



## Güneydoğu Anadolu Orojenezinde Aksu-Samsat (Adıyaman) Profil Hattının Jeolojik Özellikleri

### *Geological Characteristics of the Aksu-Samsat (Adıyaman) Profile Line in the Southeast Anatolian Orogeny*

ÖZLEM KORUCU <sup>1\*</sup>, VEYSEL IŞIK <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Ankara, Türkiye

<sup>2</sup> Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, Türkiye

Geliş (*received*): 11 Haziran (June) 2022 Kabul (*accepted*): 3 Kasım (November) 2022

#### ÖZ

Güneydoğu Anadolu Orojenezini kuzeyden güneye doğru Nap bölgesi, Ekay zonu ve Arap Platformu olarak üç ana yapısal bölümden oluşur. Bu çalışmaya konu olan Aksu-Samsat profil hattı ve harita alanı bu yapısal bölümlerden Nap bölgesi ile Arap Platformunu içermektedir. Profil hattı yersel ve bölgesel ölçekli uyumsuzluklar ile farklı ölçeklerde kıvrım ve fay gelişimlerini barındırır. Fayların çoğu ters ve bindirme karakterli faylardır; havza çökellerini denetleyen ve/veya kesen sınırlı gelişime sahip normal faylar ile önceki yapıları ve litolojileri etkilemiş genç doğrultu atımlı faylar/fay zonları da yer almaktadır. Farklı geometriler sunan kıvrımlar, yaygın olarak asimetrik, devrik ve yatık kıvrımlardan oluşmaktadır.

Bölgede ve profil hattı boyunca paleotektonik ve neotektonik rejim dönemleri işaret eden beş deformasyon evresi belirlenmiştir; bu evreler sırasıyla üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen, Üst Paleosen-Alt Eosen, Orta Eosen sonu, Erken Miyosen sonu ve Pliyosen-Kuvaterner evreleridir. Üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen evresi özellikle Koçali ofiyolit melanj ve Karadut karmaşığı kayalarının Koçali ve Karadut dekolmanları boyunca bölgeye yerleşimini temsil ederken, Üst Paleosen-Alt Eosen evresi kuzey alanların yükselip aşınması ve Gercüş formasyonunun uyumsuz olarak çökmesi ile ilişkilidir. Orta Eosen sonu evresi, bölgesel sıkışma rejimine bağlı Midyat grubu ve örttüğü önceki litolojilerin kıvrımlanması ve faylanması ile temsil olur. Erken Miyosen sonu evresi, bölgedeki metamorfite ve Maden karmaşığını oluşturan kayaların Aksu fay zonu boyunca platformun genç çökelleri üzerine (Silvan grubu) yerleşimi ve Erken Miyosen ve öncesi kayaların yaygın deformasyonu ile temsil olur. Alanı etkileyen Pliyosen-Kuvaterner deformasyon evresi özellikle doğrultu atımlı sol yanıl fayların gelişimi ile tipiktir. İnceleme alanı ve yakın civarındaki stratigrafik oluşum ve deformasyon gelişimi, orojenezin diğer kesimleri ile önemli ölçüde korele edilebilmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Stratigrafik birim, Deformasyon evresi, Ters/Bindirme fay, Güneydoğu Türkiye, Arap Platformu, Orojenez

**ABSTRACT**

The Southeastern Anatolian Orogeny consists of three main structural parts from north to south; the Nap zone, the Imbricate zone and the Arabian Platform. The Aksu-Samsat profile line and its map area contain parts of the Nap region and the Arabian Platform of the orogeny. The profile line includes local and regional scale unconformities and different sizes of folds and faults. Most of the faults are thrust and reverse faults; additionally, some normal faults control the evaluation of basin deposits and/or cut them and young strike-slip faults that have affected earlier lithologies and structures. The folds showing different geometries are commonly composed of asymmetrical, overturned and recumbent folds.

Five deformation stages have been identified in the region, indicating paleotectonic and neotectonic regime periods; these are the upper Campanian-lower Maastrichtian, Upper Paleocene – Lower Eocene, late Middle Eocene, late Early Miocene and Pliocene-Quaternary stages, respectively. While the upper Campanian-lower Maastrichtian stage is mainly defined by the thrusting over rocks of Koçali ophiolite melange and Karadut complex rocks along with the Koçali and Karadut decollement faults. Upper Paleocene – Lower Eocene stage is related to the northern region uplift, erosion and the and unconformable deposition of Gercüş formation. The late Middle Eocene phase is characterized by folding and faulting of the Midyat group and earlier sequences based on the regional compressional regime. The late Early Miocene stage is characterized by thrusting the metamorphites and the Maden complex over the young rock units (Silvan group) of the platform along the Aksu fault zone and widespread deformation of lithologies in Early Miocene and pre-Miocene. The Pliocene-Quaternary deformation stage affecting the area is particularly typical with the development of left-lateral strike-slip faults. The stratigraphic evaluation and style of deformation in the study area and its vicinity might correlate with other regions of the orogeny.

**Keywords:** Stratigraphic sequence, Deformation stage, Reverse/Thrust fault, Southeast Türkiye, Arabian Platform, Orogeny

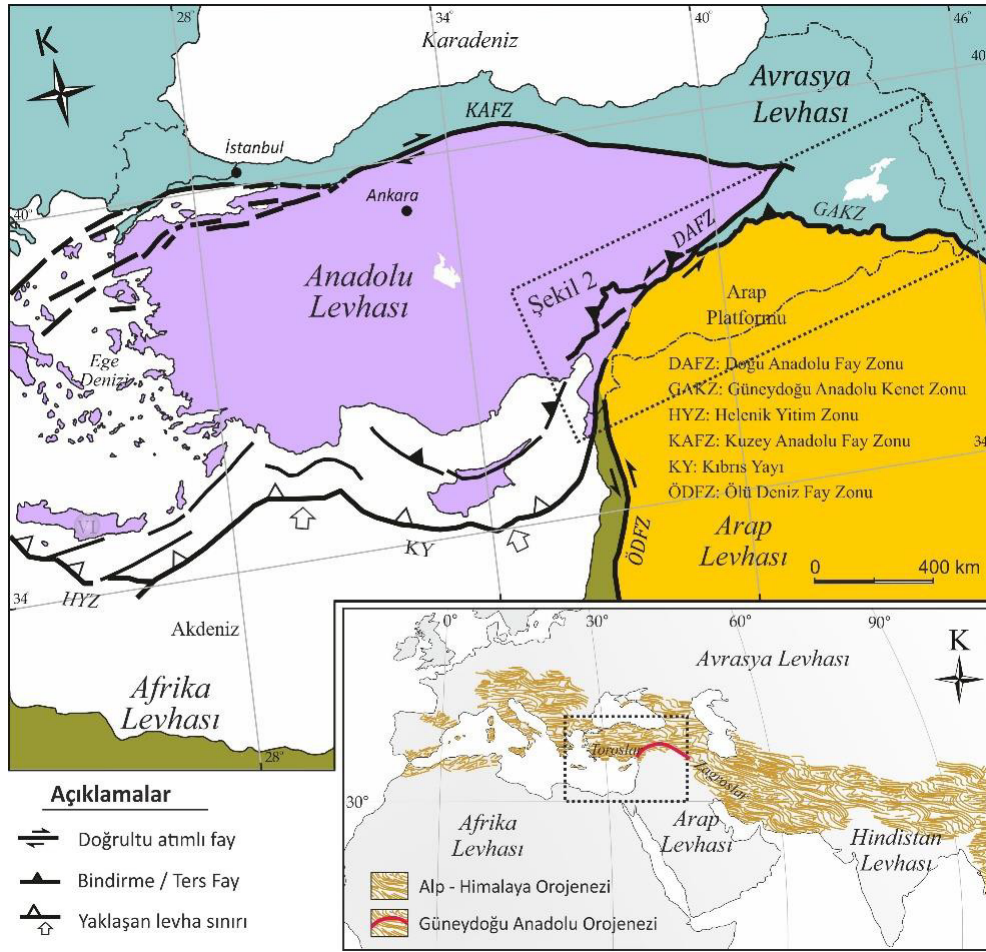
<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1129329>

\*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: okorucu@tpao.gov.tr

**GİRİŞ**

Güneydoğu Anadolu, Alp-Himalaya Dağ Kuşağının (Orojenezinin) bir parçasıdır. Bölge Avrasya, Afrika ve Arap Levhalarının etkileşim bölgesinde yer alır (Şekil 1). Alp-Himalaya Orojenezinin bu kesimi Güneydoğu Anadolu Orojenezini (GAO) olarak tanımlanır (Örn., Yılmaz, 1993). Güneydoğu Anadolu Orojenezini, kıta-kıta çarpışmasının aktif dağ kuşağı gelişimine iyi örneklerden biridir. Orojenez Geç Kretase-Senozoyik süresince Avrasya ve Afrika/Arap Levhalarının göreceli olarak

birbirlerine yaklaşımı, Neotetis Okyanusunun güney kolunun yitimi, okyanusal kabuk kayalarının üzerlemesi ve kıta-kıta çarpışması sonucu oluşmuştur (Örn., Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Perinçek, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Hempton, 1985; Robertson, 2000; Yılmaz, 2019). Bölgede, Geç-Orta Miyosende Neotetis Okyanusunun kapanması, kenet zonu boyunca Arap ve Avrasya Levhalarının yoğun deformasyonuna neden olmuştur; yaygın ters/bindirme fayları, kıvrımlar



**Şekil 1.** Türkiye ve yakın çevresinin levha geometrisini gösterir harita. İç harita Alpin-Himalaya Orojenezinin genel yayılımını göstermektedir (Işık vd., 2014; 2021'den yeniden çizilmiştir).

**Figure 1.** Map showing plate boundaries of Türkiye and its environs. Inner map shows the location of Alpine-Himalayan Orogenic belt (modified form Işık vd., 2014; 2021).

ve bu yapılar ile ilişkili havza gelişimleri karakteristiktir (Örn., Şengör ve Yılmaz, 1981; Ben-Avraham ve Nur, 1986; Kelling vd., 1987; Robertson ve Grasso, 1995; Bozkurt, 2001). Devam eden bölgesel sıkışma rejimi kabuk kalınlaşmasına, topoğrafik yükselim ve Türk-İran Platosunun gelişimi ile doğrultu atımlı fay zonları ve ilişkili neotektonik yapıların oluşumuna neden olur (Örn., Şengör ve Kidd, 1979; Bozkurt, 2001; Saber vd., 2021).

GD Anadolu'nun jeolojik geçmişinin anlaşılması bölgenin yapısal gelişiminin bilinmesini gerektirir. Adıyaman ve çevresi petrol aramacılığının etkin olarak sürdürüldüğü bölge olması yanında GD Anadolu'nun yapısal özelliklerinin değerlendirilmesine olanak tanıyan jeolojik özelliklere de sahiptir. Robertson vd. (2016) Adıyaman ve çevresinde Geç Kretase-Miyosen birimlerinde yaptığı çalışmada bölgenin 3 tektonik fazdan etkilendiğini belirtir. Buna göre, Geç Kretase'de

ofiyolitlerin ön ülke üzerine yerleşmesi ilk tektonik fazı temsil eder. Bölgede Geç Paleosen-Erken Eosen'de tekrar eden sıkışma, ikinci faz olup bu faz ile oluşan yükselme özellikle Adıyaman'ın kuzey ve güneybatı kısımlarının lokal olarak yüzeylenmesine olanak sağlamıştır. Bölgedeki son faz ise Erken-Orta Miyosen'de Neotetis'in güney kolunun kapanması olarak değerlendirilmiştir.

Adıyaman ve çevresinin petrol aramacılığı bakımından önemli olması nedeniyle bölgenin farklı alanlarında sismik veri toplama ve sondaj çalışmaları yapılmıştır (Örn., Pasin vd., 1983, Tardu vd., 1987, Sefünç, 2003). Bu kapsamda elde edilen bilgiler yardımıyla bölgesel yeraltı haritaları ile birkaç farklı seviyede bulunan efektif kaynak kaya, orta-iyi rezervuar özelliğine sahip hazne kayalar ve iyi örtü kayaların yayılımları belirlenmiştir. Ancak bölgedeki en büyük problemlerden biri jeolojik yapıların yeterince anlaşılabilmesidir. Mevcut yüzey yapılarının neredeyse tümüne kuyu açılmış, ancak büyük bir kısmında petrol üretim olanağı elde edilememiştir. Sismik verilerin yardımıyla belirlenen yapıların yine bir kısmından petrol üretimi gerçekleştirilememiştir. Bölgenin yapı geometrilerinin ve konumlarının belirlenmesi, yapı oluşum zamanının sınırlandırılması önemli bir husustur.

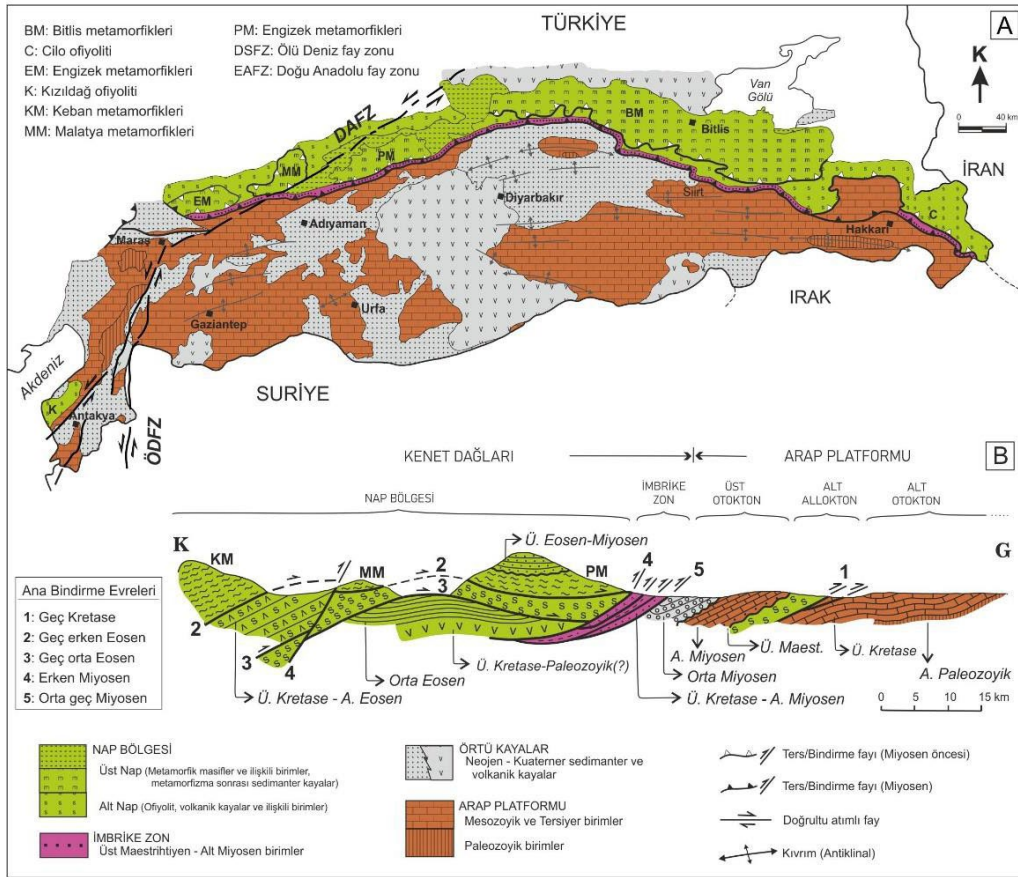
Bu çalışma, Adıyaman bölgesinde batıda Şambayat ile doğuda Kahta ilçeleri arasında kuzeyde Çelikhhan ile güneyde Samsat ilçeleri arasındaki harita alanı içerisinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 2). Bu çalışmaya konu olan Aksu-Samsat profil hattı (Şekil 3), Arap ve Avrasya Levhalarının çarpıştığı ve belirgin yapısal gelişimi temsil etmektedir. Profil hattı, Güneydoğu Anadolu Orojenezinin yapısal bölümlerinden Nap bölgesini sınırlı olarak ve Arap Platformunu ise daha uzunca kesmektedir. Profil hattının kuzey kesimi özellikle kıvrımlanma ve tektonik dilimlenmenin

oluşturduğu yüksek topografya ile temsil olurken, güney kesim birimlerin genç çökeller tarafından örtüldüğü daha yaygın topoğrafyaya sahiptir.

Bu çalışmanın amacı yüzey ve yeraltı verilerinin birlikte değerlendirilerek Aksu-Samsat profil hattının jeolojik enine kesitinin oluşturulması, kesit hattı boyunca jeolojik yapıların ortaya konulması, bölgenin yapısal gelişiminin veriler ışığında tanımlanması ve bölgesel jeoloji kapsamında yorumlar yapılmasıdır. Profil hattı ve yakın çevresinde çok sayıda açılmış derin sondaj kuyuları bulunmaktadır. Kuyulardan elde edilen litoloji verileri bölgede yüzeylenmiş kayaların derinlerde ne düzeyde olduklarının bilinmesine ve alanın tektono-stratigrafisinin anlaşılmasına olanak sağlamaktadır. Yine alanda farklı yönlerde toplanmış sismik kesitlerden iyi görüntü verenler kuyu verileri ile değerlendirilerek alanın yeraltı jeolojisinin yorumlanmasına katkı vermektedir.

## **BÖLGESEL JEOLOJİ ve TEKTONİK**

Güneydoğu Anadolu Orojenezini, yerkabuğunun farklı kesimlerinde tanımlanan orojenez kuşaklarında olduğu gibi temelde sıkışma rejiminin egemen olduğu yoğun deformasyon, magmatizma ve metamorfizma gelişimine ev sahipliği yaptığı kompleks jeolojik evrime sahiptir. Yaklaşık 750 km ve doğu batı uzanımlı yay geometrisi gösteren GAO kuşağının güneydoğu uzanımında Zagroslar, güneybatı uzanımından ise Toroslar yer almaktadır (Şekil 1). Kuşak, özellikle Üst Kretase-Üst Miyosen zaman aralığında ofiyolitik kayalardan oluşan okyanusal kabuk kayalarının kıta kabuğu üzerine yerleşimi ve Avrasya ve Arap Levhalarını oluşturan kıta kabuğu kayalarının (magmatik ve metamorfik kayalar, havza birimleri) bölgesel ölçekte farklı deforme kuşaklar oluşturacak şekilde gelişimi ile temsil olmaktadır (Örn., Perinçek, 1980; Şengör ve



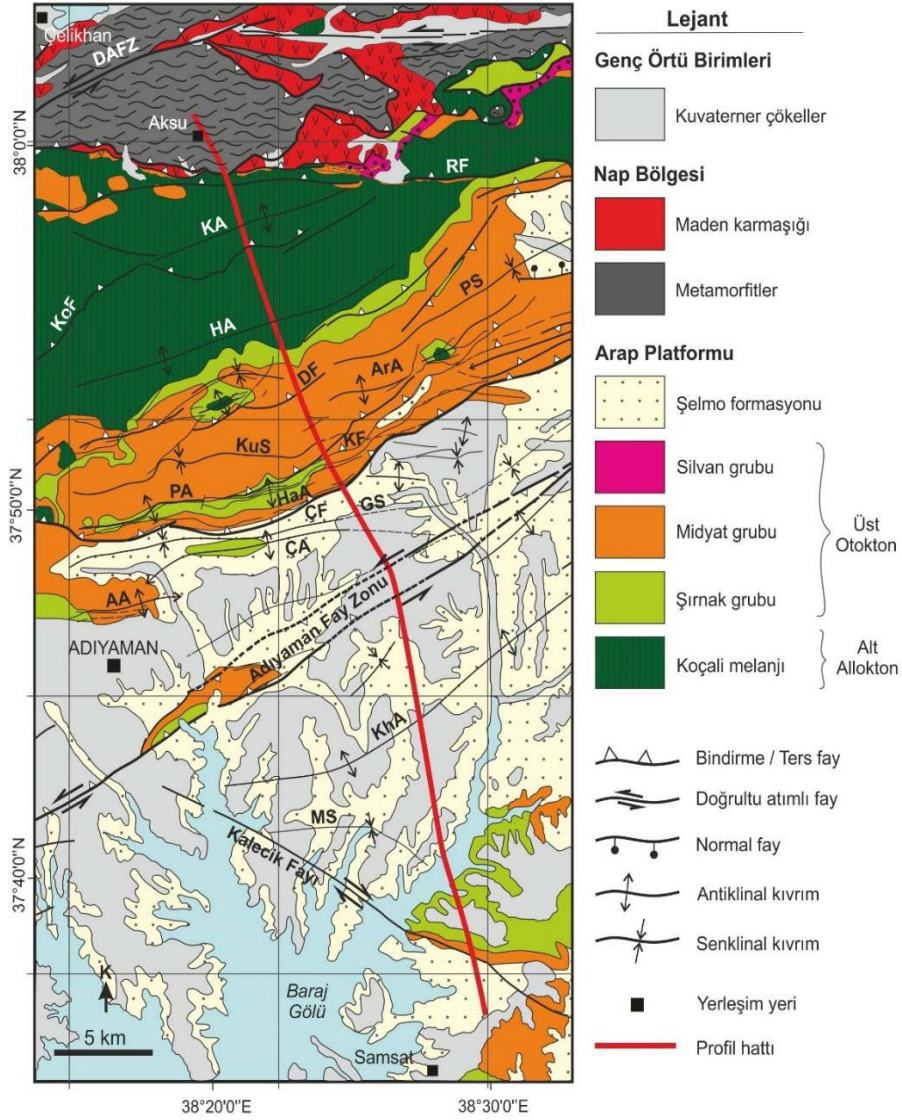
**Şekil 2.** (a) Güneydoğu Anadolu Orojenezinin sadeleştirilmiş bölgesel jeoloji haritası. (b) Orojenezin yapısal kuşaklarını gösterir jeolojik enine kesit. (Harita ve kesit Yılmaz, 1993'den düzenlenerek yeniden çizilmiştir).

