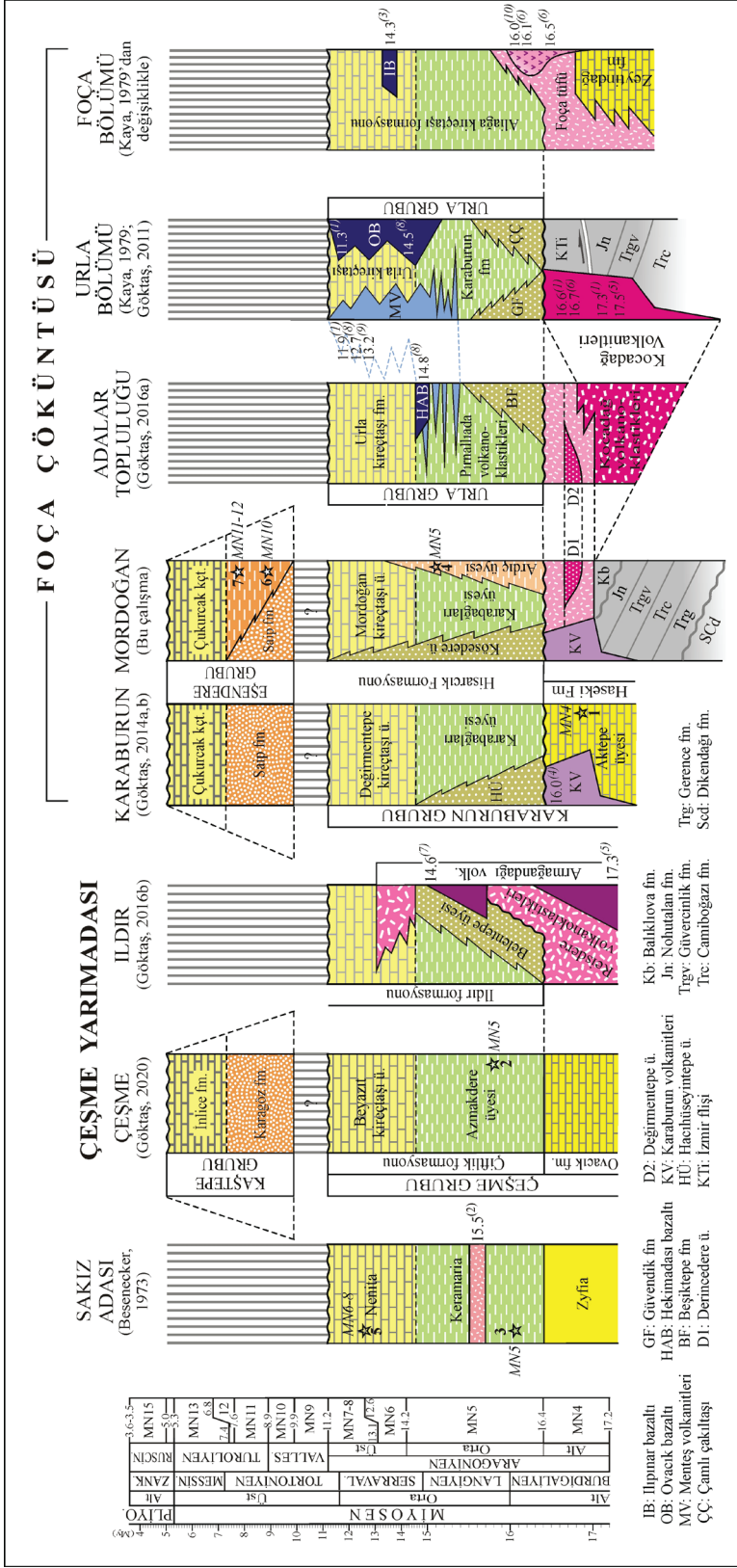


Şekil 13. Hisarcık formasyonuna korelan istiflerin bölgesel dağılımı: **a)** Karaburun Yarımadası (Göktaş, 2014 b), **b)** Uzun Ada (Göktaş, 2016 a), **c)** Foça Yarımadası (Dönmez vd., 2014), **d)** Çeşme Yarımadası (Göktaş, 2020), Sakız Adası (Besenecker, 1973). Radyometrik veriler: (1) Bellon vd. (1979), (2) Göktaş (2016 a), (3) Türkecan vd. (1979).

Figure 13. Regional distribution of successions correlated to the Hisarcık formation: **a)** Karaburun Peninsula (Göktaş, 2014b), **b)** Uzun Island (Göktaş, 2016a), **c)** Foça Peninsula (Dönmez et al., 2014), **d)** Çeşme Peninsula (Göktaş, 2020), Chios Island (Besenecker, 1973). Radiometric data: 1) Bellon et al. (1979), 2) Göktaş (2016a), 3) Türkecan et al. (1979, 2016b).

