



Aksu Havzası'nın (Antalya, Türkiye) Neojen Stratigrafisi ve Yapısal Unsurları
Neogene Stratigraphy and Structural Elements of the Aksu Basin (Antalya, Turkey)

Muhammad Harbi Wasoo¹ , Ayten Koç^{2*} 

¹ *Erbil Teknik Enstitüsü, Petrol Teknolojileri Bölümü, Erbil 44001, Irak*

² *Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tuşba 65080 Van, Türkiye*

• Geliş/Received: 31.01.2020 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 22.06.2020 • Kabul/Accepted: 19.07.2020
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 03.09.2020 • Baskı/Printed: 15.01.2021

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Naplı ve bindirmeli Toros kuşağı, Afrika ve Avrasya levhalarının Kretase'den günümüze kadar devam eden yaklaşık K-G yönlü birbirlerine doğru yaklaşma hareketine bağlı olarak oluşmuştur. Bu hareket Neojen'in erken dönemlerinde Isparta Büklümü olarak tanımlanan karmaşık bir morfo-tektonik yapının gelişmesine neden olmuştur. Miyosen'de, Batı ve Orta Toroslar ile Isparta Büklümü'nün iç kesimleri, kırıntılı sedimanlar ve karbonatlarla karakterize edilen denizel havza dolguları ile doldurulmuştur. Çalışma alanı olarak incelenen Aksu Havzası da bu denizel havzalardan biri olup ve Isparta Büklümü'nün tam merkezinde bulunmaktadır. Dolayısıyla, Aksu Havzası Neojen döneminde meydana gelen kabuksal deformasyona ait jeolojik kayıtları tutmuştur.

Aksu Havzası dolgusu, genel olarak Orta Miyosen'den Kuvaterner'e kadar denizel kırıntılı karakterde olup; 1 km'den fazla kalınlığa sahiptir. Havzanın Pliyosen öncesi sedimanları yoğun bir deformasyona maruz kalmıştır. Aksu Havzası'nın sedimaner dolgusu temel üzerine uyumsuzluk ile yerleşen Burdigaliyen-Langhiyen Oymapınar Kireçtaşı ile başlar. İstiflenme düzeni, havzanın kuzeyinde ve güneyinde stratigrafik ve litolojik açıdan farklılıklar göstermektedir. Havzanın kuzey kesimindeki Miyosen istifinin en genç birimi Tortoniyen yaşlı olup, Tortoniyen ve Pleyistosen arası birimler birimler eksiktir. Buna karşın, havzanın güneyinde kalan istif nispeten daha tamdır. Litostratigrafik özelliklerin yanı sıra, bu çalışmada Aksu Havzası'nı şekillendiren yapısal unsurlar da ele alınmıştır. Bunlar Aksu ve Kapıkaya bindirmeleri olarak belirlenmiştir. Arazi çalışmalarında yapılan gözlemler ve anahtar fay hatları üzerinden alınan fay-kayma verilerinden elde edilen sonuçlar Aksu Havzasının dört farklı tektonik evrede geliştiğini göstermektedir. Bunlardan ilki, havzanın oluşumu ile ilgili olan ~D-B açılma evresi iken, ikinci evre Isparta Büklümü'nün batı kanadının KD'ya hareketi ile ilişkili olan ~K-G sıkışmalı Likya evresidir. Üçüncü evre, havzada en baskın görülen ~D-B sıkışmalı Aksu evresidir. K-G açılma evresi ise, dördüncü ve son tektonik faz olarak belirlenmiştir.

Tüm bu veriler ışığında, Serravaliyen'den Erken Pliyosen'e kadar etkinliğini sürdüren Isparta Büklümü'nün merkezindeki D-B doğrultulu bir kısalmanın varlığı, Afrika ve Avrasya'nın K-G yakınsamasına bağlı levha tektoniği çerçevesinde değerlendirildiğinde ilginçtir. Isparta Büklümü'nün hemen altındaki mantoya ait sismik tomografi görüntüleri Isparta Büklümü'nün altında dalan iki ayrı levha parçasının (Kıbrıs ve Antalya levhaları) varlığına işaret etmişlerdir. Bu durumda, Isparta Büklümü'nün Mio-Pliyosen ve hatta modern dönemdeki evriminde ve Torosların yükselişinde, Antalya Levhası'nın önemli bir katkısı beklenmelidir.

Anahtar Kelimeler: Aksu Havzası, Isparta Büklümü, kabuk deformasyonu, Miyosen denizel havzalar.

Abstract: *The Tauride fold and thrust belt formed during ~N-S convergence between African and Eurasian plates since Cretaceous time. This movement led to the development of a complex morpho-tectonic structure, so-called 'Isparta Angle' during the early stage of the Neogene time. In Miocene time, the western and central Taurides and the inner part of the Isparta Angle became overlain by marine sedimentary basins which are characterized by clastics and carbonates. Aksu Basin which is determined as study area is one of these marine basins and is located in the center of the Isparta Angle. Therefore, Aksu Basin contains the geological records of the crustal deformation occurred during the Neogene period.*

The sedimentary infill of the Aksu Basin is mainly characterized by marine clastics with more than 1 km thick from the Middle Miocene to Pliocene. The pre-Pliocene basin infill was subjected to intense deformation. Sedimentary sequence of the Aksu Basin starts with Burdigalian-Langhian Oymapınar Limestone which unconformably overlies the basement unit. The lithostratigraphy in the north is different from that of the south of the basin. The youngest Miocene unit in the north of the basin is the Tortonian aged and the units deposited between Tortonian and Pleistocene is missing in the sequence. On the other hand, the sequence is more complete in the south of the basin. In addition to lithostratigraphic features, the structural elements which are forming the Aksu Basin are also carried out during this study. These are the Aksu and Kapıkaya thrusts. Field observations and results obtained from the kinematic measurements along the key structural zones show that Aksu Basin developed through four different tectonic phases. While the first phase is ~E-W extensional phase which is related to opening of the basin, the second phase is ~N-S compressional Lycian phase. The third phase is ~E-W compressional (Aksu) phase, which is the most prominent phase in the basin. N-S extensional phase is determined as the fourth and the last tectonic phase.

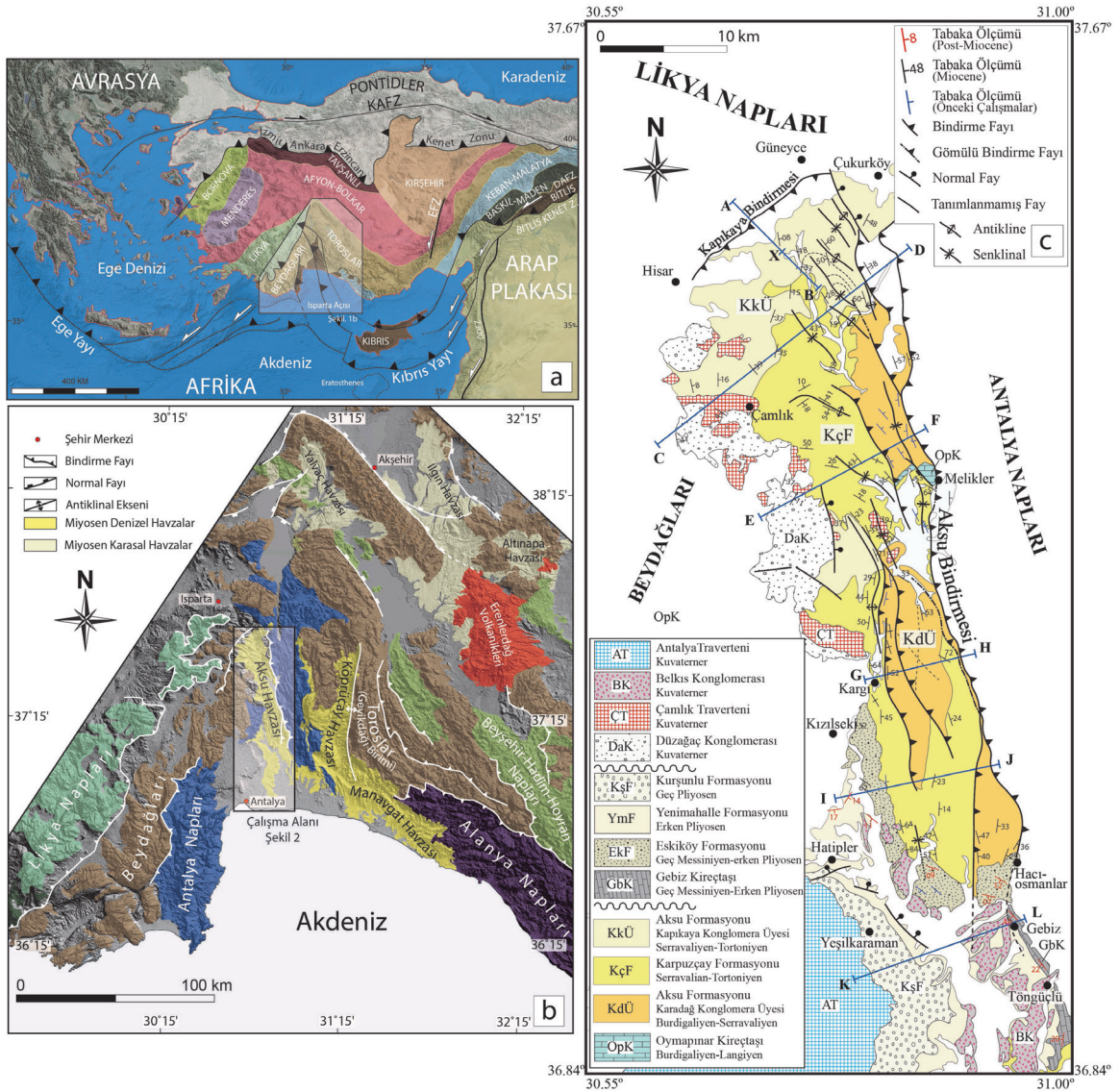
Under the light of whole data, presence of the E-W shortening which is active between Serravalian and Early Pliocene in the center of the Isparta Angle is interesting given the plate tectonic setting driven by N-S convergence of the Africa and Eurasia. The seismic tomography images of the mantle below the Isparta Angle indicates that there are two separate slab segments (Cyprus and Antalya slabs). Therefore, an important impact of the Antalya slab should be expected in the Mio-Pliocene and even modern evolution of the Isparta Angle and the uplift of the Taurides.

Keywords: *Aksu Basin, crustal deformation, Isparta Angle, Miocene marine basins.*

GİRİŞ

Doğu Akdeniz bölgesinin jeolojisi, Mesozoyik'ten başlayarak Senozoyik ve günümüze kadar devam eden Arap-Afrika plakasının kuzeye doğru hareketi ile kontrol edilen yitim zonlarının (İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu, İç Toros Kenet Zonu) etkisinde Tetis Okyanusu'nun kapanması ve sonrasında Arap-Afrika plakasının Avrasya Plakası'yla çarpışması sonucu oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Okay, 1986; Storetvedt, 1990; Yılmaz, 1993; Göncüoğlu ve Dirik, 1996, Göncüoğlu vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Stampfli ve Borel, 2002; Barrier ve Vrielynck, 2008; Robertson ve Ustaömer, 2009; Robertson ve Mountrakis, 2006; Robertson vd., 2004; Oberhänsli vd., 2012; Pourteau vd., 2010). Neotetis'in güney kolu, bugün hala Toros'ların güneyinde Kıbrıs Yayısı boyunca dalmaya devam

etmektedir (Khair ve Tsokas, 1999; Papazachos ve Papaioannou, 1999; Biryol vd., 2011) (Şekil 1a). Bu yayın doğuya doğru uzanımında, okyanusal kabuk tamamen tükenerek, Orta Miyosen sonunda Bitlis Kenet Zonu boyunca Arap Plakası ile Anadolu mikro-plakasının çarpışması gerçekleşmiştir (Faccenna vd., 2006; Hüsing vd., 2009; Keskin, 2003; Okay vd., 2010; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 2003). Batıda, Torosların altında büyük derinliklere ulaşan dalan plaka, devamlı ve kırılmamış bir dalma-batma zonuna işaret ederken, doğuda Bitlis Kenet zonu boyunca meydana gelen kıta-kıta çarpışması sonrasında meydana gelen dalan levha ayrılmaları (slab detachment) ve bu ayrılmalara bağlı verev yırtılmalar Orta Miyosen'den bu yana kendini göstermektedir (Gans vd., 2009; Faccenna vd., 2006; van Hinsbergen vd., 2010a; Biryol vd., 2011).



Afrika ve Avrasya arasında uzun süredir devam eden yakınsamaya bağlı olarak gelişen yoğun deformasyonun sonucunda, yay şekilli karmaşık dalma-batma zonları oluşmuş olup, bunlar Batı Anadolu'da Ege Yayı olarak adlandırılırken, doğuda Kıbrıs Yayı olarak tanımlanmaktadır (McKenzie, 1972; McKenzie, 1978; Dewey and Şengör, 1979; Jackson and Mckenzie, 1984; Şengör et al., 1985; Papadopoulos et al., 1986; Kempler and Ben-Avraham, 1987; Kissel and Laj, 1988; Mercier et al., 1989; Robertson et al., 1991; Taymaz et al., 1991; Seyitoğlu et al., 1992; Seyitoğlu and Scott, 1996; Glover ve Robertson, 1998a; Robertson, 2000) (Şekil 1a). Bu iki yayın kesiştiği bölgede yer alan Isparta Büklümü (Blumenthal, 1963) açısız şekilli morfolojik bir yapı oluşturmuş olup, Antalya Körfezi'nin açıklarına kadar uzanmaktadır (Şekil 1a). Bu yapı, aynı zamanda Batı ve Orta Toroslar'ı birbirinden ayırmaktadır. Isparta Büklümü, Geç Kretase'den Miyosen'e kadar etkin olan sıkışmalı tektonik rejim altında gelişen birdirme ve nap sistemleri ile şekillendirilmiş Mesozoyik birimlerden ve ofiyolitlerden meydana gelmektedir (Şekil 1b). Isparta Büklümü'nün batı kanadında bulunan en derin tektonostratigrafik birim, Üst Triyas-Eosen yaş aralığında oluşan sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve neritik kireçtaşlarından oluşan Beydağları platformudur (Robertson ve Woodcock, 1982, 1984) (Şekil 1a ve b). Ofiyolit ve Mesozoyik yaşlı sedimanter karmaşığında oluşan Likya Napları bölgede kuzeybatıdan Beydağları platformu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir (Dumont et al., 1972; Özgül, 1976, 1984; Poisson et al., 2003a). Likya Napları'nın Beydağları üzerine doğru en son hareketi Erken Miyosen olarak belirtilmektedir (Hayward 1984; Collins ve Robertson 1997, 1998, van Hinsbergen, 2010b). Isparta Büklümü'nün doğu kanadını kıvrımlı ve bindirmeli bir kuşak olan Orta Toroslar oluşturmakta olup, bu bindirmeli sistem, Geç Kretase'den Neojen'e kadar sürekli veya aralıklı

olarak meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Hayward, 1984; Collins ve Robertson, 2003; Poisson vd., 2003b; van Hinsbergen vd., 2010b). Beydağları ve Toroslar'da gelişen en genç bindirme zonunun yaşı Erken Miyosen olarak belirtilmektedir (Hayward, 1984).

Uzun ve yoğun bir deformasyon geçmişi ardından Orta Toroslar, Miyosen döneminde çok yönlü açılmalı bir rejimin etkisinde kalmaya başlamıştır (Koç vd., 2012, 2016b ve 2017). İlginç bir şekilde, bu açılma Isparta Büklümü'nün merkezinde, kuzey-güney uzanımlı Aksu Havzası'nın doğu sınırını oluşturan Aksu Bindirmesi ile eşzamanlı olarak meydana gelmiştir (Dumont ve Kerey 1975; Glover ve Robertson 1998a; Poisson vd., 2003a; Deynoux vd., 2005; Flecker vd., 2005; Çiner vd., 2008; Schildgen vd., 2012). Isparta Büklümü'nün çekirdeğinde görülen bu bindirme, bölgede görülen en genç sıkışmalı tektonik rejimin Pliyosen'e (Poisson vd., 2003a, 2003b ve 2011) ve hatta Kuvaterner'e kadar (Hall vd., 2014) bile çıkabileceğini göstermektedir.

D-B yönlü gelişen bu sıkışmalı tektonik rejim Isparta Büklümü'nün merkezi ile sınırlıdır ve güney Anadolu'nun başka yerlerinde belirgin değildir. İlginç bir şekilde, bindirme boyunca gelişen doğu-batı doğrultulu kısalma, Kıbrıs'ın güneyinde aktif olarak devam eden kuzey-güney uzanımlı dalma-batma zonuna ait üzerleyen levhada gelişmiştir (Dumont ve Kerey 1975; Glover ve Robertson 1998a; Poisson vd., 2003a; Deynoux vd., 2005; Flecker vd., 2005; Çiner vd., 2008; Schildgen vd., 2012). Önceki çalışmalarda, Isparta Büklümü'nün merkezindeki bu sıkışma, Anadolu'nun Avrasya'ya göre batıya doğru hareket edişine atfedilmiştir (Deynoux vd., 2005; Glover ve Robertson, 1998a; Hall vd., 2014). Türkiye'nin doğusunda gelişen Arabistan-Anadolu çarpışması (Şengör vd., 2003; Faccenna vd., 2006; Hüsing vd., 2009) ve GPS verilerinden türetilmiş hız verileri (Reilinger vd., 2006, 2010) bu düşünceye dayanak olarak gösterilmiştir. Bununla birlikte, Isparta

Büklümü'nün merkezindeki kısalmayı doğudan gelen bir itmeye bağlamak, Isparta Büklümü'nün doğu kanadında meydana gelen ve eş zamanlı gelişen doğu-batı yönlü açılma bileşeninin varlığı (Koçyiğit ve Saraç, 2000; Koç vd., 2012, 2016b ve 2017) düşünüldüğünde sorunlu bir yaklaşımdır.

Çalışma alanı ve çevresinde paleomanyetik veriler ile tasvir edilen Miyosen dönme öyküsünde, Orta - Geç Miyosen döneminde (16 ile 5 My arasında) Isparta Büklümü'nün batı kanadında yer alan Beydağları'nın saatin tersi yönünde 20°'lik bir dönmeye maruz kaldığı ortaya konulmuştur (van Hinsbergen vd., 2010b, Kaymakçı vd., 2018). Benzer şekilde Koç vd. (2016a) çalışmasında, Manavgat, Köprüçay ve Aksu havzalarını etkileyen düşey eksen rotasyonlarını paleomanyetik yöntemlerle değerlendirmiş ve sonuçta, Köprüçay Havzası'nın saat yönünde ~20–30°, Manavgat Havzası'nın ~25–35° saatin tersi yönünde döndüğünü, buna karşın Aksu Havzası'nın Erken-Orta Miyosen'den beri herhangi bir dönmeye maruz kalmadığını göstermiştir. Bu dönüş verilerine ait yaşlar, Aksu Havzası'nın evrimi ve Aksu Havzası'nın doğusunu sınırlayan bindirme fayının (Aksu Bindirmesi) yaşı ile örtüşmektedir.

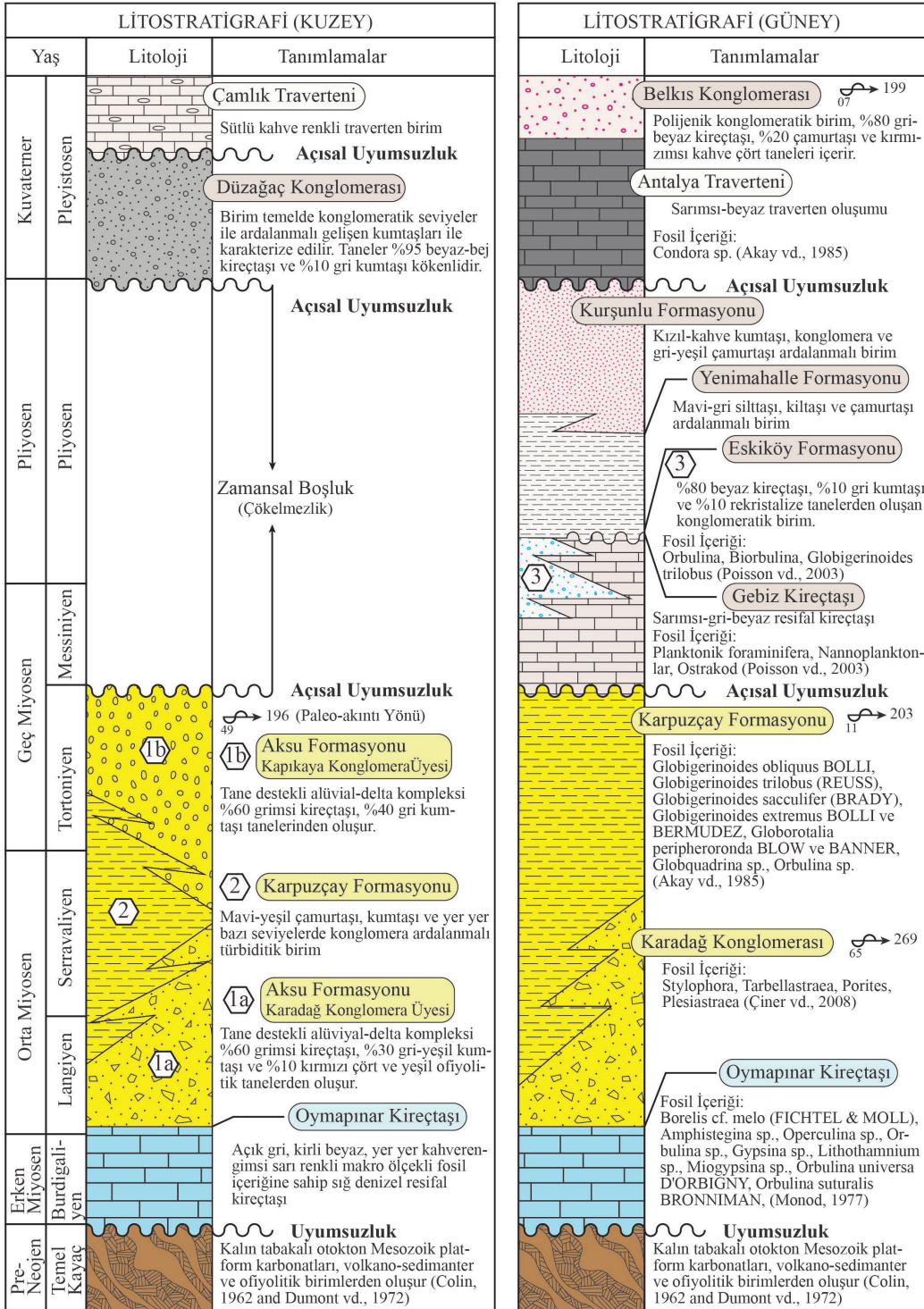
Isparta Büklümü olarak tanımlanan bu bölge içerisinde çok kısa mesafelerde gözlemlenen bu açılma, sıkışma ve dönme hareketlerinin altında yatan oluşum mekanizmasını tanımlamak maksadı ile Aksu Havzası anahtar alan olarak belirlenmiştir. Bu çalışmada, yaklaşık 16 km genişliğinde, 90 km uzunluğunda ve Isparta Büklümü'nün merkezinde konumlanmış olan KKB-GGD uzanlı Aksu Havzası'nın jeolojik evriminin kurgulanmasına çalışılmıştır. Bu nedenle, Erken Miyosen'den günümüze kadar, Aksu Havzası'nın yapısal unsurlarının, geometrisinin, sedimanter birimlerinin ve fasiyes ilişkilerinin belirlenmesi hedeflenmiştir.

LİTOSTRATİGRAFİ

Aksu Havzası K-G uzanlı yaklaşık 2000 km² alana sahip, temelde Antalya Havzası Kompleksi (Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzaları) olarak tanımlanan (Çiner vd., 2008) havza grubu içerisinde yer alan alt havzalardan biridir (Şekil 1b). Batıda Beydağları platform karbonatları ve Likya Napları'nın (Hayward, 1984) üzerine uyumsuz olarak gelen havza dolgusu, genel olarak denizel kırıntılı karakterde olup 1 km'den fazla kalınlığa sahiptir. Aksu Havzası, komşu Köprüçay Havzası'ndan Aksu Fayı ile ayrılmaktadır. Bu fay bindirme karakterde olup, Aksu Havzası ile Köprüçay Havzası arasında yer alan Antalya Napları'na ait birimlerin, Aksu Havzası'na ait Miyosen birimleri tektonik olarak üzerlemesi ile karakterize edilmektedir (Akay vd., 1985).

Aksu Havzası ilk olarak Poisson (1977) tarafından Aksu Vadisi olarak tanımlanmıştır. Bu öncü çalışmanın ardından, pek çok araştırmacı (Akay vd., 1985; Glover and Robertson, 1998b; Poisson vd., 2003a, 2011; Çiner vd., 2008) ağırlıklı olarak bölgedeki Neojen stratigrafisi üzerine yoğunlaşmıştır. Genel olarak havza dolgusu Miyosen'de oluşan denizel kırıntılılar, mercan resifleri ve resifal şelf karbonatları ile Pliyosen'den Günümüze kadar uzanan denizel ve karasal kırıntılılar ve traverten oluşumları ile karakterize edilmektedir (Çiner vd., 2008) (Şekil 2).