**Figure 2.** (a) Simplified regional geological map of Southeast Anatolian Orogenic Belt. (b) Geological cross section showing the structural features of orogenic belt (Map and section modified from Yılmaz, 1993)

Yılmaz, 1981; Dewey vd., 1986; Yılmaz, 1990; 1993; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Gilmour ve Makel, 1996). Bu kapsamda Yılmaz ve Yiğitbaş (1991), GAO kuşağının yapısal karakterini göz önünde bulundurarak kuzeyden güneye doğru nap alanı, ekay zonu ve Arap Platformu olarak bölümlendirmiştir. Yine Yılmaz (1993) benzer sınıflamada bulunarak kuşağı önce (1) Kenet dağları ve (2) Arap Platformu olarak iki bölüme ve ardından da bu kesimleri alt bölümlere ayırmıştır (Şekil 2). Buna göre; nap bölgesi ve imbrike (ekay) zon kesimleri kenet dağları içerisinde belirtilirken üst otokton, alt allokton ve alt otokton kesimleri ise Arap platformu içerisinde tanımlanmıştır (Şekil 2) (Yılmaz,

1993). Yılmaz (1993) tarafından tanımlanan nap bölgesi GAO kuşağının kuzey kesimini oluşturmaktadır. Bu kesim kuşağın topoğrafik olarak en yüksek bölgesini temsil eder. Nap bölgesinin kuzey kesimi Toros kuşağının tektonik birlikleri ve havza çökeltileri ile güney kesimi ise ekay zonu ile sınırlanmaktadır. Nap bölgesi temelde farklı tektonik dilimlerin egemen olduğu yapısal kuşaktır. Buradaki tektonik dilimler büyük ölçüde bölgedeki ofiyolitik ve metamorfik kayalar ile temsil olmaktadır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991). Yılmaz (1993), Nap bölgesini; Alt nap ve Üst nap olarak iki ana nap paketine ayırır.





**Şekil 3.** Aksu-Samsat (Adiyaman) profil hattının bulunduğu alan ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Kısaltmalar: DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, RF: Recep Fayı, KoF: Koçali Fayı, KA: Küher Antiklinali, HA: Hoşikan Antiklinali, DF: Derinsu Fayı, PS: Polikan Senklinali, KuS: Kuyucak Senklinali, ArA: Artan Antiklinali, PA: Palanlı Antiklinali, KF: Kömür Fayı, HaA: Harun Antiklinali, ÇF: Çemberlitaş Fayı, GS: Gebeli Senklinali, ÇA: Çemberlitaş Antiklinali, AA: Adiyaman Antiklinali, KhA: Küher Antiklinali, MS: Mansur Senklinali)

**Figure 3.** Simplified geological map of Aksu-Samsat (Adiyaman) Profile Line and its environs (Abbreviations: DAFZ: East Anatolian Fault Zone, RF: Recep Fault, KoF: Koçali Fault, KA: Küher Anticline, HA: Hoşikan Anticline, DF: Derinsu Fault, PS: Polikan Syncline, KuS: Kuyucak Syncline, ArA: Artan Anticline, PA: Palanlı Anticline, KF: Kömür Fault, HaA: Harun Anticline, ÇF: Çemberlitaş Fault, GS: Gebeli Syncline, ÇA: Çemberlitaş Anticline, AA: Adiyaman Anticline, KhA: Küher Anticline, MS: Mansur Syncline)

Alt nap paketini yersel metamorfize olmuş ofiyolit topluluğu ile Maden grubu kayaları oluşturur. Ofiyolit topluluğu kayaları doğuda Cilo Dağları (Hakkâri) ile batıda Kızıldağ (Hatay) arasında farklı boyutlarda yüzeylemeler olarak orojenez kuşağı boyunca görülmektedir. Kızılkaya ve Berit metaofiyolitleri değişen oranlarda metamorfizma etkisinin görüldüğü ofiyolitik kayalardır (Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Robertson vd., 2006). Yılmaz ve Yiğitbaş (1991)'e göre, Kızılkaya metamorfiti olarak da tanımlanan birim yastık yapısı belirgin metalavlar ile metapelit ve metaçörtlerden oluşmaktadır. Berit metaofiyoliti ise belirgin metamorfizma etkisinde kalmış peridotit, gabro ve diyabazlar ile temsil olunur. Kuşak boyunca bu ofiyolitik kayaların doğu-güneydoğu uzantısı Neyriz (Iran) ve Umman ofiyolitleri, batı-güneybatı uzantısını ise Trodos ofiyolitleri (Kıbrıs) ile ilişkilendirilir (Robertson vd., 2006). Alt nap paketinin diğer kaya topluluğunu oluşturan Maden grubu, bölgede tektonik dilimler olarak sınırlı yüzeylemelere sahiptir (Yılmaz, 1993). Havza ömrü Orta Eosen ile sınırlı Maden grubu, sığ ve derin deniz sedimanter kayalar ve bunlarla ara seviyeli bazaltik lavlar ile temsil olmaktadır (Perinçek, 1979; Yazgan ve Chessex, 1991).

Nap bölgesinin Üst nap paketi bölgede geniş yüzeylemeleri bulunan metamorfik masiflerdir. Masif kayaları bölgede Bitlis, Pötürge, Malatya, Keban, Engizek ve Binboğa metamorfikleri olarak haritalanmıştır (Helvacı, 1983; Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Yılmaz vd., 1992; Yılmaz, 1993; Şahin ve Işık, 2010; Kaya, 2016). Protolitlerini Paleozoyik-Geç Kretase yaşlı ve büyük ölçüde sedimanter kayaların temsil ettiği bu metamorfikler ortak ilksel stratigrafik özelliğe sahiptirler (Yılmaz, 1993).

İmbrike zon ya da Ekay zonu, Nap bölgesi ile Arap Platformu arasında tanımlanan dar yapısal zondur. Zon, güneye yönelimli çok sayıda bindirme dilimleri ile temsil olmaktadır

(Karig ve Kozlu, 1990; Yılmaz, 1993). Bindirme dilimlerinin litolojilerini kalınlıkları ve yanıl geometrileri farklı olan metamorfik ve metaofiyolit ile Geç Kretase-Erken Miyosen yaşlı havza birimleri oluşturmaktadır. Zonu oluşturan tektonik dilimler, yaşlı birimlerin genç birimleri üzerlemesi ile temsil edilir. Ekay zonunun en alt tektonik dilimi Erken Miyosen yaşlı filiş fasiyesi birimleri (Hompur formasyonu) ile temsil olmaktadır. Bu dilimin üzerinde sırasıyla Oligosen yaşlı vahşi filiş (Alaçık formasyonu) ile Geç Eosen yaşlı molas çökellerinin (Savran formasyonu) oluşturduğu tektonik dilimler yer alır. Orta Eosen yaşlı lav ve piroklastiklerin oluşturduğu (Helete volkanitleri) tektonik dilim ise bu dilimleri üzerler. Ekay zonunun daha üst kesimlerinde Berit ofiyoliti, Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı havza kayaları ve metamorfiklerin oluşturduğu tektonik dilimler yer alır (Yılmaz, 1993).

GAO'nin güney kesimini Arap Platformunun litolojileri oluşturmaktadır. Bu kesimdeki kaya grupları üç yapısal litoloji paketi ile tanımlanmıştır. Bunlar; güneyden kuzeye doğru (1) Alt otokton istifi, (2) Alt allokon istifi ve (3) Üst otokton istifidir (Yılmaz, 1993).

Alt otokton istifi Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonat kayalar ile temsil olur. Paleozoyik birimleri bölgedeki sınırlı yüzeylemeler ve derin sondaj verileri ile farklı grup ve bunlar ile ilişkili formasyonlar altında tanımlanmıştır (Örn., Perinçek vd., 1991; Bozdoğan ve Ertuğ, 1997; Şenalp vd., 2018; Kara ve Işık, 2021). Formasyon litolojileri egemen olarak kırıntılı (kumtaşı, şeyl), daha az oranda ise karbonat kayalar (kireçtaşı, dolomit, marn) ile temsil olmaktadır. Kambriyen yaşlı Derik grubu, Derik bölgesinde (Mardin) Prekambriyen yaşlı volkano-sedimanter birim (Telbesmi formasyonu) üzerine uyumsuz olarak gelir (Ketin, 1964; Sungurlu, 1974; Bozdoğan ve Erten 1990; Karabulut vd., 1993; Perinçek vd., 1991). Grup, Ordovisiyen yaşlı Habur grubu tarafından örtülür. Üstte Silüriyen-Devoniyen yaşlı Diyarbakır grubu yer alır.

Diyarbakır grubunu üstte Geç Devonyen-Erken Karbonifer yaşlı Zap grubu üzerler. Paleozoyik istifinin en üst kesimini Permiyen yaşlı Tanin grubu oluşturur ve uyumsuz dokanakla örter. Alt otokton istifinin bu seviyeleri egemen karbonat litolojisine (kireçtaşı, dolomit) sahiptir. Tanin grubu üstte Erken Triyas yaşlı, yanal geçişli klastik ve karbonat kayalarının oluşturduğu Çığlı grubuna geçer. Çığlı grubu üstte Orta Triyas-Erken Kretase yaşlı Cudi grubu tarafından üzerlenir. Kalın karbonat kayalarının oluşturduğu Cudi grubu üstte Mardin grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Sungurlu, 1974; Özdemir ve Ünlügenç, 2013). Mardin grubunun tabanı bölgede kılavuz seviyesi olarak da tanımlanan kırmızı renkli kumlu kireçtaşı, kireçtaşı litolojilidir (Areban formasyonu) (Sinanoğlu ve Erkmen, 1980; Yılmaz vd., 1984; Erenler, 1989). Mardin grubu üste doğru büyük oranda karbonat kayalarının (kireçtaşı, dolomit, marn) oluşturduğu ve birbirleriyle farklı stratigrafik dokanak ilişkili formasyonlar (Sabunsuyu, Derdere, Karababa) olarak devam eder (Özkan ve Altiner, 2019, Özkan, 2021). Adıyaman grubu (Karaboğaz ve Sayındere formasyonları), Mardin grubu litolojilerini uyumsuz olarak örter. Karaboğaz ve Sayındere formasyonları yanal ve düşey geçişli olup formasyonların sedimantolojik özellikleri orojenezin kuzey kesimde gelişmeye başlayan naplaşma ile ilişkilendirilir (Örn., Perinçek, 1979). Adıyaman grubu üzerinde uyumlu dokanak ile Şırnak grubu (Kastel, Bozova formasyonları) yer alır.

Arap Platformunun Alt allokon istifini, ofiyolitik ve melanj kayalar olmak üzere iki ana gruba ayırmak olasıdır. Bölgede yaklaşık 6.000 m tektono-stratigrafik kalınlık gösteren bu birimler alttan üste doğru dört tektonik dilimle temsil olmaktadır. Bunlar Hezan grubu, Karadut karmaşığı, Koçali melanji ve ofiyolit napı olarak tanımlanır (Yılmaz, 1993). Hezan grubu, kendi içerisinde tektonik dilimlenme gösteren, Triyas-Erken Kretase yaşlı ve büyük oranda karbonat

kayalarından (kireçtaşı, dolomit, marn) oluşur (Fontaine, 1981). Hezan grubu üstte yoğun makaslanmış ve kaotik iç yapılı Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı sedimanter kayaların temsil ettiği Karadut karmaşığı tarafından tektonik olarak üzerlenir (Yılmaz, 1993). Karadut karmaşığının alt kesimi kireçtaşı, marn ve türbiditik kumtaşı litolojilidir (Şepker formasyonu). Üst kesimi ise moloz akma çökellerinin egemen olduğu filiş fasiyesi birimlerinden oluşur (Çiftehisar formasyonu). Koçali melanji, ofiyolitik melanj karakterinde olup bölgede yüzlerce metre kalınlıklarda ve geniş alanlarda yüzeylemeleri bulunmaktadır. Melanjın blokları ofiyolit kayalarıdır; bir kısım bloklar ise platform karbonatlarından türemedir (Yılmaz, 1993). Melanjın matriksi ise kireçtaşı, çörtlü çamurtaşı, radyolarit ve volkanit litolojilidir. Bu birimlere kumtaşı konglomera gibi diğer sedimanter kayalar da eşlik eder. Bu tektonik dilimler dışında Alt allokon istifinin diğer tektonik dilimini ofiyolit kütleleri oluşturmaktadır. Kızıldağ ve Cilo ofiyolitleri bu kütlelere iki tipik örnektir (Yılmaz, 1993).

Arap Platformunun Üst otokton istifi, geç Maestrihtiyen (Geç Kretase)-Senozoyik yaşlı birimler (Örn., Şırnak, Midyat, Silvan grubu) ile temsil olur. Bölgesel jeolojik özel öneme sahip Kastel formasyonu Şırnak grubunun alt kesimini temsil eder. Şırnak grubu daha güney kesimlerde Kastel formasyonundan litolojik ve iç özellikleri ile farklılık gösteren Bozova formasyonu olarak çökeler (Güven vd., 1991). Şırnak grubunun bu formasyonları, uyumsuz veya yanal ve düşey ilişkili olarak Maestrihtiyen yaşlı diğer formasyonları (Terbüzek, Besni, Garzan, Germav ve Sinan formasyonları) tarafından örtülür. Grubun üst kesimleri Paleosen yaşlı çökeller (Germav formasyonu) ile temsil olmaktadır. Şırnak grubunun üzerinde Eosen-Oligosen yaşlı Midyat grubunu oluşturan formasyonlar (Örn., Gercüş, Hoya, Gaziantep formasyonu) yer alır (Duran vd., 1988). Güneydoğu Anadolu'da geniş alanlarda yayımlı Midyat grubu büyük oranda karbonat



kayalarından (kireçtaşı, dolomit, killi kireçtaşı, marn), daha az oranlarda klastik kayalar ile evaporitlerden oluşmaktadır. Grubun altındaki birimler ile olan çoğu dokanağı uyumsuzdur. Arap Platformunun Miyosen yaşlı birimlerini denizel ve karasal Silvan grubu ile Şelmo formasyonu temsil eder. Üst otokton istifinin en genç birimlerini Geç Pliyosen yaşlı Lahti formasyonu ile Kuvaterner yaşlı gevşek çökeller ve volkanizma ürünleri oluşturmaktadır.

### **AKSU-SAMSAT (ADIYAMAN) PROFİL HATTI**

#### **Tektono-litostratigrafi**

Çalışmaya konu olan alanın litolojisi, GAO orojenezinin Nap bölgesi ve Arap Platformu içerisinde yer almaktadır (Şekil 2). Ekay zonu kesit hattı üzerinde yer almamaktadır. Metamorfitletler (Pütürge, Malatya metamorfitletleri) ve Maden karmaşığı Nap bölgesinin litolojilerini oluşturmakta ve inceleme alanının kuzeyinde yüzelemektedir (Şekil 3). İnceleme alanı içerisinde Arap platformunun bir kısım litolojileri yüzelemektedir. Platformun bazı birimleri ise bölgede petrol amaçlı açılmış (Örn., TPAO) derin sondaj kuyularında kesilmektedir.

#### **Arap Platformu otokton istifleri**

##### *Mardin grubu*

Adıyaman ve çevresinde erken Apsiyen-geç Santoniyen (Kretase) yaşlı kayalar, Mardin grubu olarak tanımlanır; grup alttan üste doğru Areban, Sabunsuyu, Derdere ve Karababa formasyonlarını kapsar (Çelikdemir vd., 1991; Yılmaz ve Duran, 1997; Özkan ve Altın, 2019) (Şekil 4). Grup litolojileri bölgede yüzelemekle birlikte inceleme alanı içerisinde daha genç birimlerce örtülüdür; açılan kuyu verilerine göre Mardin grubu Paleozoyik yaşlı birimler üzerinde yer almaktadır.

Grubun en alt formasyonunu oluşturan Areban formasyonu kırmızımsı, sarımsı, kahverengimsi renkli kumtaşı, mikritik kireçtaşı, şeyl litolojilidir. Üst seviyeleri kireçtaşı

litolojisine sahip olup tedrici olarak Sabunsuyu formasyonunun karbonat kayalarına geçer. Sabunsuyu formasyonu egemen olarak gri, sarımsı, bej renkli dolomit, dolomitik kireçtaşı litolojilidir. Bu kayalara ara seviyeli olarak kireçtaşları da eşlik eder. Bu formasyonların stratigrafik konumu ve fosil bulgularından formasyonların yaşları Apsiyen-Albiyen olarak belirlenmiştir (Erenler, 1989; Yılmaz ve Duran, 1997; Özkan ve Altın, 2019). Sabunsuyu formasyonunu üstte Derdere formasyonu sınırlar. Derdere formasyonu gri, bej, sarımsı renkli, ince- kalın tabakalı, fosilli kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı litolojilidir. Formasyonun yaşı yakın zaman çalışmada geç Albiyen-geç Turoniyen olarak yeniden tanımlanmıştır (Özkan ve Altın, 2019). Mardin grubunun en üst kesimini gri, bej renkli kireçtaşı, dolomitli, çörtlü kireçtaşı litolojili Karababa formasyonu oluşturur; formasyon litoloji ve iç özellikleri gözönüne alınarak üç üyeye ayırt edilmiştir (Görür vd., 1987). Stratigrafik konumu ve fosil içeriğine göre Karababa formasyonunun yaşı geç Turoniyen-geç Santoniyendir (Özkan ve Altın, 2019).

##### *Adıyaman grubu*

İnceleme alanının dışında yüzeylemeleri bulunan Adıyaman grubunu, Karaboğaz ve Sayındere formasyonları oluşturmaktadır (Perinçek vd., 1991; Yılmaz ve Duran, 1997). Grubun alt formasyonu olan Karaboğaz formasyonu genellikle koyu renkli, çörtlü, fosfatlı, yer yer glokonili ve organik maddece zengin karbonatlı kayalardan oluşur (Güven vd., 1991). Altında bulunan Karababa-C üyesini uyumsuz dokanakla örten Karaboğaz formasyonunun yaşı geç Santoniyen-erken Kampaniyendir (Özkan, 2021). Karaboğaz formasyonu, üstte Sayındere formasyonu tarafından uyumlu dokanakla üzerlenir. Gri, bej renkli çok ince-ince, üste doğu orta-kalın tabakalı fosilli killi kireçtaşlarının oluşturduğu Sayındere formasyonunun yaşı geç Kampaniyen olarak belirlenmiştir (Güven vd., 1991).

Kronostratigrafi			Litostratigrafi Birimleri		Litoloji				
Zaman	Sistem/Seri	Kat	Grup	Formasyon	Sembol	Açıklama			
SENOZOYİK	Kuvaterner					Çakıtaşı, kumtaşı			
						Bazalt			
	Pliyosen	Üst		(Lahti) Şelmo		Çakıtaşı, kumtaşı			
		Alt		Lice		Bazalt			
	Eosen - Oligosen	Miyosen	Alt	Silvan	Fırat		Şeyl, marn		
					Gaziantep		Kireçtaşı		
					Hoya		Kireçtaşı, dolomit		
					Gercüş		Çakıtaşı, kumtaşı		
	MESOZOYİK	Kretase	Paleosen	Şırnak	Germav	Üst	Kumtaşı, şeyl, marn, kireçtaşı		
						Alt			
Besni					Alt Germav	Kireçtaşı			
Terbüzek						Çakıtaşı, kumtaşı			
Karadut-Koçali					Kastel-Bozova	Allokton Birimler			
Kampaniyen					Adıyaman	Sayındere		Killi kireçtaşı	
						Karaboğaz		Çörtlü kireçtaşı	
Santoniyen					Mardin	Karababa	Karababa-C		Kireçtaşı
							Karababa-B		Çörtlü kireçtaşı
Koniasiyen						Karababa-A			
Turoniyen		Derdere	Üst Kısım		Kireçtaşı, dolomit				
Senomaniyen			Alt Kısım		Sferli kireçtaşı				
Albiyen		Sabunsuyu			Dolomit, kireçtaşı				
Apsiyen			Areban		Kumtaşı, şeyl, marn				
PALEOZOYİK	Kambriyen		Derik	Sosink		Kumtaşı, şeyl, siltaşı			

**Şekil 4.** Arap Platformunun Adıyaman ve yakın çevresindeki birimleri gösterir jeolojik kolon kesit. (Güven vd.1991'den değiştirilerek yeniden çizilmiştir)

**Figure 4.** Geological Columnar Section of Arabian Platform around Adıyaman and its vicinity (modified from Güven vd.1991)

#### Şırnak grubu

GD Anadolu'da geniş yayılımları olan Şırnak grubu, Kampaniyen-Paleosen yaşlı ve farklı çökel ortamı (karasal, geçiş, denizel) litolojiler ile temsil olur (Perinçek vd., 1991). Grup birbirleriyle yanal düşey ilişkili çok sayıda formasyon içermektedir; Kastel, Bozova, Terbüzek, Besni, Germav formasyonları Adıyaman ve çevresinde yayılımları olan ve grubu oluşturan formasyonlardır (Perinçek, 1978; Perinçek vd., 1991; Yılmaz ve Duran, 1997).

Kastel formasyonu ve yanal ilişkili Bozova formasyonu Şırnak grubunun alt kesimini oluşturur. Yeşilimsi, gri renkli marn, şeyl ve

kumtaşı litolojili Kastel formasyonu bazı kesimleri fliş fasiyesi özelliği gösterir (Robertson vd., 2016). Formasyonun inceleme alanındaki kuyularda kesilen kalınlıkları değişkenlik sunmaktadır. Kastel formasyonunu oluşturan sedimanların bir kısmı bölgede allokton konumlu Karadut karmaşığı ve Koçali ofiyolit melanjından türemedir (Günay, 1998). Formasyon, altında yer alan Sayındere formasyonu ile olan dokanağı uyumludur. Üst kesimi tektonik ya da stratigrafik dokanak olabilmektedir. Karadut karmaşığı ve Koçali ofiyolit melanji tektonik olarak Kastel formasyonunu üzerler; Terbüzek formasyonu

tarafından ise uyumsuz olarak örtülür (Günay, 1998). Bozova formasyonu, yeşilimsi gri renkli planktonik fosilli marn litolojilidir. Formasyon, altta Sayındere formasyonu ile üstte ise Germav formasyonu ile uyumlu dokanak ilişkilidir. Kastel ve Bozova formasyonlarının yaşları sırasıyla geç Kampaniyen-orta Maestrihtiyen ve geç Kampaniyen-erken Maestrihtiyen olarak öngörülür (Güven vd., 1991).

