



## **Oltu-Balkaya havzasının (KD Türkiye) tektonik konumu ve Geç Kretase sonrası jeolojik evrimi**

*Tectonic setting and structural evolution of post-Late Cretaceous  
the Oltu-Balkaya basin (NE Turkey)*

**Hüseyin YILMAZ<sup>1</sup> ve Ali YILMAZ<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fak., Jeofizik. Müh. Böl., 58140, Sivas, Türkiye.*

*hyilmaz44@gmail.com*

<sup>2</sup> *Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fak., Çevre Müh. Böl., 58140, Sivas, Türkiye.*

### **ÖZ**

Oltu-Balkaya havzası, Pontid Yayı ve Anadolu-Toros Platformu'nun arasında Üst Maastrichtiyen'den itibaren gelişen çarpışma (ilk çarpışma-soft-collision) ile oluşmaya başlamıştır ve Maastrichtiyen-Erken Eosen döneminde çarpışmalı bir önülke havzası olarak evrim geçirmiştir. Bu dönemde alttan üste doğru sırasıyla karbonat arakatlı türbiditik karasal kıvrıntılılar, denizel delta çökelleri ve denizel kıvrıntılılar çökelmiştir.

Çarpışma evresini karakterize eden bu havza dolgununun üzerine bir taban konglomerasıyla sığ denizel kıvrıntılı çökeller ve çarpışma sonrası magmatizmayla deneştirilebilecek yüksek potasyumlu volkaniklerden oluşan Orta-Geç Eosen yaşlı birimler gelmektedir. Eosen sonunda tümüyle su üstü olan bölgede (en son çarpışma-hard-final collision) Oligosen'de bölgesel bir transgresyonla Oligosen-Geç Miyosen zaman aralığında jips ve yüksek potasyumlu volkanik ara düzeyli karasal kıvrıntılılar ve sığ denizel birimlerden oluşan bir molas çökelmiştir. Bu dönemi karakterize eden istifin çökmesinden sonra Miyosen ortalarında bölge sıkışarak tümüyle kara haline dönüşmüştür. Akarsu ortamından gölsel ortama kadar değişen bütünüyle karasal çökel ve volkanitlerden oluşan Geç Miyosen-Erken Pliyosen birimlerinde KB-GD doğrultulu KD ve GB ya eğimli normal faylar gözlenmektedir. Gerilmeli bir tektonik rejimi yansıtan bu dönemde yaygın andezitik ve dasitik volkanizma gerçekleşmiştir. Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşta yarı pekişmiş karasal kıvrıntılı çökeller ise bu birimleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir.

Oltu-Balkaya havzası yaklaşık KD-GB gidişli egemen kıvrımlanma ve yaklaşık 40° ye varan kuzeye eğimli KD-GB doğrultulu bir bindirme fayı ile karakteristiktir. Bu yapılar, Maastrichtiyen'de başlayan çarpışmanın kesintisiz olarak en azından Oligosen-Miyosen süresince de havzada etkin olan KB-GD yönlü bir sıkışmalı tektonik rejimi simgelemektedir. Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı kaya birimleri ise kıvrımlanmamış olup, Neotektonik dönemi yansıtmaktadır.

Sonuç olarak, Oltu-Balkaya havzası, Maastrichtiyen-Erken Eosen döneminde çarpışma evresi, Orta Eosen-Erken Pliyosen döneminde çarpışma sonrası ve Geç Pliyosen'den Günümüze kadar (Neotektonik dönem), doğrultu atımlı rejimin egemen olduğu üstüste gelişmiş bir havzayı temsil etmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Çarpışma, çarpışma sonrası, Oltu-Balkaya havzası, yapısal evrim

## **ABSTRACT**

*The Oltu-Balkaya basin has started to open by the collision (soft-collision) between Pontide Arc and Anatolide-Tauride Platform since late Maastrichtian and was evolved as collisional foreland basins during Upper Maastrichtian and Eocene time. At this period, turbiditic continental deposits intercalated with carbonates, marine deltaic deposits and marine detritics are deposited, from bottom to top, respectively.*

*Middle-Late Eocene shallow marine clastic deposits and high-K volcanics which may be attributed to post collisional magmatism lie on this basin fill characterizing the collisional phase. At the beginning of Oligocene time, a molas consisting of continental clastics and shallow marine units with interlayeres of gypsum and high-K volcanics were deposited on a regional unconformity at the Oligocene-Late Miocene interval in the region which was a completely emergent land (hard-final collision) at the end of Eocene. After deposition of the sequence characterizing this period, the region has completely become a land in the Miocene time by compression. Normal faults with NW-SE striking and in the direction of NE - SW dipping are observed in Late Miocene-Early Pliocene units consisting of fluvial to lacustrine completely continental deposits and volcanics. A widespread andesitic and basaltic volcanism occurred at this period reflecting an extensional tectonic regime. Late Pliocene-Quaternary semi-consolidated continental clastic deposits cover these units by angular unconformity.*