Aksu Havzası'nın sedimanter dolgusu Erken Miyosen'den Tortoniyen'e kadar havzanın kuzeyinde ve güneyinde aynı karakterde olup, 1) Oymapınar Kireçtaşı, 2) Karadağ Konglomerası ve 3) Karpuzçay Formasyonu her iki istifte de ortaktır. Ancak Tortoniyen sonrasında havzanın kuzeyi ve güneyi arasında istifte farklılaşmalar başlar (Şekil 2). Tortoniyen'de havzanın kuzeyinde istife Kapıkaya Konglomerası dahil olurken, güneyde Karpuzçay Formasyonu çökelmeye devam etmektedir. Pliyosen döneminde kuzeyde depolanma kesintiye uğramıştır. Sonrasında ise Kuvaterner birimler olan Düzağaç Konglomerası ve Çamlık Traverteni çökelmeye başlamıştır.



Şekil 2. Çalışma alanındaki Aksu Havza'nın kuzey ve güneyindeki litostratigrafik birimleri gösteren genelleştirilmiş kolon kesitler.

Figure 2. Generalized lithostratigraphical columnar sections for the northern and southern parts of the Aksu Basin.

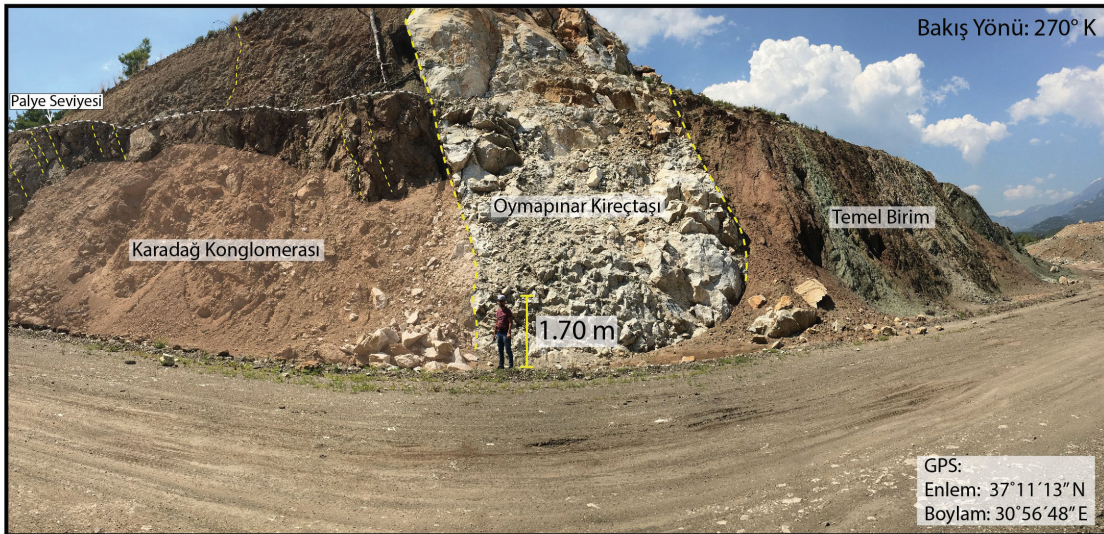
Güneydeki istif kuzeydekine oranla daha devamlıdır ve Messiniyen'den Kuvaterner'e kadar Gebiz Kireçtaşı, Eskiköy Formasyonu, Yenimahalle Formasyonu, Kurşunlu Formasyonu, Antalya Traverteni ve Belkıs Kongloması olarak tanımlanmıştır (Blumenthal, 1951; Eroskay, 1968; Poisson, 1977; Gutnic, 1979; Akay vd., 1985; Şenel, 1997) (Şekil 2). Tüm bu istif, kalın tabakalı otokton platform karbonatları, volkano-sedimanterler ve ofiyolitlerden oluşan Mesozoyik yaşlı temel birim üzerine yerleşmiştir. Birimlere ait litolojik tanımlamalar, dokanak ilişkileri, yaş verileri ve depolanma ortamı yorumlamaları aşağıda detaylı olarak verilmiştir, ancak basenin temelini oluşturan birimler ayrıca anlatılmayacaktır.

Oymapınar Kireçtaşı (OpK, Geç Burdigaliyen-Langhiyen)

Aksu havzasının doğu kenarında, sınırlı bir alanda yüzeylenen Oymapınar Kireçtaşı, ilk olarak Monod (1977) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 1c). Oymapınar Kireçtaşı temelinde

bulunan Antalya Napları üzerine uyumsuz olarak bulunmakta (Şekil 3) olup, dokanak ilişkisi en iyi Hacıosmanlar köyü civarında gözlenmektedir. Birimin üst sınırını ise Aksu Konglomasına ait Karadağ Üyesi oluşturmaktadır. Buradaki dokanak ilişkisi ise uyumludur (Şekil 3).

Oymapınar Kireçtaşı, genel olarak orta kalınlıkta tabakalanma gösteren, açık gri-kirli beyaz renkli, makro fosil içeriğine sahip resifal şelf karbonatlarından oluşmaktadır. Birimin Aksu Havzasındaki kalınlığı 8-10 m civarındadır (Şekil 3). Formasyondan, *Borelis cf. melo* (FICHTEL & MOLL), *Amphistegina sp.*, *Operculina sp.*, *Orbulina sp.*, *Gypsina sp.*, *Lithothamnium sp.*, *Miogygsina sp.*, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Orbulina suturalis* BRONNIMAN, *Globoquadrina cf. altispira* (CUSHMANJARVIS) topluluklarının varlığı rapor edilmiştir (Monod, 1977). Oymapınar Kireçtaşı'na, fosil içeriğine bağlı olarak, Geç Burdigaliyen-Langhiyen yaşı verilmiştir (Şenel vd., 1992; 1998). Litolojik özellikleri ve fosil içeriğine göre Oymapınar kireçtaşı sığ denizel ortam şartları içinde çökelmiş olmalıdır.



Şekil 3. Bölgede temeli oluşturan Antalya Napları üzerine uyumsuzlukla gelen Oymapınar Kireçtaşı'nın görünümü, (Hacıosmanlar Köyü'nün kuzeyi).

Figure 3. The general view of the Oymapınar Limestone, which overlaps the Antalya Nappes that form the basis in the region, (north of Hacıosmanlar Village).

Aksu Formasyonu (AF, Langiyen-Tortoniyen)

Aksu Formasyonu çalışma alanında en geniş yayılıma sahip litolojik birimdir (Şekil 2). İlk olarak Poisson (1977) tarafından tanımlanmıştır ve başlıca konglomeratik birimlerden oluşması nedeni ile bu çalışmada Aksu Konglomerası olarak adlandırılmıştır. Bu öncül çalışmanın arkasından Akay ve Uysal (1985) tarafından Neojen stratigrafisi çalışılmış ve havzada aynı stratigrafik seviyede görülen tüm çakıllı istifler tek bir konglomeratik birim olarak değerlendirilmiş ve Aksu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bölgedeki en güncel çalışma Çiner vd. (2008) tarafından yapılmış ve Aksu Konglomerası olarak adlandırılan birim, 1) Karpuzçay Formasyonu'nun alt seviyelerde Karadağ Konglomerası ile üst seviyelerde ise 2) Kapıkaya Konglomerası ile geçişli olması nedeni ile iki farklı alt üyeye ayrılmıştır. Bu incelemede ise, Akay ve Uysal (1985) tarafından yapılan adlandırma benimsenirken, birimin üyelere ayrılmasında Çiner vd. (2008) tarafından yapılan sınıflama benimsenmiştir.

Karadağ Konglomera Üyesi (KdÜ, Langiyen-Serravaliyen)

Karadağ Konglomerası, sadece Aksu Havzası'nın doğu kenarında yüzeylenmektedir. Birim, Kargı Baraj Gölü'nün hemen kıyısında göze çarpan, 500 m'den daha yüksek yamaçlar ile morfolojik olarak kendini göstermektedir (Şekil 4a ve b). Karadağ üyesi, konglomeratik seviyelerin, kabadan-inceye kadar değişkenlik gösteren kumtaşları ve siltli-çamurtaşı seviyeleri ile ardalanması ile karakterize edilmektedir.

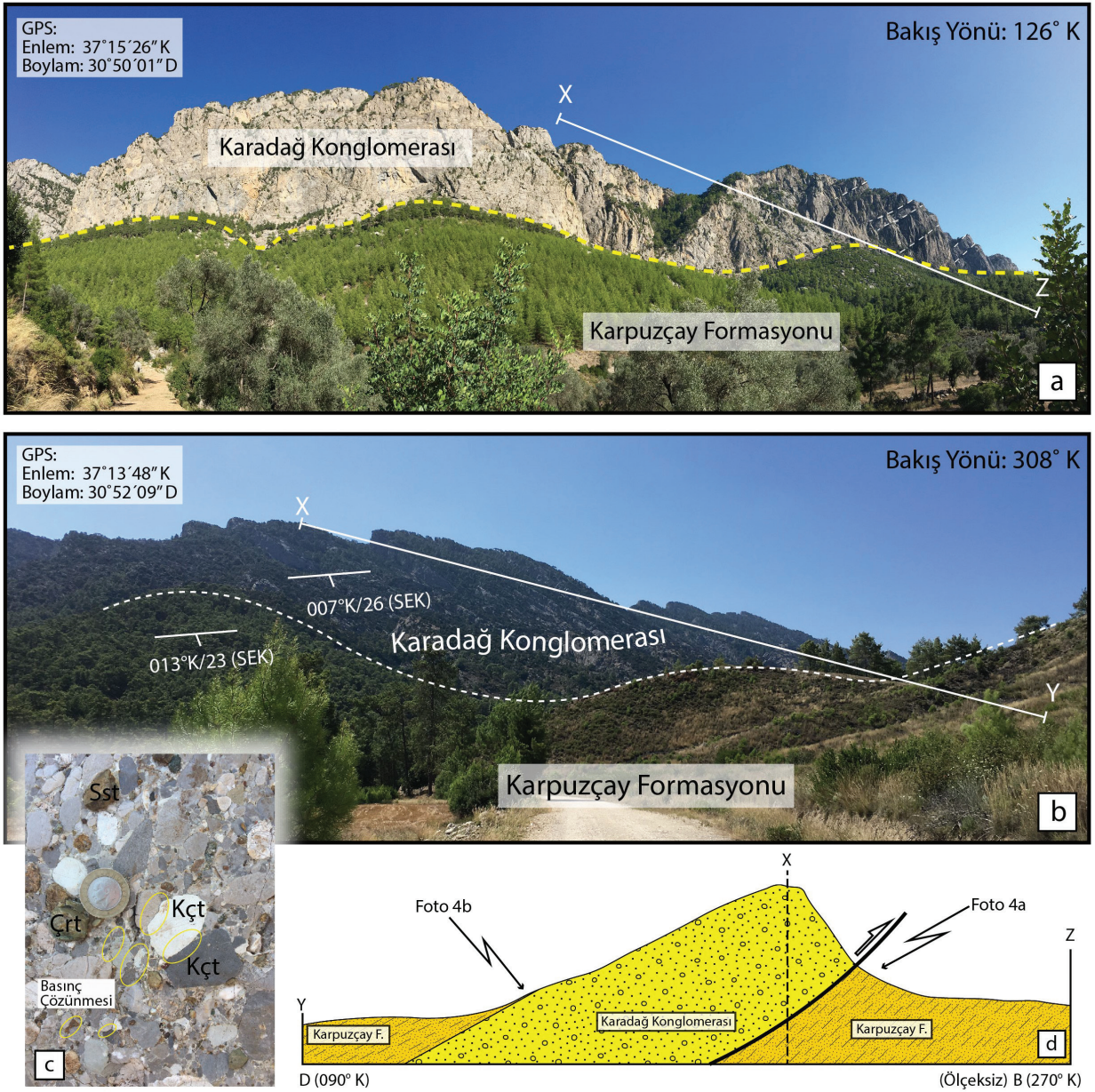
Karadağ üyesinin üst sınır ilişkisini kontrol eden Karpuzçay Formasyonu ile dokanak ilişkisi uyumludur (Şekil 4b ve d) ve birim, düşeyde ve yatayda Karpuzçay Formasyonu ile geçişli özellik

göstermektedir. Alt sınır ise, kremi-beyaz renkli Oymapınar Kireçtaşı ile belirlenmektedir (Şekil 3).

Karadağ konglomerası, yaklaşık %60 oranında beyaz-gri renkli kireçtaşlarından, %30 oranında gri-yeşil renkli kumtaşından ve yaklaşık %10'luk kısım ise kırmızı-yeşil renkli çört tanelerinden oluşmaktadır (Şekil 4c).

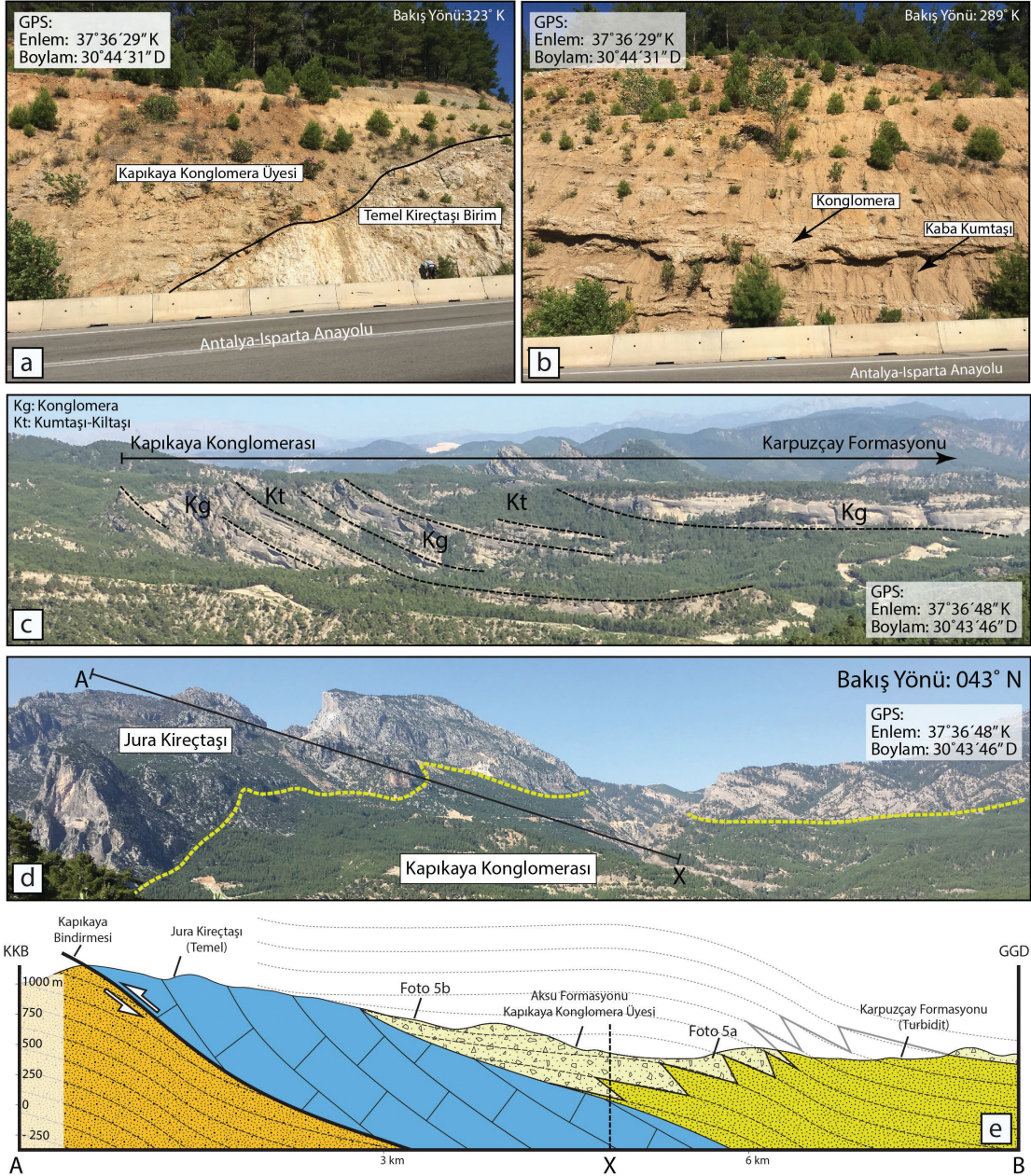
Konglomeratik seviyeler bazen matriks, bazen ise tane desteklidir. Birim iyi pekişmiş ve kalın tabakalıdır. Taneler çakıl boyutundan blok boyutuna (bazen uzun eksen uzunluğu 70 cm'yi bulabilmektedir) kadar çok geniş bir tane aralığında, taneler yer yer köşeli ve yarı-yuvarlak şekle sahiptir. Tanelerde boylanma yoktur ve yahut çok zayıf karakterdedir. Konglomeratik seviyelerde yer yer tane binikliğine rastlanmaktadır. Alt tabaka sınırları belirgin bir şekilde düzensizdir, bu da oygu-dolgu gibi erozyonel süreçlerin varlığına işaret etmektedir. Tanelerin dokanak oluşturdıkları alanlara dikkatle bakıldığında, nadir olmayan ölçüde basınç çözünmelerinin (pressure solution) varlığı söz konusudur (Şekil 5c), bu da kayda değer miktarda basınca maruz kaldığını ifade etmektedir.

Çiner vd. (2008) tarafından yapılan çalışmada, Aşağı Gökdere bölgesinin 5 km güneyinde yüzeylenen Karadağ Konglomerası içerisinde *Stylophora*, *Tarbellastraea*, *Porites* ve *Plesiastraea* fosillerinin varlığı rapor edilmiştir. Bu fosil toplulukları, kesin bir yaş vermek için yeterli olmamakla birlikte Karadağ Konglomerası'nın tabanı, Burdigaliyen-Langiyen yaşlı Oymapınar Kireçtaşı ile uyumlu olması alt yaş sınırının belirlenmesine yardımcı olmaktadır. Karadağ Konglomerası, derinlerde kendisini üzerleyen Karpuzçay Formasyonu ile yanal geçişli olması da dikkate alındığında, bu birim için Langiyen-Serravaliyen yaşı benimsenmiştir.



Şekil 4. Karadağ Konglomera Üyesine ait saha görünümleri; **a)** Karpuzçay Formasyonu ile Karadağ Konglomerası arasında bindirme fayı, **b)** Karadağ Konglomerası üzerine uyumlu gelen Karpuzçay Formasyonu. Tabaka ölçümleri sağ el kuralına (SEK) göre verilmiştir. **c)** Karadağ Konglomerası'na ait tane organizasyonunun yakın plan görüntüsü, **d)** Karadağ Konglomerası ile Karpuzçay Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisini gösteren, kabaca doğu-batı yönlü Y-X-Z hattı boyunca alınan ölçeksiz enine kesit.

Figure 4. Field views of the Karadağ Conglomerate Member; **a)** The thrust fault between Karpuzçay Formation and the Karadağ Conglomerate Member, **b)** Karpuzçay Formation, which rests conformably on the Karadağ conglomerates. Bedding measurements are given in Right Hand Rule (RHR) format, **c)** Close-up view of the clast organization of the Karadağ Conglomerates, **d)** Roughly east-west cross-section (not to scale) along the Y-X-Z line which shows contact relationships between the Karadağ conglomerates and the Karpuzçay Formation.



Şekil 5. a) Aksu Formasyonu'nun Kapıkaya Konglomera Üyesi ile temele ait kireçtaşı birimi arasındaki nonkonformite, **b)** Antalya-Isparta yolu üzerinde görülen Kapıkaya Konglomera Üyesine ait saha görüntüsü, **c)** ve **d)** Aksu Formasyonu'na ait Kapıkaya Konglomera Üyesi'ne ait arazi görüntüsü. **e)** Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı Kapıkaya Konglomerası ile Karpuzçay Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisini göstermek üzere çizilen KKB-GGD uzanımlı Jeolojik enine kesit. Kesitin lokasyonu için Şekil 1c'ye bakınız.

Figure 5. a) Nonconformity between Kapıkaya Conglomerate Member and basement limestone, **b)** Field view of the Kapıkaya Conglomerate Member along the Antalya-Isparta highway. **c)** and **d)** Field photos from the Kapıkaya Conglomerate Member of the Aksu Formation, **e)** NNW-SSE oriented geological cross-section shows the contact relationships between Serravalian-Tortonian Kapıkaya Conglomerate Member of the Aksu Formation and Karpuzçay Formation. Location of the cross-section is given in Figure 1c.

Karadağ Konglomerası'nı meydana getiren taneler arasında gelişen biniklik yapılarından alınan ölçümler ile muhtemel kaynak bölge konumu belirlenmeye çalışılmıştır. Sonrasında alınan bu ölçümler gül diyagramı kullanılarak analiz edilmiştir. Paleo-akış yönünün baskın olarak (KD'dan GB'ya) 207-245° K doğrultusunda olduğu belirlenmiştir. Çiner vd. (2008) birimi oluşturan tanelerin genel olarak mermer, kuvarsit, yeşil şist ve amfibolden türediğini raporlamıştır. Dahası, çalışmalarında köşeli yüksek basınç (YB)-düşük sıcaklık (DS) mavi şist parçacıklarının yakın bir kaynaktan beslendiği belirtmiştir. Daha önce ise, Akay vd. (1985) metamorfik tanelerin kökenini Alanya metamorfiklerine bağlamışlardır. Alanya metamorfiklerinin güncel konumu, Aksu Havzası'nın güneydoğusunda yer almaktadır. Bu durumda, Karadağ Konglomerası'nın depolanma sürecinde (Orta Miyosen), Alanya Masifi'nin Aksu Havzası'nın doğu sınırına çok yakın bir konumda bulunması beklenmelidir. Öte yandan Üner vd. (2018) ve Flecker (1995) çalışmalarında, Karadağ Konglomerası içerisinde GB'dan KD'ya paleo-akıntı yönünün (bu çalışmada elde edilen ölçümlerin tersi yönde) varlığını raporlamışlardır.

İstifin alt seviyelerinde, derecelenme ya da boylanmanın görülmediği, köşeli, el örneği boyutundan blok boyutuna kadar değişen aralıklarda tane boyuna sahip polimiktik, kalın tabakalı konglomera seviyelerinin varlığı kaynak alana yakınlığı temsil etmektedir. Kumlu, matriks-destekli konglomeratik seviyeler ise su altında meydana gelen kütle hareketlerinin varlığına işaret etmektedir (Üner vd., 2018). Dönemsel olarak yerleşen tane-destekli konglomera seviyeleri, enerjinin nispeten yüksek olduğu taşınma ortamını işaret etmektedir (Colby, 1963). Tabaka altında görülen erozyonel taban da aynı şekilde yüksek enerjili depolanma ortamını tanımlamaktadır. Bu fasiyes özelliklerine dayanarak Karadağ Konglomerasının çökeltme ortamı alüvyal yelpaze-delta yelpazesi kompleksi olarak yorumlanmıştır.

Kapıkaya Konglomera Üyesi (KkÜ, Üst Miyosen)

İlk olarak Gutnic vd. (1979) tarafından tanımlanan Kapıkaya Konglomera Üyesi yalnızca Aksu Havzası'nın kuzeyinde gözlenmektedir ve kırmızı-kahve renkli kırıntılılar -konglomera ve kaba kumtaşı araldanması- ile karakterize edilmektedir. Birim, Neojen öncesi temel kireçtaşları üzerine aşmalı olarak gelmektedir (Şekil 5a). Alt sınıır, havzanın merkezinde Karpuzçay Formasyonu ile yatayda ve düşeyde geçişli bir hal almaktadır.

İstif alt seviyelerde, köşeli, iyi çimentolanmış ve çok kalın tabakalı (1,5-2 m) kırmızı-kahve renkli konglomeralar ile başlar (Şekil 5b). Konglomerayı oluşturan tanelerin boyutları çakıldan blok boyutuna kadar değişkenlik göstermektedir. Taneler genel olarak, temelden türemiş Mesozoyik yaşlı beyaz-kremsi kireçtaşı (%60), açık/koyu gri kumtaşları, kırmızı çört ve yeşil renkli ofiyolitik (%40) kökenlidir. İstifte tabana yakın, genel olarak tane-destekli ve kötü boylanmış konglomeratik seviyeler, hızlı ve kaotik çökeltmenin varlığını düşündürürken, bazı konglomeratik seviyeler ise matriks desteklidir.

İstifte, konglomeratik seviyeler orta-kalın tabakalı kumtaşları (50-100 cm) ile araldanmalı olarak çökelmişlerdir (Şekil 5b ve 5c). Genel olarak istif, havza merkezine doğru (kuzeyden güneye) gidildikçe dereceli olarak Karpuzçay Formasyonuna ait olan kumtaşı-çamurtaşı birimlerine dönüşmeye başlar (Şekil 5c, 5d ve 5e). Diğer taraftan, Kapıkaya Konglomerası'nın güneydeki eşleniğini tanımlamak, bu alanda tektonizma nedeni gelişen pek çok izole veyahut tekrarlanan konglomeratik birimlerin bulunması nedeni ile mümkün değildir.