Terbüzek formasyonu ayırt edilebilir rengi ile karakteristiktir; kırmızı, bordo renkli silttaşı, çamurtaşı ile ardalanan kumtaşı ve çakıltaşı litolojili formasyonun çoğu kırıntıları altındaki Koçali ofiyolit melanjından türemedir (Şekil 5a). Bölgede Koçali ofiyolit melanjını ve Kastel formasyonunu uyumsuz olarak örter. Formasyon, güneye doğru incelenerek yok olur. Üzerine gelen Besni formasyonu ile uyumsuz dokanak ilişkili olarak kabul edilir (Şekil 5b). Formasyon içerisinde kayda değer bir fosil bulgusu bulunmamasına karşın stratigrafik ilişkisine göre alt-orta Maestrihtiyen yaşı olarak kabul edilir (Güven vd., 1991).

Besni formasyonu, inceleme alanının kuzey kesiminde KD-GB uzanımlı ve dar bir yüzeyleme olarak görülür. Kireçtaşının temsil ettiği formasyon, tabanda birkaç metre kalınlıkta ofiyolit çakıllı ve kumlu, sarı açık bej renkli kumlu kireçtaşları ile başlar; üstte doğru rudist, mollusk, alg ve mercan kavkaları ile iri bentik foraminiferlerden oluşan biyoklastik kireçtaşlarına geçer (Şekil 5b, c). Çalışma alanında üzerine gelen Germav formasyonu ile uyumlu dokanak ilişkilidir (Şekil 5d). Formasyonun yaşı orta-geç Maestrihtiyen olarak belirtilir (Güven vd., 1991).

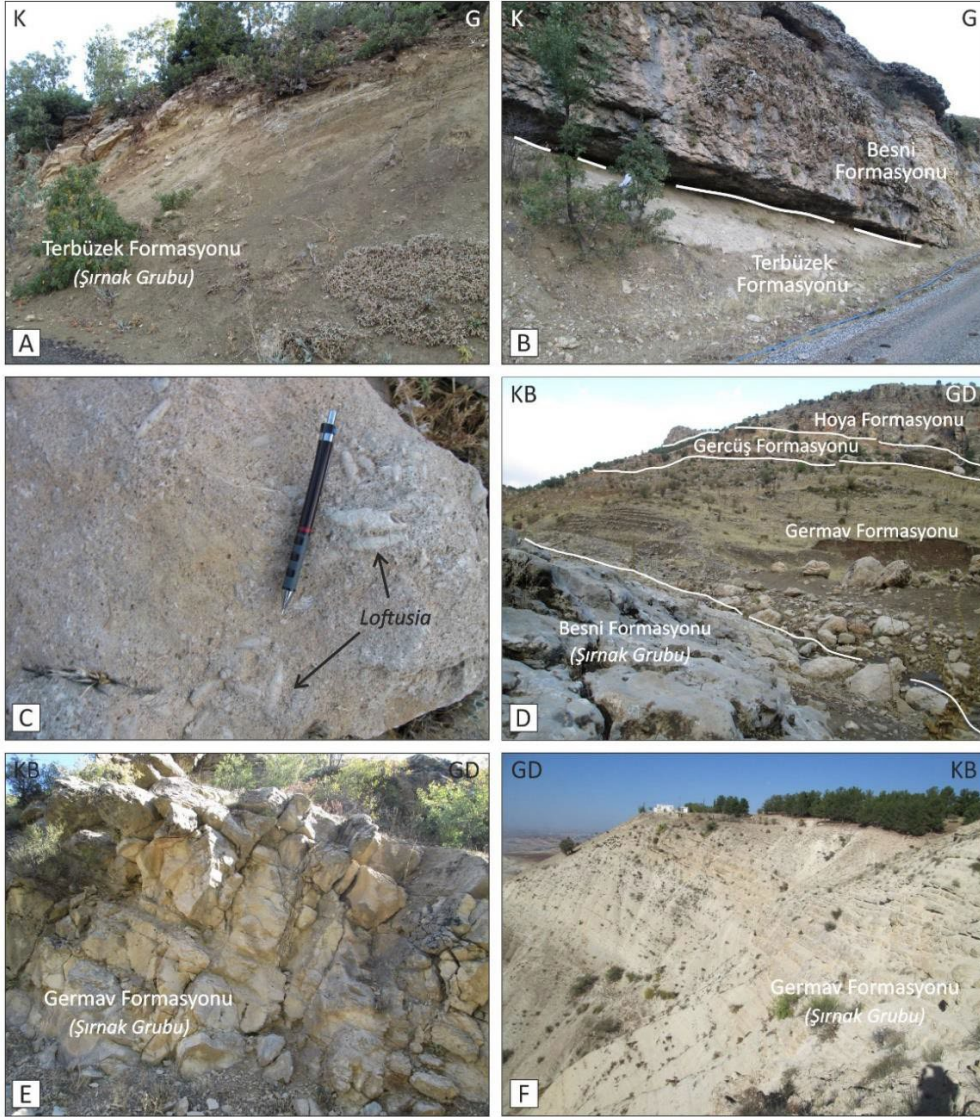
Germav formasyonu, GD Anadolu'da ve Türkiye dışında geniş yayılımlara sahiptir; inceleme alanında mercek geometri ve sınırlı yüzeylemeler olarak görülür. Formasyonun egemen litolojisini yeşilimsi gri renkli şeyl ile marnlarla ardalanan silt ve kumtaşları oluşturur (Şekil 5e, f); yer yer çakıltaşı ve kireçtaşı da

eşlik eder (Perinçek, 1979, Güven vd., 1991). Germav formasyonunun bölgede çok geniş yayılımlarda olması dokanak ilişkilerinde de farklılıklar gösterebilmektedir. Altta Besni formasyonu ile dokanağı inceleme alanında uyumludur. Çalışma alanı dışında batı-kuzeybatı bölgelerde ise uyumsuz dokanak ilişkilidir. Germav formasyonu, üstte Gercüş formasyonu tarafından uyumsuz dokanakla sınırlanır (Şekil 5d). Formasyonun yaşı orta Maestrihtiyen-Geç Paleosen olarak belirtilir (Güven vd., 1991).

#### *Midyat grubu*

Midyat grubu, GD Anadolu'da geniş yayımlı litoloji grubudur. İnceleme alanı içerisinde çoğu yüzeylemeleri KD-GB uzanımlı kuşak olarak bulunmaktadır (Şekil 3). Grup, Adıyaman ve çevresinde Eosen-Oligosen yaşlı Gercüş, Hoya ve Gaziantep formasyonlarını kapsar. Gercüş formasyonu çalışma alanı içerisinde ince seviye halinde Hoya formasyonunun tabanında yer alır (Şekil 5d). Formasyonun litolojisini tipik kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı oluşturur (Şekil 6a). İnceleme alanında, altında ve üzerinde yer alan birimler ile uyumsuz dokanak ilişkilidir (Şekil 5d); formasyonun yaşı Erken Eosen olarak öngörülür (Duran vd., 1988).

Hoya formasyonu belirgin topoğrafik özellikleri ile bölgede dikkat çekicidir. İnceleme alanında KB-GD uzanımlı ve genişçe yüzeylemeleri ile karakteristiktir. Formasyonun litolojisini kireçtaşı ve dolomitler oluşturur (Şekil 6b). Kireçtaşları ve dolomitler krem bej, kirli beyaz renkli, ince-orta-kalın, yer yer çok kalın tabakalı, fosilli (Şekil 6c) ve yer yer çörtlüdür. Hoya formasyonu altında yer alan Gercüş ve Germav formasyonları ile dokanağı belirgin ve uyumsuzdur (Şekil 6d, e); yine Koçali ofiyolit melanjını da uyumsuz olarak örter. Formasyonun yaşını Eosen-Erken Oligosen olarak belirlenmiştir (Duran vd., 1988; 1989). Gaziantep formasyonu bölgede geniş yayımlı, yumuşak topoğrafya oluşturması ve tebeşirli



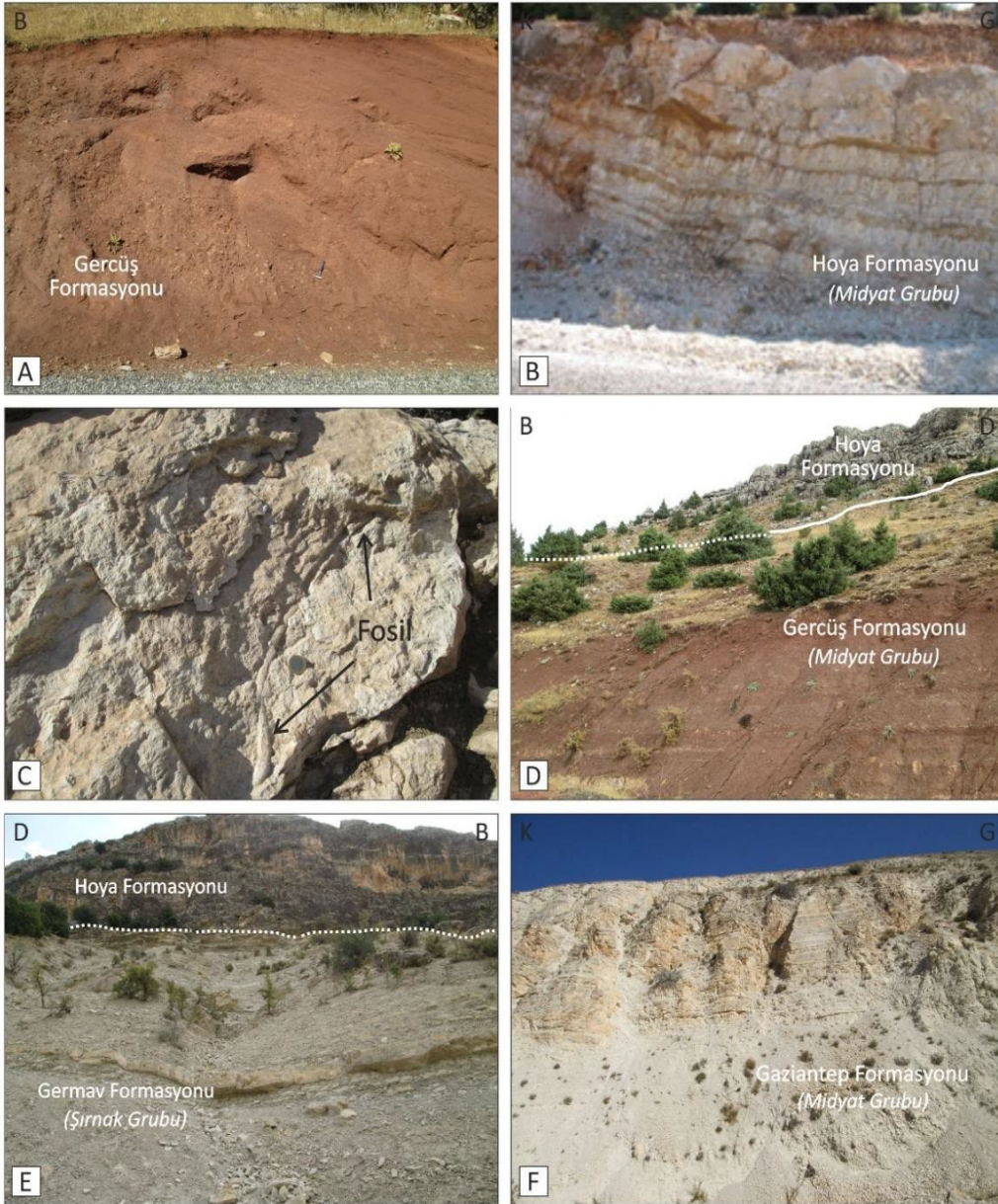
**Şekil 5.** Şırnak grubu litolojilerinin arazi görünümü. (a) Terbüzek formasyonu, (b) Besni ve Terbüzek formasyonlarının ilişkisi, (c) Besni formasyonu içerisinde fosilli kireçtaşı (loftusiyalı), (d) Şırnak ve Midyat gruplarının ilişkisi, (e) Germav formasyonu yakın, (f) Germav formasyonu.

**Figure 5.** Field photos of Şırnak Group lithologies (a) Terbüzek formation, (b) Besni and Terbüzek formations contact, (c) Fossiliferous (loftusia) limestone within Besni formation (d) Şırnak and Midyat Groups contact, (e) Close view of Germav formation, (f) Germav formation.

görünümü ile karakteristiktir. Formasyonun litolojisini beyaz, krem renkli, ince-orta tabakalı tebeşirli kireçtaşı ve marn ile mercek geometrili kireçtaşı, çört yumrulu kireçtaşı ve marnlar oluşturur (Şekil 6f).

Bazı seviyeleri bol fosillidir. Formasyonu altta Germav formasyonu ile geçişli, üstte Hoya formasyonu ile de uyumlu bir dokanak ilişkilidir. Gaziantep formasyonunun yaşı Erken Eosen-Geç Oligosen olarak belirtilmiştir (Duran vd., 1989).





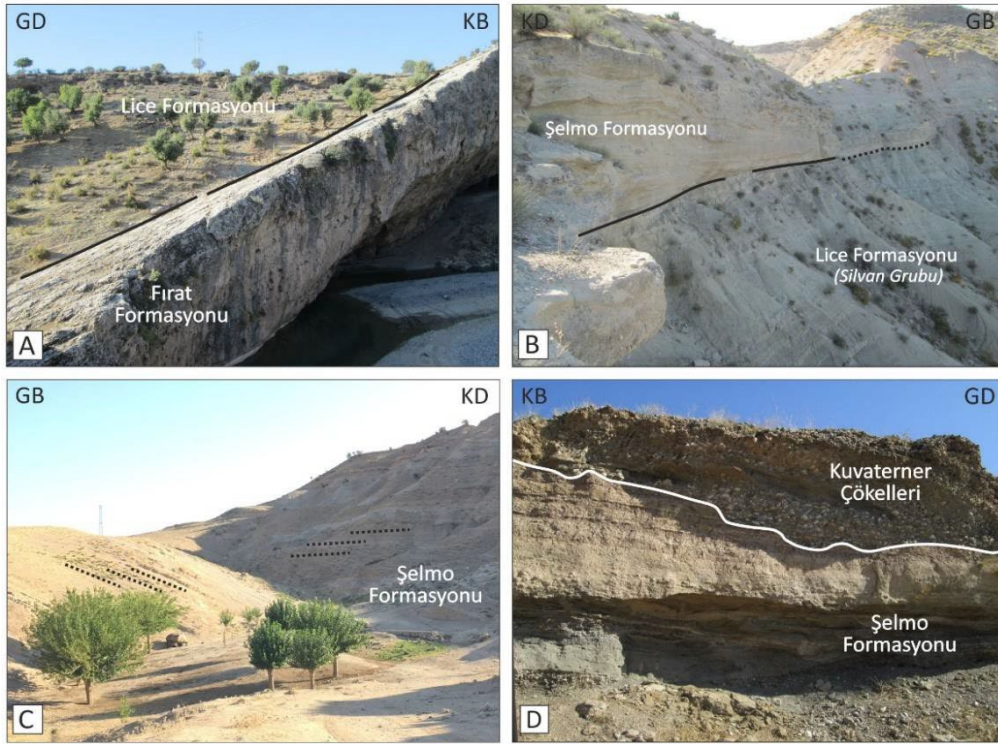
**Şekil 6.** Midyat grubu litolojilerinin arazi görünümü. (a) Gercüş formasyonu, (b) Hoya formasyonu, (c) Hoya formasyonu siğ denizel kireçtaşları, (d) Hoya-Gercüş formasyonları dokanak ilişkisi, (e) Hoya-Germav formasyonları dokanak ilişkisi, (f) Gaziantep formasyonu

**Figure 6.** Field photos of Midyat Group lithologies (a) Gercüş formation, (b) Hoya formation, (c) Shallow marine limestone of Hoya formation, (d) Hoya-Gercüş formations contact, (e) Hoya-Germav formations contact, (f) Gaziantep formation.

### Silvan grubu

Bölgede Fırat ve Lice formasyonları Silvan grubu olarak tanımlanır (Duran vd., 1988). İnceleme alanı içerisinde sınırlı yüzeylemelere sahip karbonat ve kırıntılı sedimanter kaya litolojilidir. Fırat formasyonu krem, bej, sarımsı

gri renkli, orta yer yer kalın tabakalı kireçtaşı litolojilidir (Şekil 7a). Kireçtaşları bol fosil ve fosil kavkaları (kırmızı alg, bryozoa, mercan, bentik foraminifer, ekinid, mollusk) içerir. İnceleme alanında Hoya formasyonunu uyumsuz olarak örter. Fırat formasyonunun Hoya formasyonu üzerine geldiği bölgelerde



**Şekil 7.** (a) Silvan grubu litolojilerinin arazi görünüşleri. (b) Lice – Şelmo formasyonları dokanak ilişkisi (c) Şelmo formasyonu, (d) Şelmo formasyonu ve Kuvaterner çökelleri ilişkisi

**Figure 7.** (a) Field photos of Silvan Group lithologies (b) Lice-Şelmo formations contact, (c) Şelmo formation, (d) Şelmo formation and Quaternary deposits contact.

Lice formasyonu genel olarak koyu gri renkli, ince tabakalı kumtaşı ara bantlı marn litolojili olmasına karşın bu birimlere beyaz, yeşilimsi beyaz renkli marn, şeyl ardalı birimler de eşlik eder, bazı seviyeleri fosil içeriklidir. Lice formasyonu Erken Miyosen yaşlıdır (Duran vd., 1989; Robertson vd., 2016). Silvan grubu bölgede Şelmo formasyonunun gevşek çökelleri ile uyumsuz olarak örtülür (Şekil 7b).

Ayrıca özellikle Lice formasyonunu bölgede metamorfik, ofiyolitik ya da metamorfik olmayan birimler, faylı dokanakla üzerler.

### Şelmo formasyonu ve Kuvaterner çökeller

Şelmo formasyonu inceleme alanında ve bölgede geniş alanlarda yayılımlara sahiptir. Kahverengi, yeşilimsi, kırmızımsı, kirli beyaz ve gri renklere konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ardalı birimler formasyonun egemen



litolojileridir (Şekil 7c). Bu litolojilere yer yer marnlar da eşlik eder. Şelmo formasyonunun kırıntıları o bölgede altında bulunan litolojilerden türeme olup yersel renk ve tane litolojileri değişkenlik gösterir. Altındaki birimleri uyumsuz olarak örten formasyon tipik karasal çökellerdir. Formasyonun üst kesimleri Lahti formasyonu olarak tanımlanmaktadır (Özel, 2001). Stratigrafik olarak üzeri Kuvaterner yaşlı alüvyon, alüvyal yelpaze ve yamaç molozu çökelleri ile örtülürken (Şekil 7d), bölgede yaşlı birimlerce tektonik olarak üzerlendiği mostralarda mevcuttur. Şelmo formasyonunun yaşı stratigrafik konumu ve bazı memeli fosillerinden Geç Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilir (Çoruh vd., 1997).

#### **Arap Platformu allohton birimleri**

##### *Koçali ofiyolit melanji*

İnceleme alanının kuzey kesiminde, KD-GB uzanımlı Koçali ofiyolit melanji geniş yüzeylemelere sahiptir. Koçali ofiyolit melanji, Triyas zamanında Toros ile Arap Platformları arasında oluşmaya başlayan Neotetis Okyanusunun güney kolunun ofiyolitik kaya toplulukları ile okyanusal havzada ofiyolitler üzerine çökelen derin deniz sedimanları ve tümseklerde gelişen sığ karbonat oluşuklarının tektonik sürüklenme sırasında karmaşık oluşturması ile bugünkü melanj karakterini kazanması sonucu oluşmuştur (Günay, 1998). Melanj, bu kayaların blok ve matriksinden oluşmaktadır (Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979). Arazide kendine has alacalı rengi ile karakteristik olan melanjin bloklarını serpantinize ultramafit ve mafitler (peridotit, gabro, diyabaz) oluşturmaktadır (Şekil 8a); yer yer Permiyen-Triyas yaşlı mafik volkanik kayaların eşlik ettiği kireçtaşı blokları da yer almaktadır (Yılmaz, 1993). Yılmaz (1993)'e göre bu bloklar ofiyolit yerleşimi sırasında Arap platformundan eklenmiştir. Melanjin matriksini ise sedimanter kayalar (radyolaritli çamurtaşı, çört, mikritik kireçtaşı) ve volkanitler (bazalt, aglomera) oluşturur (Perinçek, 1979; Yılmaz,

1993). Koçali ofiyolit melanji ters/bindirme fayların kestiği ve yersel yoğun makaslamanın görüldüğü bir iç yapıya sahiptir. Ofiyolit dizisinin aksine mafik-ultramafik kayalar yapısal olarak üst tektonik dilim olarak yüzeyleyken, volkanik ve sedimanter kayaların egemen olduğu kesimler ise tektonik dilimlenmenin daha alt seviyelerini oluşturur. Koçali ofiyolit melanjinin alt dokanağı tektoniktir. Üst dokanağı tektonik ilişki dışında yer yer çökel birimler tarafından uyumsuz olarak örtülür.

##### *Karadut karmaşığı*

Fliş fasiyesi özellikleri sunan Karadut karmaşığı, inceleme alanında yüzeylememekle beraber profil hattı boyunca derinlerde kalın istif özelliği ile dikkat çeker. Kuyu bilgileri ve sismik veriler kalınlığının oldukça değişken olduğunu ve tekrarlanmalı bir iç yapıya sahip olduğunu ortaya koyar; karmaşığın, alanda kalınlığı 2500 m'lere ulaşmaktadır. Karadut karmaşığı silisifiye, killi, konglomeratik kireçtaşları ile türbiditik çakıltaşı, çört, marn ve şeyl litolojisinden oluşur (Örn., Perinçek, 1979; Ketin ve Sungurlu, 1992). Bu birimler önceki çalışmalarda farklı formasyonlar altında tanımlanmaktadır (Örn., Sungurlu, 1973; Günay, 1998). Arap platformunu allohton olarak üzerleyen Karadut karmaşığı altında yer alan Kastel formasyonu ile tektonik dokanaklıdır (Günay, 1984; Perinçek, 1979); yine üzerinde bulunan Koçali ofiyolit melanji ile de tektonik ilişkilidir. Bölgede yer yer Terbüzek ve Hoya formasyonları tarafından uyumsuz olarak örtülür. Karadut karmaşığı fosil bulguları ile Senomaniyen-erken Turoniyen (Geç Kretase) yaşlı olarak belirtilir (Sungurlu, 1973; Perinçek, 1979).