Kösedere alt havzasının kenarlarında çökelen Kösedere üyesi, Karaburun Yarımadası kuzeyinde yelpaze deltası istifi olarak tanımlanan “Hacılıseyintepe üyesi”nin (Göktaş, 2014b) stratigrafik ve ortamsal karşılığıdır. Çeşme Yarımadası’nda, Ildır formasyonunun alüvyon

yelpazesi çökellerinden oluşan ve 14.6 My’lık andezit bileşimli lav akıntısıyla sinsedimanter olarak kesilen alüvyal “Beşiktepe üyesi”nin (Göktaş, 2016b) stratigrafik konumu, Kösedere üyesi ile korelasyonu düşündürür.



Şekil 14. İnceleme alanında yüzeylenen Miyosen kaya birimlerinin bölgesel korelasyonu. Yıldızla gösterilen memeli verileri: 1) Yeniliman faunası, 2) Çeşme-Batı Burnu faunası (Besenecker, 1973), 3) Thymiana faunası (de Bonis vd., 1998), 4) Ardiç faunası (Kaya vd., 2003; Bu çalışma), 5) *Megacricetodon cf. similis* (Besenecker, 1973), 6) *Hipparion aff. giganteum*, *Hippopotamodon major* (Göktaş vd., 2023), 7) *Esendere faunası* (Kaya vd., 2005). Radyometrik veriler: (1) Borsi vd. (1972), (2) Bellon vd. (1979), (3) Ercan vd. (1996), (4) Türkcan vd. (1998), (5) Helvacı vd. (2009), (6) Altunkaynak vd. (2010), (7) Göktaş (2010), (8) Göktaş (2011), (9) Karacık vd. (2013), (10) Göktaş (2016).

Figure 14. Regional correlation of Miocene rock units outcropping in the study area. Mammal data: 1) Yeniliman fauna, 2) Çeşme-Cap Batı fauna (Besenecker, 1973), 3) Thymiana fauna (de Bonis et al., 1998), 4) Ardiç fauna (Kaya et al., 2003; This study), 5) *Megacricetodon cf. similis* (Besenecker, 1973), 6) *Hipparion aff. giganteum*, *Hippopotamodon major* (Göktaş et al., 2023), 7) *Esendere fauna* (Kaya et al., 2005). Radiometric data: (1) Borsi et al. (1972), (2) Bellon et al. (1979), (3) Ercan et al. (1996), (4) Türkcan et al. (1998), (5) Helvacı et al. (2009), (6) Altunkaynak et al. (2010), (7) Göktaş (2010), (8) Göktaş (2011), (9) Karacık et al. (2013), (10) Göktaş (2016).

Kösedere üyesinin Urla havzasının doğu kesimlerindeki karşılığı, alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan “Çamlı çakıltası” (Kaya, 1979) ya da “Çamlı formasyonu”dur (Sümer, 2007; Göktaş, 2011). Urla havzasının batı- kuzeybatı kesimlerinde yüzeyleyen ve sualtı bölümleri “Güvendik üyesi”, suüstü bölümleri “Alibey üyesi” olarak tanımlanan yelpaze deltası çökelleri, Göktaş (2011) tarafından Çamlı formasyonu kapsamında değerlendirmiştir.

Menteş Yarımadası’nda tanımlanan alüvyal “Bozavlu formasyonu” (Sümer vd., 2020), Alibey üyesi ile karşılaştırılabilir. Her iki birimin başlıca kayatürü bileşenleri Kocadağ volkanitlerinden türemiştir. Uzun Ada’da, Foça tufunun ignimbiritleri üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve Urla kireçtaşı tarafından örtülen “Beşiktepe formasyonu”nun (Göktaş, 2016a) alüvyon yelpazesi çökelleri, Kösedere üyesi ile aynı stratigrafik pozisyonundadır. Foça Yarımadası’nda yürütülen çalışmalarda Kösedere üyesinin litostratigrafik eşdeğeri olabilecek alüvyon yelpazesi çökelleri bildirilmemiştir (Kaya, 1979, 1981; Eşder vd., 1991; Dönmez vd., 1998; Genç ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000).