Şenel vd. (1992) ve Şenel, (1997) denizel fosillerden olan *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *O. Bilobata* D'ORBIGNY, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Siphonina reticulata* (CZIZEK), *S.bulloides* D'ORBIGNY, *Robulus vortex* FICHTER ve *MOLL* gibi foraminifer

topluluklarının varlıklarını raporlamıştır. Bu fosil topluluklarına dayanılarak Kapıkaya Konglomerası'na Serravaliyen-Tortoniyen yaşı verilmiştir. Bu çalışmaya ek olarak, daha güncel bir çalışma olan Çiner vd. (2008) tarafından Kapıkaya Konglomerası'nın üst seviyelerinde, konglomera ile araldanmalı olarak yerleşen yama resiflerinde *Porites*, *Tarbellastraea* ve *Siderastrea* gibi sınırlı çeşitliliğe sahip mercan fosillerinin varlığına işaret edilmiştir. Bu sınırlı fauna topluluğu esas alınarak birim için Üst Miyosen yaşı verilmiştir ki, bu yaş muhtemelen birimin üst sınırının yaşını temsil etmektedir.

Derecelenmenin olmadığı, köşeli, tane- veya matriks destekli, çakıl boyutundan blok boyutuna kadar çok geniş bir yelpazede tane boyutuna sahip olan Kapıkaya Konglomerası genel olarak moloz akması karakteristikleri göstermektedir ve muhtemelen alüvyal yelpaze ortamında çökelmiştir. Ek olarak, istifin üst kesimlerinde görülen yama resifleri ile görülen araldanma sığ şelf ortamını yansıtmaktadır. Bu durumda, Kapıkaya Konglomerası kıyıya yakın gelişen alüvyal yelpaze ortamından delta ortamına geçişi tanımlanmaktadır (Çiner vd., 2008; Üner vd., 2015 ve 2018).

Karpuzçay Formasyonu (KçF, Langiyen-Tortoniyen)

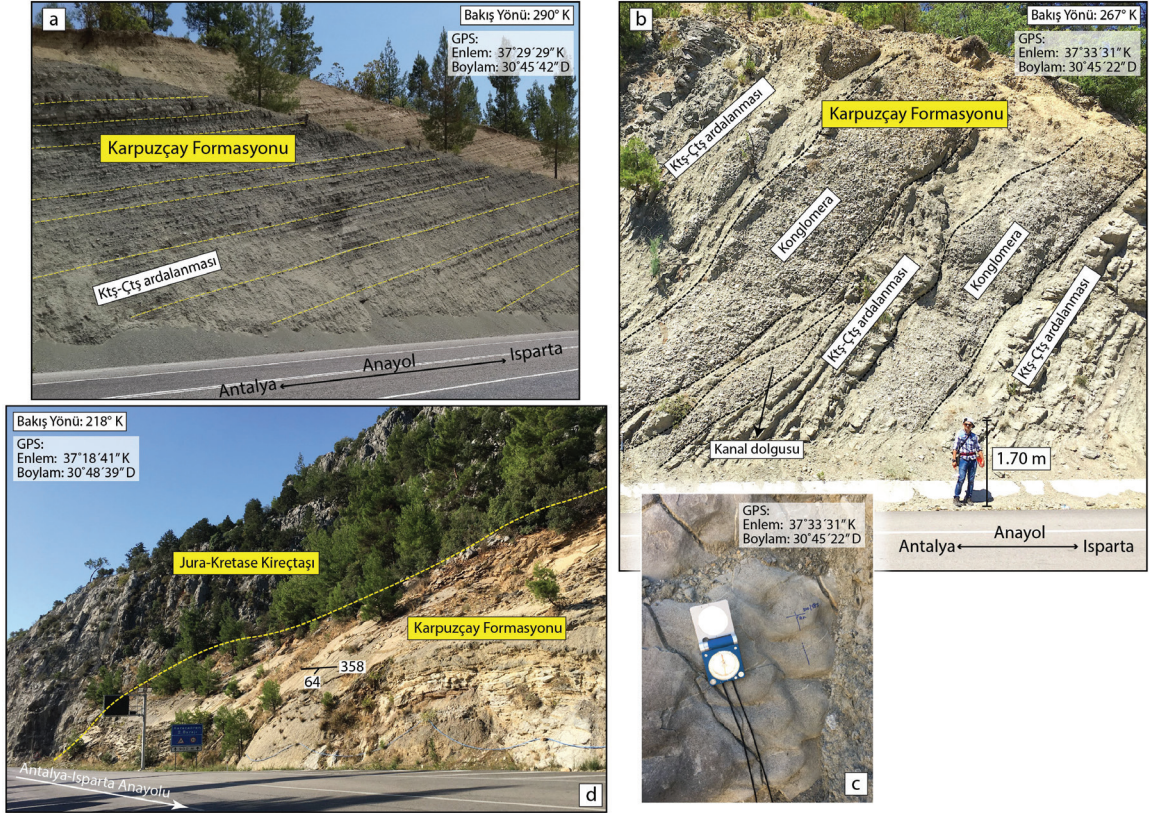
Karpuzçay Formasyonu, havza dolgusunu meydana getiren birimler içerisinde en geniş yayılıma sahiptir (Şekil 1c). Birim, tabanda türbiditik seri (kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı araldanması) ile karakterize edilirken (Şekil 6a), görece daha üst seviyelerde tane/matriks destekli ve erozyonel tabanlı konglomeratik seviyeler ile araldanmalı olarak kendini göstermektedir (Şekil 6b).

Karpuzçay Formasyonu ilk defa Akay vd. (1985) tarafından tanımlanmıştır. Akay vd. (1985) bu çalışmasında, birimi Köprüçay-Manavgat

Havzasında bulunan Karpuzçay Formasyonu'nun eşleniği olarak yorumlanmış ve aynı isim ile tanımlanmıştır. Bu çalışmada da, aynı adlandırma benimsenmiştir.

Karpuzçay Formasyonu, paralel laminalı-ince tabakalı çamurtaşı ile desimetre kalınlığında (1-50 dm), tabaka içi normal derecelenmeli, paralel tabakalı kumtaşlarının araldanması ile başlamaktadır. Bu kısım, istifin tabana yakın kısmını oluşturmaktadır ve en iyi Antalya-Isparta yolu üzerinde Yenice ve Çamlık dolaylarında gözlenmektedir. İstifte yukarıya doğru gidildikçe, kumtaşı tabakalarının oranı gittikçe artar ve nihayet istifin en üst kısımlarında konglomera tabakaları (50-70 m) gözlenmeye başlar (Şekil 6b). Konglomera seviyeleri genel olarak normal dereceli ve tane-desteklidir. Tanelerin boyutları çakılcık boyutundan iritaş (boulder) (maximum 35cm) boyutuna kadar değişkenlik göstermektedir. Taneler genel olarak %90-95 oranında yarı köşeli/yuvarlak özellikte gri/krem kireçtaşından meydana gelmektedir. Konglomera seviyelerinde tane binikliği (imbrication) ve kanal geometrisi (Şekil 6b), kumtaşı seviyelerinde ise dalga kırışıklıkları (Şekil 6c) gibi sedimanter yapılar sıklıkla gözlenmektedir.

Karpuzçay Formasyonu ile temel kayaları arasındaki dokanak ilişkisi Antalya-Isparta yolu üzerinde, Karacaören Barajı yakınında oldukça iyi gözlenmektedir. Bu gözlem noktasında Karpuzçay Formasyonu doğuya doğru eğimlenmiş ve Aksu Havzasının batı sınırını tanımlayan temel kireçtaşı biriminin üzerine aşmalı olarak gelmektedir (Şekil 6d). Formasyonun litolojik ve fasiyes özellikleri batıdan (kabaca havza merkezini tanımlar), doğuya (tektonik olarak sınırlandırılmıştır) doğru dereceli olarak değişiklik göstermektedir (Şekil 1c'de G-H hattı boyunca). Havzanın doğusunda, Karpuzçay Formasyonu ile Karadağ Konglomerası arasındaki uyumlu dokanak ilişkisi Şekil 4b'de verilen bindirme fayının arka yüzünde açık bir şekilde gözlenmektedir.

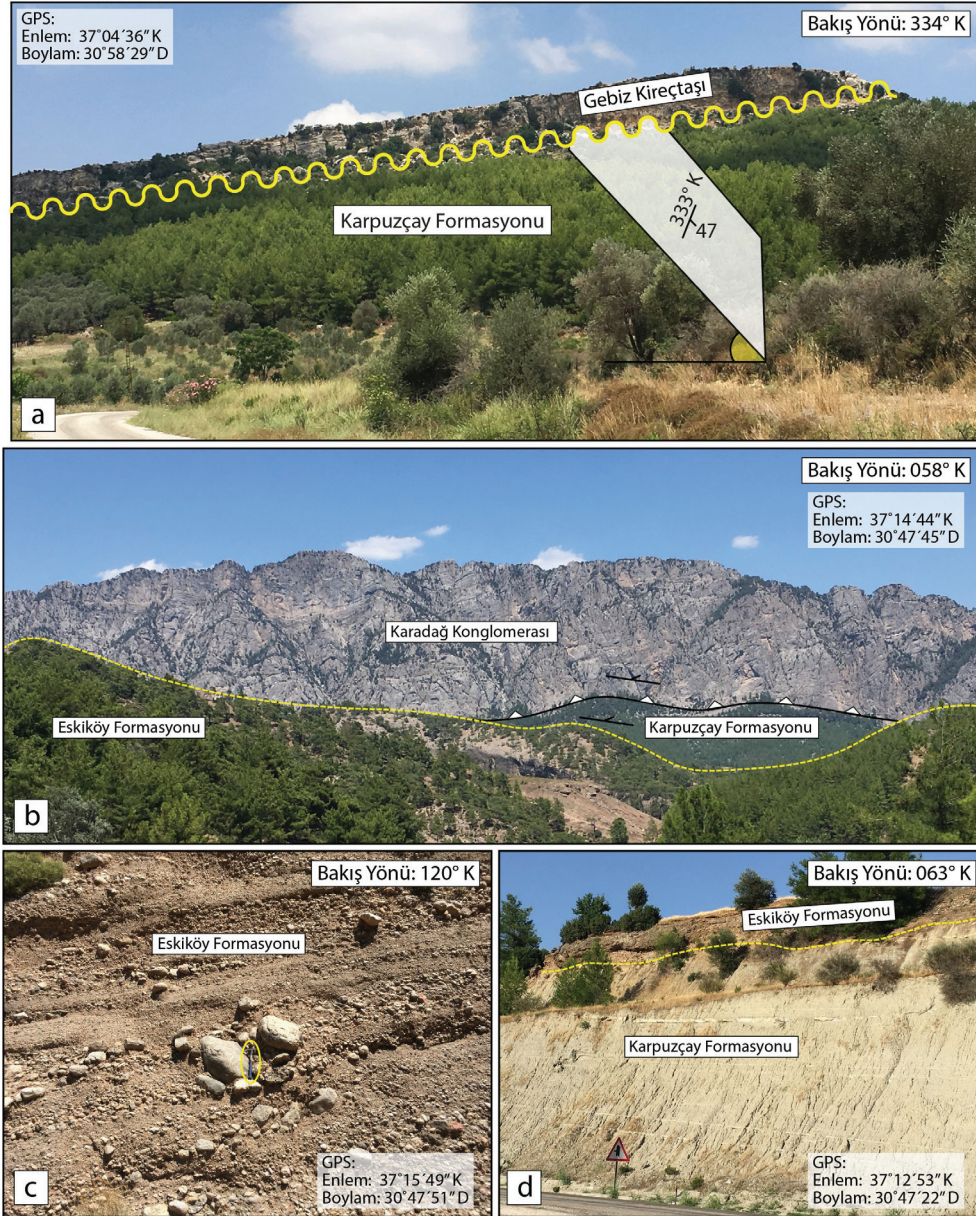


Şekil 6. a) Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay formasyonunun alt seviyelerinde gözlenen çamurtaşı-sittası-kumtaşı aralanması, **b)** Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay formasyonunun üst seviyelerinde gözlenen konglomeratik seviyeler ve **c)** Kumtaşlarının taban kesimlerinde gözlenen (asimetrik) dalga kırışıklıklarının görünümü, **d)** Çalışma alanında Antalya – Isparta anayolu üzerinde Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay formasyonunun Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları üzerine uyumsuz (nonkonformite) dokanakla geldiğini gösterir fotoğraf.

Figure 6. Field views from **a)** Langhian-Tortoniyen turbiditic sandstone-siltstone-mudstone alternations at the lower level of the Karpuzçay Formation, **b)** Conglomeratic horizons in the upper part of Langhian-Tortoniyen Karpuzçay Formation and **c)** Asymmetric ripple marks observed at the bottom of the sandstone bedding, **d)** Field view of the contact relationships between Langhian-Tortoniyen Karpuzçay Formation and Jura-Kretaceous basement limestone.

Havzanın kuzeyinde, Karpuzçay Formasyonunun üst sınırı yatayda ve düşeyde dereceli olarak Kapıkaya Konglomerası'na geçiş göstermektedir (Şekil 5c ve e). Havzanın güneydoğusunda bulunan Gebiz Kireçtaşı (Şekil 7a) ile orta-doğusunda yer alan Eskiköy Formasyonu (Şekil 7b ve c), Karpuzçay Formasyonu üzerine açısal uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 7d). Karpuzçay Formasyonu'na ait istif karakteristiğinin daha iyi anlaşılması maksadı ile ölçülü stratigrafik kesit alınmıştır (Şekil 8). Kesitin başlangıç noktası, Çamlık Mahallesi'nin

kuzeyinde antiklinal merkezinden başlayarak (37°29,778K, 30°45,817D) Antalya-Isparta yolu üzerinde kuzeye doğru daha üst stratigrafik seviyelere geçerek son bulur (37°32,194K, 30°46,078 D) (Şekil 8). Ölçülü kesitin başlangıç noktası, havzanın nispeten merkezini tanımlayan çamurtaşı-kumtaşı aralanması ile karakterize edilirken, üst seviyelere doğru Aksu Konglomerası da sisteme dahil olmaktadır (Şekil 8). Ölçülü kesitte, Karpuzçay Formasyonu'nun üste doğru kabalaşan niteliği açıkça görülmektedir (Şekil 8).



Şekil 7. a) Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu ile Messiniyen yaşlı Gebiz Kireçtaşı arasındaki dokanak ilişkisini gösterir saha görüntüsü. Tabaka ölçümleri sağ el kuralına (SEK) göre verilmiştir, **b)** Karpuzçay Formasyonu'nun üst sınırını tanımlayan Eskiköy Formasyonu'nun ve Karadağ Konglomerata Üyesi ile olan tektonik dokanağı gösteren saha görüntüsü, **c)** Eskiköy Formasyonuna ait konglomeratik birim içerisinde blok boyutunda varan çakılların yakından görüntüsü, **d)** Messiniyen-Alt Pliosen yaşlı Eskiköy ile Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu arasındaki açılal uyumsuz dokanak ilişkisini gösterir saha görüntüsü.

Figure 7. a) Field view of the contact relationship between Langhian-Tortonian Karpuzçay Formation and Messinian Gebiz Limestone, **b)** Field view illustrating the Eskiköy Formation which defines the upper boundary of Karpuzçay Formation and the tectonic contact between Karpuzçay Formation and Karadağ Conglomerate Member, **c)** Field view of the conglomeratic unit of the Eskiköy Formation, **d)** Field view of the contact relation between Messinian-Lower Pliocene Eskiköy Formation and Langhian-Tortonian Karpuzçay Formation.

Poisson (1977), Aksu Havzası'nda yapmış olduğu çalışmada, Kargı Barajı kenarında Karpuzçay Formasyonu içerisinde bulunan foraminifer faunasını incelemiş ve planktonik foraminifer formlarına göre birime Serravaliyen-Alt Tortoniyen yaşını vermiştir. Benzer şekilde, Akay vd. (1985) Karpuzçay Formasyonu içerisinde bulunan denizel organizmaların varlığından bahsederek, *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *Globigerinoides extremus* BOLLI and *BERMUDEZ Globorotalia peripheroronda* BLOW and *BANNER*, *Globiquadrina* sp., *Orbulina* sp. gibi foraminifertürlerini raporlamıştır. Bununla birlikte, Flecker (1995) Karpuzçay Formasyonu'nun üst seviyelerinde bulunan konglomeratik birimlerin yama resifleri ile ardalanmalı olduğunu belirterek, Karpuzçay Formasyonu'nun yaşının üst sınırını bu yama resiflerinin yaşı ile belirlemiştir. Literatürde belirlenen fosil içeriğine ve arazi gözlemlerine dayanarak, bu incelemede, Karpuzçay Formasyonu için Langiyen-Tortoniyen yaşı benimsenmiştir.

Formasyonun alt seviyelerinde görülen normal derecelenmeli ve keskin alt ve üst sınırlara sahip tabakalı çamurtaşı-kumtaşı ardalanması, kıyı şeridinden uzakta düşük enerjili türbiditik akıntıların hâkim olduğu denizel ortamı yansıtmaktadır. İstifin üst kesimlerinde bulunan çakılca zengin seviyelerin varlığı yüksek enerjili yakınsak alanın varlığına işaret etmektedir. Bu durumda, havza içerisindeki ortamsal ilişkiyi, kuzeyden güneye yakınsaktan ıraksağa şeklinde yorumlamak mümkündür. Bu durumda, Karpuzçay Formasyonu kuzeyde fan-delta ortamı olarak yorumlanırken, güneye doğru derin deniz ortamına dönüşmektedir.

Asimetrik dalga kırışıklıklarından ve tane binikliklerinden olmak üzere 5 farklı istasyondan toplamda 71 paleo-akıntı yönü verisi toplanmıştır. Bunlardan dört tanesi havzanın kuzeyinden, Karpuzçay Formasyonu'nun Kapıkaya Konglomerası ile geçişli olduğu nispeten istifin

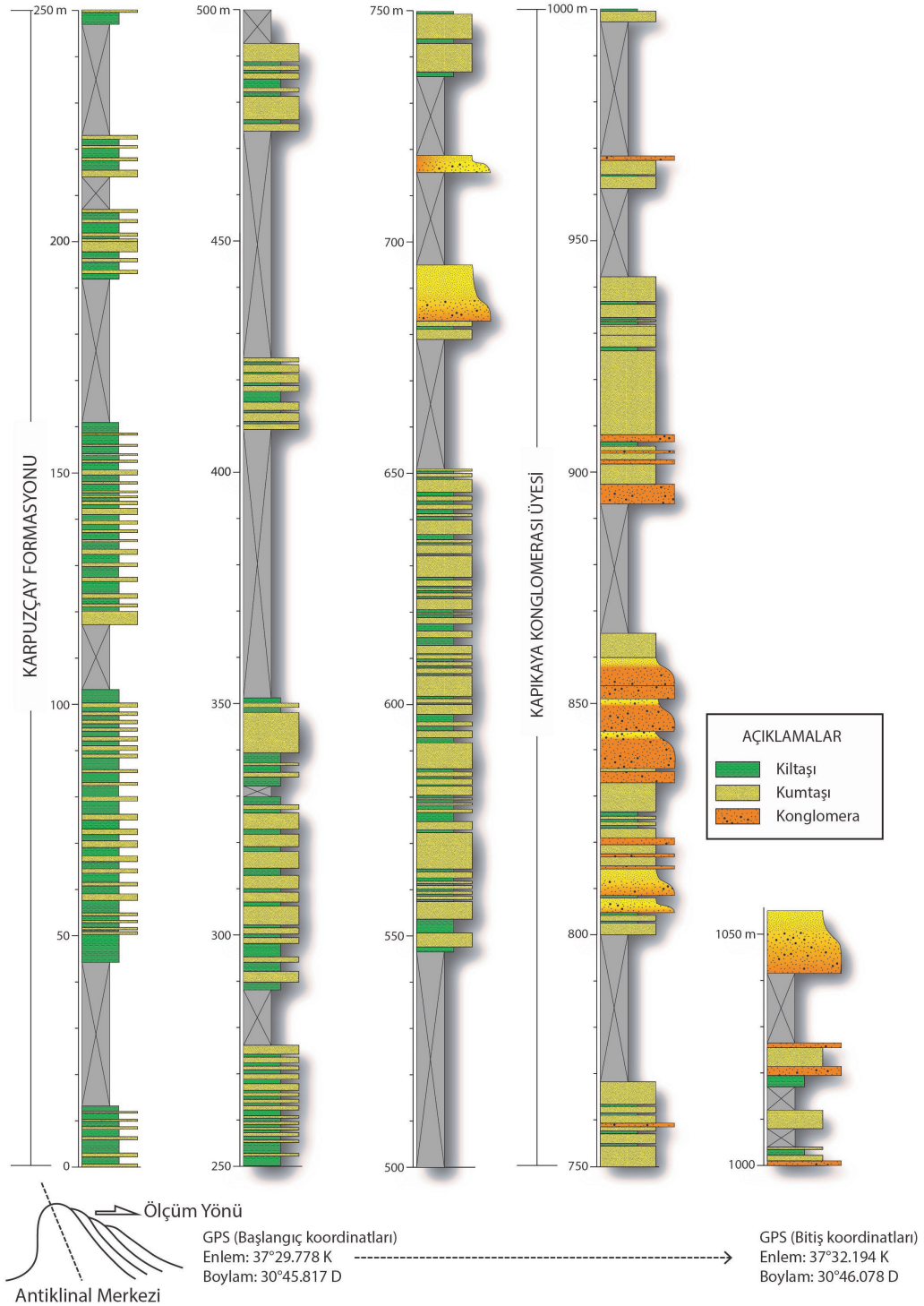
üst seviyelerinden toplanmıştır. Diğer bir tanesi ise, Karpuzçay Formasyonu ile Karadağ Konglomerası'nın geçişli olduğu, görece daha alt bir seviyeden alınmıştır. Toplanan paleo-akıntı verileri, gül diyagramı kullanılarak analiz edilmiştir. Kapıkaya Konglomerası'nı temsil eden verilerden elde edilen akıntı yönlerinden 3 tanesi birbirleri ile tutarlıdır ve akım yönü 192-206°K (yaklaşık kuzeyden güneye) olarak bulunmuştur. Karadağ Konglomerası'nı temsil eden lokasyondan elde edilen ortalama akıntı yönü (256°K), diğer akım yönleri ile uyumlu değildir. Bu durum, Kapıkaya Konglomerası'nın beslenme yönü ile Karadağ Konglomerası'nın beslenme yönlerinin farklı olduğu şeklinde yorumlanmaktadır.

Çiner vd. (2008) çalışmada, Karadağ Konglomerası'nda olduğu gibi Karpuzçay Formasyonu içerisindeki konglomeratik seviyelerdeki tanelerin köşeli, çoğunluğunun metamorfik kökenli (mermer, kuvarsit, yeşil şist ve amfibol) olduğunu ifade ederek, bu tanelerin kaynağının Alanya Masifi olduğunu belirtmiştir.

Gebiz Kireçtaşı (GbK, Messiniyen)

Gebiz Kireçtaşı, Aksu Havzası'nın güneydoğusunda bulunan Gebiz ilçesinin hemen doğusunda kısıtlı bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 9a). Taze yüzeyi gri-beyaz (Şekil 9b) ile sarımsı-gri renklerde, resifal karakterde karbonatlı birimlerden oluşurken, bozunmuş yüzeyler sarımsı-kırmızı renklerde dir.

Gebiz Kireçtaşı ve Yenimahalle Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi, Gebiz ilçesi yakınında oldukça açıktır. Eskiköy Formasyonu'nun doğudaki devamı olarak yorumlanan Yenimahalle Formasyonu burada, Gebiz Kireçtaşı üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 9a). Bununla birlikte, Gebiz ilçesinin doğusunda, Gebiz Kireçtaşı yüksek açılı ile GD'ya doğru eğimlenirken (Şekil 9b), birimin alt sınırı uyumsuzluk ile doğrudan temel kayalar (Antalya Napları) üzerine gelmektedir.



Şekil 8. Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu'na ait ölçülü stratigrafik kesit. Tane boyu istifte üste doğru belirgin bir şekilde kabalaşmakta ve konglomeratik seviyelerin görülme sıklığı artmaktadır.

Figure 8. Measured stratigraphic section of the Karpuzçay Formation. The grain size is getting coarser and the frequency of occurrence of the conglomeratic levels increase in the upper levels of the section.



Şekil 9. a) Gebiz ilçesinin doğusunda yüzeyleyen Messiniyen yaşlı Gebiz Kireçtaşı ve üzerine açısız uyumsuzluk (?) ile gelen Pliyosen yaşlı Yenimahalle Formasyonu'nun (yatay) saha görüntüsü, **b)** Yüksek açıyla eğimli Gebiz Kireçtaşı'na ait görünüm, **c)** Pliyosen yaşlı Kurşunlu ve Yenimahalle formasyonları arasındaki uyumlu dokanak ilişkisi, **d)** Kurşunlu Formasyonu'nun Yeşilkaraman mahallesi civarındaki saha görüntüsü, **e)** Kurşunlu Formasyonu'nu meydana getiren konglomeratik birime ait yakın plan görüntüsü.