#### **Nap bölgesi**

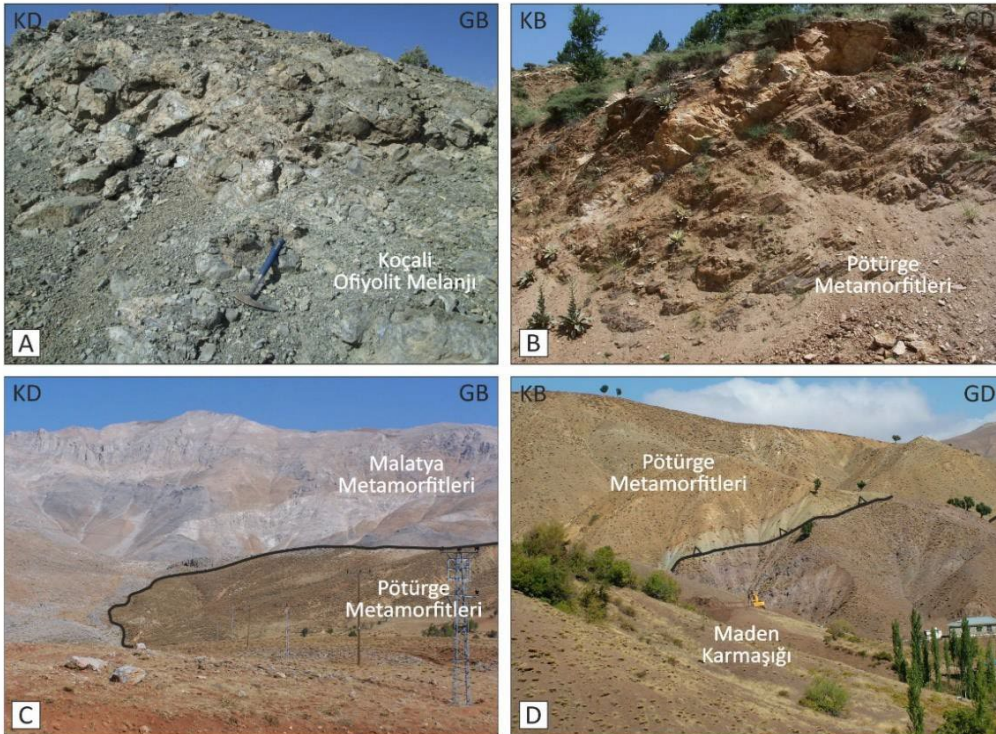
##### *Pötürge ve Malatya-Keban metamorfileri*

Metamorfik kayalar bölgede değişen geometrilerde geniş yüzeylemelere sahiptir. Yılmaz vd. (1992) bölgedeki Bitlis, Pötürge, Keban, Malatya, Engizek, Binboğa

metamorfizmasını birbirlerinin eşdeğeri olarak yorumlar. İnceleme alanı içerisinde Pötürge ve Malatya-Keban metamorfizmasını temsil eden kayalar yüzeylenmektedir. Bitlis metamorfizmasının batı uzantısı olarak değerlendirilen Pötürge metamorfizması özellikle kaya türü ve metamorfizma karakteri bakımından korele edilmektedir. Pötürge metamorfizmasının yaygın kaya türünü gnays ve sistler oluşturur (Şekil 8b). Bu kayalara amfibolit, kuvarsit ve az oranda mermerler eşlik eder (Şahin ve Işık, 2010). Erdem (1994)'e göre, Pötürge metamorfizması, ilerleyen amfibolit fasiyesi metamorfizması ile gerileyen yeşilşist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmiştir. Araştırmacı bu kayaların amfibolit fasiyesi metamorfizmadan etkilenmesini Maestrihtiyen döneminde İspendere ve Guleman ofiyolitlerinin üzerlemesine, yeşilşist

fasiyesi metamorfizmasının ise Orta Eosen'deki Maden kompleksinin volkanizması ile ilişkilendirmiştir. Şahin ve Işık (2010) Pötürge metamorfizmasındaki bölgesel ilerleyen metamorfizmanın üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarında ~700 °C sıcaklık ve 9 kbar basınç altında geliştiğini belirlediği indeks minerallerle belirtmiştir. Aynı çalışmada Pötürge metamorfizmasında böylesi metamorfizmanın ~25 km kabuk derinliğinde geliştiğine işaret edilir.

Keban-Malatya metamorfizmasında yapılan çalışmalar, bu kayaların Pötürge metamorfizmasının aksine düşük dereceli metamorfizma ile temsil olduğunu ortaya koyar (Kipman, 1981; Bingöl, 1984; Kaya, 2016). Bu metamorfizmanın egemen litolojisini mermer, kalkışist ile bunlar ile ara seviyeli amfibolitler oluşturur.



**Şekil 8.** (a) Koçali ofiyolit melanjı. (b) Pötürge metamorfizmaları, (c) Malatya metamorfizmaları Pötürge metamorfizmaları ilişkisi, (d), Maden karmaşığı Pötürge metamorfizmaları ilişkisi.

**Figure 8.** (a) Koçali Ophiolitic Melange. (b) Pötürge metamorphite, (c) Malatya - Pötürge metamorphite contact, (d), Maden complex - Pötürge metamorphite contact.

Kaya (2016)'ya göre Keban metamorfiteeri yeşil şist fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğramış Orta Devoniyen-Jura yaşlı platform tipi karbonat ve kırıntılı kayalardan oluşur. Malatya metamorfiteerinde tanımlanan mineral birliktelikleri metamorfiteerin ~500 °C sıcaklık ve 6 kbar basınç koşullarında metamorfizma olduklarını ve bu koşullara ~15 km derinliklerde ulaşıldığı belirtilmiştir (Şahin ve Işık, 2010). Bingöl (1984)'e göre, Malatya- Keban metamorfiteerlerinin metamorfizma yaşı Geç Maestrihtiyen öncesidir. Yazgan (1984), bölgede bilinen orojenik olaylar zinciri içinde ilk sıkışma hareketinin Turoniyende başladığı görüşünden hareketle bu metamorfiteerlerin olasılıkla Turoniyen-alt Maestrihtiyen (Senoniyen) zaman aralığında metamorfizmaya uğradığını belirtir. Yılmaz vd. (1987) ise metamorfizmanın ofiyolit naplarının yerleşimi ile olan ilişkisinden dolayı Üst Kretasede meydana geldiği yorumunu getirmiştir. Pek çok alanda Malatya metamorfiteeri Pötürge metamorfiteeri üzerinde tektonik dokanakla yer alır (Şekil 8c).

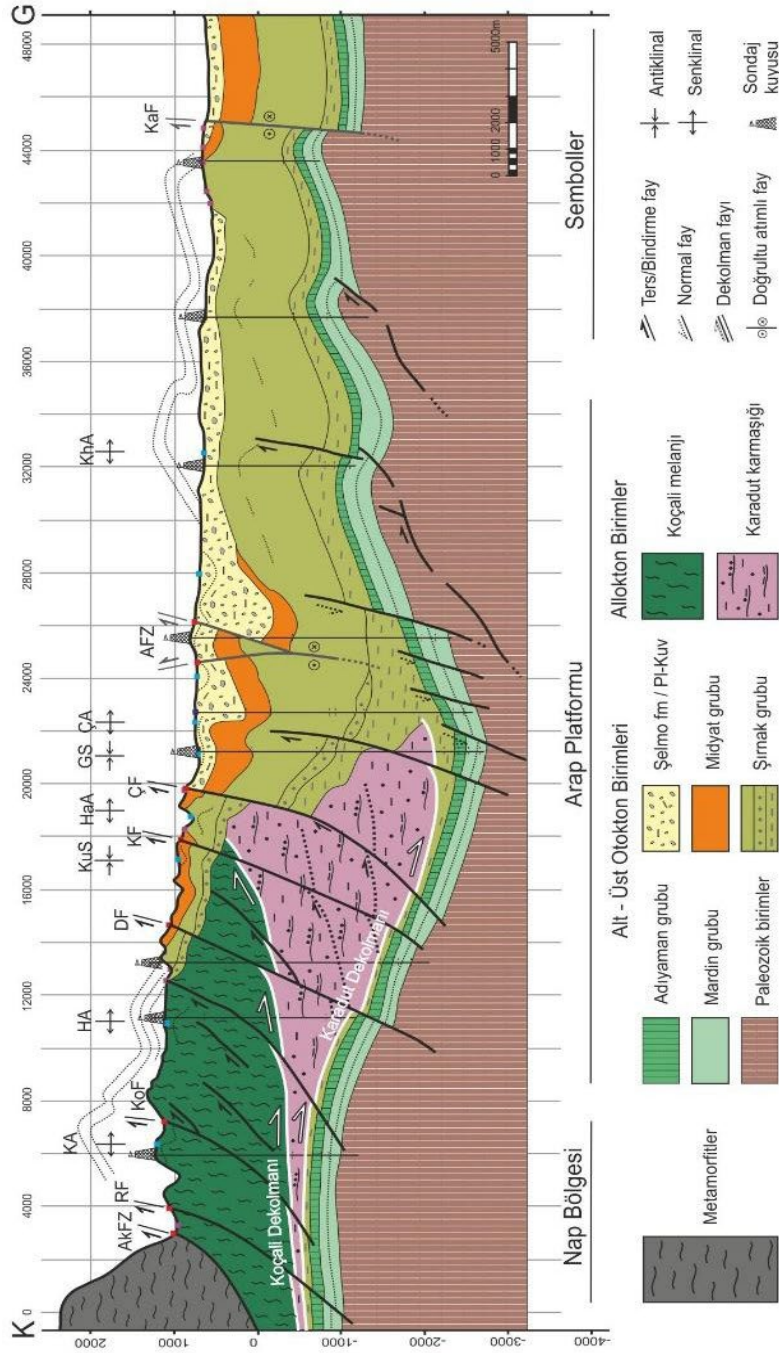
#### *Maden karmaşığı*

İnceleme alanının kuzey kesiminde değişen geometrielerde yüzeyleyen birim, alacalı rengi ve değişken topoğrafik görünümü ile tipiktir (Şekil 8d). Bazı çalışmalarda farklı formasyonlara ayırt edilerek tanımlanır (Örn., Aktaş ve Robertson, 1991; Yılmaz ve Yiğitbaş, 1991; Kaya, 2004). Maden karmaşığı bölgede değişen kalınlıklara sahiptir; 750 m yapısal kalınlığa ulaşan yüzeylemeleri bulunur. Birim yan ve düşey yönde sınırlı devamlılık gösteren Orta Eosen yaşlı volkanik ve sedimanter kaya birlikteliğinden oluşmaktadır (Şahin ve Işık, 2010). Maden karmaşığının egemen litolojisi çamurtaşı ve volkanit oluşturmaktadır. Bu kayalara ayrıca konglomera, kumtaşı, kireçtaşı birimleri de eşlik etmektedir. Volkanik kayalar (Örn., bazalt, dolerit, dasit) genelde bazik bileşimdedir. Deformasyon ve ilişkili metamorfizma nedeniyle bütün birimlerde çok düşük/düşük

dereceli metamorfizma görülmektedir (Şahin ve Işık, 2010). Alterasyon çoğu mostralalarında yaygınca gözlenir. Maden karmaşığının dokanak ilişkileri genelde tektoniktir (Perinçek, 1979; Kaya, 2004; Şahin ve Işık, 2010). Üstte Malatya ya da Pötürge metamorfiteerlerinin kayaları tektonik olarak üzerler (Şekil 8d). Bazı kesimlerde Pötürge metamorfiteerini uyumsuz olarak örter. Karmaşık, inceleme alanı dışında Guleman ofiyolitini uyumsuz olarak örterken bazı bölgelerde Erken Eosen yaşlı ve Hazar grubu olarak tanımlanan birimler ile Guleman ofiyolit dilimlerinde tektonik olarak üzerlenir (Kaya, 2004).

#### **Yapısal Özellikler**

GAO'nin Nap bölgesi ve Arap Platformu yapısal bölgelerini kesen Aksu-Samsat (Adıyaman) Profil Hattı bazı tipik jeolojik yapıları kapsamaktadır. Bu yapılar uyumsuzluk düzlemleri, kıvrımlar ve faylar ile temsil olmaktadır. Farklı ölçeklerdeki (mezoskopik, makroskopik, megaskopik) bu yapıların bazıları bölgede özellikle petrol arama amaçlı hazırlanan raporlarda isimlendirilmiştir (Şekil 3, 9). Fayların çoğu ters ve bindirme karakterli faylardır. Tüm önceki yapıları ve litolojileri etkilemiş genç fay/fay zonları ise doğrudan atımlı fay karakterindedir. Bir kısım havza çökellerini denetleyen ve/veya kesen sınırlı gelişime sahip normal faylar da olağandır (Şekil 9). Alandaki kıvrımlar dış bükey (semer) ve iç bükey (tekne) duruşları göz önünde bulundurularak antiklinal/antiform ve senklinal/sinform kıvrımlar olarak tanımlanmıştır. Açık kıvrımdan kapalı kıvrıma kadar değişen kıvrımların dalga boyları da birkaç yüz metreden birkaç km arasında (~300 m- ~4000 m) değişkenlik gösterebilmektedir. Kesit hattı büyük ölçüde antiklinal/antiform kıvrımların ile temsil olmaktadır. Bu kıvrımlar asimetrik karakterde olup bir kısmı bölgedeki faylanmalar ile ilişkilidir. Antiklinal/Antiform kıvrımlar harita görünümünde ayrı ayrı uzamış domumsu (kapalı antiklinal) biçimdedir; kıvrım eksen izleri



**Şekil 9.** Aksu-Samsat (Adıyaman) Profil Hattının enine kesiti (AFZ: Adıyaman Fay Zonu, KaF: Kalecik Fayı, AKFZ: Aksu Fay Zonu).

**Figure 9.** Geological cross section of Aksu-Samsat (Adıyaman) Profile Line (AFZ: Adıyaman Fault Zone, KaF: Kalecik Fault, AKFZ: Aksu Fault Zone).

ise kavilidir (Şekil 3). Bu eksenlerin bir kısmı faylar tarafından kesilmektedir. Çalışmanın bu bölümünde bu yapılar faylar ve kıvrımlar başlığı altında verilecektir. Buna ilaveten kesit hattı içerisindeki ana uyumsuzluklarda belirtilecektir.

#### *Uyumsuzluklar*

Harita alanı ve profil hattı boyunca bazı birimler uyumsuz depolanmalı dokanak ilişkilidir. Uyumsuzlukları, Paleozoyik birimler ile Mardin grubu, Arap Platformu allokton birimleri ile Şırnak grubu, Şırnak grubu ile Midyat grubu ve genç birimlerin diğer litolojiler arasındaki uyumsuzluk dokanaklar olarak ayırt etmek mümkündür.

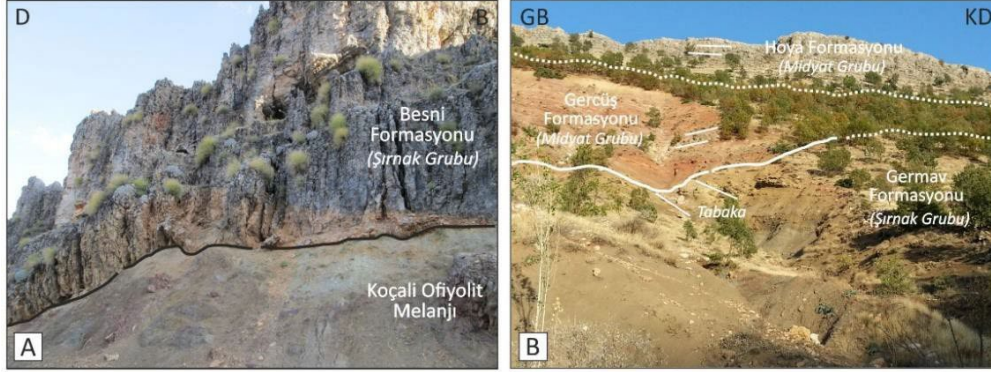
Paleozoyik birimler-Mardin grubu: Harita alanı ve yakın çevresinde görülen ana uyumsuzluk, Mardin grubu kayalarının Paleozoyik yaşlı birimler üzerine gelmesidir. Harita alanında Paleozoyik yaşlı birimler yüzeylenmemektedir; ancak bölgede açılan kuyularda Paleozoyik birimleri belirli kalınlıklarda kesilmiştir. Buna göre Mardin grubu kayalarının hemen altında kuvarsitik kumtaşı, kumtaşı, şeyl ardalanması ile temsil olan Kambriyen yaşlı (Sosink formasyonu) birimler tespit edilmiştir. Profil hattı boyunca Paleozoyik birimler, Kretase yaşlı Mardin grubu kayaları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4). Bölgedeki bazı yüzeylemeler de göz önünde bulundurularak birimler arası izlenen bu ana uyumsuzluk açısız uyumsuzluk olarak değerlendirilmiştir. Fontaine (1982)'e göre Adıyaman bölgesini de içine alan kesim, Mardin yükseliminin bir parçası olup bölgede Paleozoyik sonrası Kretaseye kadar geniş zaman aralığında çökelmezlik gelişmiştir.

Arap Platformu allokton birimleri-Şırnak grubu; Harita alanı içerisinde ve yakın çevresinde Koçali ofiyolit melanji üzerine Besni

formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 10a). Besni formasyonunun yaşı orta-geç Maestrihtiyendir. Bu veri ofiyolitik kayaların bölgeye bu zamandan önce yerleşmiş olduğunu ortaya koyar. Bölgede Besni formasyonu altında Şırnak grubunun diğer formasyonu Terbüzek formasyonu da bulunmaktadır. Alandaki kuyu verilerinden de belirlendiği üzere, çoğunluğu ofiyolitik kayalardan türeme kırıntılıların oluşturduğu Terbüzek formasyonu yine uyumsuz dokanakla Koçali ofiyolit melanji üzerinde yer almaktadır. Bu uyumsuzluk ilişkisi profil hattının belli kesimlerinde bulunmaktadır. Ofiyolit melanji ile Şırnak grubu arasındaki uyumsuz dokanak türü nankonformitidir. Profil hattı içerisinde yine Karadut karmaşığı, Şırnak grubu birimlerince uyumsuz olarak üzerlenir.

Şırnak-Midyat grubu; Germav formasyonu (Şırnak grubu) bölgesel olarak orta Maestrihtiyen-Geç Paleosen yaşlıdır. Bölgenin kuzey kesimlerinde Maestrihtiyen'de sığlaşma görülse de Paleosen yaşlı seviyelerin bulunmaması Gercüş formasyonu (Midyat grubu) öncesi çökelmezliğe işaret etmektedir. Sungurlu (1974) bölgedeki çalışmasında Gercüş formasyonunun konglomera ile başladığını ve Geç Eosen yaşlı transgresyon gelişimini ve Germav ile Gercüş formasyonları arasında açısız uyumsuzluğun varlığını belirtmiştir (Şekil 10b). Yine bölgede yapılan ÖSK tabanlı çalışmalar özellikle kuzey alanlarda Paleosen yaşlı birimlerin bulunmadığı yönündedir (Güven vd., 1988).





**Şekil 10.** (a) Koçali ofiyolitleri üzerine uyumsuzlukla gelen resifal Besni formasyonu kireçtaşları, (b) Şırnak grubu Germav formasyonu derin deniz çökelleri ile karasal kırmızı renkli Midyat grubu Gercüş formasyonu uyumsuzluk yüzeyi

**Figure 10.** (a) Besni formation limestones unconformably overlies Koçali ophiolitic melange, (b) Unconformity between the deep marine deposits of Şırnak group- Germav formation and red continental clastics of Midyat group – Gercüş formation.

Şırnak/Midyat grubu-Silvan grubu/genç çökeller; Fırat ve Lice formasyonları ile temsil olan Silvan grubu inceleme alanında sınırlı yayılımlardadır. Fırat Formasyonu, Midyat grubunu (Hoya formasyonu) uyumsuz olarak örter. Karasal Şelmo formasyonu ve Kuvaterner birimler kesit hattı boyunca yüzeyleşmiş Midyat ve Şırnak grupları kayalarını uyumsuz (açısal uyumsuzluk, diskonformite) olarak örter (Şekil 7d). Şelmo formasyonunun tabanı ile başlayan uyumsuzluk Güneydoğu Anadolu'da geniş alanlarda tanımlanan ana uyumsuzluktur.

#### Faylar

Faylar, orojenez kuşağının yaygın ana jeolojik yapılarıdır. Harita alanı ve profil hattı mezoskobik ve makroskobik ölçekte farklı fay gelişimine ev sahipliği yapmaktadır. Alan özellikle yay biçimli ya da kavisli bölgesel yaygınlığa sahip aralıklı ters/bindirme fayları ile temsil olmaktadır. Bu fayların önemli bölümü bölgesel ölçekte oluşmuş antiklinal ve senklinal kıvrım yapılarını kesmektedir (Şekil 3).

Makroskobik ölçekteki faylardan bazıları bölgede önceki haritalama çalışmalarında

adlandırma yapılarak belirtilmiş olmasına karşın (Örn. Perinçek vd., 1987) tanımsal özellikleri ile ilgili veriler oldukça sınırlıdır. Profil hattı boyunca görülen bazı faylar şunlardır: Koçali Dekolmanı (KD): İlk kez bu çalışmada kesit hattı boyunca bölgede derinlerde Koçali ofiyolit melanj kayaları ile Karadut karmaşığı ve Arap Platformunun diğer birimleri arasındaki düşük açılı yapısal dokanak için tanımlanmıştır. Koçali dekolmanı, profil hattının kuzey kesiminden itibaren güneye doğru yaklaşık 17 km uzanımlı düşük açılı bindirme fayıdır. Fay sınırı bölgedeki kuyu verilerinden yaklaşık olarak çizilmiştir. Koçali dekolmanı bölgesel sıkışma rejiminin ürünü olup bindirme sistemlerine özgü taban fayı konumundadır; profil hattı boyunca Koçali dekolmanı Karadut dekolmanı ile kökensel ilişkilidir Recep, Kömür ve Çemberlitaş fayları tarafından kesilir (Şekil 9).

Karadut Dekolmanı (KaD): Profil hattı boyunca derinlerde Karadut karmaşığı ile Arap Platformunun diğer birimleri (büyük ölçüde Şırnak, yersel Adıyaman grupları) arasındaki düşük açılı yapısal dokanak Karadut dekolmanı olarak adlandırılmıştır (Şekil 9). Profil hattının kuzey kesiminden itibaren güneye doğru



yaklaşık 23 km yanal uzanıma sahip dekolman boyunca Karadut karmaşığı kayaları Kastel formasyonu (Şırnak grubu) üzerinde yer alır.