Hisarcık formasyonu gölssel çökellerinin, Sakız Adası, Karaburun Yükseltisi ve Foça Çöküntüsü’nde olası karşılıkları bulunur (Şekil 13 ve 14). Karabağları üyesi, Çeşme Yarımadası’ndaki “Azmakdere üyesi” ile Sakız Adası’ndaki “Keramaria ünitesi”nin stratigrafik eşdeğeri olarak yorumlanmıştır (Göktaş, 2020). Karaburun ilçe merkezi kuzeyinde yüzeyleyen Karabağları üyesinin ince kırıntılı kıyıyüzü istifi, Aktepe üyesinin gölssel kireçtaşı platformu üzerine keskin ve uyumlu dokanakla gelir (Şekil 13a). Azmakdere üyesi de, “Ovacık formasyonu”nun (Göktaş, 2020) gölssel kireçtaşları üzerinde uyumludur (Şekil 13d). Ovacık kireçtaşı istifinin en üst kesiminde ortaya çıkan Fe konkresyonları ve kömür laminalarının simgelediği kısa süreli bir sığlaşmayı izleyerek Azmakdere üyesinin ince kırıntılı kıyıyüzü istifi çöklemiştir. İki göl istifi

arasındaki uyumlu dokanak ilişkisine karşılık, havzanın hızla derinleşmesini ve tortullaşma enerjisindeki artışı yansıtan litofasiyes değişimi belirgindir. Her iki bölgede, gölssel kireçtaşları ile üstleyen kırıntılı kıyıyüzü istifleri arasında ortamsal süreklilik vardır ve tortullaşma kesikliği yansıtan belirtiler gözlenmez. İzmir Körfezi’ndeki adalar topluluğunda Urla grubunun gölssel bölümü içinde tanımlanan “Pırnallıada volkanoklastikleri” (Göktaş, 2016a) ile Karabağları üyesi, Foça Çöküntüsü’nün farklı bölgelerinde çökelen eşdeğer istiflerdir. Foça Yarımadası’nda, Karabağları üyesinin karşılığı olabilecek ince kırıntılı gölssel çökellerin Maltepe çevresinde yayılımı bulunur (Şekil 13c). Ancak Maltepe dolaylarında yüzeyleyen istif, Karabağları üyesinden farklı olarak, kül döküntüsü fasiyesinde riyoitik tuf aradüzeyleri kapsar. Hisarcık gölssel istifinin üst bölümünü oluşturan Mordoğan kireçtaşı üyesi de, bölgedeki tüm Neojen havzalarında temsil edilir. Karaburun ilçe merkezi çevresinde “Değirmentepe kireçtaşı üyesi” (Göktaş, 2014b), Çeşme Yarımadası’nda “Beyazıt kireçtaşı üyesi” (Göktaş, 2020), Sakız Adası’nda “Nenita ünitesi” ve Urla çöküntüsündeki “Urla kireçtaşı” (Kaya, 1979; Göktaş, 2016a) ile Foça Yarımadası’ndaki “Aliğa kireçtaşı”, Mordoğan kireçtaşının bölgesel korelanları olarak değerlendirilmiştir (Şekil 13).

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Kösedere ve Mordoğan alt havzalarında yüzeyleyen en yaşlı Neojen kaya birimlerini, geç erken Miyosen dönemindeki kalkalkalen volkanizmanın ürünleri olan Karaburun volkanitleri kapsamındaki andezit lavları ve Foça tufünü simgeleyen riyoitik ignimbiritler oluşturur. Geniş anlamda (*s.l.*) orta Miyosen yaşlı olduğu kabul edilen Hisarcık formasyonu, bu volkanitler üzerinde uyumsuzlukla çöklemiştir. Yarımadanın kuzeyinde, Hisarcık formasyonunun uyumlu dokanaklarla üzerinde yer aldığı Alt Miyosen yaşlı Haseki formasyonu (Göktaş, 2014a) inceleme

alanında çökmemiştir. Göktaş (2014b)'ın önerisi doğrultusunda Karaburun volkanizmasının ikinci evresine ait oldukları kabul edilen andezitik lav çıkışlarına, orta Miyosen başında Kösedere alt havzasının açılımını sağlayan normal fayların yol verdiği öngörülmüştür. İnceleme alanında riyolitik ignimbiritlerin simgelediği piroklastikler, çıkış merkezi Foça Yarımadası'nın bulunduğu bölgede olan Foça tufünün distal uzantıları olarak değerlendirilmiştir. Foça tufü içinde yanal süreksiz bir referans düzeyi konumunda bulunan ve piroklastik istifi görel olarak ikiye ayıran alüviyal Derinedere üyesi tanımlanmıştır. Riyolitik volkanizmanın durgunluk döneminde çökelen Derinedere üyesinin stratigrafik pozisyonu, ignimbirit akıntılarının başlıca iki evrede bölgeye yerleştiğini anlatır. Örgülü akarsu egemen alüvyon yelpazesi çökelişini yansıtan istifin başlıca bileşenleri, paleocoğrafik olarak G-GD eksenli yayılım gösteren Kocadağ volkanitlerinden türemiştir.