Figure 9. a) Unconformable contact (?) between Messinian Gebiz limestone and Pliocene Yenimahalle Formation (horizontal), which is located east of the Gebiz Village, **b)** View of the Gebiz Limestone with steeply dipping bedding, **c)** The conformable contact relation between Pliocene Kurşunlu and Yenimahalle Formations, **d)** Field view of the Kurşunlu Formation around Yeşilkaraman district, **e)** Close-up view of the conglomeratic unit which belongs to the Kurşunlu Formation.

Töngüçlü Köyü'nün güneyinde, Gebiz Kireçtaşı ile Karpuzçay Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi açıkça gözlenir. Burada, Gebiz Kireçtaşı GD'ya doğru tatlı bir eğime sahip iken daha yüksek bir eğime sahip olan Karpuzçay Formasyonu'nu uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 7a).

Birimin fosil içeriği üzerine yapılmış pek çok çalışma bulunmaktadır (Tuzcu ve Karabıykoğlu 2001, Karabıykoğlu vd., 2005; Poisson vd., 2003a; 2011). Bu çalışmalarda farklı planktonik foraminifer, nannoplankton ve ostrakoda türlerinin varlığı raporlanmıştır. Dolayısıyla,

birimin yaşı konusunda literatürde farklı görüşler bulunmaktadır. İlk olarak, Poisson (1977) birim için Alt Pliyosen yaşını verirken, biyostratigrafik verilere dayanarak Akay vd. (1985) tarafından birimin yaşı Messiniyen olarak belirlenmiştir. Glover ve Robertson (1998b) birime Tortoniyen yaşını vermiştir. Poisson vd. (2003a) ise Gebiz Kireçtaşı için Erken Pliyosen yaşını önermiştir. Nispeten daha güncel bir çalışma olan Poisson vd. (2011), planktonik foraminifer topluluğuna dayanarak Gebiz Kireçtaşı için Messiniyen yaşını benimsemiştir.

Gebiz Kireçtaşı'nın çökelme ortamı, fosil içeriğine bağlı olarak sığ-deniz ortamı olarak belirlenmiştir (Poisson vd., 2003a; 2011).

Eskiköy Formasyonu (EkF, Messiniyen-ErkenPliyosen)

Eskiköy Formasyonu Aksu Havzası'nın güney kesimlerinde yüzeylenmektedir ve Antalya-Isparta yolu boyunca gözlemlenmektedir. Akay vd. (1985) tarafından yapılan çalışmada maksimum kalınlığı yaklaşık 300 m olduğu bildirilmiştir.

Eskiköy Formasyonu konglomeratik seviyeler ile karakterize edilmektedir. Konglomeratı meydana getiren taneler, %80 beyaz-krem kireçtaşı kökenli iken, %10 gri renkli kumtaşı ve %10 diğer kristalize kayalardan kaynaklanmaktadır (Şekil 7c). Tanelerin şekilleri yarı köşeli-yarı yuvarlak özelliğe sahiptir. Konglomeratik seviyeler bazen matiks, bazen ise tane desteklidir. Arazi gözlemlerinde, maksimum tane boyu 50 cm olarak belirlenmiştir. Kabaca üste doğru incelenen bir düzene sahip olan konglomeratik seviyeler 1-3 m arasında değişkenlik gösteren tabaka kalınlıklarına sahiptir. Formasyon havza kenarında daha kalın iken (Şekil 7c) havza merkezine doğru gidildikçe tabaka kalınlığı (30-60 cm) ve tane boyu incelmektedir (Şekil 7d).

Eskiköy Formasyonu Aksu Havzası'nın batı sınırında, Antalya Naplarının üzerine nonkonformite olarak gelmektedir. Bu sınır en iyi Kızılsiki Mahallesi doğusunda gözlenmektedir. Havza merkezine doğru ise, birim Karpuzçay Formasyonu'nun üzerine uyumsuzluk ile gelmektedir (Şekil 7d). Birimin üst sınırını ise Yenimahalle Formasyonu birimi uyumlu olarak üzerleyerek belirlemektedir.

Poisson vd. (2003a) tarafından yapılan çalışmada, formasyonun fosil içeriği incelenmiş ve Eskiköy Formasyonu'nun *Orbulina*, *Biorbulina*, *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus extremus*, *G. obliquus ss*, *G. bollii*, *G. emeisi*, *G. diyaftram*,

Globigerinita seminulina, *Sferoidler*, *Globigerena nepenthes*, *G. konglomerat*, *G. bulloides*, *G. aperture* ve *Globigerinita incrusta* gibi foraminifer türlerini içerdiği raporlanmıştır. Bu fosil içeriğine bağlı olarak, birimin yaşı Geç Miyosen-Erken Pliyosen olarak belirlenmiştir. Akay vd. (1985), Eskiköy Formasyonu'nu, Gebiz Kireçtaşı'nın yatay eşleniği olarak yorumlamış ve birimin yaşını Messiniyen olarak benimsemiştir. Bununla birlikte, bazı araştırmalarda (Poisson 1977; Gutnic vd. 1979; Glover ve Robertson, 1998b) Eskiköy Formasyonu için, Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonunu uyumsuzlukla örtüyor olması ve Yenimahalle Formasyonu ile yatayda ve düşeyde geçişli olması nedeni ile Pliyosen yaşı verilmiştir. Bu çalışmada ise Messiniyen-Alt Pliyosen yaşı uygulanmıştır.

Litolojik özelliklere ve birim içerisinde gözlemlenen sedimenter yapılara dayanılarak, Eskiköy Formasyonu'nun alüvyal yelpaze ortamında çökeldiği yorumu yapılmıştır.

Yenimahalle Formasyonu (YmF, Erken Pliyosen)

Aksu Havzası'nın güney kesimlerinde kendini gösteren Yenimahalle Formasyonu ilk olarak Akay vd. (1985) tarafından tanımlanmıştır. Genel olarak birim mavi-gri renkli silttaşı, kiltası ve çamurtaşı araldanması ile karakterize edilmektedir. Yenimahalle Formasyonu'nun, Gebiz Kireçtaşı ile olan dokanak ilişkisi Gebiz ilçesi civarında uyumsuz olarak gözlenmektedir (Şekil 9a). Burada Gebiz Kireçtaşı 50-60° ile güneybatıya doğru eğimliken, Yenimahalle Formasyonu yaklaşık yatay konumda gelip Gebiz Kireçtaşı'na dayanmaktadır (Şekil 9a). Bu durum yüzeyde açışal uyumsuzluk olarak yorumlansa da, bu iki birimin derinlerde birbirlerinin yanal eşleniği olabilecekleri de göz önünde tutulmalıdır.

Yenimahalle Formasyonu, batıya doğru devamlılığı takip edildiğinde ise düşeyde ve yatayda Kurşunlu Formasyonu'na geçtiği gözlenir

(Poisson, 1977; Gutnic vd., 1979; Glover ve Robertson, 1998b). Yeşilkaraman Mahallesi civarında ise Kurşunlu Formasyonu, Yenimahalle Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 9c).

Glover ve Robertson (1998b) birim içerisinde *Acanthocardia sp.*, *Ostrea sp.*, *Cerastoderma edule*, *Paphia sp.*, *Dentalis sp.*, *Antalis sp.*, *Apporais sp.*, *Buccinum sp.*, *Concus sp.*, *Gibbula sp.*, *Murex sp.*, *Litterina sp.*, *Fusinus sp.*, *Balanus sp.* ve *Pecten* gibi denizel fosillerin varlığını raporlamıştır. Bu organizmalara ek olarak Glover ve Robertson (1998b) çok sayıda *Skolithos*, *Chondrites*, *Thalassanoides*, *Scyenia*, *Planolites* izfosilleri ve *Rind* yuvaları belirlenmiştir. Poisson vd. (2003) ise çalışmasında, Gebiz bölgesinde Yenimahalle Formasyonu içerisinde *Margarita* ve *Puncticulata* zonlarının varlığına işaret ederek birimin yaşını Erken Pliyosen belirlemiştir.

Yenimahalle Formasyonu'nu meydana getiren birimlerin tane boyunun küçük olması, sakin ve düşük enerjili bir çökeltme ortamını yansıtabilir. Litolojik özellikler, fosil içeriği ile birlikte değerlendirildiğinde birimin sığ denizel bir ortamda çökeldiği belirtilmektedir (Glover ve Robertson, 1998b).

Kurşunlu Formasyonu (KşF, Geç Pliyosen-Pleyistosen)

Aksu Havzasının güneyinde yüzeylenen Kurşunlu Formasyonu ilk olarak Akay vd. (1985) tarafından adlandırılmıştır. Birim havza kenarlarında genel olarak orta-kalın (4-6 m), yer yer çapraz tabakalı kırmızı kahve konglomeratik birimler (Şekil 9d) ile havza merkezine doğru gri-yeşil kaba kumtaşı seviyeleri ile karakterize edilmektedir.

Konglomeratik seviyeler genellikle tane-desteklidir (Şekil 9e). Taneler, beyaz-krem renkli kireçtaşı (%90) kökenli olup, taneler yarı yuvarlaktır. En büyük tane boyu 30-35 cm olarak belirlenmiştir. Konglomera tabakaları içerisindeki

dizilim dikkate alındığında derecelenme ve boylanma olmadığı görülmektedir.

Kurşunlu Formasyonu'nun alt sınırı Yenimahalle Formasyonu ile geçişli özelliktedir ve Yeşilkaraman Mahallesi civarında Yenimahalle Formasyonunu üzerlediğini görmek mümkündür (Şekil 9c). Ancak havzanın batı sınırına yakın kesimlerinde, Kurşunlu Formasyonu doğrudan Antalya Napları üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Üst sınır ise Antalya Traverteni ile belirlenmektedir.

Glover ve Robertson (1998b), çalışmasında Kurşunlu Formasyonu içerisinde foraminifer, ostrakod, bivalve ve gastropod varlığını belirtmekte olup, bu fosil formlarına göre birimin yaşını Geç Pliyosen-Pleyistosen olarak rapor etmişlerdir.

Kurşunlu Formasyonu için, farklı çalışmalarda, farklı ortam yorumları yapılmaktadır. Glover and Robertson (1998b) denizel bivalv içeriği ve sünger formları nedeni ile denizel ortam yorumu yaparken, Poisson vd. (2003) birimin çökeltme ortamını delta ortamı olarak yorumlamıştır. Bu çalışma kapsamında yapılan arazi gözlemlerine dayanarak, Kurşunlu Formasyonu'nu oluşturan konglomeratik birimin havza ortasına doğru Yenimahalle Formasyonu'na (kumtaşı-çamurtaşı ardalanması) geçiş yapması nedeni ile delta ortamı olarak yorumlanmıştır.

Kuvaterner Yaşlı Birimler

Aksu Havzası'nın kuzeyinde ve güneyinde farklı Kuvaterner yaşlı birimler yüzlek vermektedir. Bu birimler ile ilgili detaylı bilgi aşağıda verilmiştir.

Kuzeyde yüzeylenen Kuvaterner yaşlı birimler

Düzağaç Konglomerası (DaK)

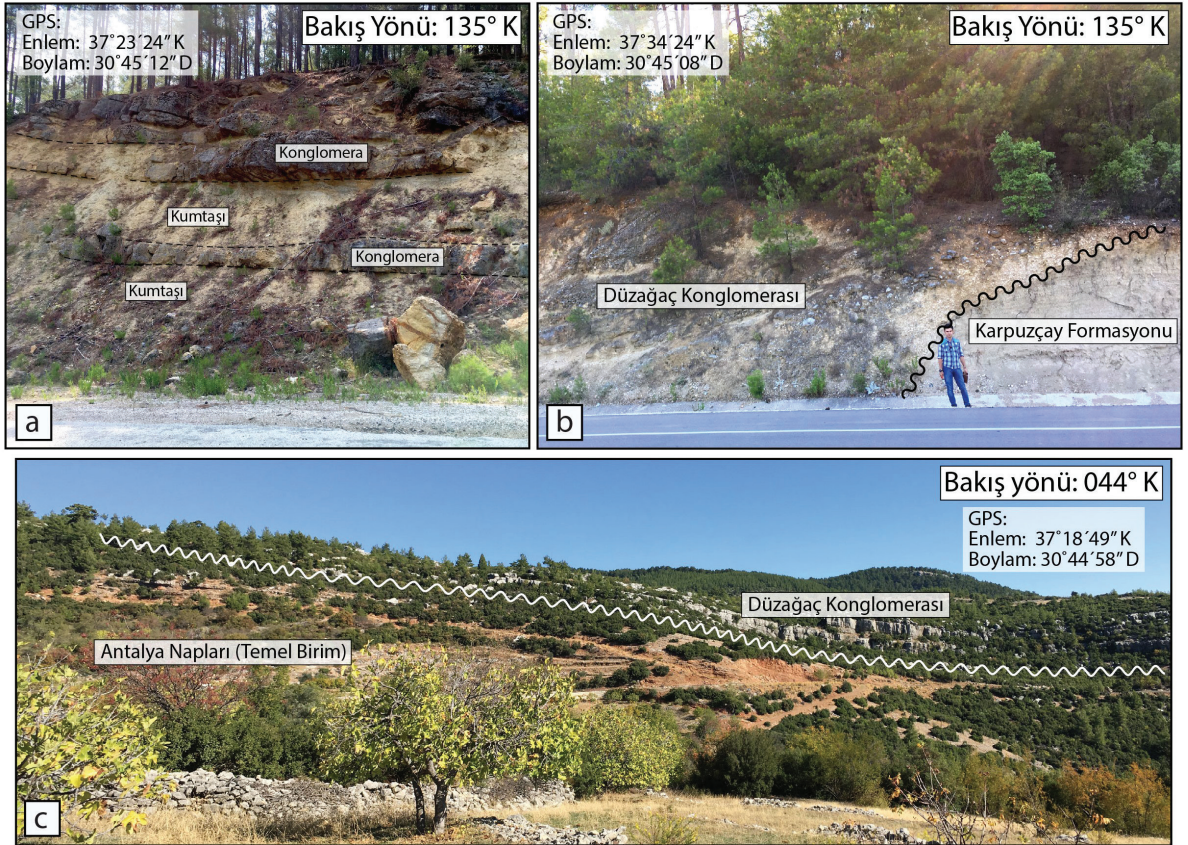
Düzağaç Formasyonu ilk olarak Eroskay (1968) tarafından adlandırılmıştır. Birim en

iyi, Aksu Havzası'nın kuzeybatı sınırında gözlemlenmektedir.

Formasyon genel olarak konglomeratik seviyeler vesarı-grikumtaşı seviyeleri ile karakterize edilmektedir (Şekil 10a). Konglomeratik seviyeler genel olarak tane desteklidir. Taneler yarı-köşeli ve yarı-yuvarlak karakterde gevşek tutturulmuş, beyaz-bej kireçtaşları (%95) ve kumtaşlarından (%10) oluşmaktadır. Maksimum tane boyu (uzun eksen) 50-60 cm olarak belirlenmiştir. Konglomeratik seviyeler kaotik görünümündedir ve herhangi bir derecelenme ya da boylanma dikkati çekmemektedir.

Birimin alt dokanak ilişkisi uyumsuzdur. Havzanın batı sınırında temel üzerine aşmalı olarak yerleşirken (Şekil 10c), havza merkezine doğru ilerledikçe Karpuzçay Formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 10b). Birimin üzerine Çamlık Travertenleri de uyumsuzlukla gelmektedir.

Litolojik özelliklerine bakıldığında, Düzağaç Konglomerası, havza kıyısına yakın kısımlarda yamaç molozu akması ile tanımlanırken, havza içerisine doğru akarsu çökeltileri olarak yorumlanmıştır. Birimin yaşı Pleyistosen olarak belirlenmiştir (Akay ve Uysal, 1985).



Şekil 10. a) Pleyistosen yaşlı Düzağaç Formasyonu'nundaki konglomera-kumtaşı ardalanmasını gösterir saha görüntüsü, b) Pleyistosen yaşlı Düzağaç Konglomerası ile Langiyen-Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu arasındaki açısal uyumsuzluk, c) Havzanın batı sınırında Düzağaç Formasyonu ile temel birimler (Antalya Napları) arasındaki nonkonformiteye ait saha görüntüsü.

Figure 10. a) Field view of the conglomerate-sandstone alternation of the Pleistocene Düzağaç Conglomerate, b) The angular unconformity between Pleistocene Düzağaç Conglomerate and Langhian-Tortonian Karpuzçay Formations, c) Field view showing nonconformity between the Düzağaç Conglomerate and basement units in the western part of the basin.

Çamlık Traverteni (ÇT)

Çamlık Traverteni ilk olarak Şenel (1997) tarafından tanımlanmıştır. Traverten çökelleri Aksu Havzasının kuzeyinde batı sınırı boyunca farklı lokasyonlarda kendini göstermektedir (Şekil 1c). Birim krem-sütlü kahverenkli traverten (karbonat) oluşumları ile kendini göstermektedir. Çamlık Traverteni altta Düzağaç Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla bulunmaktadır. Birimin yaşı, stratigrafik istifteki konumu itibarıyla Pleistosen olarak benimsenmiştir. Traverten oluşumu, karbonata aşırı doymuş kaynak suyu çıkışları ile ilişkilendirilmiştir.

Güneyde yüzeylenen Kuvaterner yaşı birimler Antalya Traverteni

Antalya Traverteni Aksu Havzası'nın güneyinde oldukça geniş bir alanda kendini göstermektedir (Şekil 1c). İlk olarak Poisson (1977) tarafından tanımlanan birim, daha sonra ise Akay vd. (1985) tarafından çalışılmış ve kalınlığının 300 m civarında olduğu rapor edilmiştir. Birim sütlü kahverenkli traverten oluşumları ile karakterize edilmektedir. Birim, Kurşunlu Formasyonu'nun üzerine açısız uyumsuz olarak gelmektedir.

Akay vd. (1985), birimin fosil içeriğinde *Condora* sp.'nin varlığına işaret ederek, birime Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşı verilmiştir. Koşun (2012) tarafından yapılan çalışmada, ¹³C, ¹⁸O ve ¹⁴C izotoplarına dayanarak birimin yaşı Kuvaterner olarak belirlenmiştir. Bu çalışmada ise stratigrafik ilişkiler göz önüne alınarak Kuvaterner yaşı benimsenmiştir.

Belkıs Konglomerası (BK)

Belkıs Konglomerası ilk olarak Blumenthal (1951) tarafından tanımlanmıştır. Genel olarak Aksu Havzası'nın güneyinde yer alan birim açısız uyumsuz olarak Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarını üzerlemektedir (Şekil 1c). Birim

çapraz tabakalı konglomeratik seviyeler ile tanımlanmaktadır.

Konglomera seviyeleri genel olarak tane desteklidir. Taneler ise yarı-yuvarlak ve yuvarlak karakterde olup, taneler büyük oranda (%80) beyaz-bej renkli kireçtaşından ve kırmızı-kahverenkli çörtlerden (%20) kaynaklanmaktadır. Konglomeratik seviyelerde belli bir boyanma görülmemekle birlikte, tabaka içerisinde yukarıya doğru tane boyunun küçüldüğünü söylemek mümkündür. Tane boyu genel olarak 2-20 cm arasında değişir. Tabaka kalınlıkları ise 1,5 m'ye kadar ulaşabilmektedir. Konglomeratik seviyelerde ve kumlu seviyelerde çapraz tabakalanma oldukça belirgindir.

Belkıs Konglomerası Aksu Havzası dolgununun en genç üyesidir. Çapraz tabakanma, birimin akarsu ortamında çökeldiğini göstermektedir. Birim Kuvaterner yaşlıdır.

YAPISAL JEOLJİ

Aksu havzasında gözlenen yapısal unsurlar, havzanın doğu sınırını kontrol eden büyük ölçekli bindirme fayından, genellikle birkaç metreden fazla olmayan çok sayıda bindirme veyahut normal karakterli mezoskopik faylardan ve asimetric kıvrımlardan oluşmaktadır. Havzadaki pek çok yapı, öncelikli olarak uzaktan algılama teknikleri kullanılarak haritalanmış, sonrasında ise saha çalışmaları ile doğrulanmıştır.

Uydu Görüntülerinden Çizgiselliklerin Belirlenmesi

Uydu görüntülerinde çizgisellikler iki farklı kökene bağlıdır. Bunlarda ilki, jeolojik kökenli olan çizgiselliklerdir. Bu tip çizgisellikler genel olarak faylara, eklemlere ve/veya litolojik sınırlara karşılık gelmektedir. Diğer çizgisellik türleri ise, karayolları, demiryolları, tarla sınırları veya arazi kullanım düzeninde insan etkisi ile meydana gelen

her türlü değişikliği içermektedir. Bu çalışma kapsamında, çizgiselliklerin belirlenmesinde ve karakterizasyonunda Terra-ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) ve Google Earth (Quickbird) görüntüleri kullanılmıştır. Kullanılan ASTER görüntülerinin özellikler Çizelge 1’de verilmiştir.

Uzaktan algılama yöntemi ile çizgiselliklerin belirlenmesi karmaşık bir işlemdir ve konumsal çözünürlük ve görüntülerin spektral karakteristikleri çizgiselliklerin belirlenmesinde doğrudan etkiye sahiptir. Bu nedenle, uydu görüntüsünün yorumlanabilirliğini arttırmak maksadı ile kontrast iyileştirmesi, renk kombinasyonları, temel bileşen analizi (TBA) ve dekorelasyon gemesi (DG) gibi çeşitli görüntü iyileştirme yöntemleri ve işleme teknikleri kullanılmıştır. Bu işlemlerden geçen görüntüler, Google Earth’ten sağlanan yüksek çözünürlüklü dijital yükseklik modeline giydirilerek 3-boyutlu görsel efekt kazandırılmıştır (Şekil 11).

Çizgiselliklerin uydu görüntüsü üzerinde belirlenmesi elle yapılmıştır. Bunun nedeni uzman algısının jeolojik verileri kolayca okuyabilmesi, yorumlayabilmesi ve yapay çizgisellikleri (yollar, tren yolları, tarım arazisi sınırları vb.) tektonik olanlardan kolayca ayırt edebilmesidir. Elde edilen çizgisellik haritası ve uzunluk ağırlıklı gül diyagramı Şekil 11’de verilmiştir.

Elde edilen çizgisellik haritası, hem literatürden derlenen (1:100.000 ölçekli MTA

haritası, Şenel vd., 1992) hem de arazi gözlemleri ile elde edilen fayları içermektedir. Şekil 11’de verilen gül diyagramı da aynı şekilde hem çizgisellik hem de fay bilgisini içermektedir. Elde edilen gül diyagramı, baskın çizgisellik yöneliminin KB-GD yönünde olduğunu göstermektedir. Belirlenen bu yön, Aksu Havzası’nın doğu sınırını belirleyen Aksu Fayı’na ait doğrultu yönü ile uyumludur. Bu durum ise, çalışma alanındaki deformasyonun esas olarak Aksu Fayı etkisinde geliştiğini göstermektedir.

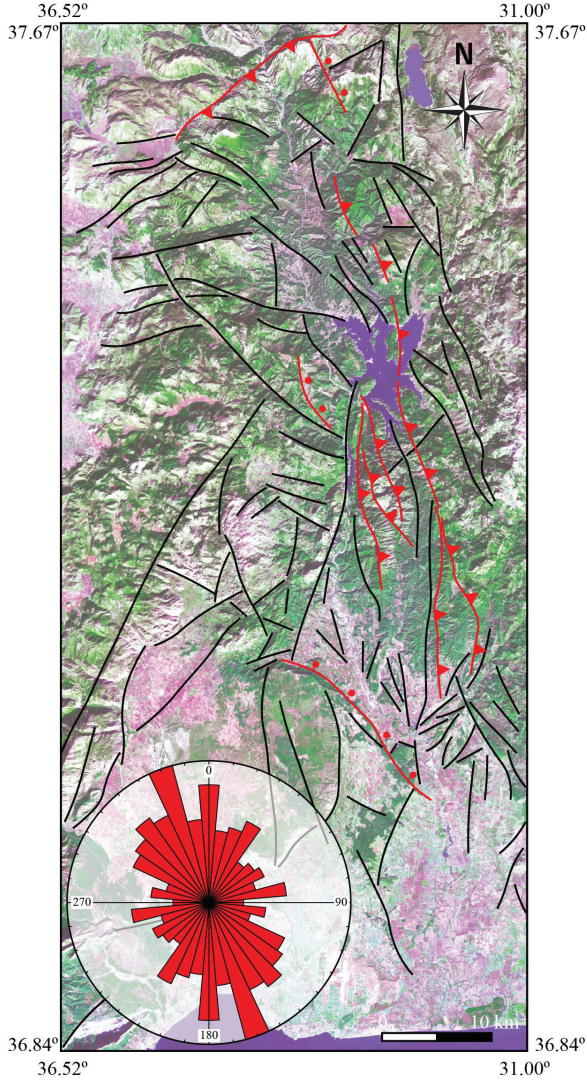
Arazi Gözlemleri

Aksu Havzası, K-G doğrultusunda uzamış (yaklaşık 90 km) bir havza niteliğindedir (Şekil 1c). Morfolojik olarak, havzanın kuzeyini ve doğusunu kontrol eden yaklaşık olarak birbirine dik gelişmiş iki farklı tektonik yapı -Aksu ve Kapıkaya Bindirme fayları- dikkati çekmektedir. Bu faylar genel olarak temel birimler ve havza dolgusunu birbirinden ayıran keskin ve çizgisel/eğrisel hatlar olarak tanımlanırlar. Bu ana fay sistemleri, aynı zamanda, havza dolgusu içerisinde hem sedimantasyonla eş zamanlı hem de sedimantasyon sonrası pek çok mezoskopik ölçekli fayın gelişimine neden olmuşlardır. Bu fay sistemlerine ek olarak, havza dolgusu çok sayıda sıkı ve asimetrik kıvrım sistemleri ile de deforme olmuştur (Şekil 1c).