Derin sondajlardan elde edilen bulgular ile çizilen dekolman dokanağı antiformal/sinformal geometridir (Şekil 9). Koçali dekolmanı gibi Karadut dekolmanı da bölgedeki bazı ters/bindirme fayları ile bağlantılıdır.

**Aksu Fay Zonu Fayı (AkFZ):** Harita alanının kuzey kesimi, Nap bölgesi ile Arap Platformunun otokton-allokon konumlu litolojilerinde yapısal gelişimin iyi görüldüğü alandır. Bu kesim egemen olarak farklı yanal uzanımlı ters ve bindirme faylar ile temsil olmaktadır. Bu fayların bir kısmı önceki çalışmalarda adlanarak haritalanmasına karşın (Örn., Miyosen bindirmesi, kenet kuşağı) ayırt edilmesinde ve tanımlanmasında önemli belirsizlikler bulunmaktadır. Aksu Fay Zonu tanımlaması ilk kez bu çalışmada harita alanındaki GAO içerisinde Nap bölgesi olarak tanımlanan yapısal zon ile Arap Platformu litolojileri arasındaki dokanağı temsil etmektedir. Bu bakımdan, ters/bindirme fay karakterindeki Aksu Fay Zonu, alandaki Miyosen döneminde gelişmiş faylanmaları temsil eder (Şekil 11a). Bu kesimdeki fayların yanal uzanımları birkaç yüz metre ile birkaç km arasında değişmektedir; zonun genişliği 500 m'ye ulaşmaktadır.

**Recep Fayı (RF):** Recep fayı harita alanı içerisinde yaklaşık D-B ve DKD-BGB uzanımlı ters/bindirme fay karakterli faydır. Bölgede petrol amaçlı hazırlanan raporlarda fay sınırlı tanımlama ile Recep bindirmesi olarak adlanmıştır (Örn., Aksu ve Mülâyim, 2015). 30 km'den fazla uzunlukta olan fay, batı uzanımında yüksek açılı ters fay karakterinde iken, doğu kesimi daha düşük açıda olup bindirme fay özelliği sunmaktadır. Recep fayı boyunca Koçali ofiyolitli melanaj kayaları Miyosen-Kretase yaşlı Silvan, Midyat ve Şırnak grubu litolojileri üzerinde yer alır (Şekil 3, 11b). Fay, kuzey ve kuzeybatıya eğimli olup kesit

hattı boyunca derinlerde daha düşük açılarda taban fayı olan Koçali dekolmanını keser; fayın derinlerde uzanımı paleozoyik birimlerine kadar ulaşır ve bölgenin kuzey kesimini yükseltir (Şekil 9). Harita alanı içerisinde Recep fayı boyunca erken Miyosen yaşlı Lice formasyonu (Silvan grubu) üzerine ofiyolitik kayaların gelmesi Recep fayının göreceli olarak orta Miyosen yaşlı olduğunu ortaya koyar. Buna göre ters/bindirme fay karakterindeki Recep fayının, Neotetis Okyanusunun güney kolunun Miyosendeki tamamen kapanmasıyla ilişkili olarak gelişmiş bir yapı olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

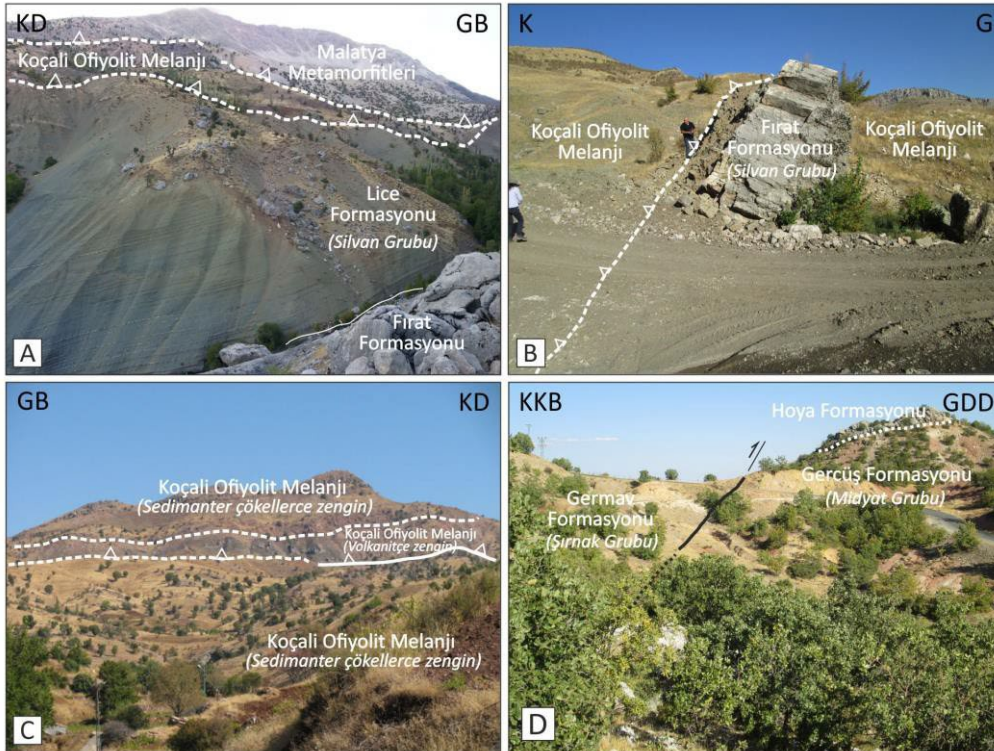
**Koçali Fayı (KoF):** Ofiyolitli melanaj kayalarını kesen Koçali fayı, kuzeydoğu-güneybatı genel uzanımına ve kavisli fay geometrisine sahiptir. Genelde kuzeye eğimli fay, ters fay karakterinde olup, bölgede yaklaşık 30 km yanal uzanımlıdır. Öncel çalışmalarda Koçali bindirmesi olarak adlandırılmıştır. Koçali ofiyolit melanaj kayalarının Koçali sedimanter melanaj kayalarının üzerine yerleşmesi ile temsil olmuştur (Şekil 11c).

**Derinsu Fayı (DF):** Derinsu fayı, Arap Platformunun üst otokton kayalarının içerisinde gelişen yüksek açılı faydır. KD-GB doğrultulu ve yaklaşık 5 km uzunluğundaki fay, güneybatı uzanımında kavislenerek alandaki diğer yüksek açılı başka bir faya bağlanır. Fay yüzeyinin ve yersel kayma düzlemlerinin görüldüğü kesimlerde elde edilen ölçümlerde fayın doğrultusu  $K45^{\circ}$ - $65^{\circ}$ D, olup kuzeybatıya eğimlidir (Şekil 11d). Düzlemin eğimi  $70^{\circ}$  ile  $80^{\circ}$  arasında değişmektedir. Profil hattında Hoya formasyonunu kesmekle birlikte güneybatı uzanımında Gercüş ve Hoya formasyonlarını karşı karşıya getirir. Kayma düzlemi verileri Derinsu fayının en son hareketinin ters fay bileşene sahip doğrultu atımlı fay karakterinde olduğuna işaret eder. Bölgesel yer altı verileri fayın derinlerde Paleozoyik birimlerini de kestiğini ve kuzey bloğun göreceli olarak daha yüksek olduğunu göstermektedir.

**Kömür Fayı (KF):** Kömür fayı ve hemen güney doğusunda Çemberlitaş fayı üst otokton kayalarını ve genç çökelleri kesen faylardır. Geometrileri itibarıyla her iki fay birbirlerine paralel, yarı paralel fayların oluşturduğu fay zonudur. Kömür fayı KD-GB uzanımlı ve kavisli geometriye sahiptir. Fay izi çoğu yüzeylemelerde Hoya formasyonunu kesmektedir. Kireçtaşlarında kayma düzlemlerinin korunduğu alanlarda dike yakın ve kuzeye eğimli faylanmanın sol yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu belirlenmiştir. Fay boyunca Hoya formasyonu Şelmo formasyonu üzerine geldiği gibi Şırnak grubu kayaları ile Hoya formasyonunun birimleri de karşı karşıya gelmiştir (Şekil 12a). Harita alanından fay zonu yaklaşık 20 km takip edilebilmektedir. Hem kuzey kesiminde hem de güney kesiminde fay ve fay izlerine yaklaşık

paralel ve verev uzanımlı antikalinal ve senkinal gelişimleri bulunmaktadır. Kömür fay zonu saç örgüsü benzeri ya da ana fay-tali fay geometrisini temsil eden fay deseni göstermektedir.

**Çemberlitaş Fayı (ÇF):** Çemberlitaş fayı kavisli bir geometrisi nedeniyle yersel doğrultusu değişse de egemen uzanımlı KD-GD doğrultulu ve kuzeye eğimlidir (Şekil 12b); Kömür fay zonuna benzer özellikte olup harita alanı içerisinde ve yakın çevresinde zonu oluşturan fay izleri yaklaşık 40 km takip edilmektedir. Çemberlitaş fayı kuzeydoğu uzanımında Kozağaç fayı ile birleşir. Birbirine paralel ya da birbirlerine bağlanan ters fay karakterli fay zonu çoğu yüzeylemelerinde Hoya formasyonu kayalarını Şelmo formasyonu veya Kuvaterner çökelleri üzerine getirir (Şekil 3, 9).



**Şekil 11.** İnceleme alanı içerisindeki fay zonları ve fayların arazi görünüşleri (a) Aksu fay zonu, (b) Recep fayı, (c) Koçali fayı, (d) Derinsu fayı

**Figure 11.** Field photos of faults and fault zones within the studied area. (a) Aksu fault zone, (b) Recep fault, (c) Koçali fault, (d) Derinsu fault.

Harita üzerinde Kömür, Çemberlitaş ve Kozağaç ana ve ikincil fay izleri birlikte yanal devamlılığı uzun, saç örgüsü geometrisinde fay zonu özelliği sunmaktadır. Adıyaman fay zonunun kuzeyinde ikinci ana bir fay zonu özelliğindedir. Bu zon sönmelenmekte gibi görünmekle birlikte Kahta Çayı sedimanlarının altından devam ederek doğrultusunu değiştirmeden karşıya geçmekte, Cendere antiklinalinin kuzeyinde devam etmektedir. Yapılan kesitte görüldüğü üzere Çemberlitaş fayı kuzeyinde Germav formasyonu oldukça incelikli (Şekil 9). Bu da fayın Paleosen sonunda aktive olduğunu ve kuzey kesimleri yükselttiğini göstermektedir.

Adıyaman Fay Zonu (AFZ): Adıyaman Fay Zonu aktif olup bölgede Doğu Anadolu Fay Zonuna (DAFZ) yaklaşık paralel gidişli doğrultu atımlı bir fay zonudur. Palu (Elazığ)-Besni (Adıyaman) arasından yaklaşık 210 km uzunluğa sahip zon, kuzeydoğu uzanımında DAFZ'na bağlandığı için bu zonun kolu olarak tanımlanmıştır (Perinçek vd., 1987). Önemli ölçüde morfolojik özellikler ile karakterize olan Adıyaman fay zonu KD-GB uzanımına sahiptir. Kayma düzlemlerinin görüldüğü kesimlerde zonun sol yanal doğrultu atım karakteri tipiktir. Zonun en belirgin özelliklerinden biri de harita alanı içerisinde Adıyaman'ın güneydoğusunda Alıdağ'da oluşturduğu yapısal ve morfolojik fay karakteristiğidir (Şekil 12c). Alıdağ çiçek yapısı olarak adlanan bu fay yapısı güneydoğuya ve kuzeybatıya eğimli ters fay bileşeni olan doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Fay izleri boyunca Şırnak ve Midyat grubu kayaları belirgin topografya ile Şelmo formasyonu ve Kuvaterner çökellerini karşı karşıya getirir. Fay kolları arasında kalan Şırnak ve Midyat grubu kayaları yoğun kıvrımlanma sunar; kıvrımlanma az çok genç çökellerde de gelişmiştir. Altta Mardin grubu beklenenin aksine tüm sistemle yükselmemiş batı bloğa göre çok daha düşük seviyede kalmıştır.

Kalecik Fayı (KaF): Harita alanı içerisinde Adıyaman Fay Zonu ile eşlenik geometride olan Kalecik fayı KB-GD uzanımlıdır (Şekil 3). Literatürde Samsat fayı olarak da tanımlanan Kalecik fayı sağ yanal doğrultu atımlı fay alandaki tüm birimleri kesmekte olup DAFZ'nin X (makaslama) kırığı olarak yorumlanır. Fay boyunca yer değiştirme miktarının 500 m ve üzeridir.

#### Kıvrımlar

Küher Antiklinali (KA): Koçalı ve Recep fayları arasında yer alan antiklinal, KD-GB uzanımına sahiptir; antiklinalin yanal uzanımı yaklaşık 12 km civarındadır. Antiklinal üzerinde açılan kuyu bilgileri Mardin grubunu oluşturan karbonat kayalarının da kuzeyde yüksek seviyelerde olduğunu göstermiştir.

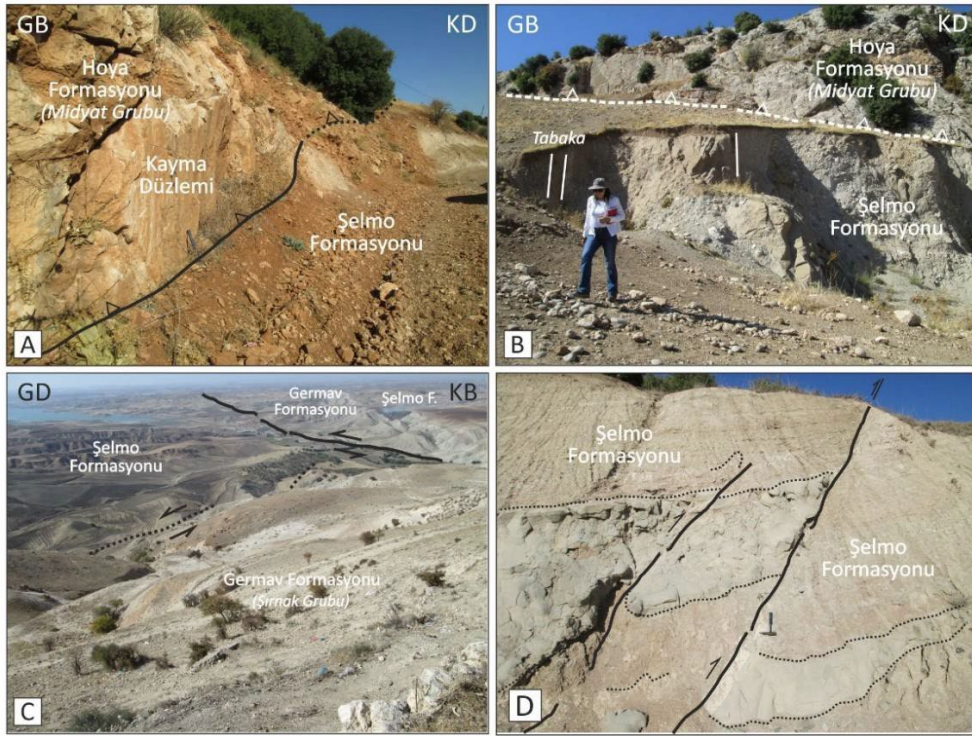
Hoşikan Antiklinali (HA): Harita alanında Küher ve Palanlı antiklinalleri arasında Koçalı ofiyolitli melanj içerisinde gelişen kıvrım yapısıdır; Küher antiklinali yaklaşık 18 km uzanıma ve 4 km genişliğe sahiptir.

Kuyucak Senklinali (KuS); Hoşikan ve Palanlı-Harun antiklinalleri arasında gelişen Kuyucak senklinali yaklaşık doğu-batı uzanımlıdır; kavisli kıvrım eksen izi sunan senklinal yaklaşık 15 km takip edilebilmektedir (Şekil 3).

Palanlı-Harun Antiklinali (PA- HaA): Kömür fayı ile Çemberlitaş fayı arasında gelişen batısı Palanlı antiklinali (yaklaşık 2 km) doğuya doğru devam eden kısmı ise Harun antiklinali (yaklaşık 8 km) olarak adlandırılan yapı harita üzerinde Germav formasyonu içerisinde yer alsa da antiklinal çekirdeğinde Terbüzek, Besni formasyonları da arazide izlenebilmektedir. K 85 D eksenine sahip yapının özellikle güney kanadında bulunan Besni formasyonunu oluşturan kireçtaşları antiklinal kanadında 80-85 derece eğime sahiptir.

Gebeli Senklinali (GS): Şelmo formasyonu içerisinde gelişen kıvrım yapısıdır. Çemberlitaş fayı ile Çemberlitaş antiklinali arasında yer alan Gebeli senklinalinin eksen Şelmo formasyonu içerisinden geçmektedir. Senklinal içerisinden alınan ölçümlerde kuzey kanadının 70-80 derece eğimli güney kanadının ise 60-70 derece eğimli olduğu belirlenmiştir. Senklinal içerisinde açılan kuyular Mardin grubunu oluşturan karbonat kayaların, güney kesiminde yer alan antiklinal üzerinde açılanlara göre daha düşük seviyelerde olduğunu ortaya koymaktadır.

Çemberlitaş Antiklinali (ÇA): Yaklaşık D-B uzanımlı, batıya dalımlı Çemberlitaş antiklinalinin çekirdeğinde Hoya formasyonu (Midyat grubu) yüzeylenmiştir. Yüzeyde izlenen antiklinal yapı derinde de Mardin Grubunun antiklinal yapısının oluşumuna



**Şekil 12.** İnceleme alanı içerisindeki fay zonları ve fayların arazi görünüşleri (a) Kömür fayı, (b) Çemberlitaş fayı, (c) Adıyaman fay zonu, (d) Kuvaterner fayı

**Figure 12.** Field photos of faults and fault zones within the studied area (a) Kömür fault, (b) Çemberlitaş fault, (c) Adıyaman fault zone, (d) Kuvaterner fault.

neden olmuştur. Bölgede alınan sismik kesitler yapıyı belirgin olarak ortaya koymaktadır.

Karahüyük Antiklinali (KhA): Şelmo formasyonu ile kaplı olan güney alanda bulunmaktadır. Sismik kesitlerde Şelmo formasyonunun altında yüksek rölyefe sahip kıvrım oldukça belirgin şekilde izlenirken arazide daha düşük topografya ile görülmektedir.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

### Çökel Evrim Ve Paleocoğrafya

Alp-Himalaya Orojenezinin bir parçasını oluşturan Güneydoğu Anadolu Orojenezini Neotetis Okyanusunun güney

kolunun kapanması ve Anatolid-Torid Bloğu/Platformu ile Arap Platformunun çarpışmasını temsil eder (Örn., Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz 1993). Arap Platformunun litolojisini alta kristalen temel kayalar (Arabo Nubjan Kalkanı) ile bu kayaları uyumsuz olarak üzerleyen Paleozoyik- Senozoyik yaşlı sedimanter birimler oluşturur. Kretase döneminde Arap Platformunun güneybatı kesimleri kara alanı (Arabo Nubjan Kalkanı) olarak yüzeyde bulunurken platformun kuzey, kuzeydoğu ve doğuya doğru olan kesimleri şelf, kıta yamacı, kıta yükselimi ve derin deniz havza ortamları ile temsil olur (Örn., Harris vd., 1984). Güneydoğu Anadolu, Arap Platformunun kuzey kesimini oluşturur.

İnceleme alanı ve yakın kesiminde yüzeyleyen kayalar, büyük ölçüde Arap Platformunun Mesozoyik (Kretase) (Karadut karmaşığı, Mardin, Adıyaman, Şırnak grubu) ve Senozoyik (Midyat, Silvan grubu, Şelmo formasyonu) yaşlı birimleridir. Bölgedeki allohton konumlu kayalar Anatolid-Torid Platformu (Pötürge-Malatya ve Keban metamorfileri, Maden karmaşığı) ile Neotetis Okyanusunun okyanusal kabuk kayalarıdır (Koçalı karmaşığı).

Kretase döneminde Güneydoğu Anadolu bölgesi tümüyle kuzeye bakan, genel anlamda pasif kıta kenarı ve şelf ortamı karakterindedir (Çelikdemir vd., 1991) (Şekil 13). Kretase dönemi istiflerinin bir bölümü Mardin grubu kapsamında tanımlanır. Mardin grubu, petrol sistemi içerisinde potansiyel özelliği nedeniyle çeşitli araştırmalara konu olmuştur (Örn., Perinçek, 1980; Çelikdemir vd., 1991; Demirel ve Güneri, 2001; Robertson vd., 2016; Mülayim vd., 2016; Özkan ve Altınar, 2019). İnceleme alanı ve çevresinde Paleozoyik yaşlı birimleri (Derik grubu) Mardin grubu ile uyumsuz olarak örtülür (Şekil 9, 13). Karbonat platformunda çökelmiş, karbonat ve alt seviyelerinde sınırlı ara seviyeli klastik kayalar ile temsil olan Mardin grubu farklı formasyonların (Areban, Sabunsuyu, Derdere, Karababa formasyonu) oluşturduğu üç ana devreselliğe sahiptir (Çelikdemir vd., 1991). Buna göre grubun ilk devreselliği, transgresyon ile erken Apsiyen yaşlı Areban formasyonunun Paleozoyik yaşlı birimler üzerine çökmesidir. Litoloji (kumtaşı, mikritik kireçtaşı, şeyl) ve stratigrafik özelliği bu birimlerin plaj, kıyı/gel-git düzlüğü ortam koşullarında geliştiğine işaret eder. Bu kayalar üste doğru tekdüze

görünümlü karbonat kayalarının (dolomit, mikritik kireçtaşı) oluşturduğu Sabunsuyu formasyonuna geçer. Erken Albiyen-geç Albiyen yaşlı Sabunsuyu formasyonunun çökel özelliği, formasyonun gel-git altı/lagün-sığ deniz ortamda geliştiğini ortaya koyar.