Kösedere ve Mordoğan alt havzalarının oluşumu ve dolgulanması, orta Miyosen genişlemesinin başlangıcında ilk kez ortaya çıkan ya da reaktif olan K-G gidişli sınır fayları tarafından belirlenmiştir. Karaburun Kuşağı'nın Mesozoyik birimlerini paleotektonik dönemde etkileyen K-G uzanımlı ters fay ya da bindirmelerin bir bölümü normal fay olarak yeniden çalışmış ve Kösedere alt havzasını oluşturmuşlardır (Şekil 2). Bu havzaların açılımla birlikte Karaburun volkanitlerinin yüzelemesi ve Foça tufünü simgeleyen ignimbiritlerin bölgeye yerleşmesini izleyerek Hisarcık formasyonu çökelişini başlamıştır. Foça Çöküntüsü'nün batı kenarındaki orta Miyosen tortullaşmasını temsil eden Hisarcık formasyonu, ağırlıklı olarak ince kırıntılı gölsel çökellerden oluşur. Gölsel istif, altta yeşil renkli masif çamurtaşlarından oluşan ve türbiditik kumtaşı aradüzeyleri kapsayan Karabağları üyesi ile üstte yer alan Mordoğan kireçtaşı üyesinden yapılıdır. Havza kenarı alüviyal tortullaşmasını yansıtan ve sınır faylarının tavan blokları üzerinde

çökelen Kösedere üyesinin yelpaze deltası çökelleri, gölsel istife alttan üste yanal giriktir. Karaburun volkanitlerinin ikinci evre lavları üzerinde uyumsuzlukla yer alan Kösedere üyesinin alt bölümleri ile Foça tufü arasında yanal giriklikler gözlenir. Karabağları üyesinin alt bölümlerinde, Foça tufünden taşınmış bileşenlerden oluşan türbiditik kumtaşı aradüzeyleri ve Kösedere yelpaze deltasının kaba taneli uzantıları yer alır. Karaburun Yarımadası'nda yalnızca Mordoğan alt havzasında izlenen Ardıç üyesi, Foça tufü üzerinde transgresif kumsal çökelleriyle başlar ve esas olarak çamur düzlüğü istifiyle simgelenir. Çamurtaşı-kumtaşı ardışık istifi içinde yer alan kazıma kanalı dolgularının başlıca bileşenleri, Derinedere üyesinde olduğu gibi Kocadağ volkanitlerinden türemiştir. Volkanoklastik geci ortama taşıyan alüviyal ya da flüviyal sistemler, günümüzde bütünüyle aşınmış ya da İzmir Körfezi'nin suları altında kalmıştır. Aralarında dokanak ilişkisi bulunmamasına karşılık, Foça tufü üzerinde uyumsuzlukla başlayan ve Mordoğan kireçtaşları ile örtülen Ardıç ve Karabağları üyelerinin yanal eşdeğer oldukları kabul edilmiştir. Buna karşılık, her iki astbirimin çökel fasiyesleri farklıdır. Kösedere fan delta sistemiyle yanal ilişkili olarak çökelen Karabağları üyesi, yeşilimsi/mavimsi renkli ince kırıntılı istifiyle yukarı kıyıyüzü tortullaşmasını yansıtır. Açık kırmızımsı kahverenkli çamurtaşı-kumtaşı aralanmasıyla simgelenen Ardıç üyesinin ise, kıyı gerisiyle alüviyal/flüviyal bağlantıları olan çamur düzlüğünde çökeldiği değerlendirilmiştir. Karabağları istifindeki palustrin karbonat düzeyleri ve Ardıç istifi içindeki kumsal aradüzeyi gibi, her iki istife göl düzeyi duraysızlığını yansıtan sedimanter belirtiler bulunmaktadır. Ardıç istifinin en üst düzeylerinde, MN5 biyozonuna ait büyük memeli kalıntılarının bulunduğu masif çamurtaşları içindeki iri pomzaların trakidasit bileşimli oldukları gösterilmiştir. Bu pomzaların, Menteş Yarımadası'nda asidik ürünler veren Menteş alkali volkanizmasından türedikleri, orta

Miyosen gölünde asılı yük olarak taşındıkları ve Ardıç üyesi tortullaşmasına katıldıkları değerlendirilmiştir.

Geç Miyosen çökelişini yansıtan Esendere grubu çökelleri, orta Miyosen sonundaki sıkışma fazında (Yılmaz, 2000; Yılmaz vd., 2000; Gürer vd., 2009) deforme olarak su üstüne çıkan Hisarcık formasyonunun gölsel çökelleri üzerinde açılan havzada dolgulanmıştır. Orta Miyosen istifinin deformasyonu ile geç Miyosen havza açılımı arasındaki uyumsuzluk döneminin kronolojisi tartışmalıdır.