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan ASTER görüntülerine ait katalog bilgisi.

Table 1. Catalog information about ASTER images that are used in this study.

| Görüntü No | Görüntü Türü | Görüntü Kodu | Elde Edilme Tarihi |
|------------|----------------|---|--------------------|
| a | ASTER Level 1T | AST_L1T_00307312004085113_20150505113804_43483 | 2004/07/31 |
| b | ASTER Level 1T | AST_L1T_00310222005085039_20150511155945_55554 | 2005/10/22 |
| c | ASTER Level 1T | AST_L1T_00305152005085114_20150509121148_113296 | 2005/05/15 |
| d | ASTER Level 1T | AST_L1T_00310222005085047_20150511155956_56256 | 2005/10/22 |
| e | ASTER Level 1T | AST_L1T_00305152005085123_20150509121148_113300 | 2005/05/15 |
| f | ASTER Level 1T | AST_L1T_00310222005085056_20150511155956_56257 | 2005/10/22 |



Şekil 11. Aksu Havzası'na ait ASTER uydu görüntülerinden elde edilen çizgisellik haritası. Gül diyagramı (uzunluk-ağırlıklı) belirlenen çizgiselliklere (mavi çizgiler) ve faylara (kırmızı çizgiler) aittir. Arka planda verilen mozaik yapılmış görüntüde 742 (RGB) band kombinasyonu kullanılmıştır. Görüntüye sayısal yükseklik modeli (DEM) giydirilerek röliyef gölgelendirmesi yapılmıştır.

Figure 11. Lineament map of the Aksu Basin produced from the ASTER images. Rose diagram (length-weighted) is prepared from delineated lineaments (blue lines) and faults (red lines). 742 (in RGB) band combination is used in the mosaic background image with shaded relief of Digital Elevation Model (DEM).

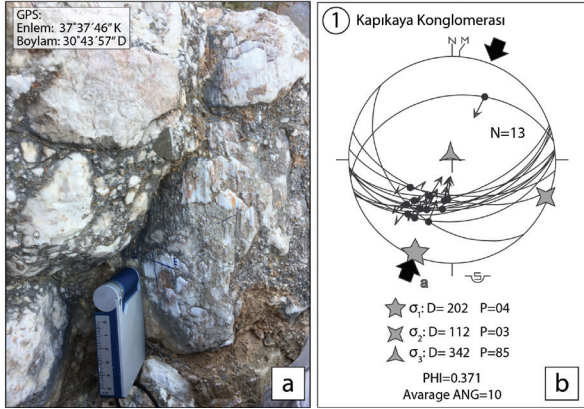
Faylar

Miyosen havza dolgusu içerisinde yaklaşık KD-GB ve K-G olarak belirlenen iki ana fay yönelimi belirlenmiştir. Tüm bu fayların karakteri bindirme fayı olarak tanımlanmıştır. Bindirme faylarına ek olarak, yaklaşık doğrultusu KB-GD olan ve genç havza dolgusunu (genel olarak Pliyosen-Pleyistosen yaşlı) deforme eden normal fayların varlığı kaydedilmiştir. Bahsi geçen fayların özellikleri aşağıda detaylıca anlatılmıştır.

Kapıkaya Bindirme Fayı (KBF)

Kapıkaya Fayı yaklaşık 15 km uzunluğunda, KD-GB doğrultulu, arazide açıkça gözlemlenen bindirme karakterli bir faydır (Şekil 5c ve d) ve Aksu Havzası'nın kuzey kenarını kontrol etmektedir (Şekil 1c). Aksu Havzasına ait Miyosen dolgusu (Kapıkaya Konglomerası), Jura-Kretase yaşlı Likya Napları'nın kalıntısı olan ve Kapıkaya Fayı ile kontrol edilen bindirme diliminin sırtında gelişmiştir (Şekil 5c ve d). Topoğrafyadaki ani kırıklık, fayın varlığına morfolojik kanıt sağlamaktadır. Kapıkaya Fayı'nın batıdaki devamını Hisar Mahallesi'nin güneydoğusuna kadar net bir şekilde takip etmek mümkündür. Sonrasında ise fay hattı alçak Kuvaterner topoğrafyası içerisinde kaybolmaktadır. Fay, doğuda Güneyce Mahallesi'ne kadar takip edilebilmekte, sonrasında ise Güneyce Mahallesi'nin güneyinde topoğrafyadaki ani kırılma ile kendini gösteren yaklaşık K-G doğrultulu normal fay tarafından kesilerek kaybolmaktadır (Şekil 1c).

Antalya-Isparta yolu Kapıkaya Fayı'nı dik bir şekilde kesmektedir ki burada Aksu Havzası'na ait Miyosen birimlerin Kapıkaya Bindirmesi'nin sırtında çökeldiği gözlenmektedir. Bu nedenle, Miyosen birimler herhangi bir yer değiştirme veyahut ötelenmeye maruz kalmamışlardır (Şekil 1c ve 5d). Ancak, Kapıkaya Konglomerası içerisinde sedimantasyonla eş zamanlı gelişen mesozkopik ölçekte süreksiz faylar bulunmaktadır (Şekil 12a).



Şekil 12. a) Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı Kapıkaya Konglomerası içerisinde gelişen ters faylanmaya ait indikatörler ve **b)** paleogerilim yapılandırmasına ait sonuçlar verilmiştir. σ_1 : Maximum asal gerilim eksen, σ_2 : Orta asal gerilim eksen, σ_3 : Minimum asal gerilim eksen, ϕ (phi): şekil parametresi. (Eş alan, alt yarım küre projeksiyonudur. Angelier's (1989) ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Fayın sedimentasyon ile aynı yaşlı olması nedeni ile tabaka düzeltmesi uygulanmıştır.)

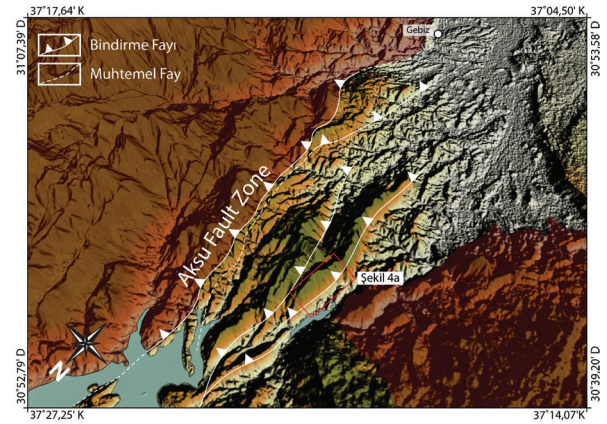
Figure 12. a) Indications of reverse fault that are observed in the Serravalian-Tortonian Kapıkaya Conglomerate and **b)** Result of constructed paleostress configuration based on the collected fault-slip data. σ_1 : Maximum principal stress axis, σ_2 : Intermediate principal stress axis, σ_3 : Minimum principal stress axis, ϕ (phi): shape parameter. (Equal area, lower hemisphere projection. Angelier's (1989) Inverse Method was used to construct paleostress configuration. Bedding correction was applied to the data since the fault is syn-sedimentary).

Bu çalışmada, topoğrafyada meydana gelen ani yükseklik değişimleri, farklı litolojilerin yan yana gelmesi ve iyi gelişmiş fay kayma çiziklerinin gelişmiş olması, Kapıkaya Bindirmesi'nin belirlenmesinde kriter olarak kullanılmıştır. Fay aynasından toplanan fay kayma verileri ve hareket yönü göstergelerinden de anlaşılacağı gibi Kapıkaya Fayı bindirme karakterli bir faydır (Şekil 12b). Ters çözüm yöntemi (Angelier, 1989) ile elde edilen asal gerilme eksenleri $\sigma_1=202^\circ\text{K}/04^\circ$, $\sigma_2=112^\circ\text{K}/03^\circ$, $\sigma_3=342^\circ\text{K}/85^\circ$ olarak bulunmuştur ve σ_3 ekseninin düşeye yakın konumlanması sıkışmalı rejimi ifade etmektedir. Şekil parametresi

ya da diğer bir ifade ile gerilme oranı ise $\Phi=0,371$ olarak bulunmuştur. Bu oran saf sıkışmalı gerilim şartlarının sağlandığını göstermektedir (Angelier, 1989).

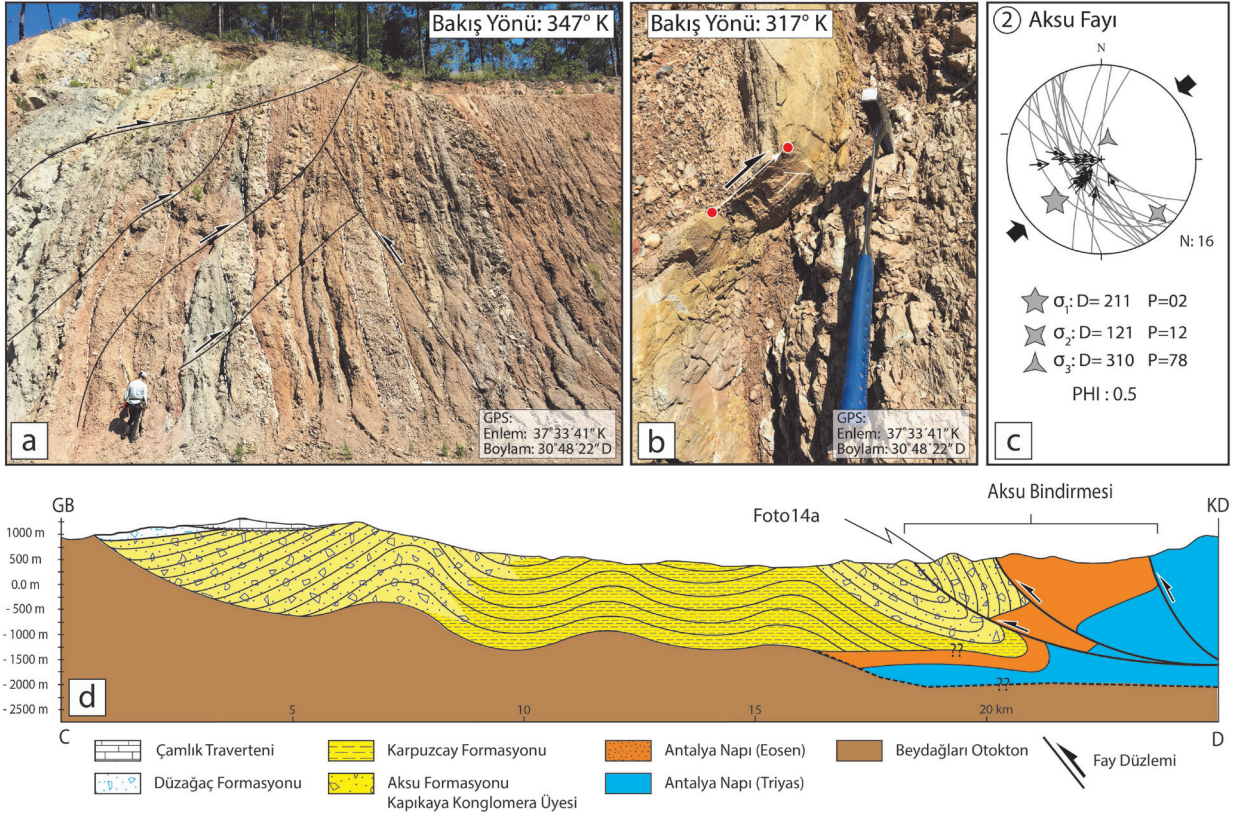
Aksu Bindirme Fayı (ABF)

Aksu Bindirme Fay Zonu, yaklaşık 60 km uzunluğunda ve 7 km genişliğinde birbirine paralel gelişen fay bölümlerinden oluşmaktadır. Yaklaşık K-G doğrultuya sahip olan Aksu Bindirmesi, Kargı Baraj Gölü'nün hemen kenarında 13 km uzunluğunda doğrusal bir morfolojik yükselti şeklinde kendini kolaylıkla açık eder (Şekil 13). Havza dolgusunu deforme eden en baskın tektonik yapıdır (Şekil 14a ve b).



Şekil 13. Aksu Havzası'nın doğu sınırını kontrol eden doğuya eğimli Aksu Bindirmesi'nin, 60x60 m uzamsal çözünürlüğe sahip sayısal yükseklik modeli ile elde edilmiş 3B görüntüsüdür. Kırmızı dikdörtgen ile ifade edilen alana ait arazi görüntüsü Şekil 4a'da verilmiştir.

Figure 13. Digital elevation model (DEM) with 60*60 m spatial resolution shows 3D view of the E dipping Aksu Thrust Fault at the eastern margin of the Aksu Basin. The field view of the rectangle area is given in Figure 4a.



Şekil 14. a) Aksu Havzası'nın güneydoğusunda bulunan Aksu Fay Zonu içerisindeki ters faylanmanın saha görüntüsü, **b)** Fay düzlemi üzerinde gözlemlenen fay-kayma çiziklerine ait yakın plan görüntüsü ve **c)** paleogerilim çalışmalarından elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimleri. σ_1 : Maximum asal gerilim eksenini, σ_2 : Orta asal gerilim eksenini, σ_3 : Minimum asal gerilim eksenini, ϕ (phi): şekil parametresi. (Eş alan, alt yarım küre projeksiyonu). Paleostress ters çözümünde Žalohar ve Vrabc (2007) tarafından geliştirilen T-Tecto programı kullanılmıştır, **d)** Aksu Havzası'nın kuzeydoğusunda Aksu Fay hattını dik kesecek şekilde alınan C-D kesiti (Kesitlerin konumları Şekil 1c'de verilmiştir).

Figure 14. a) Field view of the reverse fault within the Aksu Fault Zone in the southeastern part of the Aksu Basin, **b)** close-up view of the fault surface with slickenlines and **c)** constructed paleostress configuration of the fault-slip data. σ_1 : Maximum principal stress axis, σ_2 : Intermediate principal stress axis, σ_3 : Minimum principal stress axis, ϕ (phi): shape parameter. (Equal area, lower hemisphere projection), T-Tecto software developed by Žalohar and Vrabc (2007) was used to construct paleostress inverse solution. **d)** C-D cross-section which is perpendicular to the Aksu Fault Zone in the northeastern part of the Aksu Basin (see the Figure 1c for the location of the cross-section line).

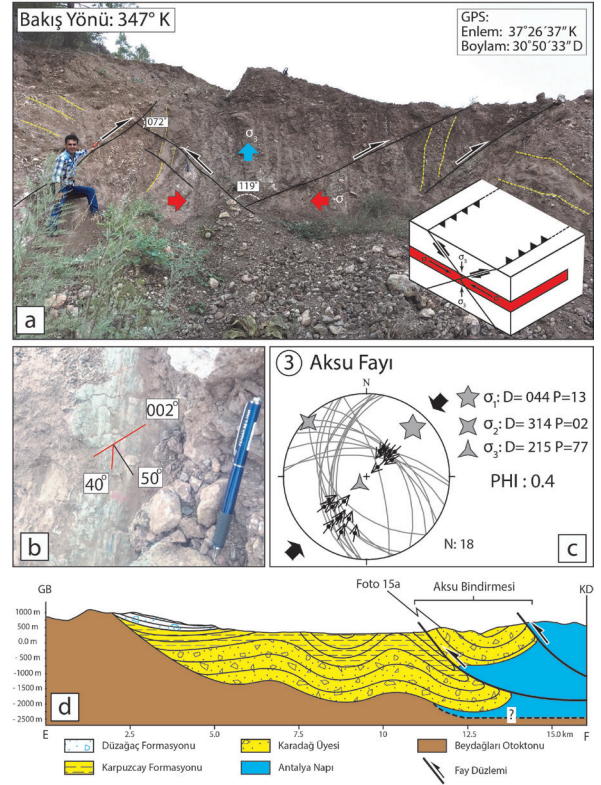
Aksu Bindirmesi'ne ait ana fay düzleminin eğimi doğuya doğrudur (Şekil 14d) ve 31-88° arasında değişen bir eğim değerine sahiptir (Şekil 14c). Ana fay hattı, kuzeyde Çukurköy civarından güneyde Gebiz bölgesine kadar uzanmaktadır. Morfolojik olarak hattın kuzeye doğru ilerleyişini uydu görüntüleri ve sayısal yükseklik modelini

kullanarak takip etmek mümkündür. Ancak güneye doğru gidildikçe, Gebiz ilçesinin güneyinde yükseklik farkının dereceli olarak azalmasına bağlı olarak, fay hattı açıkça izlenememektedir (Şekil 1c ve 13). Aksu Bindirmesi'nin ana hattı boyunca, Aksu Havzası'na ait Miyosen dolgusu (Karpuzçay Formasyonu ve Aksu Konglomerası

dahil) ile genel olarak Antalya Napları'na ait Triyas karbonatlarından meydana gelen temel kayalar yan yana gelmektedir. Morfolojik kanıtlara ek olarak, arazi gözlemleri esnasında, fay zonu içerisinde iyi gelişmiş fay düzlemlerinin varlığı belirlenmiştir (Şekil 14b ve c). Bu düzlemler üzerinde gelişmiş olan fay-kayma çiziklerinden alınan ölçümler de Aksu Fayı'nı tanımlamada kriter olarak kullanılmıştır. Şekil 14c'de verilen fay-kayma verilerinin ters çözüm sonuçlarının stereografik gösterimi (Schmidt alt yarım küre gösterimi) de Aksu Bindirmesi'nin ortalama 60°'lik eğime sahip, az oranda sağ ya da sol doğrultu bileşenli bindirme fayı karakterinde olduğunu göstermektedir.

Aksu Havzası'nın kuzeydoğusunda, Tortoniyen yaşlı Kapıkaya Konglomerası'ndan da fay-kayma verileri toplanmıştır. Ters çözüm yöntemi ile elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimleri $\sigma_1=211^\circ\text{K}/02^\circ$, $\sigma_2=121^\circ\text{K}/12^\circ$, $\sigma_3=310^\circ\text{K}/78^\circ$ olarak bulunmuştur. $\Phi=0,5$ olarak bulunan şekil parametresi de dikkate alındığında, sıkışmalı bir rejimin etkinliğini ifade etmektedir (Delvaux vd., 1997) (Şekil 14c).

Kuzeyden güneye doğru Aksu Fayı'nın geometrisinin ve karakteristiğinin belirlenmesi maksadı ile 5 adet kesit hattı belirlenmiştir (Şekil 1c). Bu kesit hatlarından E-F hattının (Şekil 15d) yakınlardan ve Langiyen-Serravaliyen Karadağ Konglomerası'nın içerisinde (Şekil 15a) alınan fay-kayma verilerine (Şekil 15b) uygulanan paleogerilim analizi sonucunda elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimleri $\sigma_1=044^\circ\text{K}/13^\circ$, $\sigma_2=314^\circ\text{K}/02^\circ$ ve $\sigma_3=215^\circ\text{K}/77^\circ$ olarak bulunmuştur (Şekil 15c). Yine bu verilerin sonucunda, gerilme rejimi sıkışmalı olarak bulunmuştur. Gerilme oranı ise $\Phi=0,4$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 15. a) Karacaören Baraj Gölü'nün kuzeyinde, Aksu Fay hattına ait saha görüntüsü, b) Aksu Fay hattı içerisinde gelişen fay düzlemlerinin ve üzerinde gelişen fay-kayma çiziklerinin yakın plan görüntüsü, c) Fay-kayma verilerinin paleo-gerilim yapılandırması. σ_1 : Maximum asal gerilim eksen, σ_2 : Orta asal gerilim eksen, σ_3 : Minimum asal gerilim eksen, ϕ (phi): şekil parametresi. Paleostress ters çözümünde Zalohar ve Vrabec (2007) tarafından geliştirilen T-Tecto programı kullanılmıştır, (Eşit alan, alt yarım küre projeksiyonu), d) E-F enine jeolojik kesiti (kesit hattı için Şekil 1c'ye bakınız).

Figure 15. a) Field view of the Aksu Fault Zone at the north of the Karacaören Dam Lake, b) close-up view of the fault surface with slickenlines and c) constructed paleostress configuration of the fault-slip data. σ_1 : Maximum principal stress axis, σ_2 : Intermediate principal stress axis, σ_3 : Minimum principal stress axis, ϕ (phi): shape parameter. T-Tecto software developed by Zalohar and Vrabec (2007) was used to construct paleostress inverse solution. (Equal area, lower hemisphere projection), d) constructed cross-section along the E-F line (see Figure 1c).

Aksu Fay Zonu, birkaç bindirme hattı boyunca stratigrafik düzende tekrarlanmalar ile de kendini göstermektedir (Şekil 13). Bu tekrarlanmaları en iyi ifade eden yapı, Aksu Havzası'nın merkezinde kendini gösteren Kargı Fay setidir (Şekil 16d). Karpuzçay Formasyonu (Langiyen-Tortoniyen) ve Karadağ Konglomerası (Langiyen-Serravaliyen) bu fay setleri tarafından yoğun bir şekilde deforme edilmiştir. Bu birimlere ek olarak, tüm Aksu Havzası'nın boyutları düşünüldüğünde çok küçük bir alanda yüzlek veren ve Çiner vd. (2008) tarafından Kargı Konglomerası'nın da bahsi geçen fay setinin etkisinde deforme olduğu belirtilmiştir (Çiner vd., 2008). Aynı çalışmada Kargı Konglomerası'nın yaşı Tortoniyen olarak belirlenmiştir.

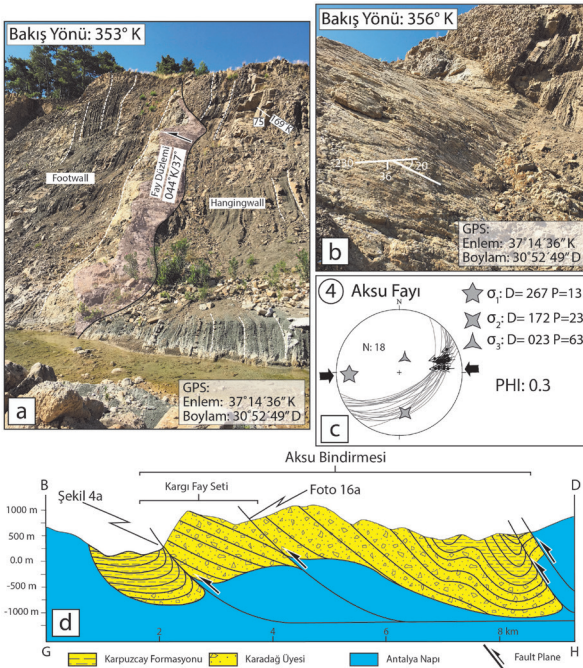
Paleostress ters çözümünde Zalohar ve Vrabec (2007) tarafından geliştirilen T-Tecto programı kullanılmıştır. (Eşit alan, alt yarım küre projeksiyonu), **d**) G-H hattı boyunca alınan jeolojik kesit (kesit hattı için Şekil 1c'ye bakınız).

Figure 16. **a)** Field view of the Kargı Fault Set at the north-central part of the Aksu Basin, **b)** close-up view of the fault surface with slickenline in the Kargı Fault set, **c)** Constructed paleostress configuration from the fault-slip data. σ_1 : Maximum principal stress axis, σ_2 : Intermediate principal stress axis, σ_3 : Minimum principal stress axis, ϕ (phi): shape parameter. T-Tecto software developed by Zalohar and Vrabec (2007) was used to construct paleostress inverse solution. (Equal area, lower hemisphere projection), **d)** Geological cross-section along the G-H line (see Figure 1c) is shown.

Aksu Bindirmesi'nin deforme ettiği Karpuzçay Formasyonu içerisinde alınan fay-kayma verileri (Şekil 16a ve b) benzer şekilde ters çözüm yöntemi ile analiz edilmiştir. Elde edilen asal gerilme eksenlerinin yönleri $\sigma_1=267^\circ\text{K}/13^\circ$, $\sigma_2=172^\circ\text{K}/23^\circ$ ve $\sigma_3=023^\circ\text{K}/63^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 16c). Gerilme oranı ise $\Phi=0,3$ olarak belirlenmiştir ve bu durum iyi gelişmiş sıkışmalı bir gerilim koşulunu tanımlamaktadır.