Mardin grubunda ikinci transgresyon olayı Albiyen sonu gelişmiştir. Bu devresellikle geç Albiyen- geç Turoniyen yaşlı Derdere formasyonu transgresif bir istifle Sabunsuyu formasyonu üzerine gelmiştir. Derdere formasyonunu altta göreceli olarak daha derin ortam koşullarını gösteren kalsisferoidal formlu kireçtaşları ve üste doğru tedricen sığlaşan kireçtaşı, dolomit birimleri oluşturur. Formasyon, Güneydoğu Anadolu'da geniş yayımlı ve genel olarak sığ denizel ortam koşullarında çökel özelliğine sahipken inceleme alanı ve çevresinde, altta derin denizel ortamını işaret eden şelf içi çukurluğu çökelleri ile başlar, ardından giderek sığ deniz koşullarına dönüşen çökel ortamı özelliği kazanır (Duran vd., 1996).

Mardin grubu içerisindeki üçüncü devresellik geç Turoniyende Karababa formasyonunun çökeli ile başlar. Geç Turoniyen-geç Santoniyen yaşlı Karababa formasyonu A, B ve C üyelerine ayrılan mikritik kireçtaşlarından oluşur (Çelikdemir vd., 1991, Özkan ve Altınar, 2019). Üyeler birbirlerinden belirgin fasiyes özellikleri ile ayrılır. Buna göre Karababa A üyesi göreceli olarak derin deniz ortamını karakterize eden litoloji ve fosil topluluğuna ev sahipliği yapmaktadır. Karababa B üyesi, A üyesine nazaran sınırlı yayılıma sahiptir. Adıyaman ve çevresinde kalın istif özelliğinde



görülmür. Üyenin litoloji ve iç yapı özelliği sığ denizel ortamda gelişim gösterdiğine işaret eder. Karababa B üyesi üstte tedrici olarak C üyesine geçer. Karababa C üyesi karbonat şelfinin giderek depolanma seviyesinin arttığı ve sığlaştığı sığ deniz ve lagün ortamını yansıtmaktadır. Mardin grubu içerisinde belirtilen derin deniz ortamı, kıta yamacı ya da önündeki derin okyanusal bir ortamı olmayıp, kıta şelfinin yayvan kavis geometrisinde bükülmesi ve böylece şelf içerisinde birkaç yüz metrelere ulaşan derinliklerin oluşturduğu ortamlardır. Kretasede böylesi şelf içi havzalar, Arap Platformunu temsil eden şelf bölgesinde yaygınca gelişmiştir (Harris vd., 1984). Mardin grubu litolojileri Afrika/Arap Levhasının şelf kesiminde çökelişini sürdürürken Neotetis Okyanusunun bu kesiminin kıta kenarı ve kıta yamacı bölgelerinde Mardin grubunun eşleniği olan ve sonradan Karadut karmaşığı olarak tanımlanacak türbiditik ve olistostromal nitelikli çörtlü kireçtaşı, kumtaşı ve şeyl birimleri çökelmiştir (Sungurlu, 1974; Perinçek, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981).

GD Anadolu'da Afrika/Arap Levhası bu dönemde yukarıda belirtilen ortam koşulları ile temsil olurken Levhanın Irak ve İran'ı kapsayan bölümleri benzer ve farklı oluşumları ile dikkat çekmektedir (Örn., Harris vd., 1984; Alsharhan ve Nairn, 1997; Ziegler, 2001). İran'da, Mardin grubunun eşleniği Bangestan grubu olarak haritalanırken (James ve Wynd, 1965; Berberian ve King, 1981; Beydoun vd., 1992; Motiei, 1993), Kuzey Irak'da ise bu birimleri Qamchuqa, Balambo, Dokan ve Kometan formasyonları ile korele etmek mümkündür (Sadooni, 2004; Aqravi vd., 2010; Baniasad vd., 2016). Buna göre, Apsiyen dönemi uyumsuzluğu, Adıyaman ve civarında Areban formasyonunun Paleozoyik yaşlı birimler üzerine ana uyumsuzluk ile gelirken Irak ve İran'da bu uyumsuzluk dönemi geç Apsiyende, sığ denizel karbonat (yer yer evaporit) ile klastik litolojilerin oluşturduğu Jura-Erken

Kretase yaşlı birimler üzerine gelişir (Aqravi vd., 2010). Kuzey Irak bölgesinde Nahr Umr formasyonu (Zeigler, 2001) çökelirken İran'da Garau ve Kazhdumi formasyonları uyumsuzlukla gelir (Örn., Bordenave ve Burwood, 1990; Bordenave ve Huc, 1995; Alsharhan ve Nairn, 1997; Ziegler, 2001; Bordenave ve Hegre, 2010). Afrika/Arap Levhasının bu kesimlerinde bu dönem uyumsuzluk gelişimi global deniz seviyesindeki düşme (Haq vd., 1988) ya da levhada termal yükselme olarak yorumlanmıştır (English vd., 2015).

Atlantik Okyanusunda Üst Kretasede okyanus ortası sırtı boyunca açılma ve okyanus tabanı yayılması gelişiminin sürdürürken bu gelişim Neotetis Okyanusunda ve ilişkili olduğu levha hareketleri ile levha sınırlarında da ciddi değişimlere neden olmuştur (Dewey vd., 1973). Bu durum inceleme alanının da içerisinde yer aldığı Güneydoğu Anadolu'da günümüze kadar sürecektir olan yaklaşan ve çarpışan levha hareketleri ile kendini göstermiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1993; Robertson, 2000). Üst Kretasede Neotetis Okyanusunun güney kolunda kuzeye doğru yitim ve buna bağlı gelişen aktif kıta kenarı özelliği Karadut birimleri olarak çökelen litolojilerin iç yapılarının bozulmasına ve ofiyolitik kayaların (Koçali ofiyoliti) kıta kabuğu üzerine yerleşmeye başlamasına neden olmuştur (Örn., Yılmaz, 1993; Robertson, 2000) (Şekil 13). Böylesi etkin tektonik hareketlilik bölgede çökelen birimlerin yersel düşey kalınlıklarını, yanal yayılımlarını ve çökellerde fasiyes gelişimlerini önemli ölçüde kontrol etmiştir (Örn., Sungurlu, 1974; Çelikdemir vd., 1991). İran'da Zagroslarda da Neotetis Okyanusunun daralması, Arap ile İran Levhalarının göreceli olarak birbirlerine yaklaşması, okyanusal kabuk kayalarının kıta kabuğu üzerine yerleşimi ve filiş fasiyesi kayalarının gelişimi söz konusu olup (Ricou, 1976; Kazmin vd., 1986; Sepehr ve Cosgrove, 2004) ofiyolitik kayaların üzerlemesini Senomaniyen sonu



olarak belirlenmiştir (Haynes ve Reynolds, 1980; Ziegler 2001; Sepehr ve Cosgrove, 2004).

Mardin grubu üzerine gelen Adıyaman grubu, inceleme alanı ve çevresinde karbonat kayalarının oluşturduğu iki formasyondan oluşur; bunlar Karaboğaz ve Sayındere formasyonlarıdır. Adıyaman grubu, bir kısım çalışmalarda orta-geç Kampaniyen yaşlı olarak tanımlanırken (Örn., Güven vd., 1991; Yılmaz ve Duran, 1997) daha yakın zamanda fosil bulguları ile grubun en alt kesimini oluşturan Karaboğaz formasyonunun geç Santoniyen-erken Kampaniyen yaşlı olduğu belirtilerek (Özkan, 2021) yaş aralığı daha erken zamana çekilmiştir; bu çalışmalarda Karaboğaz formasyonunun Mardin grubu üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilir (Şekil 13). Güven vd. (1991), Karaboğaz formasyonunun sığ deniz ile lagün ortamda çökelmiş Karababa C üyesi üzerine deniz seviyesindeki artışa bağlı transgresif bir istif olarak çökelindiğini belirtir. Özkan ve Altınar (2019) ve Özkan (2021) benzer şekilde Karaboğaz formasyonunun Mardin grubu Karababa C üyesi üzerine uyumsuz dokanakla geldiğini belirtmekle birlikte arada bir zaman boşluğunun olmadığına işaret eder. Karaboğaz formasyonu organik madde, silis ve fosfatça zengin pelajik karbonatlardan oluşmaktadır. Formasyonun litolojik ve organik maddece zengin özelliği anoksik ortam koşullarının egemen olduğu derin deniz ortamından, yer yer yamaç ortamına geçen ve üste doğru tekrar derinleşerek derin şelf alanında çökel ortam özelliği sunar (Duran vd., 1996). Formasyon içerisindeki fosfat seviyeleri ve fosfatın 500 m'den daha derin ortamlarda çökmediği (Ehlers ve Blatt, 1982) verisi göz önüne alındığında bu birimler, şelfin ya da derin kesimlerinde ya da şelf içi gelişmiş havza alanlarında çökelmiş olmalıdır (Güven vd., 1991). Karaboğaz formasyonu geç Kampaniyen yaşlı killi, pelajik kireçtaşlarının oluşturduğu Sayındere formasyonu tarafından

örtülür (Güven vd., 1991). Sayındere formasyonu genel olarak üste doğru derinleşen ve yavaş sedimantasyonun hakim olduğu derin ortam koşullarında çökelmiştir; formasyon gerçekte abisal düzlük bölgelerini temsil eden derin deniz ortamından ziyade şelf üzerinde östatik nedenlere bağlı deniz seviyesinin yükseldiği (Güven vd., 1991) ve göreceli olarak derin deniz ortamı koşulların hüküm sürdüğü bir ortam ile temsil olmaktadır. Deniz seviyesindeki göreceli artışın (ya da levha kenarında derinleşmenin) nedeni kuzey alanlarda gelişen levha hareketlerine (Koçali ofiyolitlerinin bindirmeye başlaması) bağlı platformda çökmelerin oluşmasıdır (Cater ve Gillcrist, 1994; Yılmaz vd., 2022).

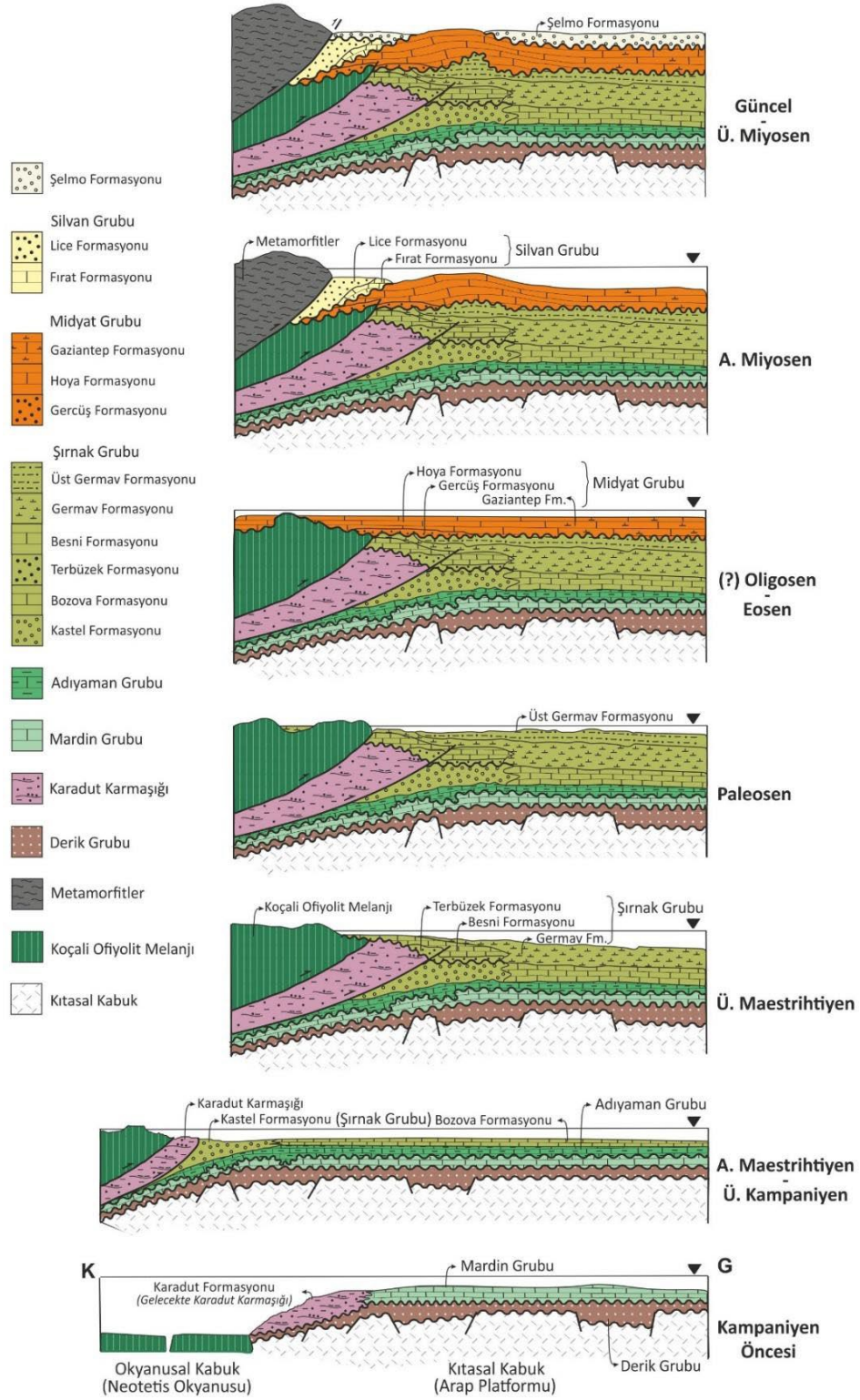
Bölgede Adıyaman grubu litolojileri, geç Kampaniyen-Paleosen yaşlı Şırnak grubunun birimlerince örtülür. Şırnak grubu altta Sayındere formasyonu ile dokanağı uyumlu, tektonik dilimlerin üzerine geldiği kesimlerde uyumsuz dokanak ilişkilidir. Şırnak grubunun en alt birimi marn, şeyl, kumtaşı ardalı yersel konglomera litolojili Kastel formasyonudur (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979; Robertson vd., 2016). İstif özelliği, formasyonun paleo-yamaç eğiminin kuzeyden güneye doğru olduğu, denizaltı yamacı ve yamaç önü ortamda çökeldiğine işaret eder (Güven vd., 1991). Kastel formasyonu, geç Kampaniyen-orta Maestrihtiyen yaşlı olup güneylere doğru marn litolojisine sahip Bozova formasyonu ile yanallı geçişlidir (Şekil 13). Terbüzek formasyonu, Kastel formasyonunun çökeldiği havzanın kuzey kenarına paralel, karasal (genelde alüvyal yelpaze, akarsu) kırıntılı kayalar (konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı) ile temsil olur (Güven vd., 1991). Bahçe Köyü civarında taban klastikleri şeklinde gelişen Terbüzek formasyonu, güney kesimlere doğru göreceli olarak kalın çökel özelliği sunarken Adıyaman Fay Zonunun kuzey alanlarında incelmekte ve yayılım sunmamaktadır. Erken-orta Maestrihtiyen yaşlı

Terbüzek formasyonu karasal birimleri üzerine, Besni formasyonunun sığ denizel karbonatları uyumsuz dokanakla çökelmiştir. Kireçtaşı litolojili ve orta-geç Maestrihtiyen yaşlı Besni formasyonu alanda karasal koşulların ardından dar bir kuşak boyunca güneyden kuzeye doğru deniz seviyesinde yükselmenin meydana geldiğini belirtir. Besni formasyonunun kireçtaşları, Bahçe Köyü civarında oldukça kalın tabakalanmalı, resifal ve masif karakterde, Koçali ofiyolit melanjı üzerine ince taban klastikleri ile uyumsuz dokanağı karakteristiktir; formasyon, bölgenin güneyine doğru ise kuzey kesimin aksine ince tabakalı ve sığ denizel özelliklidir. Geç Maestrihtiyen devresi, deniz seviyesinin göreceli olarak yükseldiğini gösteren derin denizel Alt Germav formasyonunun marn ve şeyllerin çökeline ev sahipliği yapar. Bölgede Adıyaman Fay Zonunun kuzeyinde kalan alanlarda Alt Germav formasyonu, Besni formasyonunu örterken güney alanlarda formasyon Kastel/Bozova formasyonları üzerine tedrici olarak çökelişini sürdürmüştür.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Paleosen devresi, Şırnak grubunun en üst kesimini oluşturan Üst Germav formasyonu çökelişini ile temsil olur. Egemen klastik kayaların oluşturduğu Germav formasyonunun yaygın fosil içeriği ve istifin Alt ve Üst Germav olarak stratigrafik konumlarına göre yaşı, orta Maestrihtiyen-Geç Paleosendir (Güven vd., 1991). Formasyonun iç özellikleri genel anlamda denizaltı yamacı ortamında çökelmiş birimleri işaret etmektedir. İnceleme alanının daha kuzeyinde (Örn., Bahçe Köyü civarında) tektonik dilimlerin önünde Besni formasyonu üzerinde Maestrihtiyen yaşlı Alt Germav formasyonu bulunur. Buradaki litolojiler güney kesimde derin deniz ortamında çökelen Alt Germav formasyonundan farklı olarak üstte doğru sığlaşan, kalın kumlu deltapik istif ile kalsi-türbiditik karakterde çökelen kireçtaşı özelliğindedir. Bu durum kuzey alanlarda

Maestrihtiyen sonunda deniz seviyesinin oldukça sığ olduğunu ortaya koyar. Germav formasyonunun çökelme özelliğindeki böylesi farklılığa ilave formasyonun bölgesel ölçekte kalınlık farkı göstermesidir. Buna göre, Adıyaman Fay Zonunun kuzey kesimlerinde, Germav formasyonu 50-100 metre kalınlıklarda yayılım sunarken güney kesimlerinde kalınlıkları 300-400 metre arasında değişmektedir. Bu durum kuzey kesimin bölgenin güney kesimlere nazaran Maestrihtiyen sonu zamanında daha yüksek seviyelerde olduğuna işaret eder.

Çökelme özelliği, Alt Paleosen başlangıcında Güneydoğu Anadolu Bölgesinin özellikle kuzey alanlarında karasal ortamın hüküm sürdüğünü belirtir (Güven vd., 1991). Adıyaman'ın kuzey kesimlerinde, Alt Paleosen yaşlı litolojilerde tespit edilen eksiklik ve batı kesimlerde sığ denizel karbonat kayalarının varlığı sıkışma rejiminin yersel alanlarda belirgin etkisine işaret etmektedir (Perinçek, 1980). Bahçe Köyü civarında Maestrihtiyen yaşlı çökellerin üste doğru sığlaşma göstermesi ve üzerine Paleosen yaşlı birimlerin çökelmeksizin Erken Eosen yaşlı Gercüş formasyonunun çakıltası birimi ile örtülmesi bu yorumu doğrulamaktadır (Perinçek, 1978). Orta-Üst Paleosende deniz seviyesinin tekrar yükselmiş olduğu ve deniz seviyesinin kuzeylere kadar ilerlemiş olduğunu bölgede çökelen sığ-yamaç karbonat kayalarının yayılımından anlaşılmaktadır. Bölgenin güney kesiminde ise bu devrede Üst Germav formasyonu, kesiksiz derin denizel istif ortamında çökelişini sürdürmüştür. Üst Paleosende kuzey kesimlerde deniz seviyesinin düşmesi ve güneye doğru geriye çekilmesi ile kuzey kesimlerde yine karasal ortam hüküm sürmüştür. Bölgedeki kuyu verileri, Alt Germav formasyonunun aksine Paleosen yaşlı Üst Germav formasyonunun Adıyaman Fay Zonunun kuzey ve güney kesimlerinde kalın istif özelliğinde olduğunu ortaya koyar.



Şekil 13. İnceleme alanının paleocoğrafik evrimi

Figure 13. Paleogeographical evaluation of the study area

İnceleme alanı ve çevresinde Eosen-(?)Oligosen dönemi Midyat grubu birimlerinin gelişimi ile temsil olur (Şekil 13). Karbonat kayaları ile sınırlı olarak kırıntılı litolojilerin oluşturduğu bu birimler yerel ortam özellikleri nedeniyle uyumlu veya uyumsuz dokanak ilişkilidir (Duran vd., 1989). Midyat grubu Gercüş, Hoya ve Gaziantep formasyonlarından oluşur. Tipik rengi ve orta-iri taneli kırıntılı birimlerin (konglomera, kumtaşı, silttaşı) oluşturduğu Gercüş formasyonu alüvyon yelpaze ve akarsu ortamını temsil eder; Germav formasyonunu uyumsuz olarak örter (Duran vd., 1989). Bu durum alanın bu kesiminde Maestrihtiyen sonrasında deniz seviyesinin giderek düştüğünü, sığlaşma gösterdiğini ve bölgenin tedricen yükselerek erozyonel süreçlerin etkisinde kaldığını, alt Eosende ise karasal çökellerin depolanmasına ev sahipliği yaptığını ortaya koymaktadır. Gercüş formasyonu çalışma alanının kuzey kesimlerinde Adıyaman Fay Zonunun kuzeyinde dar bir kuşakta çökelmiştir. Gercüş formasyonunun karasal bu birimlerini bölgede geniş yayımlı karbonat kayaları (kireçtaşı, dolomit) örter. Aynı zamanda kalınlığı ile de dikkat çeken bu kayalar Hoya formasyonunu oluşturur. Fosil topluluğu ve stratigrafik ilişkisi Hoya formasyonun yaşını geniş aralıkta göstermektedir; inceleme alanı ve çevresinde Orta-Geç Eosen olarak yorumlanır (Duran vd., 1989). Diğer bölgeler ile birlikte değerlendirildiğinde ise Erken Eosen-Erken Oligosen olarak tanımlanan Hoya formasyonu sığ deniz ve şelf kenarı ortam ürünleridir. Buna göre Erken Eosende ilerleyen deniz nedeniyle Arap Platformunun bu kesiminin denizel olan bölümleri daha derin deniz, kıyı ve karasal ortamları ise sığ denizel ortama dönüşmüştür. Bu bakımdan Hoya formasyonu, platformun bağıl derinleşmenin geliştiği sığ denizel, şelf kenarı ve yamaç ortam koşullarında oluşmuştur (Duran vd., 1989). Gaziantep formasyonu bölgenin güneyinde Paleosen dönemden beri çökelişini kesintisiz

sürdürdüğünden altta Germav formasyonu ile uyumlu, üstte Hoya formasyonu ile yine uyumlu ve yanıl ve düşey geçiş ilişkilidir. Karbonat kayaları (tebeşirli kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, marn) ile temsil olan Gaziantep formasyonu inceleme alanı ve çevresinde Eosenin tüm katlarını gösteren fosil içeriklidir; GD Anadolu Bölgesinde yayılımı ve fosil içeriğine göre formasyonun yaşı Erken Eosen-Geç Oligosen olarak öngörülür (Duran vd., 1989). Gaziantep formasyonun litolojik özellikleri ve altında yer alan Şırnak formasyonu ile uyumlu dokanağı Eosen döneminde çökelişini sürdürdüğünü, fosil verilerinden Oligosen döneminde de çökelişinin devam ettiği anlaşılmaktadır. Hoya formasyonu ile birlikte çökelişini sürdüren formasyonun litolojik ve fosil türlerinden kıta yamacı ve kıta yükselimi ortamında çökeldiği, geç Eosenden sonra giderek sığlaşan ortam özelliği kazandığı anlaşılmaktadır (Duran vd., 1989).