EXTENDED SUMMARY

The middle Miocene sedimentation in the Kösedere and Mordoğan sub-basins located on the northeastern edge of the Karaburun Peninsula is represented by the Hisarcık formation. The Hisarcık formation is unconformably overlain by the calc-alkaline volcanics (Karaburun volcanics and Foça tuff) emplaced in the region at the end of the early Miocene and the late early Miocene lacustrine Akdere member (Göktaş, 2014a) in the northern part of the study area (Figure 3). The Karaburun volcanics outcropping in front of the boundary faults of the Middle Miocene basins are represented by black andesite lavas (Figure 4). The Foça tuff is represented by rhyolitic ignimbrites, which originated from a possible caldera that evolved in the Foça Peninsula and settled in the region in two phases. The alluvial Derinedere member, which is located in the Foça tuff and was deposited during the inactive period of the rhyolitic volcanism, documents that ignimbrite flows settled in the region in two main phases.

The sedimentation of the Hisarcık formation begins with the Kösedere member, continues with the Karabağları, and ends with the Mordoğan limestone member. The Kösedere member, which developed on the edges of the Kösedere sub-basin, consists of alluvial fan deposits. The Kösedere member is laterally interfingering with the

Karabağları and Mordoğan limestone members from bottom to top. The Karabağları member consists of a green colored and massive claystone-siltstone assemblage deposited on the lacustrine shoreface, and consists of turbiditic sandstone interlayers. Algal limestone and palustrine carbonate interlayers are scarce in the fine clastic sequence.

The Ardıç member, which is the lateral equivalent of the Karabağları member in the Mordoğan sub-basin, begins with transgressive sandy beach deposits over the Foça tuff and consists mainly of a mudstone-sandstone succession reflecting mudflat deposition (Figure 9 and 10). Large mammal fossils yielded from the late MN5 biozone are found in the uppermost parts of the sequence (Ardıç fauna: Table 1).

The Mordoğan limestone member, which reflects the last period of Hisarcık lacustrine deposition, is vertically transitive with the Karabağları and Ardıç members. The deposition of the Hisarcık formation ended in the compression phase at end of middle Miocene or the beginning of late Miocene. (Large mammal fossils of the MN10-11 biozones were found in the alluvial deposits of the Esendere group that reflects the late Miocene deposition, and unconformably overlies the Hisarcık formation). The Hisarcık formation is represented in Chios Island, Çeşme Peninsula and Foça Depression. Keramaria and Nenita units in Chios Island, the Çiftlik formation in Çeşme Peninsula and the Aliğa limestone in Foça Peninsula can be correlated with the Hisarcık formation. Urla group sediments outcropping in the Urla basin and the İzmir Bay archipelago are equivalent to the Hisarcık formation (Figure 13 and 14).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, 2008-30-14-01.g kodlu Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü projesi kapsamında

yürütülmüştür. Jeo. Yük. Müh. Murat Yüküncü arazi çalışmalarına yardımcı olmuştur. Makale taslağını inceleyen Dr. H. Yavuz Hakyemez'e çok yönlü katkılarından dolayı teşekkür ederiz. Volkanik kaya örneklerinin ana element oksit analizleri MTA Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi laboratuvarlarında yapılmıştır.

ORCID:

Fikret Göktaş  <https://orcid.org/0000-0002-0011-4361>

Serdar Mayda  <https://orcid.org/0000-0001-5432-3559>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Agostini, S., Tokçaeer, M. & Savaşçın, M. Y. (2010). Volcanic rocks from Foça-Karaburun and Ayvalık-Lesvos Grabens (Western Anatolia) and their petrogenic-geodynamic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 157-184.
- Akay, E. (2000). *Magmatic and tectonic evolution of the Yuntadağ volcanic complex (Western Anatolia)* [Doktora tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Akay, E. & Erdoğan, B. (2001). Formation of subaqueous felsic domes and accompanying pyroclastic deposits on the Foça Peninsula (İzmir, Turkey). *International Geology Review*, 43, 661-674.
- Akay, E. & Erdoğan, B. (2004). Evolution of Neogene calc-alkaline to alkaline volcanism in the Aliğa-Foça region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Asian Sciences*, 24, 367- 387.
- Akçay, A. E., Dönmez, M. ve Türkecan, A. (2014). *1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-K17 Paftası*, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 256, Ankara.
- Alonso-Zarza, A. M. (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.
- Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y. (2000). Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, Batı Anadolu. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu Tam Metin Bildiriler Kitabı* (s.160-165). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları.
- Altunkaynak, Ş., Yılmaz, Y., Rogers, N. ve Kelley, S. (2006). Batı Anadolu'daki Çarpışma Sonrası Magmatizmanın Petrojenetik Evrimi; Foça Volkanikleri. *59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*, (s.37-38). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları.
- Altunkaynak, Ş., Rogers, N. W. & Kelley S. P. (2010). Causes and effects of geochemical variations in late Cenozoic volcanism of the Foça volcanic centre, NW Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 52, 579-607.
- Aras, A., Göktaş, F., Demirhan, M., Demirhan, H. ve İçöz, S. (1999). Karaburun kilinin stratigrafisi, mineralojisi ve pişme özellikleri. *1. Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu Tam Metin Bildiriler Kitabı*, (s.238-247).
- Bastl, K., Nagel, D., Morlo, M. & Goehlich, U. B. (2020). The Carnivora (Mammalia) from the middle Miocene locality of Gracanica (Bugojno Basin, Gornji Vakuf, Bosnia and Herzegovina). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 100(2), 307-319.
- Bellon, H., Jarrige, J. J. & Sorel, D. (1979). Les activités magmatiques éogènes de l'Oligocène à nos jours et leurs cadres géodynamiques. Données nouvelles et synthèse. *Revue du géologie dynamique et géographie physique*, 21, 41-55.
- Beseneker, H. (1973). *Neogen und Quartär der Insel Chios (Ägäis)* [Unveröffentlicht doktorarbeit]. Freien Universität Berlin.
- Bilgin, M., Joniak, P., Mayda, S., Göktaş, F., Peláez-Campomanes, P. & van den Hoek Ostende, L. (2021). Micromammals from the late early Miocene of Çapak (western Anatolia) herald a time of change. *Journal of Palaeontology*, 95(5), 1-18
- Bonis, L. de, Koufos, G. D. & Sen, S., (1997a). The Sanitheres (Mammalia, Suoidea) from the Middle Miocene of Chios Island, Aegean Sea, Greece. *Revue de Paléobiologie*, 16, 259-270.
- Bonis, L. de, Koufos, G. D. & Sen, S. (1997b). A giraffid from the Middle Miocene of the Island of Chios, Greece. *Palaeontology*, 40, 121-123.

- Bonis, L. de, Koufos, G. D. & Şen, Ş. (1998). Ruminants (Bovidae and Tragulidae) from the Middle Miocene (MN5) of the Island of Chios, Aegean Sea (Greece). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 210, 339-420.
- Borsi, S., Ferrara, C., Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea. *Bulletin of Volcanology*, 36, 473-496.
- Brinkmann, R., Flügel, E., Jacopshagen, V., Lechnert, H., Rendel, B. & Trick, P. 1972. Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West Anatolien). *Geology and Paleontology*, 6, 139-150.
- Çakmakoğlu, A. ve Bilgin, Z. R. (2006). Karaburun Yarımadası'nın Neojen öncesi stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 132, 33-62.
- Çakmakoğlu, B., Gökteş, F., Demirhan, M. ve Helvacı, C. (2013). Karaburun Yarımadası'nın kuzey kesimindeki killerin stratigrafisi, sedimantolojisi ve ekonomik kullanım olanaklarının araştırılması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 56(1), 39-58. Retrieved from <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28136/299042>
- Dönmez, M., Türkecan, A., Akçay, A. E., Hakyemez, H. Y. ve Sevin, D. (1998). *İzmir ve kuzeyinin jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrografik ve kimyasal özellikleri* (Rapor no: 10181). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Dönmez, M., Akçay, A. E. ve Türkecan, A. 2014. 1:100.000 ölçekli *Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi*, İzmir-K18 Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları No: 213, Ankara.
- Ejima, Y., Fujina, T., Tagaki, H., Shimada, K., Iwagana, T., Yoneda, Y. & Murakomi, Y. (1987). *The pre-feasibility study on the Dikili-Bergama geothermal development Project in the Republic of Turkey, Progress Report II* (yayımlanmamış).
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Gökteş, F. (2005). *İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri*. (Rapor no: 10754). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Ercan, T., Satır, M., Sevin, D. ve Türkecan, A. (1997). Batı Anadolu'da Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 119, 103-112.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2(1), 1-20.
- Erdoğan, B., Altın, D., Güngör, T. ve Özer, S. (1990). Karaburun Yarımadası'nın jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 111, 1-24.
- Eşder, T., Yakabağ, A., Sarıkaya, H. ve Çiçekli, K. (1991). *Aliağa (İzmir) yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları* (Rapor no: 9467). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Gemici, Ü. & Filiz, Ş. (2001). Hydrochemistry of Çeşme geothermal area in western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110, 171-187.
- Genç, Ş. C. ve Yılmaz, Y. (2000). Aliağa dolaylarının jeolojisi ve genç tektoniği. *Batı Anadolunun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM), Bildiri Özleri Kitabı*, (s.152-159).
- Geraads D & Güleç E. 2003. Proboscidea from the middle Miocene hominoid site of Çandır (Turkey). In Güleç E., Begun D. & Geraads D. (eds), *Geology and vertebrate paleontology of the middle Miocene hominoid locality Çandır (Central Anatolia, Turkey)*. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 240, 235-239.
- Gökteş, F., Ünay, E., 2000. The stratigraphy of the NW parts of the Akhisar (Manisa) Neogene basin. *IESCA-2000*, Abstracts, 72.
- Gökteş, F. (2010). *Çeşme Yarımadası'ndaki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü* (Rapor no: 11389). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Gökteş, F. (2011). *Urla (İzmir) çöküntüsündeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü* (Rapor no: 11568). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Gökteş, F. (2014a). *Karaburun Yarımadası kuzey kıyı kesiminin Neojen stratigrafisi*. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 148, 43-61.