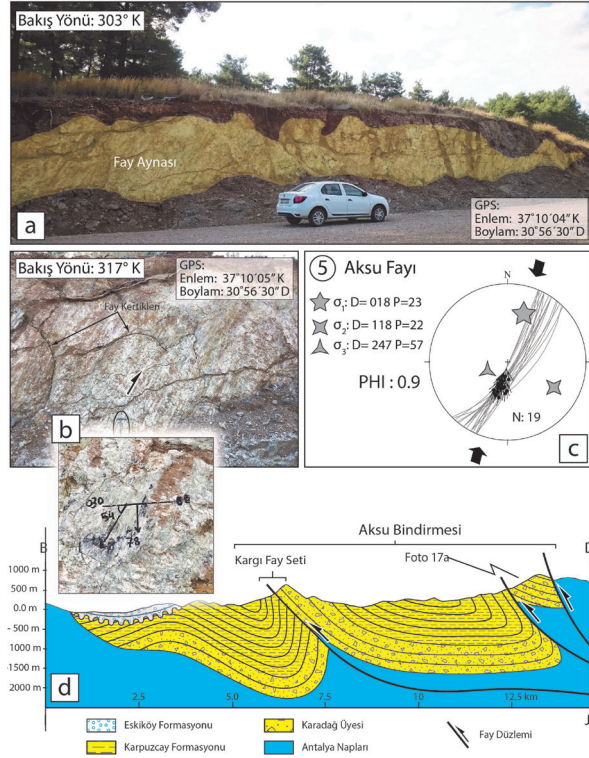
Aksu Havzası'nın güneyinde Karadağ Konglomerası içerisinde (Şekil 17a ve b) alınan fay-kayma verilerinin ters çözümü, asal gerilim eksenlerinin yönelimini $\sigma_1=018^\circ\text{K}/23^\circ$, $\sigma_2=118^\circ\text{K}/22^\circ$, $\sigma_3=247^\circ\text{K}/57^\circ$ olarak asal gerilim eksenlerinin yönlerini vermektedir (Şekil 17c). Elde edilen sonuçlara göre, Aksu Bindirmesi'nin bu kısmında sıkışma yönü KKD-GGB olarak belirlenmiştir. Gerilme oranının $\Phi=0,9$ olarak belirlenmesi, σ_1 ile σ_2 'nin büyüklüklerinin birbirlerine çok yakın olduğu ve gerilim boşalmalarına bağlı olarak zaman zaman birbirleri ile yer değiştirebileceği anlamına gelmektedir. Bu durum ise radyal sıkışmalı gerilim koşullarını yansıtmaktadır.

Aksu Bindirmesi'nin havzanın güneyindeki geometrisini anlamak maksadı ile oluşturulan



Şekil 16. **a)** Aksu Havzası'nın merkezinde yer alan Kargı Fay setine ait saha görüntüsü, **b)** Kargı Fay seti içerisinde gelişen fay düzlemlerinin ve üzerinde gelişen fay-kayma çiziklerinin yakın plan görüntüsü ve **c)** paleo-gerilim yapılandırması. σ_1 : Maximum asal gerilim eksenini, σ_2 :Orta asal gerilim eksenini, σ_3 : Minimum asal gerilim eksenini, ϕ (phi): şekil parametresi.

jeolojik kesit Şekil 17d’de verilmiştir. Kesitte, Karpuzçay Formasyonu’nu üzerine yerleşen Eşikköy Formasyonu’nun Aksu Bindirmesi’nden fazla etkilenmediği, hafifçe eğim kazandığı görülmektedir. Bu görüntü Aksu Bindirmesi’nin etkinliğinin Pliyosen’e kadar devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 17. a) Aksu Havzası’nın güneyinde yer alan Aksu Bindirmesi’ne ait iyi gelişmiş fay aynasının saha görüntüsü, **b)** Şekil 17a’da verilen fay düzlemlerinin ve üzerinde gelişen fay-kayma çiziklerinin yakın plan görüntüsü, **c)** Fay-kayma verilerinin ters çözüm ile elde edilen paleo-gerilim yapılandırması (eşit alan, alt yarım küre projeksiyonu), **d)** I-J hattı boyunca alınan jeolojik kesit (kesit hattı için Şekil 1c’ye bakınız).

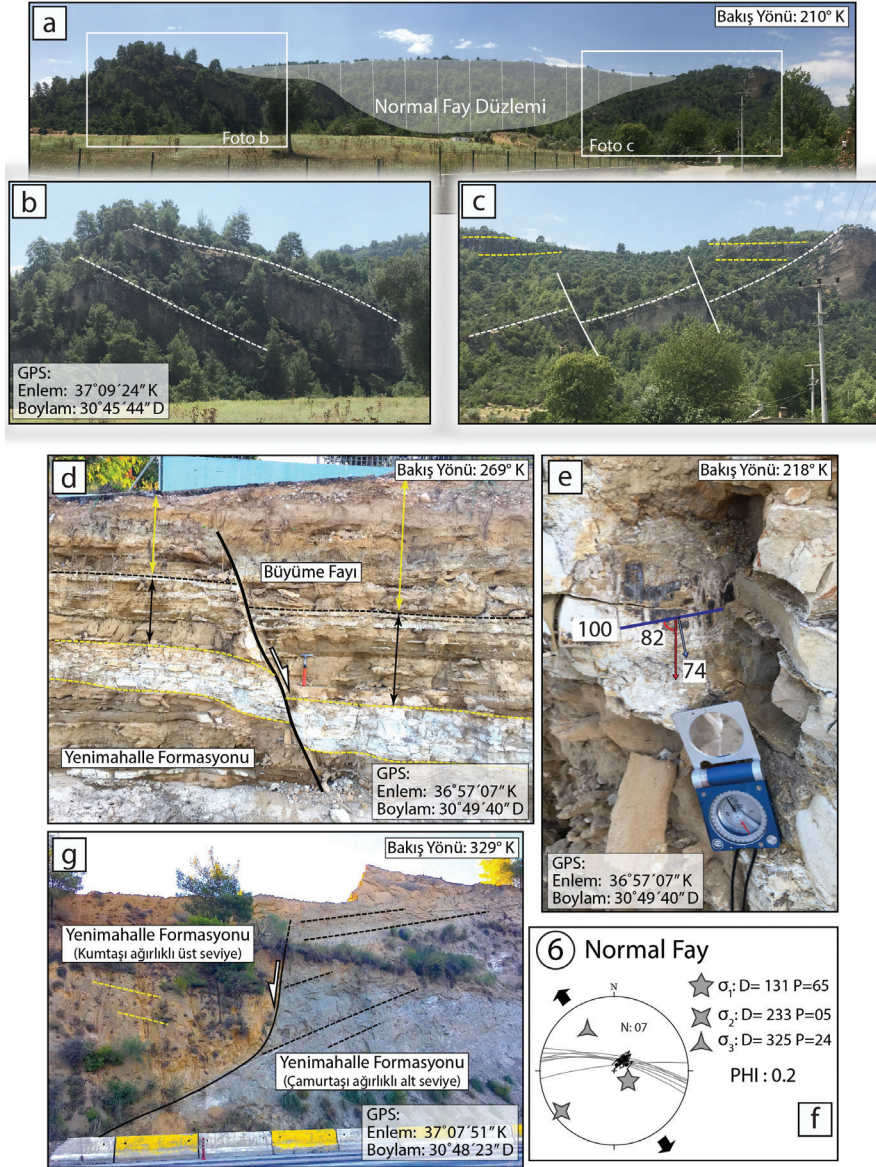
Figure 17. a) Well-developed fault surface of the Aksu Thrust in the southern part of the Aksu Basin is shown, **b)** Close-up view of the fault surface and well-developed slickenside on the surface, **c)** Constructed paleostress configuration based on the collected fault-slip data (equal area, lower hemisphere projection), **d)** Cross-section along the I-J line (see Figure 1c) interprets the Aksu Fault zone at the southern part of the Aksu Basin.

Morfolojideki ani değişiklikler, farklı tür ve yaşlarda litolojilerin yan yana bulunması ve iyi gelişmiş fay düzlemleri ve bu düzlemlerin üzerinde gelişen fay-kayma çizikleri (kertikleri) varlığı, bu çalışmada Aksu Bindirmesi’ni tanımlamakta kullanılan kriterlerdir.

Normal Faylar (Miyosen Sonrası)

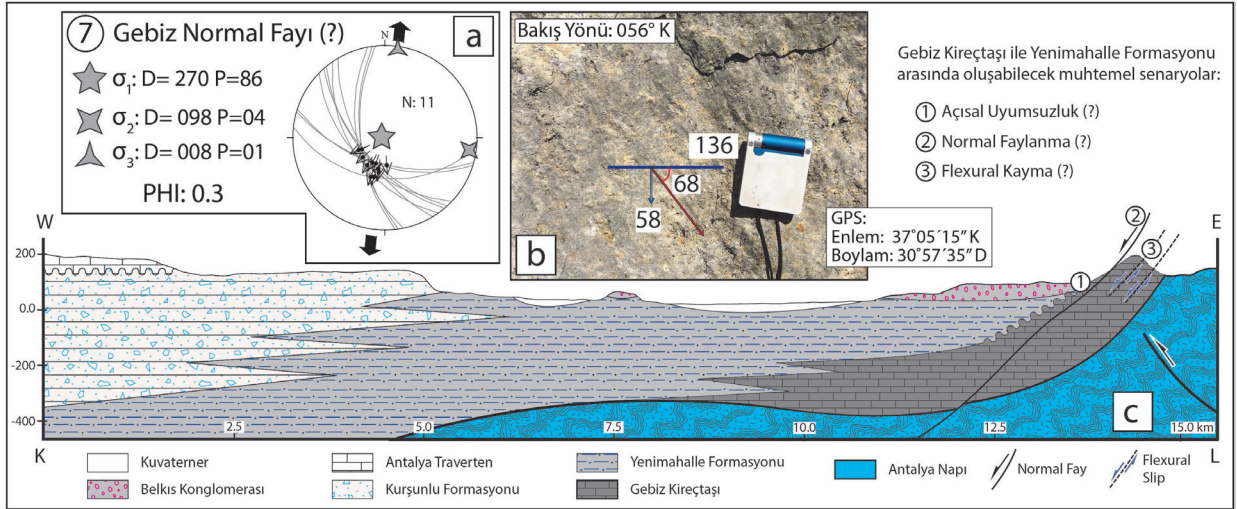
Aksu Havzası’nın deformasyonu genel olarak bindirme fayları tarafından kontrol edilirken, diğer taraftan havzanın güneyinde nispeten genç birimleri etkileyen küçük ölçekli (maksimum 5 km uzunluğunda) normal fayların varlığı dikkati çekmektedir. Bu faylardan en iyi gözlenenlerden biri Hatipler Mahallesi’nin kuzeyinde bulunmaktadır (Şekil 18a, b ve c). Yaklaşık D-B doğrultulu olan bu normal fay, Pliyosen Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarını kesmektedir. Ne yazık ki, bu fay hattı üzerinde iyi korunmuş fay düzlemlerinin bulunamaması nedeni ile fay-kayma verileri toplanamamıştır.

Mesozkopik ölçekte ve iyi gelişmiş fay-kayma çizilerine sahip diğer bir normal fay düzlemi Antalya-Isparta ana yolu üzerinde ve Yenimahalle Formasyonu içerisinde gözlemlenmektedir (Şekil 18d ve e). Bu fay düzleminde elde edilen fay-kayma verilerinin (Şekil 18f) analizi sonucunda elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimi $\sigma_1=131^\circ\text{K}/65^\circ$, $\sigma_2=233^\circ\text{K}/05^\circ$ ve $\sigma_3=325^\circ\text{K}/24^\circ$ olarak bulunmuştur. Gerilim oranı ise $\Phi=0,2$ olarak belirlenmiştir. Bu oran ise radyal açılmalı gerilim koşullarını temsil etmektedir. Yine burada σ_2 ve σ_3 birbirine çok yakındır ve zaman içerisinde yer değiştirmeleri çok muhtemeldir.



Şekil 18. a) Aksu Havzasının güneyinde Hatipler mevkiinde Pliyosen Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarını kesen ve güncel tektonik evreyi yansıtan normal faya ait saha görüntüsü, **b)** Normal fayın güney kanadının ve **c)** kuzey kanadının yakın plan görüntüsü, **d)** Yenimahalle Formasyonu içerisinde gözlemlenen sedimantasyon ile yaşıt normal faya ait saha görüntüsü, **e)** Aynı faya ait fay düzlemi üzerinde görülen fay-kayma çiziklerine ait yakın plan görüntüsü, **f)** Şekil 18a'da verilen normal faya ait paleo-gerilim yapılandırmasıdır (eşit alan, alt yarım küre projeksiyonu), **g)** Yenimahalle Formasyonu içerisinde gözlemlenen listrik karakterdeki normal faya ait saha görüntüsü.

Figure 18. a) Field view of the normal fault cutting the Yenimahalle and Kurşunlu Formations in the south of the Aksu Basin, which reflects the recent tectonic phase **b)** close-up views from the southern, and **c)** northern tips of the fault, **d)** Field view of the syn-sedimentary normal fault observed in the Yenimahalle Formations, **e)** Close-up view of the fault surfaces with slickenline, **f)** Constructed paleostress configuration (equal area, lower hemisphere projection) based on the collected fault-slip data collected from the fault surfaces that is given in Figure 18a, **g)** Another normal fault with listric character in the Yenimahalle Formations.



Şekil 19. a) Yenimahalle Formasyonu ile Gebiz Kireçtaşı arasındaki olası (?) tektonik dokanak ve bu dokanaktan toplanan çok güvenilir olmayan fay-kayma verilerinin ters çözüm yöntemi ile yeniden yapılandırılmış gerilim asal eksen yönleri, **b)** Fay-kayma çizgilerinin yakın plan görüntüsü, **c)** K-L hattı boyunca alınan jeolojik kesit (kesit hattı için Şekil 1c'ye bakınız).

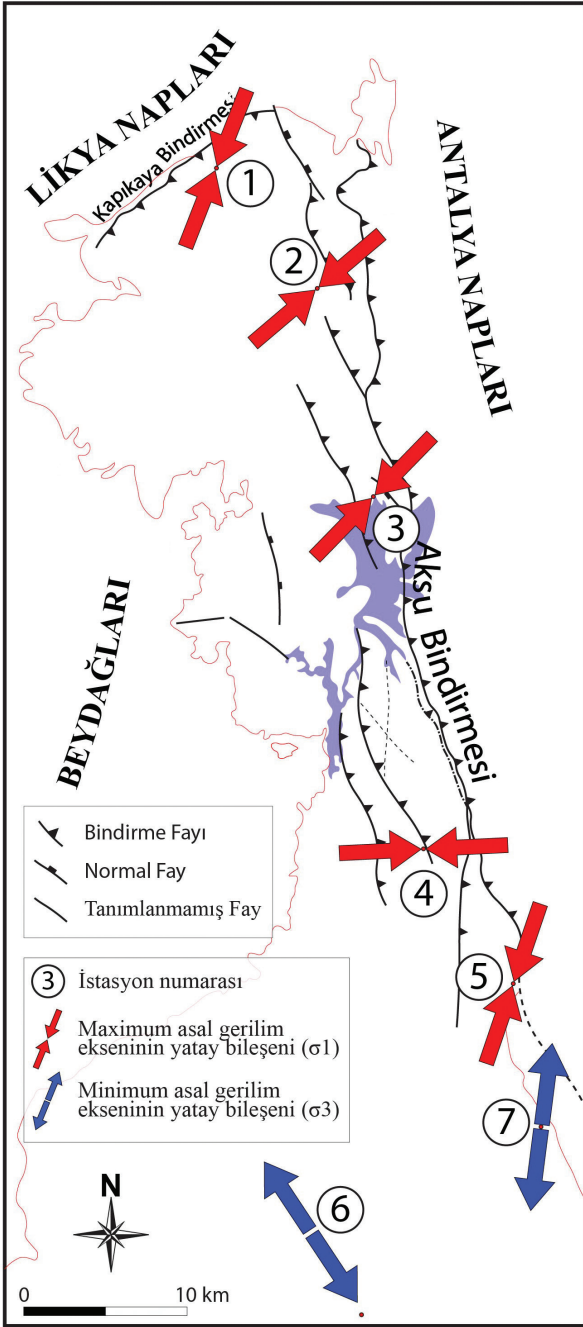
Figure 19. a) Constructed paleostress configuration of **b)** fault-slip data collected from the probable tectonic contact between Yenimahalle Formation and Gebiz Limestone are shown, **c)** Cross-section (K-L) represents the interpretation of the normal fault within the Gebiz Limestone (See the Figure 1c for the location of the cross-section line).

Yine Şekil 19'te verilen jeolojik kesit (K-L hattının konumu için Şekil 1c'ye bakınız), hat boyunca Gebiz Kireçtaşı'nı, Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarını, Antalya Travertenini ve Belkis Konglomerasını kesmektedir. Bu kesitte açıkça görülmektedir ki, Messiniyen-Erken Pliyosen yaşlı Gebiz Kireçtaşı'nın kuzey ucu, Aksu Fayının etkisi ile 60-70° eğim kazanırken (Şekil 9b), üzerine gelen Kurşunlu ve Yenimahalle formasyonları (Erken Pliyosen) genel olarak normal fay sistemi ile deforme olmuştur (Şekil 19). Gebiz Kireçtaşı'nın güney ucunda kaydedilen eğim miktarı ise 10-15°'lere kadar düşmektedir. Bu durum, Gebiz Kireçtaşı'nın maruz kaldığı deformasyonun, Aksu Bindirmesi'nin son aktivasyon fazı ile ilişkili olabileceğini göstermektedir.

Topoğrafya'da gözlemlenen ani kırılmalar, farklı litolojik özelliklere ve yaşlara sahip

olan birimlerin yan yana gelmesi, çok yaygın olmasa da fay düzlemlerinde görülen fay-kayma çiziklerinin gelişmesi ve doğrudan mezoskopik ölçekte gözlemlenen faylar, genç havza birimlerini (Kurşunlu ve Yenimahalle formasyonları) deforme eden fayların tanımlanmasında kriter olarak kullanılmıştır. Genel gözlemler ise, yaklaşık K-G yönlü bir açılmalı tektonik rejimin varlığını işaret etmektedir.

Bu incelemede elde edilen paleogerilim sonuçları Şekil 20'de verilen harita üzerinde özetlenmiştir. Verilen haritada Kapıkaya (istasyon 1) ve Aksu bindirmelerini (istasyon 2, 3, 4, 5) meydana getiren gerilim koşullarını gösteren maximum asal gerilim eksenlerinin (σ_1) yatay bileşenleri gösterilmiştir. Aynı şekilde normal faylanmaya neden olan stres koşullarını temsil eden minimum asal gerilim eksenlerinin (σ_3) yatay bileşenleri de aynı harita üzerinde verilmiştir.



Şekil 20. Paleogerilim asal eksenlerinin konumsal dağılımı. Ana sıkışma yönü (σ_1) kırmızı okla gösterilirken, ana genişleme yönü (σ_3) mavi oklar ile gösterilmiştir.

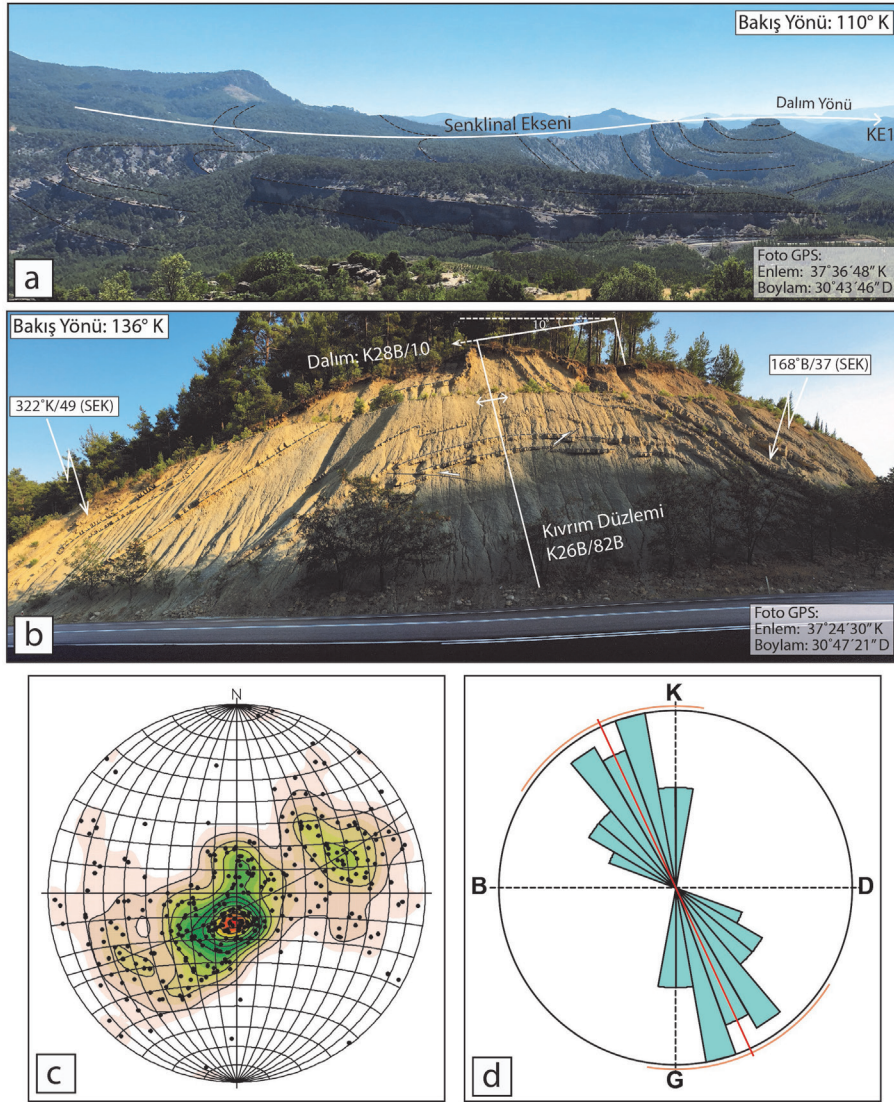
Figure 20. Spatial distribution of the principal paleostress axes. While red arrows refer to the principal compressional axis (σ_1), blue arrows indicate the principal extensional axis (σ_3).

Kıvrımlar

Aksu Havzası'na ait havza dolgusu iyi gelişmiş tabaka düzlemlerine sahiptir ve arazi çalışmaları esnasında tabakalardan alınan ölçümler, havza dolgusu içerisinde gelişen yapısal unsurların ortaya konulmasında kullanılmıştır. Bu yapılardan biri de kıvrımlardır ve bu çalışma kapsamında havza dolgusunu yoğun bir şekilde deforme eden antiklinallerin ve senklinallerin varlığı raporlanmıştır (Şekil 1c).

Havzada gözlemlenen kıvrımlardan en belirgin olanı, Aksu Havzası'nın kuzeyinde ve Kapıkaya Fayı'na yakın bir bölgede gözlemlenmektedir (Şekil 21a). Aynı zamanda, Karpuzçay Formasyonu içerisinde de iyi gelişmiş, küçük ölçekli kıvrımlar gözlemlenmektedir. Şekil 21b'da verilen antiklinal kanatlarından alınan ölçümlerden elde edilen kıvrım düzlemi ve eksenleri sırasıyla K26B/82B ve K28B/10° olarak bulunmuştur. Kıvrım kanatları arasındaki açı 101° olarak bulunmuş ve açık-asimetrik kıvrım olarak sınıflandırılmıştır.

Havza dolgusunu oluşturan Kapıkaya, Karadağ Konglomeraları ve Karpuzçay Formasyonu'na ait tortul istif içerisinde tabaka ölçümleri ile ortaya çıkarılan pek çok kıvrımın varlığı belirlenmiştir (Şekil 1c ve 19a). Genel olarak kıvrım kanatlarının eğimleri yüksektir ve yer yer 90°'ye varan eğim değerlerine rastlamak mümkündür. Bu kıvrımların analizini yapabilmek maksadı ile, kıvrım kanatlarını tanımlayan tabaka düzlemlerinin kutupları (pole) Schmidt alt yarımküre projeksiyon ağı üzerine işaretlenmiştir (Şekil 21c). Ortalama kıvrım düzlemi ise 328°K/70°KD olarak belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar ışığında genel olarak kıvrım karakteri asimetrik-sıkı (tight) olarak tanımlanmıştır.