İnceleme alanı ve çevresinde Miyosen dönemi, Silvan grubu içerisinde tanımlanan Fırat ve Lice formasyonları ile temsil olur. Bu grup birimleri GD Anadolu'nun kuzey kısımlarında genellikle şaryaj zonu önünde çökelmiştir (Şekil 13). Silvan grubu, Midyat grubu üzerine uyumsuz olarak gelir. Bu durum bölgede geniş yayımlı bir yüzeylenmenin varlığını işaret etmektedir. Fırat formasyonu kireçtaşı litolojili olup bölgede Hoya formasyonunu ve diğer daha yaşlı litolojileri uyumsuz olarak örter. Formasyonun fosilli kesimlerinden Erken Miyosen (Akitaniyen-Burdigaliyen) yaşlarının alındığı ve çökeldiği denizel ortamın, Hoya formasyonunun çökeldiği denizel ortamın aynı olmadığı yorumu yapılmaktadır; diğer bir ifade ile Silvan grubu birimleri kuzeyden güneye doğru gelişen transgresif denizel ortam ürünleri olarak yorumlanmıştır (Duran vd., 1989). Litolojik özellikler ve fosil içeriği Fırat formasyonunun platformun resif ve lagün, açık şelf ortamından kıta yamacı/kıta yükselimi ortamına kadar geniş ortam koşullarında çökeldiğine işaret etmektedir (Duran vd. 1989;

Robertson vd., 2016). Kırıntılı (kumtaşı, şeyl, konglomera) ve karbonat (kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, marn) kayaların oluşturduğu Lice formasyonu da fosil içeriğine göre Erken Miyosen (Akitaniyen-Burdigaliyen) yaşlıdır (Duran vd., 1989). Fırat formasyonu tedrici olarak Lice formasyonuna geçer ve düşey ve yanal ilişkilidir. Bu durum Fırat formasyonunun çökelişi sonrasında ortamın giderek derinleştiğini ve Lice formasyonunun çökeldiğini gösterir. Buna göre başlangıçta pelajik fasiyesin temsil olduğu birimler oluşurken çökel ortamında derinleşme ve havza karakterinin giderek farklılaşması ile türbiditik karakterli birimler çökelmiştir. Lice formasyonu üstte bölgesel ölçekli sıkışma rejimine bağlı tektonik dilimler (Örn., Metamorfitlet, Maden karmaşığı, Cüngüş formasyonu) ile sınırlanır.

Stratigrafik konumuna dayalı olarak Geç Miyosen-Pliyosen yaş aralığında çökeldiği kabul edilen Şelmo formasyonu karasal ortam koşullarını yansıtır. (Çoruh, 1997). Genellikle akarsu ve alüvyon yelpaze çökellerinden oluşur. Şelmo formasyonu alttan Midyat grubu ve Fırat formasyonu ile açısız uyumsuzdur (Tuna, 1973; Açıkbaş ve Baştuğ, 1975; Perinçek, 1979; Günay, 1990) (Şekil 13). Üst dokanağı Kuvaterner yaşlı çökeller ile uyumsuz olarak örtülürken alanın kuzey kesimlerinde tektonik dilimler ile sınırlanır.

### **Tektonik Evre**

İnceleme alanının da içerisinde yer aldığı GD Anadolu, Geç Kretaseden günümüze değin tektonik hareketliliğin sürdüğü orojenez bölgelerden biri olup kompleks jeoloji tarihçesine sahiptir. Bölgesel sıkışma, levha yitimi, okyanus havzasının daralması /kapanması ve kıta-kıta çarpışması, yoğun deformasyon ve değişen tektonik rejimlerde çökel ortamlarının gelişimi bölgedeki orojenezin ana süreçleridir. İnceleme alanı ve yakın çevresi Afrika/Arap Levhasının (Gondvana) kuzey ucunu temsil etmekte olup

Avrasya Levhasının (Lavrasya) parçalarını tektonik dilim olarak bulundurur. Yine Türkiye paleo-tektonik haritasında inceleme alanı ve çevresi Kenar Kıvrımları ya da Arap Platformu bölgesinde yer almaktadır (Ketin 1966; Okay ve Tüysüz, 1999). Anatolid-Torid Bloğu ile kenet zonu kayaları (Neotetis Okyanusunun güney kolu) ise allokton kütleler olarak bulunur. Bölgenin petrol potansiyeli bulunması sebebiyle GD Anadolu'nun jeolojik tarihçesine ve yapısal evrimine yönelik çalışmalar yapılmıştır (Örn., Sungurlu, 1974; Perinçek, 1978; 1980; Kaymakçı vd., 2010). Bölgenin jeolojik süreçleri göz önüne alındığında inceleme alanı ve yakın çevresi şöyle ana deformasyon evrelerinin etkisini taşımaktadır: (1) Üst Kampaniyen - alt Maestrihtiyen evresi, (2) Üst Paleosen - Alt Eosen evresi (3) Orta Eosen sonu evresi, (4) Alt Miyosen sonu evresi ve (5) Pliyosen-Kuvaterner evresidir. Bu deformasyon evrelerinin ilk dördü paleotektonik dönemi, son evre ise neotektonik dönemi temsil etmektedir.

### *Üst Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen deformasyon evresi*

Bu dönemde bölgesel sıkışma nedeniyle Afrika/Arap Levhası ile Avrasya Levhası arasında yer alan Neotetis Okyanusunun güney kolu kısmen kapanmış, Afrika/Arap Levhasının kıta kenarında önemli değişimler meydana gelmiştir. Buna göre, Koçali ofiyolit melanji ve Karadut karmaşığı kayalarının ters/bindirme fayları ile yerleşimi, levhada antiform ve sinform geometri kavislenme ve bu kavislenmelere eşlik eden normal faylanmalar gelişmiştir. Bölgesel sıkışma ve süren yitim nedeniyle Neotetis Okyanusunun güney koluna ait okyanus kabuk kayalarının (bazik-ultra bazik kayalar, volkano-sedimanter birimler) kuzeyden güneye doğru hareketi ve ofiyolitlerin (Koçali ofiyolit melanji) Arap Platformu üzerine ilk yerleşmeye başlama yaşı Turoniyen olarak belirtilirken (Perinçek 1980; Perinçek ve Özkaya, 1981) bu kayaların kıta kabuğu üzerine yerleşmeye başlama yaşı

İran'da daha erken zamana (Senomaniyen) çekilmektedir (Örn., Haynes ve Reynolds, 1980; Ziegler, 2001; Sepehr ve Cosgrove, 2004). Bu tektonik dilimlenme sürecinde Karadut karmaşığı de ofiyolit dilimleri önüne allokton dilim olarak gelişim göstermiştir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964). Böylece melanaj kayalarının oluşturduğu tektonik dilimler, üzerine yerleştiği Karadut karmaşığı çökellerini ve kıta kabuğundan koparılan karbonat kayalarını (Hezan grubu) Kastel formasyonunun çökeldiği havzaya allokton kütleler olarak yerleşimi gelişirken sıkışma rejimi aynı zamanda kıta şelfinin kavislenmesine ve normal faylanmaların eşlik ettiği yersel havza alanlarının oluşumuna sebebiyet vermiştir. Şelfte meydana gelen kavislenme ve normal faylanmalar, Kastel formasyonunun çökelimini denetleyerek fay kontrollü gelişimine neden olmuştur. Perinçek (1980)'e göre üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen döneminde Kastel formasyonunun çökeldiği çanak (havza), bölgesel bu deformasyondan ciddi şekilde etkilenmiş ve allokton kütlelerin Kastel formasyonu üzerine yerleşmesi alt Maestrihtiyen sonuna kadar sürmüştür. Bu durum profil hattı boyunca Karadut ve Koçali dekolmanlarının gelişimlerini ve Koçali ofiyolit melanaj ve Karadut karmaşığının, Kastel formasyonu (Şırnak grubu) üzerine faylı dokanakla yerleşmelerini temsil etmektedir (Şekil 9). Dekolmanlar boyunca tektonik yerleşim, hem Karadut karmaşığı hem de Koçali ofiyolit melanajı içerisinde ters faylanmaların gelişimine ve birimlerde de yapısal kalınlıklara neden olmuştur. Orojenezin daha kuzey kesimlerinde Anatolid-Torid Bloğunda da yoğun deformasyon gelişmiş, kristalen kayalar ile yaşlı sedimanter litolojiler göreceli olarak daha genç birimlerin üzerine tektonik dilimler olarak yerleşmişlerdir. Bu tektonik evrenin üst sınırı, alana yerleşen Karadut karmaşığı ve Koçali ofiyolitli melanaj kayaları ile Kastel formasyonunu uyumsuz

dokanakla örtülen çökel birimlerin (Terbüzek formasyonu) yaşı (alt-orta Maestrihtiyen) ile sınırlanır.

#### *Üst Paleosen – Alt Eosen deformasyon evresi*

Tektonik dilimlerin (Karadut karmaşığı, Koçali ofiyolitli melanajı) bölgeye yerleşimi, çökel ortamının karakterinde ve deniz seviyesinde değişimlere sebebiyet vermiştir. Kamboğazı (Karadut Köyü) civarında, Karadut karmaşığının Germav formasyonu üzerine yerleştiği mostralar belirgindir (Aksu ve Engin, 2016). Alıdamı Köyü civarında da Karadut karmaşığı üzerinde yer alan Şırnak grubu birimleri uyumsuzlukla Midyat grubu birimlerinde örtülmektedir (Aksu ve Engin, 2016).

Robertson vd. (2016) çalışmasında Üst Paleosen-Alt Eosen devresinde meydana gelen sıkışmanın bölgenin kuzey ve güneybatı alanlarında yükselme ve kıvrımlanma oluşturduğunu, yapısal çukur alanların klastik sedimanlar tarafından doldurulduğu, bazı alanların tamamen yüzeylendiğini belirtir. Araştırmacılar bu tespitlerine kuzey alanda Neotetis Okyanusunun güney kolunun geç dönem yitimi bağlı oluşan sıkışmanın ya da Arap ile Anadolu kıtasında yeni başlayan çarpışmanın neden olabileceği yorumunu yapmışlardır.

İnceleme alanında oluşturulan jeolojik enine kesitte Germav formasyonunun (Şırnak grubu) çökel kalınlığının Çemberlitaş fayı kuzeyinde, güneyine göre belirgin olarak daha ince olması bu dönem sonunda meydana gelen kuzey alanlardaki tektonik yükselmeyi ve buna bağlı erozyonel süreçlerin etkin geliştiğini gösterir (Şekil 9). Koçali fayı ile Koçali ofiyolit melanajı ve Karadut karmaşığı içerisindeki ters/bindirme faylanmalar kuzey kesimin kalınlaşmasına dolayısıyla yükselip Şırnak grubunun aşınmasına neden olmuştur. Üzerine gelen Erken Eosen yaşlı Midyat grubu (Gercüş formasyonu) klastikleri de bu yüzeylemenin kanıtıdır. Ayrıca jeoloji haritasında da



görülebileceği üzere kuzey alanlarda izlenen Koçali ofiyolit melanjı üzerine doğrudan çökelen Midyat grubu da bu zaman öncesi yükselmeyi işaret etmektedir.

#### *Orta Eosen sonu deformasyon evresi*

Harita alanı ve profil hattı boyunca Orta Eosen sonu deformasyon döneminin önemli kanıtları bulunmaktadır; bu durum özellikle profil hattının kuzeyine gidildikçe yaygınca görülmektedir. Orta Eosen sonrası bölgesel sıkışma rejimi tekrar etkin olmaya başlamıştır (Perinçek, 1980). Alandaki bu deformasyon dönemi bölgesel sıkışma rejimine bağlı özellikle Midyat grubu litolojilerin kıvrımlanması ve faylanmadan etkilenmesi ile temsil olmaktadır. Profil hattı boyunca Küher antiklinali, Hoşikan antiklinali, Kuyucak senklinali ve Harun antiklinali olarak adlandırılan kıvrımlar Orta Eosen sonu deformasyon ile gelişmiştir. Yine hat boyunca görülen Recep, Koçali, Derinsu ve Kömür fayları bu deformasyon dönemindeki bölgesel sıkışma yapısal oluşuklarıdır. Kıvrımlanmalar ve faylanmalar Midyat grubu ve altındaki daha yaşlı birimlerin yükselmesini ve yersel yüzeylenmesine neden olmuştur. Yükselme bölgeleri, çökel ortamında regresyona bağlı olarak fasiyes değişimleri ve sığ denizel ortamı gelişimi ile temsil olmaktadır. İnceleme alanı kuzey kesiminde sınırlı alanlarda yüzeylemeleri bulunan Silvan grubu birimleri, Koçali ofiyolitli melanj ve Midyat grubu litolojilerini uyumsuz olarak üzerlemesi Miyosen öncesinde bölgede bu kayaların tektonik olarak yüzeylediğini ve erozyonel süreçlerden etkilendiğine işaret etmektedir.

#### *Erken Miyosen sonu deformasyon evresi*

Orta Eosen sonu deformasyonu ile Arap Platformunun Miyosen öncesi birimleri değişen ölçülerde deforme olmuştur; Erken Miyosen yaşlı Silvan grubu kayalarının çökelişi Orta Eosen sonu deformasyonunun olası en üst sınırını oluşturur. Bölgesel sıkışma rejiminin oluşturduğu Erken Miyosen sonu deformasyon

evresi harita alanı ve çevresinde Neotetis Okyanusunun güney kolunun kapanması, Avrasya ve Arap Levhalarının çarpışmasını ve Anatolid-Torid Bloğunun allokton dilimlerinin Arap Platformunun litolojileri üzerine yerleşmesini temsil eder. Güneydoğu Anadolu Orojenezi boyunca bu gelişim aynı zamanda değildir. Kapanma ve allokton birimlerin yerleşimi batıdan doğuya doğru giderek gençleşmektedir; orojenezin doğu kesiminde alloktonların yerleşimi Üst Miyosen sonrasına kadar sürmüştür (Perinçek, 1980). Bu deformasyon evresi metamorfik kayalar ile Maden karmaşığını oluşturan birimlerin erken Miyosen yaşlı Fırat ve Lice formasyonları üzerine tektonik yerleşimine ve bölgedeki otokton kayaların kıvrımlanmasına ve ters fayların gelişimine ev sahipliği yapmaktadır. Buna göre ıceleme alanının kuzeyinde Pötürge ve Malatya metamorfikleri ile Maden karmaşığının volkano-sedimanter birimleri, Aksu Fay Zonunun fay kolları boyunca Koçali ofiyolit melanj kayaları, Lice formasyonu, Midyat ve Şırnak grubunun birimleri üzerine tektonik olarak gelir. Buradaki faylar ters/bindirme fayı karakterindedir. Erken Miyosen sonu deformasyon evresi böylesi allokton kütlelerin genç birimler üzerine yerleşmesi dışında bölgede önceki deformasyon yapılarının yeniden işlenmesi geniş alanlarda deformasyon etkilerinin gelişimi ile temsil olur. İnceleme alanın kuzey kesiminde, Kuvaterner yaşlı çökeller Aksu Fay Zonunu yer yer örter; alanın güney

kesimlerinde ise geniş yayımlı Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Şelmo formasyonu ile Kuvaterner çökellerinde görülen kıvrımlanma ve faylanma bu deformasyon evresini belirtmektedir

#### *Pliyosen-Kuvaterner deformasyon evresi*

Güneydoğu Anadolu Orojenezi kuşağı bölgesinde kıta-kıta çarpışmasının gelişimi ve okyanusal çökel ortamı tümüyle ortadan kalkmıştır; Geç Miyosende bölgede geniş

alanlarda karasal ortam koşulları egemen olmuştur. Bölgenin yüksek kesimleri erozyonal süreçlerin etkisinde kalırken daha alçak topoğrafyalı alanları yersel farklı karakterde çökel depolanmalarına ev sahipliği yapmıştır. Harita alanı içerisinde ve profil hattı boyunca Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Şelmo formasyonu ile yersel Kuvaterner birimler deformasyondan etkilenmiştir. Bu birimleri etkileyen Pliyosen-Kuvaterner deformasyon evresi egemen doğrultu atımlı faylanma ve ilişkili ters ve normal faylar ile bölgesel sıkışma stresine bağlı ters fayların gelişimi ile temsil olmaktadır (Şekil 12). Profil hattı üzerinde yer alan Kömür ve Çemberlitaş fayları Orta Eosen sonu deformasyon evresinde gelişen yapılar olmakla birlikte devam eden bölgesel sıkışma rejimi ile Pliyosen-Kuvaterner deformasyon evresinde reaktif olarak faylanmanın bazı kesimlerinde özellikle Midyat grubu kayalarının Şelmo formasyonu ve/veya Kuvaterner birimler üzerine itilmesine neden olmuştur (Şekil 3, 12a, 12b). Sol yanal doğrultu atımlı Adıyaman fay zonu bu deformasyon evresinin tipik yapısıdır. Adıyaman'ın güneydoğusunda Şırnak ve Midyat grubu kayaları ile Şelmo formasyonu ve Kuvaterner çökellerinin fay kolları ile karşı karşıya gelmesi ve pozitif çiçek yapısı oluşturması belirgindir (Şekil 3, 9, 12c). Fay zonu boyunca Kuvaterner birimlerinde yer değiştirmeler ve morfolojik oluşumlar fay zonunun aktif karakterini de ortaya koymaktadır. Profil hattının güneydoğu uzanımında Kalecik fayı bu deformasyon evresinde gelişen bir diğer ana doğrultu atımlı faydır. Profil hattının Şelmo formasyonu ve Kuvaterner birimlerinin geniş yayılımlı kesiminde bu birimlerin kıvrımlanma özelliği yine bölgesel sıkışma stresine bağlı bu deformasyon evresi ile ilgili oluşumlardır. Bu kıvrımların bir kısmı bölgesel ölçekte olup haritalamalarda tanımlanmıştır (Örn., Gebeli senklinali, Çemberlitaş antiklinali, Karahüyük antiklinali) (Şekil 3, 9).

İnceleme alanı ve Aksu-Samsat (Adıyaman) profil hattı boyunca arazi gözlemleri ve bölgesel çalışmalardan elde edilen veri ve bulgular şöylesi sonuçları ortaya koymaktadır:

(1) Harita alanı Güneydoğu Anadolu Orojenezinin Nap bölgesi ve Arap Platformu içerisinde yer almaktadır. Nap bölgesinin kaya birimlerini metamorfite ve Maden karmaşığı oluşturmaktadır. Arap Platformu Üst Otokton ve Alt Allokon olarak ayırt edilen ana yapısal unsurlardan oluşur. Üst Otokton kaya birimleri altında Şırnak, Midyat ve Silvan grupları ve Şelmo formasyonu tanımlanmıştır. Alt Allokon birimlerini ise Koçali ofiyolit melanj ve Karadut karmaşığı oluşturmaktadır. Tüm bu kaya birimleri Kuvaterner yaşlı çökeller ile örtülür.

(2) Kaya birimlerinin stratigrafik ve yapısal kayıtları, alanın jeolojik tarihçesinin Neo-Tetis Okyanusunun güney kolunun evriminin bir parçası olduğunu ortaya koymaktadır.

(3) Bölgede paleotektonik ve neotektonik rejim dönemleri 5 deformasyon evresi ile temsil olmaktadır. Bu evreler sırasıyla üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen, Üst Paleosen-Alt Eosen, Orta Eosen sonu, Erken Miyosen sonu ve Pliyosen-Kuvaterner evreleridir.

(4) Üst Kampaniyen-alt Maestrihtiyen evresi, Koçali ofiyolit melanj ve Karadut karmaşığı kayalarının Koçali ve Karadut dekolmanları boyunca bölgeye yerleşimi, dekolmanlar önünde levhada antiform ve sinform geometri ile kavislenme ve bu kavislenmelere eşlik eden kalın sediman çökelimini denetleyen normal faylanmaların gelişimi ile temsil olmaktadır.

(5) Üst Paleosen-Alt Eosen deformasyon evresini, harita alanının kuzey kesimlerinde yükselme, buna istinaden Germav formasyonunun çökel kalınlığındaki incelmeye, karasal Gercüş formasyonunun bu birimleri ve Koçali ofiyolit melanj kayalarını uyumsuz olarak örtmesi ile temsil olmaktadır.

(6) Orta Eosen sonu evresi, bölgesel sıkışma rejimine bağlı olarak özellikle Midyat grubu ve

örttüğü önceki litolojilerin kıvrımlanması (Örn., Küher, Hoşikan, Harun antiklinalleri, Kuyucak senklinali) ve faylanmadan (Recep, Koçali, Derinsu ve Kömür fayları) etkilenmesi ile temsil olmaktadır.

(7) Erken Miyosen sonu evresi, bölgedeki metamorfik kayaların ve Maden karmaşığını oluşturan kayaların Aksu fay zonunun fay kolları boyunca Erken Miyosen yaşlı Fırat ve Lice formasyonları ile diğer birimlerin üzerine tektonik yerleşimi ile temsil olur; yine bu deformasyon evresinde bölgedeki otokton kayaları farklı geometrilere kıvrılmış ve ters faylanmalardan etkilenmiştir.

(8) Pliyosen-Kuvaterner evresi, Şelmo formasyonu ile yersel Kuvaterner birimlerin deformasyonunu temsil eder. Sol yanal

doğrultu atımlı Adıyaman Fay Zonu bu deformasyon evresinin tipik yapısıdır.