- Göktaş, F. (2014b). Karaburun (İzmir) çevresinin Neojen stratigrafisi ve paleoğrafik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 149, 71-94.
- Göktaş, F. (2016a). İzmir -Dış- Körfezi'ndeki adaların Neojen stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 152, 1- 24.
- Göktaş, F. (2016b). Ildır Körfezi güneyindeki bölgenin Neojen stratigrafisi, Çeşme Yarımadası (Batı Anadolu). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 59(3), 299-321. <https://doi.org/10.25288/tjb.298048>
- Göktaş, F. ve Çakmakoglu, A. (2018a). 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-K16 Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 257.
- Göktaş, F. ve Çakmakoglu, A. (2018b). 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-L16 Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 258.
- Göktaş, F. ve Çakmakoglu, A. (2018c). 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-L17 Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 259.
- Göktaş, F. (2020). Çeşme Yarımadası'nın Neojen stratigrafisi ve bölgesel korelasyonu, Batı Anadolu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 162, 31-54.
- Göktaş, F., Kaya, T.T., Tarhan, E. ve Mayda, S. (2023). Karaburun Yarımadası'nın Geç Miyosen Stratigrafisi, Yeni Memeli Bulguları ve Bölgesel Korelasyon, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 66(1), 1-22. <https://doi.org/10.25288/tjb.1126743>
- Güngör, T. (1989). *Karaburun Yarımadası Balıklıova-Barbaros arasındaki bölgenin jeolojisi ve yapısal evrimi* [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Gürer, Ö. F., Sarica-Filoreau, N., Özburan, M., Sangu, E. & Doğan, B. (2009). Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, western Turkey. *Geological Magazine*, 146(5), 652-673.
- Helvacı, C., Ersoy, Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. & Uzel, B. 2009. Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole- bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185, 181-202.
- Hilgen, F., Lourens, L. J., Van Dam, J. A., with contributions by Beu, A. G., Boyes, A. F., Cooper, R. A., Krigsman, W., Ogg, J. G., Piller, W. E., Wilson, D. S. (2012). The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. & Ogg, G. (Eds), *The Geological Time Scale 2012*, (pp. 923-978). Elsevier Publications.
- Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972). Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area (West Turkey). *Bulletin of Volcanology*, 36, 1-22.
- Kaçmaz, H. & Köktürk, U. (2004). Geochemistry and mineralogy of zeolitic tuffs from the Alaçatı (Çeşme) Area, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 52(6), 705-713.
- Karacık, Z., Genç, Ş.C. & Gülmez, F. (2013). Petrochemical features of Miocene volcanism around the Çubukludağ graben and Karaburun peninsula, western Turkey: Implications for crustal melting related silicic volcanism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73, 199- 217.
- Kaya, O. (1979). Orta Doğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22(1), 35-58.
- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10, 164-191.
- Kaya, O. & Savaşçın, M. Y. (1981) Petrologic significance of the Miocene volcanic rocks in Menemen, West Anatolia. *Aegean Earth Sciences*, 1, 45-58.
- Kaya, T., Geraads, D. & Tuna, V. (2003). A new Middle Miocene fauna from Mordoğan (Western Turkey). *Paläontologische Zeitschrift*, 77(2), 293-302.
- Kaya, T., Geraads, D. & Tuna, V. A. 2005. New late Miocene mammalian fauna in the Karaburun Peninsula (Western Turkey). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 236(3): 321-349.
- Koçak, A. (1974). *Çeşme ilçası hidrojeolojik etüt raporu* (Rapor no: 5321). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).