Şekil 21. a) Aksu Havzası'nın kuzeyinde, Kapıkaya Fayı'nın yakınında Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı Kapıkaya Konglomera Üyesi içerisinde gelişen senklinalin saha görüntüsü, **b)** Aksu Havzası'nın merkezinde, Karacaören Baraj Gölü'nün doğusunda yer alan açık-asimetrik (101°) karakterdeki antiklinalin saha görüntüsü. Tabaka ölçümleri sağ el kuralına (SEK) göre verilmiştir, **c)** Havzanın kuzeyinde C-D en kesiti boyunca ölçülen tüm kıvrım kanatlarına ait tabaka ölçümlerinin kutuplarının Schmidt alt yarım küre projeksiyon sistemi ağı üzerindeki gösterimi **d)** Bu çalışmada toplanan tabaka konumu ölçümlerinden elde edilen kıvrımların eksen doğrultularını içeren gül diyagramı. Kıvrımların konumları Şekil 1c'de verilen haritada gösterilmiştir.

Figure 20. a) Field view of the syncline which is located at the north of the Aksu Basin, close to the Kapıkaya Fault, **b)** Field view of the open-type asymmetric anticline (with 101° interlimb angle) which is located at the center of the Aksu Basin, east of the Karacaören Dam Lake, Bedding orientations are given in Right Hand Rule (RHR), **c)** Stereographic projection (Schmidt equal area, lower hemisphere) of the pole of the bedding measurements that belong to the fold limbs recorded in the north of the basin along the C-D cross-section, **d)** Rose diagram is produced from the strike of the fold axes determined during the field work. The locations of these folds are indicated on the geological map given in Figure 1c.

Ayrıca, arazi çalışmaları ile tanımlanan ve Şekil 1c'de verilen harita üzerine işlenen kıvrımların kıvrım eksenlerinin doğrultuları gül diyagramı üzerinde gösterilmiştir (Şekil 21d). Bu diyagramdan elde edilen ortalama kıvrım eksenini doğrultusu KKB-GGD doğrultulu Aksu Bindirmesi'ne ait ana fay hattının doğrultusu ile uyumludur.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

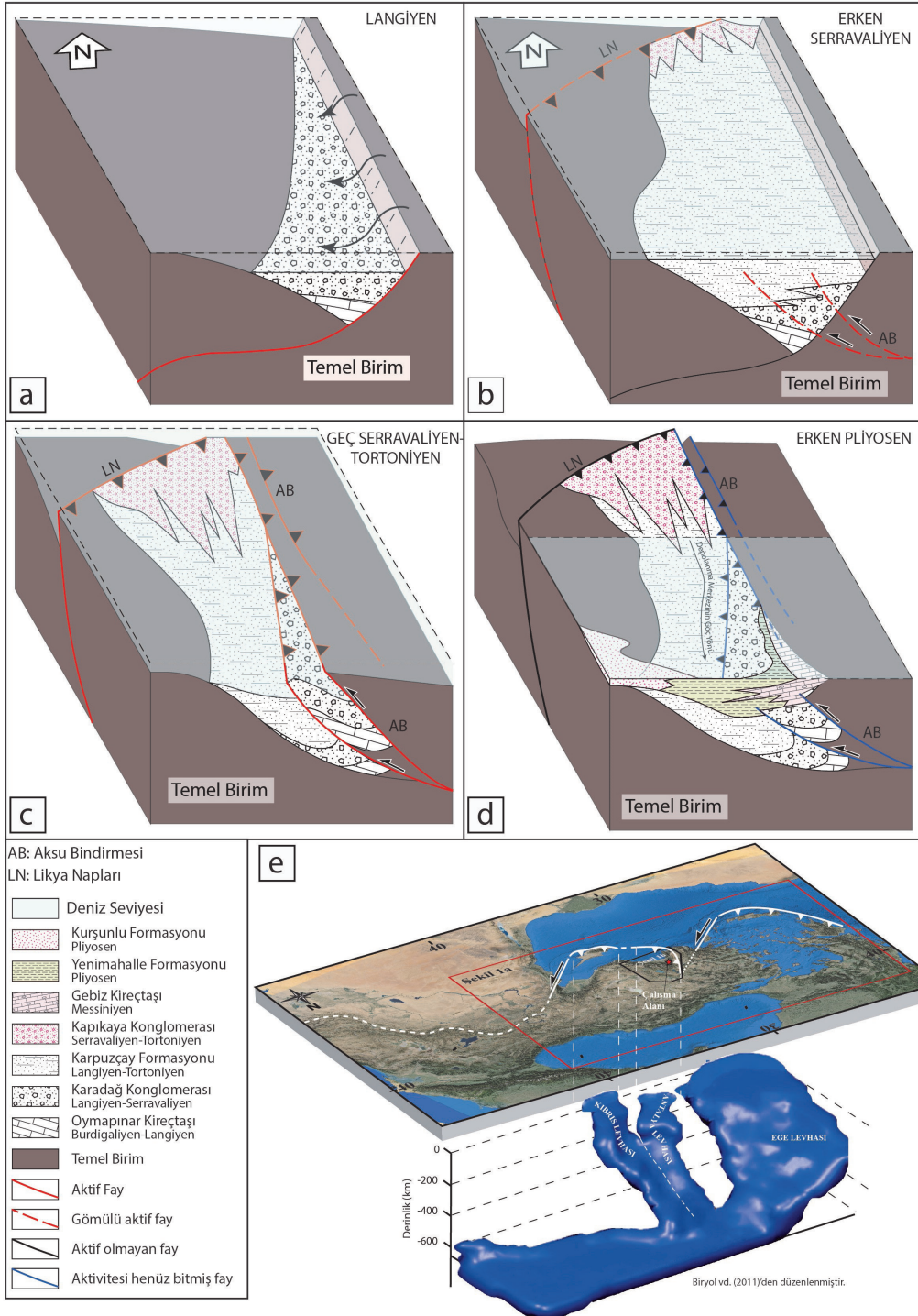
Aksu Havzası'na Dair Çıkarımlar

Aksu Havzası, Beydağları Otoktonu ve Geç Kretase'den Oligosen'e kadar aktif olan dalma-batma ve sonrasında çarpışma etkisi ile gelişmiş olan Antalya Napları'nın üzerinde uyumsuz olarak gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Collins ve Robertson, 2003). Havzadaki sedimantasyonun başlangıç zamanı kesin olarak bilinmemekle birlikte, Antalya Havza Kompleksi'ni oluşturan Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzalarının tümünde ortak litostratigrafik birim olan Oymapınar Kireçtaşı'ndan elde edilen yaş verilerine dayanarak Geç Burdigaliyen veya öncesinde başlamış olduğu düşünülebilir.

Aksu Havzası'nın kuzey ve batı kenarları paleo-sınır özelliği taşıırken, doğu sınırı, çökeltme sonrası gelişen Aksu Bindirmesi ile belirlenir. Havzanın doğu sınırı boyunca Aksu Bindirmesi'nin etkisinde yüzeye getirilen kaba taneli kırıntılı Karadağ Konglomerası'nın (Langiyen-Serravaliyen) fan-delta ortamında çökeldiği bu çalışmada ve önceki çalışmalarda (Üner vd., 2018; Flecker, 1995) tanımlanmıştır (Şekil 22a). Karadağ Konglomerası içerisinde çeşitli seviyelerden toplanan paleo-akıntı yönü verileri genel olarak KD'dan GB'ya doğru bulunmuştur. Kargı Barajı yakınında Karpuzçay Formasyonu'nun hemen temel kireçtaşı birimi üzerine aşmalı olarak gelmesi (Şekil 6d), Langiyen-Serravaliyen döneminde tane boyunun doğudan (fan-delta proximal alanı) batıya (fan-delta distal alanı) doğru incelendiği anlamına gelmektedir. Havza içerisinde gözlenen bu tane boyu dağılımı, beslenme yönünün

havzanın doğusunda bulunması gerektiğine işaret etmektedir. Bu çalışmada elde edilen akış yönleri (KD'dan GB'ya) de bu durumu desteklemektedir. Karpuzçay Formasyonu ise havzanın birikim için gerekli boşluğun (İng. accommodation space) en yüksek olduğu Langiyen-Serravaliyen dönemine ait jeolojik kayıtları tutmaktadır (Şekil 22b). Genel olarak, Karpuzçay Formasyonu'nda üst seviyelere (Tortoniyen) doğru çıkıldıkça, tane boyunda belirgin bir kabalaşma görülmektedir. İstifteki bu özellik, Aksu Havzası'nın Geç Serravaliyen-Tortoniyen döneminde artık kapanmaya başladığı şeklinde yorumlanmaktadır (Şekil 22c). Aksu Havzası'nın kuzeyinde, Kapıkaya Konglomerası doğrudan temel üzerine aşmalı olarak gelmektedir. Kuzeydoğu-Güneybatı uzanımlı bir yayılıma sahip olan birim, Aksu Havzası'nın kuzey sınırını kontrol eden Kapıkaya Fayı'nın sırtında, muhtemelen bindirme diliminin topografik olarak yükselimine bağlı olarak gelişmiştir (Şekil 22b ve c).

Yapılan arazi çalışmaları ile ortaya konulduğu üzere, havzanın kuzeyi ve güneyi arasında stratigrafik, sedimantolojik, tektonik ve havza evrimi açılarından belirgin farklılıklar mevcuttur. Bu farklılıklardan en belirgin olanı, Kapıkaya Konglomerası'nın Aksu Havzası'nın kuzeyinde Miyosen dönemine ait en genç birim olmasıdır ki Messiniyen-Pliyosen dönemine ait birimler istifte eksiktir (Şekil 2). Buna karşın, havzanın güneyinde, eksik olan bu zaman diliminde sedimantasyon devam etmektedir. Gebiz Kireçtaşı'nın, Eskişehir, Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonlarının depolanması bu zaman aralığında gerçekleşmiştir. Bu durum ise, Aksu Havzası'nın depolanma merkezinin Messiniyen'de kuzeyden güneye göç ettiğini düşündürmektedir (Şekil 22d). Bu göç, Messiniyen krizi ile ilişkili olarak iklimsel olabilirken, diğer taraftan kuzeydeki Kapıkaya Bindirmesi'ne bağlı tektonik bir yükselikle bağlantılı olabilir. Ancak, bu iki mekanizmanın birlikte çalışması, depolanma merkezinin kuzeyden güneye hareket etmesinin en muhtemel açıklaması gibi gözükmektedir.



Şekil 22. Aksu Havzası'nın Langhien'den Pliyosen'e (a, b, c ve d) kadar olan evriminin şematik olarak gösterimi, e) Isparta Büklümü altında bulunan kompleks dalan levha yapılandırması (Biryol vd., 2011).

Figure 22. A schematic representation of the evolution of Aksu Basin from Langhian to Pliocene time (a, b, c and d), e) The complex subducting slabs configuration under the Isparta Angle (Biryol et al., 2011).

Aksu Havzası'nın ilk oluşumuna dair farklı görüşler bulunmaktadır. Poisson vd. (2011) Aksu Havzası'nın K-G yönelimini Neojen öncesi coğrafyaya bağlamaktadır. Aynı çalışmada, derinlerde yerleşmiş olan bindirme faylarının, gelecekteki Neojen fayları için zayıf zonlar oluşturduğu öne sürülmüştür. Bu çalışmada da Poisson vd. (2011) tarafından önerilen oluşum mekanizması benimsenmiştir. Havzada birikim için gerekli boşluğun oluşmasına neden olan normal fayların, Neojen öncesi dönemden miras kalan zayıf hatlar üzerinde geliştiği düşünülmektedir (Şekil 22a). Bu fikri destekleyen en önemli verilerden biri Karpuzçay Formasyonu ve Karadağ Konglomerası içerisinde gözlemlenen sedimantasyonla yaşıt normal fayların bulunmasıdır (Wasoo, 2019). Flecker (1995) ise çalışmasında, benzer bir mekanizmayı Manavgat Havzası için önermiştir. Manavgat Havzası'nın, Geceleme Formasyonu'nun çökmesinden önce KKB-GGD doğrultulu faylarla kontrol edilen açılmalı bir gerilim sistemi altında geliştiği öne sürülmüştür ki Oymapınar Kireçtaşı'nın tüm Antalya Havzası'nda (Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzaları) görülen ortak bir lithostratigrafik birim olduğu düşünüldüğünde, benzer paleogerilim koşullarının Aksu Havzası'nın oluşumunda etkin olması mümkün gözükmektedir. Diğer taraftan bazı araştırmacılar (Flecker, 1995; Flecker vd., 1998; Glover ve Robertson, 1998b), Likya Napları'nın güneydoğuya doğru hareketi nedeniyle meydana gelen KB-GD sıkışmalı gerilimin Aksu Havzası'nın oluşumunu kontrol eden ilk aşama olduğunu ileri sürmüşlerdir. Ancak bu model Karpuzçay Formasyonu ve Karadağ Konglomerası içerisinde gözlemlenen büyüme faylarından elde edilen D-B yönlü açılmalı paleogerilim eksenini açıklamakta yetersiz kalmaktadır (Wasoo, 2019).

Aksu Havzası'nın batı sınırında yapılan arazi çalışmaları, bu sınırın fay kontrollü olmayıp, havza dolgusunun doğrudan temel birim üzerine yerleştiğini göstermektedir. Buna karşın,

havzanın doğusu kabaca KKD-GGB doğrultulu Aksu Bindirmesi ile sınırlandırılmaktadır. Aksu Havzası'nın muhtemelen KKD-GGB yönelimli yarı-graben olarak geliştiği düşünülmektedir. Ancak, Karadağ Konglomerası çökmeden önce Aksu Havzası kendi depolanma merkezi ve fay sınırları olan lokal bir havza karakterine sahip değildir. Bu karakterini Oymapınar Kireçtaşı çökeldikten sonra ve kabaca şimdi Aksu Bindirmesi ile aynı konum ve yönelime sahip olan bir normal fay gelişimi ile kazandığı düşünülmektedir (Şekil 22a). Köprüçay ve Manavgat havzalarının, Aksu Havzası ile benzer lithostratigrafik özelliklere sahip olduğu önceki çalışmalarda (Flecker, 1995; Karabıyıklı vd., 2000; Deynoux vd., 2005; Çiner vd., 2008) belirtilmişti. Ancak, Karadağ Konglomerası'nın, Oymapınar Kireçtaşı üzerine gelmesi, buna karşın Manavgat ve Köprüçay havzalarındaki taban konglomerası birimlerinin stratigrafik olarak Oymapınar Kireçtaşı'nın altında yer alması (Çiner vd., 2008), Aksu Havzası'nın oluşumunun, Köprüçay-Manavgat Havzası'ndan daha sonra gerçekleştiğini göstermektedir.

Koç vd. (2016a) tarafından yapılan ve esasen paleomanyetizma içerikli çalışmada, Miyosen'de Köprüçay Havzası'nın 20-30° saat yönünde, Manavgat Havzası'nın ise 25-30° saatin tersi yönünde düşey eksenli rotasyona maruz kaldığı belirlenmiştir. Köprüçay ve Manavgat havzalarını rotasyon öncesi şekline geri getirdiğimizde ise, elde edilen yeni havza geometrisinin Aksu Havzası'na paralel konumlandığı görülmüştür (Koç vd., 2016a). Aksu Havzası'nın Miyosen'den günümüze herhangi bir rotasyona maruz kalmadığı dikkate alındığında, Aksu Havzası'nın güncel konumu ve yönelimi aynı zamanda havzanın ilksel konumunu yansıtmaktadır. Bu durumda, Aksu ve Köprüçay-Manavgat havzalarının Erken Neojen coğrafyası, birbirine paralel gelişen yarı-graben havza geometrisini yansıtmaktadır (Şekil 22a).

Aksu Havzası'ndan elde edilen sonuçlar, havzanın ilk çökmesini kontrol eden açılmalı tektoniğin havzanın evrimi boyunca aktif

kalmadığını, Serravaliyen’de tektonik rejimin değişerek (Şekil 22a ve b), K-G yönlü Likya Fazı olarak adlandırılan sıkışmalı bir gerilme fazına geçildiğini göstermektedir. Kapıkaya Fayı olarak adlandırılan ve Aksu Havzası’nı kuzeyden sınırlayan bindirme fayı bu sistemin ürünü olarak ortaya çıkmıştır. Kapıkaya Fayı’nın ilk etkinlik yaşı, Kapıkaya Konglomerası’nın yaşı ve birim içerisinde gözlemlenen büyüme faylarından elde edilen asal gerilim eksenleri dikkate alındığında Geç Langiyen-Erken Serravaliyen olarak belirlenmiştir. Diğer çalışmalarda (Flecker, 1995; Flecker vd., 1998) raporlanan kinematik veriler de benzer tektonik evrelerin varlığını belirlenmiştir; ancak bu tektonik evrenin Aksu Havzası’nın oluşumunu kontrol eden ilk tektonik evre olduğu iddia edilmiştir. Likya Evresi’nin üst yaş sınırı ise Tortoniyen olarak belirlenmiştir.

Aksu Havzası’nda etkin olan üçüncü tektonik evre, D-B yönelimli sıkışma gerilimi ile ilgilidir ve K-G doğrultulu Aksu Bindirmesi bu faz etkisinde gelişmiştir. Stratigrafik, yapısal ve kinematik veriler dikkate alındığında, Aksu Evresi’nin etkin olduğu dönem Serravaliyen-erken Pliyosen olarak belirlenmiştir (Şekil 22b, c ve d). Bu bağlamda, Likya ve Aksu tektonik evreleri, Serravaliyen’den Tortoniyen’e kadar muhtemelen birlikte çalışmışlardır. Karadağ Konglomerası ve Karpuzçay Formasyonu içerisinde gözlemlenen asimetrik kapalı (kanatlar arası açı 60°) kıvrımların gelişimi ancak sıkışmalı gerilim koşullarında mümkün olmaktadır. Belirlenen antiklinal ve senklinal eksenleri KKB-GGD doğrultulu Aksu Bindirmesi’ne paralel ya da paralele yakın konumlanmıştır.

Bu çalışma kapsamında yapılan gözlemler ve kinematik veriler, son dönemde Aksu Havzası’nda kabaca K-G yönlü açılmalı bir tektonik rejimin etkin olduğunu göstermektedir. Üner vd. (2015) Aksu Havzası’ndaki en genç tektonik evrenin KD-GB doğrultulu açılmalı gerilim olarak tanımlarken, Poisson vd. (2011), son tektonik evreyi K-G doğrultulu açılmalı bir sistem ile ilişkilendirmiştir.

Poisson vd. (2011) tarafından raporlanan veriler, bu çalışmada elde edilen veriler ile örtüşmektedir. Bu güncel tektonik rejimi tetikleyen hareketin sebebi ise havzanın hemen güneyinde bulunan ve Kıbrıs Yayı boyunca dalan levhanın geriye çekilmesi (İng. slab retreat) olarak yorumlanmıştır. Ancak, bahsi geçen açılmanın çalışma alanının hemen altında bulunan Antalya Levhası ile ilişkili olabileceği de dikkate alınmalıdır.

Bölgesel Çıkarımlar

Bu incelemede elde edilen sonuçlar değerlendirildiğinde, Aksu Bindirmesi boyunca Isparta Büklümü’nün merkezinde (Poisson, 1977; Poisson vd., 2003a ve 2011) ve açık denizdeki karşılığı olan Antalya Körfezi’nde (Hall vd., 2014) meydana gelen D-B yönlü kısılma ilginç bir tartışmanın kaynağını oluşturmaktadır. Isparta Büklümü’nün merkezinde, Serravaliyen’den Erken Pliyosen’e kadar etkinliğini sürdüren D-B yönlü bir kısılmanın varlığı, Afrika ve Avrasya’nın K-G yakınsamasına bağlı levha tektoniği çerçevesinde dikkate alındığında ilginçtir. Poisson vd. (2011) çalışmasında, Aksu Bindirmesi’nin, Anadolu’nun Kuzey Anadolu Fayı boyunca batıya doğru kaçışından kaynaklandığını ileri sürmüştür. Bu düşünce, Arabistan ile Avrasya arasındaki çarpışma için öne sürülen jeolojik zaman (~12 My) ile bindirmenin yaşının birbirine yakın olmasından kaynaklanıyor olabilir (Şengör vd., 2003; Keskin, 2003 ve Faccenna vd., 2014).

Koç vd. (2016a ve 2016b) tarafından yapılan çalışmada, bu mekanizmanın geçerliliği konusundaki şüphelere yer verilmiştir. Isparta Büklümü’nün doğu kanadında raporlanan Miyosen yaşlı çok yönlü açılmalı gerilim koşullarının varlığı bu şüpheleri tetiklemiştir. Bu durumda, “Anadolu’nun batıya doğru hareketi, Isparta Büklümü’nün doğu kanadında herhangi bir kısılma yaratmaksızın nasıl olur da merkezinde kısılmaya neden olabilir?” sorusunun cevaplanması gerekmektedir. Bununla birlikte,

Isparta Büklümü'nün doğu kanadında gözlemlenen bu açılmanın, Ege Bölgesi'ndeki açılmalı gerilim koşulları ile ilgisi yoktur, çünkü bu bölgeden elde edilen jeolojik kayıtlar, burada K-G yönlü bir açılmalı sistemin varlığını işaret etmektedir (van Hinsbergen vd. 2010a; Kaymakçı vd., 2018). Aynı zamanda, Isparta Büklümü'nün doğu kanadındaki açılmalı gerilimin zamanı, Likya Naplarını Beydağları Platformu'nun üzerine taşıyan tektonik sistem ile eş zamanlıdır (Hayward, 1984; van Hinsbergen vd., 2010a). Likya Napları'nın en son yerleşim zamanı, Hayward (1984) tarafından 15 Ma olarak belirlenmiştir ki bu yaş da yine çalışma alanımızdaki tektonik tarihten çok daha öncedir. Bu çalışmada kabaca oluşturulan paleogerilim stratigrafisi verilerine göre Likya deformasyonunun son evresi ~11 Ma civarında gerçekleşmiş olmalıdır. Bu zamanlama doğu kanatta yer alan Yalvaç, Altınapa ve Ilgın karasal havzalarını kontrol eden açılmalı gerilim koşulları ile de eş zamanlıdır (Alçiçek vd., 2019; Alçiçek ve ten Veen, 2008).

Sırasıyla Isparta Büklümü'nün batısında ve merkezinde gözlemlenen KB-GD ve D-B yönlü kısalma ve hemen ~100 km doğusunda gelişen açılma, Isparta Büklümü ölçeğinde dinamik bir açıklamayı gerektirmektedir. Van Hinsbergen vd. (2010a), batıdaki KB-GD yönlü kısalmanın olası nedenini gravitasyonel kayma (~15 Ma) olarak açıklamıştır. Flecker vd. (2005) ise Isparta Büklümü'nün doğu kanadında meydana gelen açılmanın olası nedenini dalan Kıbrıs Levhası'nın güneye doğru geri çekilmesine bağlamıştır. Her ne kadar bu mekanizma Yalvaç, Altınapa ve Ilgın havzalarında (Koç vd., 2012, 2016a ve 2017) bulunan D-B yönlü uzama bileşenini açıklayabilse de diğer etkin bileşen olan D-B yönlü açılmayı açıklamakta çok başarılı değildir.

Aksu Bindirmesi boyunca gelişen D-B yönlü kısalmayı van Hinsbergen vd. (2010a, 2010b) tartışmış ve kısalma için olası bir neden olarak Kırkkavak ve Aksu fayları boyunca sıkışmalı deformasyon paylaşımını (İng. strain

partitioning of transpression) önermiştir. Yine bu mekanizma da Isparta Büklümü'nün ortasındaki kısalmayı açıklasa da, doğu kolda gelişen açılmalı mekanizmayı açıklamakta yetersizdir (Koç vd., 2016a).

De Boorder vd. (1998) tarafından yayımlanan Isparta Büklümü'nün hemen altındaki mantoya ait sismik tomografi görüntüleri ve sonrasında Biryol vd. (2011) tarafından yapılan daha detaylı sismik görüntülemeler ve ayrıca Kalyoncuoğlu vd. (2011) tarafından yapılan deprem odak (İng. Hypocenter) çalışmaları ile son olarak Köprüçay ve Manavgat havzalarındaki düşey eksenli rotasyonlardan yansıyan dağ zinciri ölçekli (İng. Oroclinal) bükülmenin varlığına işaret eden Koç vd. (2016a) tarafından yapılan çalışmalar, Isparta Büklümü'nün altında iki ayrı dalan levha parçasının varlığına işaret etmişlerdir (Şekil 22e). Bu levhalardan ilki Kıbrıs Yayı boyunca Kıbrıs'ın altına (kuzeye doğru) dalan bir dalma-batma zonu iken, diğeri ise Isparta Büklümü ve Antalya Körfezi'nin hemen altındaki beniof zonu ile ilişkili ve K-G doğrultulu, doğuya doğru eğimli Antalya Levhası olarak adlandırılan (Koç vd., 2016a ve 2016b) dalma-batma zonudur. Antalya Levhası'nın, Kıbrıs Levhası ile olan bağlantısı bir STEP (İng. Subduction Transform-Edge Propagator (STEP) Fault) fayı (Govers ve Wortel, 2005) boyunca kesilmiştir. Biryol vd. (2011) ve Schildgen vd. (2012), Antalya Levhası'nın, Kıbrıs Levhası'nın bir parçası olduğunu ve bir nedenden dolayı Antalya Levhası olarak adlandırılan parçanın K-G doğrultusu kazandığını öne sürmüşlerdir. Diğer taraftan, Koç vd. (2016a) çalışmasında Antalya Levhası'nın K-G doğrultulu, doğuya dalımlı, en azından Pliyosen'e kadar yüzeye bağlı/kopmamış bir levha olduğunu önermişlerdir. Bu dar levha parçasının batıya doğru geri kaçışı ise Koç vd. (2012, 2016b ve 2017) tarafından tanımlanan havza açılmalarına, Köprüçay ve Manavgat havzalarında (Koç vd., 2016a) görülen oroklinal bükülmeye ve Aksu Havzası'ndaki kısalmaya neden olmuştur.