#### KATKI BELIRTME

Çalışmaya konu olan alan dahil Adıyaman ve çevresi arazi çalışmaları Dr. Remsi Aksu ve Fatih Ayyıldız'ın katılımı ile gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, makale hakemleri olan Doç. Dr. Ali Kaya ile adını belirtmeyen hakeme yapıcı ve destekleyici katkılarından dolayı teşekkür eder. Makalenin hazırlanması sırasında Dr. Hasan Sarıkaya, Dr. Remzi Aksu ve Dr. Reza Saber ile olan bilimsel tartışmalar ve belirtilen öneriler, çalışmanın olgunlaşmasına katkı sağlamıştır; yazarlar, kendilerine ayrı ayrı teşekkür eder. Bir özel teşekkür de makale çizimlerindeki katkılarından dolayı Dilara Mercan'adır.

#### KAYNAKLAR

Açıkbaş, D. ve Başuğ, C., 1975. V. Bölge Cacas-Hani Yöresi Kuzey Sahalarının Jeoloji Raporu ve Petrol Olanakları. TPAO Arama Rapor 917, Ankara (yayımlanmamış).

Aqrawi, A. A. M., Goff, J.C., Horbury, A. D., and Sadooni, F.N., 2010. The Petroleum Geology of Iraq: Beaconsfield, Scientific Press Ltd., United Kingdom.

Aksu, R., and Mülâyim, O., 2015. Adıyaman ve Çevresinin Jeolojisi Teknik Gezi Kılavuzu, TPAO Arama Rapor 5570, Ankara (yayımlanmamış).

Alsharhan, A.S., and A.E.M. Nairn, 1997. Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East. Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands.

Aktaş, G., and Robertson, A.H.F., 1991. Tectonic evolution of the Tethys suture zone in SE Turkey: evidence from the petrology and geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene extrusives. In Ophiolites oceanic crustal analogues.

Proceedings of the Symposium "Troodos 1987". Edited by J. Malpas vd. Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Nicosia, Cyprus, 311-328.

Baniasad, A., Rabbani, A.R., Sachse, V.F., Littke, R., Moallemi, S.A., and Soleimany, B., 2016. 2D basin modeling study of the Binak Trough, northwestern Persian Gulf, Iran. Marine and Petroleum Geology, 77, 882-897. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.07.025

Ben-Avraham, Z., and Nur, A., 1986. Collisional processes in the eastern Mediterranean. Geologische Rundschau, 75, 209-217.

Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265. DOI:10.1139/e81-019.

Beydoun, Z. R., Hughes Clarke, M. W., and Stoneley, R., 1992. Petroleum in the Zagros basin: a late Tertiary foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast

- hydrocarbon-rich Paleozoic–Mesozoic passive margin shelf, in Macqueen, R. W., and Leckie, D. A., editors, Foreland basins and fold belts. American Association of Petroleum Geologists Memoir 55, 309 – 339. DOI:10.1306/M55563C12.
- Bingöl, A.F., 1984. Petrological aspects of Yüksekova complex in the Elazığ area. 38. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Abstracts.
- Bordenave, M. L., and Burwood, R., 1990. Source rock distribution and maturation in Zagros Orogenic belt: Provenance of Asmari and Bangestan reservoir oil accumulations: Organic Geochemistry, 16 (13), 369–387. DOI: 10.1016/0146-6380(90)90055-5
- Bordenave, M. L., and Hegre, J. A., 2010. Current distribution of oil and gas fields in the Zagros Fold Belt of Iran and contiguous as the result of the petroleum systems, in P. Leturmy and C. Robin, eds., Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: London, Geological Society, London, Special Publications 330, 291–353. DOI: 10.1144/SP330.14
- Bordenave, M. L., and Huc, A. Y., 1995. The Cretaceous source rocks in the Zagros Foothills of Iran: An example of a large size intracratonic basin: *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 50, 727–753. DOI: 10.2516/ogst:1995044
- Bozdoğan, N., ve Erten, T., 1990. Mardin Yükseliminin yası ve etkileri. GD Anadolu. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Ankara, Abstracts, 207-227.
- Bozdoğan, N., and Ertuğ, K., 1997. Geological evolution and paleogeography of SE Anatolia in the Paleozoic. In: Göncüoğlu, M.C. & Derman, A.S. (Eds) Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana Proceedings. Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication, 3, 39-50.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30. DOI:10.1016/S0985-3111(01)01066-x
- Cater, J.M.L., and Gillcrist, J.R., 1994. Karstic Reservoirs Of The Mid-Cretaceous Mardin Group, SE Turkey: Tectonic And Eustatic Controls On Their Genesis, Distribution and Preservation. *Journal of Petroleum Geology*, 17, 253-278. DOI: 10.1111/j.1747-5457.1994.tb00134.x
- Çelikdemir, E., Dülger, S., Görür, N., Wagner, C., and Uygur, K., 1991. Stratigraphy, Sedimentology, and Hydrocarbon Potential of the Mardin Group, SE Turkey. Special Publication of EAPG, 1, 439-454.
- Çoruh T., Yakar, H., ve Ediger, V., 1997. Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton İstifinin Biyostratigrafi Atlası. TPAO Araştırma Merkezi, Eğitim Yayınları, 30, Ankara (yayınlanmamış).
- Demirel, I.H., Yurtsever, T.S., and Güneri, S., 2001. Petroleum Systems of the Adıyaman Region, Southeastern Anatolia, Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 391-410. DOI:10.1016/S0264-8172(01)00002-2
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. Geological Society, London, Special Publications, 19, 1-36. DOI: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System: *Geological Society of America Bulletin*, 84 (10), 3137–3180. DOI: 10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2
- Duran, O., Semşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D. 1988. Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve

- Silvan Gruplarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Petrol Potansiyeli. TPJD Bülteni, 1/2, 99-126.
- Duran, O., Semşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D. 1989. Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan Gruplarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Paleocoğrafyası, Paleontolojisi, Jeoloji Tarihi, Rezervuar ve Diyajenez Özellikleri ve Olası Petrol Potansiyeli. TPAO Arama Rapor 2563, Ankara (yayınlanmamış).
- Duran, O., Şengüdüz, N., Sayılı, A., Soylu, C. ve Aras, M., 1996. XI ve XII. Bölgelerde (GDA) Üst Kretase Karbonatlarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi, Rezervuar Özellikleri, Jeokimyasal Değerlendirmesi ve Hidrokarbon Potansiyeli. TPAO Araştırma Merkezi Rapor 2165, Ankara (yayınlanmamış).
- Ehlers, E. G., ve Blatt, H., 1982. Petrology, Igneous, Sedimentary and Metamorphic. W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- English, J.M., Lunn, G.A., Ferreira, L., and Yacu, G., 2015. Geologic evolution of the Iraqi Zagros, and its influence on the distribution of hydrocarbons in the Kurdistan region. AAPG Bulletin 99 (2), 231-272. DOI:10.1306/06271413205
- Erdem, E., 1994. Pütürge (Malatya) metamorfitlelerinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ (yayınlanmamış).
- Erenler, M., 1989. XI-XII. Bölge Güney Alanlarındaki Kuyularda Mesozoyik Çökel İstifinin Mikropaleontolojik İncelemesi. TPAO Araştırma Merkezi Rapor 1364, Ankara (yayınlanmamış).
- Fontaine, J.M., 1981. La plate-forme Arabe et sa marge passive au Mesozoïque: L'exemple d'Hazro (SE Turkey). These, L'Univeriste de Paris-Sud, Paris.
- Fontaine, J.M., 1982. Paleozoyik esmasında Arap platformunun stratigrafik, sedimentolojik ve yapısal özellikleri. TPAO Arama Grubu Rapor 1652, Ankara (Yayınlanmamış).
- Gilmour, N., and Makel, G., 1996. 3D Geometry And Kinematics of The N.V.Turkse Shell Thrustbelt Oil Fields, Sourtheast Turkey. In: Ziegler, P. A. & Horvath, F. (Eds), Peri-Tethys Memoir 2: Structure And Prospects of Alpine Basins and Forelands, 525-547.
- Göncüoğlu, M.C., ve Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis Metamorphic belt. International Symp. on the geology of the Taurus Belt, The Geological Society of Turkey, Mineral Research and Exploration Institute, 237-244.
- Görür, N., Çelikdemir, E., ve Dülger, S., 1987. Güneydoğu Anadolu X, XI ve XII. Petrol Bölgelerinde Mardin Grubu Karbonatlarının Sedimentolojisi, Yayılım, Fasiyes, Çökme Ortamı ve Paleocoğrafya. TPAO Arama Rapor 2312, Ankara (yayınlanmamış).
- Günay, Y., 1984. Amanos Dağlarının jeolojisi ve Karasu-Hatay grabeninin petrol olanakları. TPAO Arama Rapor 1954, Ankara (yayınlanmamış).
- Günay, Y., 1990. Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi. TPAO Arama Grubu, Ankara (yayınlanmamış).
- Günay, Y., 1998. Güneydoğu Anadolu Jeolojisi Stratigrafisi. TPAO Arama Rapor 3939, Ankara (yayınlanmamış).
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E., Tezcan, Ü.Ş. ve Çoruh, T., 1988. Güneydoğu Anadolu'da Mardin ve Midyat Grupları Arasında Yer Alan Birimlerin Stratigrafisi (ön rapor). TPAO Arama Rapor 2414, Ankara (yayınlanmamış).
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E. and Çoruh, T., 1991. Stratigraphic evolution of the

- Campanian-Paleocene autochthonous succesion of the Southeast Anatolia. Ozan Sungurlu Symposium Proceeding, 238-261.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Sea-level changes: An integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, 72–108. DOI: 10.2110/pec.88.01.0071
- Harris, P.M., Frost, S.H., Seiglie, G. A., and Schneidermann, N., 1984. Regional Unconformities and Depositional Cycles, Cretaceous of the Arabian Peninsula, In: Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation. Schlee, J.S. (eds), AAPG Memoir 36, 67-80.
- Haynes, S. J., and Reynolds, P. H., 1980. Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement. *Nature*, 283, 561–563.
- Helvacı, C., 1983. Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayaların petrojenezi, *TJK Bülteni*, 26 (2), 117-132.
- Hempton, M.R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near lake Hazar, Southeastern Turkey: *Geol. Sos. America Bull.*, 96, 233-243.
- Işık, V., Uysal, I.T., Çağlayan, A., and Seyitoğlu, G., 2014. The evolution of intraplate fault systems in Central Turkey: Structural evidence and Ar-Ar and Rb-Sr age constraints for the Savcılı Fault Zone. *Tectonics* 33 (10), 1875-1899. DOI: 10.1002/2014TC003565
- Işık, V., Saber, R., and Çağlayan, A., 2021. November 08, 2019 Turkmanchay earthquake (Mw:5.9) in NW Iran: an assessment of the earthquake using DInSAR time-series and field evidence. *Natural Hazards*, 105 (3), 3013-3037. DOI: 10.1007/s11069-020-04439-1
- James, G. A., and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(12), 2182–2245.
- Kara, B., and Işık, V., 2021. Reservoir characteristics and unconventional oil potential of Silurian aged Dadaş shale in southeast Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 200. DOI: 10.1016/j.petrol.2021.108365
- Karabulut, A., Bozdoğan, N., Korucu, M., Çubukçu, A., ve İztan, H., 1993. Güneydoğu Anadolu XI. Bölge Kuzeyi Paleozoyik Birimlerinin Stratigrafisi, Rezervuar ve Hidrokarbon Potansiyeli. TPAO Arama Grubu Raporu 3364, Ankara (yayınlanmamış).
- Karig, D.E., and Kozlu, H., 1990. Late Palaeogene Evolution of the Triple Junction Region Near Maras, south-central Turkey. *Journal of the Geological Society, London* 147, 1023–1034. DOI:10.1144/gsjgs.147.6.1023
- Kaya, A., 2004. Gezin (Maden-Elazığ) Çevresinin Jeolojisi. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 10 (1), 41-50.
- Kaya, A., 2016. Keban metamorfitlelerinin stratigrafisine ilişkin yeni yaş bulguları. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 22 (3), 189-199. DOI: 10.5505/pajes.2014.70188
- Kaymakçı, N., İnceöz, M., Ertepinar, P., and Koç, A., 2010. Late Cretaceous to Recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). *Geological Society, London, Special Publications*, 340, 409-435. DOI: 10.1144/SP340.18



- Kazmin, V. G., Ricou, L. E., and Sbertshikov, I. M., 1986. Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 123, 153–179. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90196-4
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Floyd, P.A., and Gökçen, N.D., 1987. Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: new data from southern Turkey. *Geology*, 14, 425-429. DOI: 10.1130/0091-7613(1987)15<425:NTAPCI>2.0.CO;2
- Ketin, İ. 1964. Güneydoğu Anadolu Paleozoyik Teşekküllerinin Jeolojik Etüdü Hakkında Rapor (I.Kısım: Derik-Bedinan, Penbeğli-Tut ve Hazro Bölgesi). TPAO Arama Rapor 287, Ankara (yayınlanmamış).
- Ketin, İ., 1966. Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların doğu İran Kambriyen ile mukayesesi. *MTA Dergisi*, 66, 75-87
- Ketin, İ. ve Sungurlu, O. 1992. GDA'da, Kenar Kıvrımları Kuşağı İçinde Yeralan Çermik-Kevan Antiklinalinin Jeolojisi Hakkında Tarihsel Bir İnceleme. *TPJD Bülteni*, 4(1), 1-8.
- Kipman, E., 1981. Keban'ın jeolojisi ve Keban şaryajı. *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri*, 1 (2), 75-81.
- Mülayim, O., Mancini, E., Çemen, İ., and Yılmaz, İ.Ö., 2016. Upper Cenomanian-Lower Campanian Derdere and Karababa formations in the Çemberlitaş oil field, southeastern Turkey: their microfacies analyses, depositional environments, and sequence stratigraphy. *Turkish Journal of Earth Science*, 25, 46–63. DOI: 10.3906/yer-1501-7
- Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros. In A. Hushmandzadeh (Ed.), *Treatise on the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515. DOI: 10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22
- Özdemir, F. ve Ünlügenç, U.C., 2013. Gökçi (Diyarbakır) Yapısının Stratigrafisi ve Hidrokarbon Potansiyeli Açısından İncelenmesi. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 28(1), 127-141.
- Özel, N. 2001. Gap Bölgesinin jeolojisi maden ve enerji kaynakları. GAP 1. Basım, Mayıs 2002, Şanlıurfa.
- Özkan, R., 2021. The Adıyaman Group carbonate succession on the northern Arabian Plate (southeastern Turkey): A review of lithostratigraphy, foraminiferal biostratigraphy, depositional environments and sequence stratigraphic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 210, 1-24. DOI: 10.1016/j.jseaes.2021.104684
- Özkan, R., and Altın, D., 2019. The Cretaceous Mardin Group carbonates in southeast Turkey: lithostratigraphy, foraminiferal biostratigraphy, microfacies and sequence stratigraphic evolution. *Cretaceous Research*, 98, 153-178. DOI: 10.1016/j.jseaes.2021.104684
- Pasin, C., Çelikdemir, E. Ve Şemşir, D., 1983. Adıyaman-Çemberlitaş-Bölükayla Sahaları ile Yakın Dolaylarının Hidrokarbon Olanakları. TPAO Arama Rapor 1770, Ankara (yayınlanmamış).
- Perinçek, D., 1978. Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) Alanının Jeolojik İncelemesi ve Petrol Olanaklarının Araştırılması. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, İstanbul.

- Perinçek, D., 1979. Geological investigation of Çelikhan-Sincik-Koçali Area Adıyaman province: İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B (44), 127-147.
- Perinçek, D., 1980. Arabistan Kıtası Kuzeyindeki Tektonik Evrimin, Kıta Üzerinde Çökelen İstifteki Etkileri. Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, Ankara, Jeoloji-Jeofizik Bildirileri, 77-93.
- Perinçek D., Duran, O., Bozdoğan, N., and Çoruh, T., 1991. Stratigraphy and Paleogeographical Evolution of the Autochthonous Sedimentary Rocks in the SE Turkey. Ozan Sungurlu Symposium, Proceedings, Ankara, 274-305.
- Perinçek, D., Günay, Y., ve Kozlu, H., 1987. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar ile ilgili Yeni Gözlemler. TPAO Arama Rapor 2285, Ankara (yayınlanmamış).
- Perinçek, D., ve Özkaya, İ., 1981. Arabistan levhası kuzey kenarı tektonik evrimi. Hacettepe Univ. Yerbilimleri, 8, 91-101.
- Ricou, L. E., 1976. Evolution structurale des Zagrides, la region clef de Neyriz (Zagros Iranien). Memoires de la Societe Geologique de France, 125, 1-144.
- Rigo de Righi, M., and Cortesini, A., 1964. Gravity Tectonics in Foothills Structure Belt of Southeast Turkey. AAPG Bulletin, 48, 1911-1937.
- Robertson, A.H.F. and Grasso, M., 1995. Overview of the late Triassic-Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region. Terra Nova, 7, 114-127.
- Robertson A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectono-sedimentary evolution of a South Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: Bozkurt E, Winchester JA, Piper JDA (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area. Geol Soc, London, Spec Publ 173, 97-138. DOI: 10.1144/gsl.sp.2000.173.01.05
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taslı, K., and Inan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, SE Turkey: Late Cretaceous-Early Cenozoic accretionary /collisional processes related to closure of the Southern Neotethys. J. Asian Earth Sci. 27, 108-145. DOI: 10.1016/j.jseaes.2005.02.004
- Robertson, A., Boulton, S.J., Taslı, K., Yıldırım, N., İnan, N., Yıldız, A., and Parlak, O. 2016. Lower Cretaceous-Miocene Sedimentary Development of The Arabian Continental Margin In Se Turkey (Adıyaman Region): Implications For Regional Palaeogeography and The Closure History Of Southern Neotethys, Journal of Asian Earth Sciences 115, 571-616. DOI: 10.1016/j.jseaes.2015.01.025
- Saber, R., Isik, V. and Caglayan, A 2021. Structural styles of the Aras fault zone with implications for a transpressive fault system in NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 207, 104655. DOI: 10.1016/j.jseaes.2020.104655
- Sadooni, F.N., 2004. Stratigraphy, Depositional Setting And Reservoir Characteristics Of Turonian - Campanian Carbonates In Central Iraq. Journal of Petroleum Geology, 27 (4), 357-371. DOI: 10.1111/j.1747-5457.2004.tb00063.x
- Sefünç, A., 2003. Adıyaman-Bozova-Kızılın-Harmancık ve Kemerli Faylarının Sismik Verilerle Tanımı. TPAO Arama Rapor 4430, Ankara (yayınlanmamış).
- Sepehr, M., and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, İnan. Marine and Petroleum Geology, 21, 829-843. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006

- Sinanoğlu, E., ve Erkmen, U., 1980. Güneydoğu Anadolu Apsiyen-Albiyen Palinostratigrafisi ve Bölgenin Alt Kretase Palino provenşleri İçindeki Yeri. Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, Ankara, Jeoloji-Jeofizik Bildirileri, 51-59.
- Sungurlu, O., 1973. VI. Bölge Gölbaşı-Gerger Arasındaki Sahanın Jeolojisi. TPAO Arama Rapor 802, Ankara (yayınlanmamış).
- Sungurlu, O., 1974. VI. Bölge Kuzey Sahalarının Jeolojisi. Türkiye İkinci Petrol Kongresi, Ankara, Tebliğler (Proceedings), 85-107.
- Şahin, Ö., ve Işık, V., 2010. Çelikhan (Adıyaman) Civarında Yüzeyleyen Metamorfik ve Magmatik Kayaların Petrolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 53 (2-3), 129-158.
- Şenalp, M.A., Bahtiyar, İ., Işıkalp, U., Kaya, M., and Uz, E., 2018. Sequence Stratigraphy and Sedimentology of the Paleozoic Successions on the Arabian Platform and their Impact to Hydrocarbon Explorations in Southeast Turkey. Turkish Association of Petroleum Geologists (TAPG). Ankara.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241. DOI: 10.1016/0040-1951(81)90275-4
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361-376. DOI: 10.1016/0040-1951(79)90184-7
- Tuna, D., 1973. VI. Bölge Litostratigrafi Birimleri Adlamasının Açıklayıcı Raporu. TPAO Arama Rapor 813, Ankara (yayınlanmamış).
- Tardu, T., Başkurt, T., Güven, A., Us, E., Dinçer, A., Tuna, M.E., Tezcan Ü.Ş., 1987. Türkiye 7. Petrol Kongresi, Ankara, 36-49.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, 199-209.
- Yazgan, E., and Chessex, R. 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. Turkish Association of Petroleum Geologists, 3, 1-42.
- Yılmaz, Y., 1990. Allochthonous Terranes in The Tethyan Middle East: Anatolia and The Surrounding Regions. Royal Society of London Philosophical Transactions, A331, 611-624. DOI:10.1098/rsta.1990.0093.
- Yılmaz, Y., 1993. New Evidence And Model On The Evolution Of The Southeast Anatolia Orogen. Geological Society of America Bulletin, 105, 251-271. DOI:10.1130/0016-7606(1993)105<0251:NEAMOT>2.3.CO;2
- Yılmaz, Y., 2019. Southeast Anatolian Orogenic Belt revisited (geology and evolution). Can. J. Earth Sci., 56, 1163-1180. DOI: 10.1139/cjes-2018-0170
- Yılmaz, Y., and Yiğitbaş, E., 1991. The different ophiolitic-metamorphic assemblages of S.E. Anatolia and their significance in the geological evolution of the region: 8th Petroleum Congress of Turkey, Geology Proceedings, Ankara, Turkey, 128-140.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., and Genç, C., 1992. Origin of the southeast Anatolian metamorphic massifs. In The 9th Petroleum Congress and Exhibition of Turkey, Ankara, Abstracts, 170-180.
- Yılmaz, E., ve Duran, O. 1997. Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton ve Allohton Birimler Stratigrafi Adlama Sözlüğü (Lexicon). TPAO Eğitim Yayınları 31, Arama Rapor 3712, Ankara (yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Günay, Y., Demirkol, C., Yiğitbaş, E., ve Sarıtaş, B., 1984.

Amanos Dağlarının Jeolojisi. TPAO Arama Rapor 1920, Ankara (yayınlanmamış).

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M. A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C. ve Keskin, M., 1987. Maraş Kuzeyinin Jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak- Binboğa Dağları). Cilt II: TPAO Arama Rapor 2028/2, Ankara (yayınlanmamış).

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Çemen, İ., 2022. Tectonics of the Southeast Anatolian Orogenic Belt. <https://www.essoar.org/10.1002.10.1002/essoar.10510308.1> DOI: 10.1002/essoar.10510308.1

Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. *GeoArabia*, 6 (3), 445-504.