- Kondopoulou, D., de Bonis, L., Koufos, G. D. & Sen, S. (1993). Palaeomagnetic and biostratigraphic data from the middle Miocene vertebrate locality of Thymiana (Chios Island, Greece). *Proceedings of the 2nd Congress of the Geophysical Society of Greece 1*, p.626-635
- Konidaris, G. E. & Koufos, G. D. (2013). Late Miocene Proboscidea (Mammalia) from Macedonia and Samos Island, Greece: preliminary results. *Paläontologische Zeitschrift*, 87, 121-140.
- Koufos, G. D., de Bonis, L. & Sen, S., (1995). Lophocyon paraskevaidisi, a new viverrid (Carnivora, Mammalia) from the Middle Miocene of Chios Island, Greece. *Geobios*, 28, 511-523.
- Koufos, D., de Bonis, L. & Sen, S., (1995). Lophocyon paraskevaidisi, a new viverrid (Carnivora, Mammalia) from the Middle Miocene of Chios Island, Greece. *Geobios*, 28, 511-523.
- Koufos, G. D., Kostopoulos, D. S., Vlachou, T. D. & Konidaris, G. E. (2009). The Late Miocene mammal fauna of Samos, Greece. History, Stratigraphy and Localities. *13th Congress RCMNS (Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy)*, (p.295).
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lehmann, U. & Tobien, H. (1995). Artiodactyle fossilen (Mammalia) aus dem Miozän von Thymiana, Chios. *Annales de Géologie des Pays Helléniques*, 36, 403-414.
- Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. (1964). Classification and environmental significance of algal stromatolites. *The Journal of Geology*, 72(1), 68-83.
- Markov, G. N. & Vergiev, S. (2010). First report of cf. Protanancus (Mammalia, Proboscidea, Amebelodontidae) from Europe. *Geodiversitas*, 32(3): 493-500.
- Öngür, T. (1972). *Dikili-Bergama jeotermal araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu* (Rapor no: 5444). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Peláez-Campomanes, P. 2023. Personal communication. Museo Nacional de Ciencias Naturales - CSIC, Madrid, Spain.
- Paraskevaidis, I. (1940). Eine obermiocäne fauna von Chios. *Neues Jahrbuch für Mineralogie geologie und Paläontologie*, 83, 363–442.
- Radovic, P., Mayda, S., Alaburic, S., & Markovic, Z. (2021). Percrocuta miocenica (Percrocutidae, Carnivora) from the middle Miocene of Brajkovac (Central Serbia). *Geobios*, 65, 41-49.
- Rummel, M. (1998). Die Cricetiden aus dem Mittel- und Obermiozän der Türkei. *Documenta Naturae*, 123, 1-300.
- Sümer, Ö. (2007). *Güzelbahçe (İzmir) Çevresinin alüvyonel sedimantolojisi ve aktif tektoniği* (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Sümer, Ö., Akbulut, M. & İnaner, H. (2020). New geosite candidates from Urla (İzmir, Western Anatolia, Turkey): a list of geological assets nested with antique and modern cultural heritage. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29, 1017-1032.
- Şen, Ş. & Sarıca-Floreau, N. (2011). Middle-Late Miocene Spalacidae (Mammalia) From Western Anatolia, and the Phylogeny of the Family. *Yerbilimleri*, 32(1), 21-50.
- Thenius, E. (1956). Die Suiden und Tayassuiden des steirischen Tertiärs. *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch naturwissenschaftlichen Klasse*, 165 (5), 337-379.
- The NOW Community (2023). New and Old Worlds Database of Fossil Mammals (NOW). Licensed under CC BY 4.0. Retrieved (20.09.2022) from <https://nowdatabase.org/now/database/>.
- Tobien, H. (1980). A note on the skull and mandible of a new choerolophodont mastodont (Proboscidea, Mammalia) from the middle Miocene of Chios (Aegean Sea, Greece). In: L. L. Jacobs (ed.) *Aspects of vertebrate history: Essays in honor of Edwin Harris Colbert*. Museum of Northern Arizona Press, 299-307.
- Türkecan, A., Ercan, T. ve Sevin, D. (1998). *Karaburun Yarımadası'nın Neojen volkanizması* (Rapor no:

- 10185). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (Yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y. (2000). Ege bölgesinin aktif tektoniği. *Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu (BADSEM-2000), Bildiri Özleri Kitabı*, (s.3-14).
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, S. & Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., & Piper, J. D. A. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London, Special Publication 173*, 353–384
- Yılmaz, S. ve Yakabağ, A. (1995). *Çeşme Fevzi Yıldız jeotermal kuyusunun kuyu bitirme raporu* (Rapor no: 9955). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).