Günümüzde Aksu Havzası'nda aktif olan açılmalı rejimin varlığı son dönemdeki sismik aktivite kayıtları ile gösterilmiştir (Kalyancuoğlu vd., 2011 ve Schildgen vd., 2012). Güney Anadolu'nun son Miyosen ve Pliyosen dönemlerindeki yükselme geçmişi son zamanlarda büyük ilgi görmüştür (Cosentino vd., 2012; Schildgen vd., 2012, 2014; Koç vd., 2012; Öğretmen vd., 2018; Meijers vd., 2018) ve bu yükselimin oluşum mekanizması ise Aksu Havzası'nda hüküm süren güncel açılma geriliminin nedeni olabilir. Bazı çalışmalarda ise Ege, Antalya ve Kıbrıs segmentleri arasına giren astenoferek akışın dinamik topografik etkilere yol açabileceği vurgulanmıştır (Cosentino vd., 2012; Schildgen vd., 2012, 2014). Sismik tomografi görüntülerinden Antalya Levhası'nın yüzeyle bir bağlantısının bulunmadığını çıkarsamak mümkündür (Biryol vd., 2011). Eğer Antalya Levhası'nı yüzeyle olan bağlantısı kopmuş ise, bu olayın yakın zaman içerisinde gerçekleşmiş olması beklenmektedir. Böylece dalan Antalya Levhası hala Beniof zonu yaratması mümkün olacak ve ayrıca sismik tomografide belirgin bir boşluk da yaratmayacaktır (Koç vd., 2016a). Bu durumda, Isparta Büklümü'nün Mio-Pliyosen ve hatta modern dönemdeki evriminde ve Toroslarn yükselişinde, Antalya Levhası'nın önemli bir katkısının olabileceği düşünülmelidir.

KATKI BELİRTME

Bu makale, Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü'nün FBA-2016-5153 no'lu projesi kapsamında desteklenmiştir. Aynı zamanda, bu makalede sunulan veriler Muhammad Harbi Wasoo tarafından Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yapılan yüksek lisans tezinin bir bölümünü kapsamaktadır.

EXTENDED SUMMARY

The Tauride fold and thrusts belt formed during ~N-S convergence between Africa and Eurasia since Cretaceous time. The western end of the central Taurides strikes NW-SE, highly oblique to the overall convergence direction, and is connected to the NE-SW Beydağları-Lycian Nappe flank of the western Taurides, forming the so-called 'Isparta Angle' (Figure 1b). In Neogene time, the western and central Taurides and the inner part of the Isparta Angle became overlain by Neogene sedimentary basins including Manavgat, Köprüçay, and Aksu, characterized by marine clastics and carbonates. Aksu Basin, which is one of these marine basins, is located in the center of the Isparta Angle (Figure 1c).

The sedimentary infill of the Aksu basin is mainly characterized by marine clastics with more than 1 km thick from Miocene to Pliocene. The onset of the sedimentation in the sedimentation is not known precisely, but must have occurred during Late Burdigalian, which is the oldest age obtained from the Oymapınar Limestone in the whole Antalya Basin (including Aksu, Köprüçay and Manavgat basins). Sedimentary sequence of the Aksu Basin starts with 1) Oymapınar Limestone (Late Burdigalian-Langhian) which unconformably overlies the basement unit. The sequence continues upwards with 2) Karadağ Konglomerate (Langhian-Serravalian) and 3) Karpuzçay Formation (Serravalian-Tortonian) which is the most widespread unit in the Aksu Basin. The lithostratigraphy in the north of the basin is different from that of the south. 4) Kapıkaya Conglomerate (Serravalian-Tortonian) which is characterized by reddish conglomerate and coarse sandstone intercalation is the youngest Miocene unit in the north of the basin. In the north of the basin there is time gap between Tortonian and Pleistocene sediments while the sequence is more complete in the south (Figure 3). Locally developed (5) Gebiz Limestone (Messinian-Early Pliocene) is reefal carbonates that grades

vertically and laterally into Early Pliocene (6) Eskiköy and (7) Yenimahalle Formations. (8) Kurşunlu Formation which is grain supported sub-aquatic conglomerates transitionally overlies the Yenimahalle Formation. In the south of the basin, the Quaternary Antalya Travertine and Belkis Conglomerate delimit the upper boundary of the Pliocene sedimentation. The overall basin-fill shows a coarsening upwards character, with the clearest depo-center represented by the fine-grained marine sediments of the Karpuzçay Formation.

In addition to lithostratigraphic features, the structural elements which were formed the Aksu Basin are also carried out in this study. Based on the field observations, the major structures controlling the Aksu Basin are determined as thrust faults, namely Kapıkaya Fault in the north and Aksu Fault in the east. Kapıkaya Thrust Fault (KTF) is a well-exposed structure comprising approximately 15 km long, ENE-WSW trending thrust fault and controls the northern boundary of the Aksu Basin (Figure 1c). An abrupt change in topography and juxtaposition of different lithologies provides morphological evidence for the Kapıkaya Thrust Fault. The stereographic plot of fault-slip data collected from Kapıkaya Conglomerate which occurs at the back-side of the Kapıkaya Thrust sheet is used to infer principal stress axes and the stress ratio. Aksu Thrust Fault (ATF) is approximately 60 km long and 50 km wide structure that is composed of several parallel fault segments. Approximately N-S trending Aksu Thrust is morphologically easily recognized as a linear mountain front rising steeply in the eastern margin of the Aksu Basin (Figure 13). Along the Aksu Thrust, fault-slip data were collected from different lithologies and analyzed by using inverse paleostress method.

The major structures controlling the Aksu Basin are generally thrust/reverse faults. On the other hand, there are small-scale normal faults (max. 5 km long) deforming relatively young basin



infill in the southern part of the Aksu Basin. The well-exposed ~E-W-trending normal faults are located in the north of the Hatipler (Figure 18). This normal fault cuts Pliocene Yenimahalle and Kurşunlu formations. Unfortunately, it has been not possible to collect fault-slip data from this fault since we could not find well-preserved slickensided surfaces. Another mesoscopic scale normal fault with well-developed slickenline occur within the Yenimahalle Formation along the Antalya-Isparta main road (Figure 18d). The stereographic plot of fault-slip data (Figure 28d) show the orientation of the inferred principal stresses as $\sigma_1 = 131^\circ\text{N}/65^\circ$, $\sigma_2 = 233^\circ\text{N}/05^\circ$ and $\sigma_3 = 325^\circ\text{N}/24^\circ$. The stress ratio is found as $R=0.2$, which represents radial extension stress conditions since σ_2 and σ_3 are very close to each other (Figure 18f).

Field observations and results obtained from the kinematic measurements along the key structural zones show that Aksu Basin developed under four different tectonic phases; 1) ~E-W extensional phase (it is related to opening of the basin, 2) ~N-S compressional (Lycian) phase, 3) ~E-W compressional (Aksu) phase and 4) ~N-S extensional (Recent) phase. Under these stress conditions, the basin-infill is also deformed by numerous tight-asymmetric fold structures that are documented in this study (Figures 21). One of them is located in the north of the basin close to Kapıkaya Fault (Figure 21a). The long axis of the syncline is oriented in approximately N-S direction. The syncline deforms the Karpuzçay Formation and Kapıkaya Conglomerate. The poles of the bedding planes that are collected from the limbs of the folds during the fieldwork are plotted on the Schmidt lower hemisphere net (Figure 21ca). The overall fold plane is determined $328^\circ\text{N}/70^\circ\text{NE}$. This fold can be defined as asymmetric-tight fold. The strikes of the fold axes determined during the fieldwork (Figure 1c) are evaluated using a rose diagram (Figure 21d). The rose diagram indicates that the axes of the anticline and syncline display parallel-subparallel pattern with NNW-SSE

direction, which corresponds to the major trend of Aksu Fault.

This study contains detailed information about the stratigraphy, sedimentology and structural features of the Miocene Aksu Basin located at the southern center of the Isparta Angle. Under the light of these whole data, presence of the E-W shortening which was active between Serravalian and Early Pliocene in the center of the Isparta Angle is interesting given the plate tectonic setting driven by N-S convergence of the Africa and Eurasia. The seismic tomography images of the mantle below the Isparta Angle indicates that there are two separate slab segments (Cyprus and Antalya slabs). Therefore, an important contribution of the Antalya slab should be expected in the Mio-Pliocene and even modern evolution of the Isparta Angle and the uplift of the Taurides.

ORCID

Muhammad Harbi Wasoo  <https://orcid.org/0000-0001-7642-6444>
Ayten Koç  <https://orcid.org/0000-0002-8296-0093>

KAYNAKLAR

- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J. & Muller, C. (1985). Stratigraphy of the Antalya Neogene Basin. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 28(2), 105-119.
- Akay, E., ve Uysal, S. (1985). *Orta Torosların batısındaki (Antalya) Neojen çökellerinin stratigrafisi, sedimantolojisi ve yapısal jeolojisi* (Rapor No:7799). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Alçıçek, M.C., & ten Veen, J.H. (2008). The late Early Miocene Acıpayam piggy-back basin: Refining the last stages of Lycian nappe emplacement in SW Turkey. *Sedimentary Geology* 208(3-4), 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.05.003>
- Alçıçek, M.C., Mayda, S., ten Veen, J.H., Boulton, S.J., Neubauer, T.A., Alçıçek, H., Tesakov, A.S., Saraç, G., Hakyemez, H.Y., Gökaş, F., Murray, A.M., Titov, V. V., Jiménez-Moreno, G., Büyükmeriç, Y., Wesselingh, F.P., Bouchal, J.M., Demirel, F.A., Kaya, T.T., Halaçlar, K., Bilgin, M., van den Hoek Ostende, L.W. (2019). Reconciling the stratigraphy and depositional history of the Lycian orogen-top basins, SW Anatolia. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 99, 551-570. <https://doi.org/10.1007/s12549-019-00394-3>
- Andrew, T., & Robertson, A.H.F. (2002). The Beyşehir–Hoyran–Hadim Nappes: genesis and emplacement of Mesozoic marginal and oceanic units of the northern Neotethys in southern Turkey. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 529-543.
- Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 37-50.
- Barrier, E., & Vrielynck, B. (2008). *Atlas MEBE - Paleotectonic maps of the Middle East*. Atlas of 14 maps.
- Biryol, C. B., C., Beck, S. L., Zandt, G., & Özacar, A.A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1037-1057.
- Blumenthal, M. (1951). *Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya*. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Publications, no. D5, 134, 1955.
- Blumenthal, M. (1963). *Le système structural du Taurus sud-anatolien*. In Livre à mémoire du Professeur P. Fallot. Mem. Soc. Geol. Fr. hors, 2, 611-662.
- Colby, B. R. (1963). *Fluvial Sediments: A Summary of Source, Transportation, Deposition, and Measurement of Sediment Discharge* (No. 1181). US Government Printing Office.
- Collins, A.S. & Robertson, A.H.F. (1997). Lycian melange, southwestern Turkey: an emplaced Late Cretaceous accretionary complex. *Geology*, 25(3), 255-258.
- Collins, A.S. & Robertson, A.H.F. (1998). Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155(5), 759-772.

- Collins, A.S. & Robertson, A.H.F. (2003). Kinematic evidence for Late Mesozoic–Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the western Anatolide belt, SW Turkey. *Geological Journal*, 38(3-4), 295-310.
- Cosentino, D., Schildgen, T.F., Cipollari, P., Faranda, C., Gliozzi, E., Hudáčková, N. & Strecker, M.R. (2012). Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey. *GSA Bulletin*, 124(1-2), 133-145.
- Çiner, A., Karabıyıkoglu, M. & Monod, O. (2008). Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya Basin, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(1), 1-41.
- De Boorder, H., Spakman, W., White, S.H. & Wortel, M.J.R. (1998). Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(3-4), 569-575.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4), 1-38.
- Deynoux, M., Çiner, A., Monod, O., Karabıyıkoglu, M., Manatschal, G. & Tuzcu, S. (2005). Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Köprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 315-343.
- Dewey, J. F. & Şengör, A.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 84-92.
- Dumont, J.-F., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O. & Poisson, A. (1972). Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du bassin pamphylien: un nouveau domain a ophiolites a la marge externe de la chaine taurique. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 123, 385-409.
- Dumont, J.F. & Kerey, K. (1975). Basement geological study in the south of Egirdir lake. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 18(2), 169-174.
- Eroskay, S. O. (1968). *Köprüçay-Beşkonak Rezervuarı Jeolojik İncelemesi* (Rapor no: II-06-5). Elektrik İşleri Etüt İdaresi, Ankara.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C. & Regard, V. (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(1-2), 85-97.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.B., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F. & Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.
- Flecker, R. (1995). *Miocene basin evolution of the Isparta Angle, Southern Turkey* [Unpublished doctoral dissertation]. University of Edinburgh.
- Flecker, R., Ellam, R.M., Müller, C., Poisson, A., Robertson, A.H.F., & 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(1-3), 83-101.
- Flecker, R., Poisson, A. & Robertson, A.H.F. (2005). Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 277-314.
- Gans, C.R., Beck, S.L., Zandt, G., Biryol, C.B. & Ozacar, A.A. (2009). Detecting the limit of slab break-off in central Turkey: new high-resolution Pn tomography results. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1566-1572.
- Glover, C. & Robertson, A.H.F. (1998a). Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298(1-3), 103-132.
- Glover, C.P. & Robertson, A.H.F. (1998b). Role of regional extension and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155(2), 365-387.

- Govers, R. & Wortel, M.J.R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 505- 523.
- Göncüoğlu, M.C. & Dirik, K. (1996). Neotectonic characteristics of central Anatolia. *International Geology Review*, 38(9), 807-817.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. & Kozlu, H. (1997). General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. In *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37, 515-536.
- Gutnic, M. (1979). *Géologie des Taurides Occidentales (Turquie)* (No. 137). Société géologique de France.
- Hall, J., Aksu, A.E., King, H., Gogacz, A., Yaltrrak, C. & Çifçi, G. (2014). Miocene– Recent evolution of the western Antalya Basin and its linkage with the Isparta Angle, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 349, 1-23.
- Hayward, A.B. (1984). Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, SW Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 287-300.
- Hüsing, S.K., Zachariasse, W.J., van Hinsbergen, D.J., Krijgsman, W., Inceöz, M., Harzhauser, M. & Kroh, A. (2009). Oligocene–Miocene basin evolution in SE Anatolia, Turkey: constraints on the closure of the eastern Tethys gateway. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 107-132.
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185-264.
- Kalyoncuoğlu, Ü.Y., Elitok, Ö., Dolmaz, M.N., & Anadolu, N. C. (2011). Geophysical and geological imprints of southern Neotethyan subduction between Cyprus and the Isparta Angle, SW Turkey. *Journal of Geodynamics*, 52(1), 70-82.
- Karabıyıkoglu, M., Çiner, A., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S., & Örcen, S. (2000). Tectonosedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, western Taurides, Turkey. In E. Bozkurt, J.A. Winchester & J.D.A. Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (Vol. 173, pp. 271-294). Geological Society, London, Special Publication. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.14>
- Karabıyıkoglu, M., Tuzcu, S., Çiner, A., Deynoux, M., Örcen, S. & 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 tectonic control and sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 345-371.
- Kaymakci, N., Inceöz, M., Ertepinar, P. & Koç, A. (2010). Late Cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). In M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, V. Starostenko & F. Bergerat, F. (Eds.), *Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol:340, pp. 409-435) Geological Society London Special Issue. <https://doi.org/10.1144/SP340.18>
- Kaymakçı, N., Langereis, C., Özkaptan, M., Özacar, A.A., Gülyüz, E., Uzel, B. & Sözbilir, H. (2018). Paleomagnetic evidence for upper plate response to a STEP fault, SW Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 498, 101-115.
- Kempler, D. & Ben-Avraham, Z., 1987. The tectonic evolution of the Cyprean Arc. *Annales Tectonicae*, 1, 58-71
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Khair, K. & Tsokas, G.N. (1999). Nature of the Levantine (eastern Mediterranean) crust from multiple-source Werner deconvolution of Bouguer gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B11), 25469-25478.
- Kissel, C. & Laj, C. (1988). The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146(1-4), 183-201.
- Koç, A., Kaymakçı, N., van Hinsbergen, D.J., Kuiper, K.F. & Vissers, R.L. (2012). Tectono-Sedimentary evolution and geochronology of the Middle

- Miocene Altınapa Basin, and implications for the Late Cenozoic uplift history of the Taurides, southern Turkey. *Tectonophysics*, 532, 134-155.
- Koç, A., van Hinsbergen, D.J., Kaymakçı, N. & Langereis, C.G. (2016a). Late Neogene oroclinal bending in the central Taurides: A record of terminal eastward subduction in southern Turkey?. *Earth and Planetary Science Letters*, 434, 75-90.
- Koç, A., Kaymakçı, N., Van Hinsbergen, D.J., & Vissers, R.L. (2016b). A Miocene onset of the modern extensional regime in the Isparta Angle: constraints from the Yalvaç Basin (southwest Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 369-398.
- Koç, A., Kaymakçı, N., van Hinsbergen, D.J. & Kuiper, K.F. (2017). Miocene tectonic history of the Central Tauride intramontane basins, and the paleogeographic evolution of the Central Anatolian Plateau. *Global and Planetary Change*, 158, 83- 102.
- Koçyiğit, A. & Saraç, G. (2000). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 405-421.
- Koşun, E. (2012). Facies characteristics and depositional environments of Quaternary tufa deposits, Antalya, SW Turkey. *Carbonates and evaporites*, 27(3-4), 269-289.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109-185. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>
- McKenzie, D.P. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25-32.
- Meijers, M. J., Peynircioğlu, A.A., Cosca, M.A., Brocard, G.Y., Whitney, D.L., Langereis, C.G. & Mulch, A. (2018). Climate stability in central Anatolia during the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 498, 53-67.
- Mercier, J.L., Sorel, D. & Vergely, P. (1989). Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 49-71.
- Monod, O. (1977). *Recherches Geologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie)* [Unpublished doctoral dissertation]. Université Paris Sud (Orsay).
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Candan, O. & Okay, A.I. (2012). Dating subduction events in east Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(1), 1-17.
- Okay, A.I. (1986). High-Pressure/low-Temperature Metamorphic Rocks of Turkey. In B.W. Evans, E.H. Brown (Eds.), *Blueschists and Eclogites*. Geological Society of America Memoir 164. <https://doi.org/10.1130/MEM164-p333>
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monié, P., Metzger, R. & Akyuz, H.S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In A.Yin & T.M. Harrison (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia* (pp.420-441). Cambridge University Press.
- Okay, A.I., Zattin, M. & Cavazza, W. (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38(1), 35-38.
- Okay, A.I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.
- Öğretmen, N., Cipollari, P., Frezza, V., Faranda, C., Karanika, K., Gliozzi, E., Radeff, G. & Cosentino, D. (2018). Evidence for 1.5 km of uplift of the Central Anatolian Plateau's southern margin in the last 450 kyr and implications for its multiphased uplift history. *Tectonics*, 37(1), 359-390.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 19(1), 65-78.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurus. In O. Tekeli & M.C. Göncüoğlu, (Eds.), *Geology of the Taurus Belt* (pp. 77-90). MTA, Ankara..
- Papadopoulos, G.A., Kondopoulou, D.P., Leventakis, G.A. & Pavlides, S.B. (1986). Seismotectonics of the Aegean region. *Tectonophysics*, 124(1-2), 67-84.

- Papazachos, B.C. & Papaioannou, C.A. (1999). Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area. *Tectonophysics*, 308(1-2), 193-204.
- Poisson, A. (1977). *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)* [Unpublished doctoral dissertation]. Université de Paris-Sud, Orsay, France.
- Poisson, A., Wernli, R., Sağular, E. K., & Temiz, H. (2003a). 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(3-4), 311-327.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M. & Şentürk, M., (2003b). New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey). *Geological Journal*, 38(3-4), 257-282.
- Poisson, A., Orszag-Sperber, F., Kosun, E., Bassetti, M.A., Müller, C., Wernli, R. & Rouchy, J.M., 2011. The Late Cenozoic evolution of the Aksu basin (Isparta Angle; SW Turkey). New insights. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(2), 133-148.
- Pourteau, A., Candan, O. & Oberhänsli, R. (2010). High-pressure metasediments in central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics*, 29(5), Article TC5004. <https://doi.org/10.1029/2009TC002650>
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H. Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. & Karam, G. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111, Article B05411, 1-26. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S. & Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics*, 488(1-4), 22-30.
- Robertson, A.H.F. (2000). Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 97-138.
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J. & Jones, G. (1991). Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 289-343.
- Robertson, A.H.F. & Dixon, J.E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 1-74.
- Robertson, A.H.F. & Ustaömer, T. (2009). Formation of the Late Palaeozoic Konya Complex and comparable units in southern Turkey by subduction-accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, 473(1-2), 113-148.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T. & Dixon, J. E. (2004). Testing models of Late Palaeozoic-Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of the Geological Society*, 161(3), 501-511.
- Robertson, A.H.F. & Mountrakis, D. (2006). Tectonic development of the Eastern Mediterranean region: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1), 1-9.
- Robertson, A.H.F. & Woodcock, N.H. (1982). Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 75(3), 517-562.
- Robertson, A.H.F. & Woodcock, N.H. (1984). The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 251-271.
- Schildgen, T.F., Cosentino, D., Caruso, A., Buchwaldt, R., Yildirim, C., Bowering, S.A. & Strecker, M.R. (2012). Surface expression of eastern Mediterranean slab dynamics: Neogene

- topographic and structural evolution of the southwest margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics*, 31 Article TC2005, 1-21
- Schildgen, T.F., Yıldırım, C., Cosentino, D. & Strecker, M.R. (2014). Linking slab break-off, Hellenic trench retreat, and uplift of the Central and Eastern Anatolian plateaus. *Earth-Science Reviews*, 128, 147-168.
- Seyitoğlu, G., Scon, B. & Rundle, C.C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of Geological Society, London*, 149(4), 533-538. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0533>
- Seyitoğlu, G. & Scott, B. C. (1996). Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31(1), 1-11.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2), 17-33.
- Storetvedt, K.M. (1990). The Tethys Sea and the Alpine-Himalayan orogenic belt; mega- elements in a new global tectonic system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 62(1-2), 141-184.
- Şenel, M. (1997). *1:250.000 Scale Geological Maps of Turkey, No: 4, Isparta Sheet; N°3, Antalya Sheet*. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publication, Ankara.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bolukbaşı, A.S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Uguz, F., Korucu, M. ve Özgül, N. (1992). *1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Isparta J11 paftası*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayınları No:14.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Metin, S., Esentürk, K. ve Özgül, N. (1998). Orta Toroslar'da Güzelsu koridoru ve kuzeyinin stratigrafisi, Türkiye. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 120, 171-198.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In K.T. Biddle & N.Christie-Blick (Eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Society for Sedimentary Geology.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T. & Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8045.
- Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. & Jackson, J. (1991). Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106(3), 537-550.
- Tuzcu S. ve Karabıyıkoglu M. (2001). *Batu Toros Kuşağı Miyosen Mercan Resiflerinin Paleontolojisi Stratigrafisi Fasiyesleri ve Çökme Ortamları*. (Rapor No:10438). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Üner, S., Özsayın, E., Kutluay, A. & Dirik, K. (2015). Polyphase tectonic evolution of the Aksu Basin, Isparta Angle (Southern Turkey). *Geologica Carpathica*, 66(2), 157-169.
- Üner, S., Özsayın, E., Dirik, R.K., Çiner, T.A. & Karabıyıkoglu, M. (2018). Reconstructing the sedimentary evolution of Miocene Aksu Basin based on fan delta development (eastern Mediterranean-Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 27, 32-48. <https://doi.org/10.3906/yer-1705-21>
- Van Hinsbergen, D.J., Dekkers, M.J., Bozkurt, E. & Koopman, M. (2010a). Exhumation with a twist: Paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, western Turkey. *Tectonics*, 29(3), Article TC3009. <https://doi.org/10.1029/2009TC002596>
- Van Hinsbergen, D.J., Dekkers, M.J. & Koç, A. (2010b). Testing Miocene remagnetization of Bey Dağları: Timing and amount of Neogene rotations in SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(2), 123-156.
- Wasoo, M. H. (2019). *Comparison of strain ellipsoid shape based on the results of the magnetic susceptibility anisotropy and paleostress methods: case study of Aksu Basin (Antalya, SW Turkey)* [Yayımlanmamış yüksek lisans tezi]. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105(2), 251-2

Žalohar, J., & Vrabec, M. (2007). Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29(11), 1798-1810.