*The Oltu-Balkaya basin is characterized by dominant folding with approximately NE-SW trending axis and a thrust fault striking NE-SW, which dips about 40° northward. These structures as a whole represent NW-SW-directed compressional tectonic regime prevailed in the basin at least during Late Oligocene-Miocene time. As for the Late Pliocene-Quaternary beds rest on an angular unconformity over the older units and this sequence which have not been folded represents Neotectonic period.*

*As a result, the Oltu-Balkaya basin represents a superimposed basin which is syn-collisional in Upper Maastrichtian-Middle Eocene, post-collisional in Middle Eocene-Early Pliocene and where the strike-slip regime dominant since the Late Pliocene to present time (Neotectonic Period).*

**Key Words:** Collision, Oltu-Balkaya Basin, post-collision, structural evolution

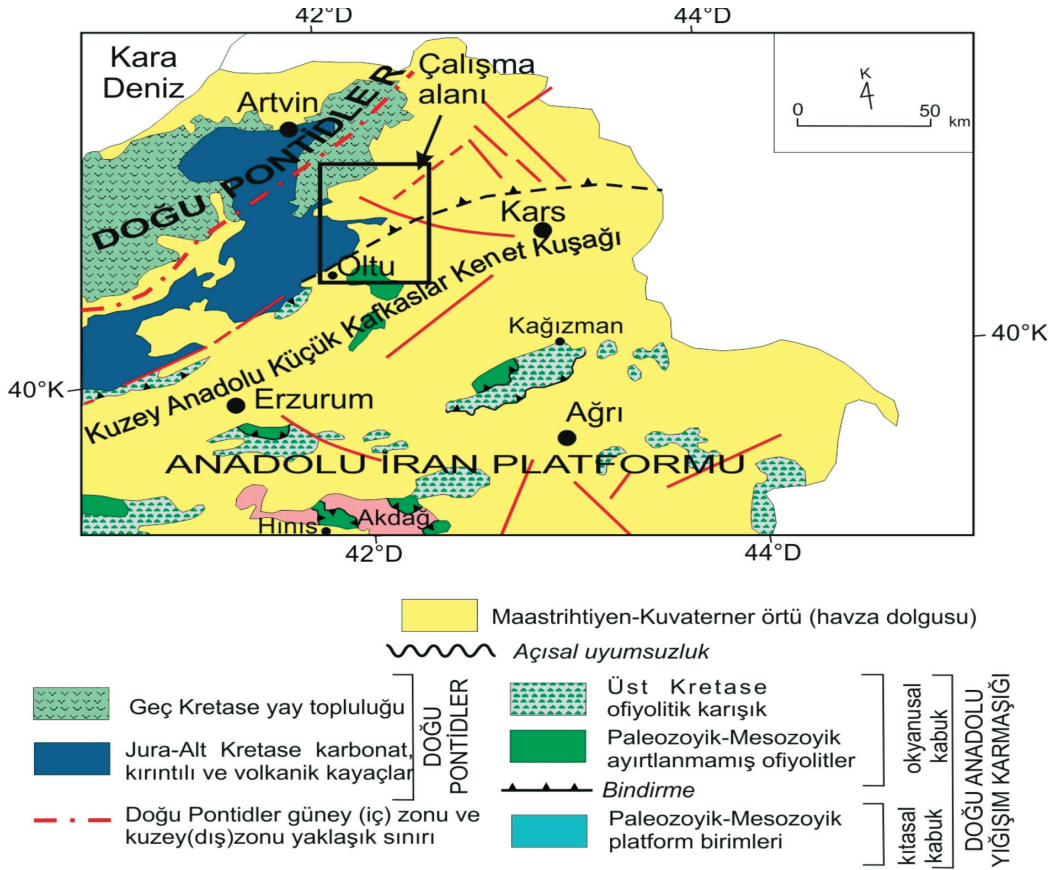
## **GİRİŞ**

İlk kez Lange (1967) tarafından adlandırılan Oltu-Balkaya havzası, Erzurum'un yaklaşık 100 km kuzeydoğusunda, yatay olarak yaklaşık 25 Km eninde ve 50 Km uzunluğunda bir havzadır (Şekil 1). KD-GB uzanımlı bu havza, çevresindeki temeli oluşturan kaya birimlerinin genel gidişine hemen hemen paraleldir. Oltu-Balkaya havzası, Doğu Pontidler ve Anadolu-İran Platformu

arasındaki kenet zonu üzerinde gelişmiş en önemli havzalardan biridir. Havza, bölgesel jeolojik çalışmaların (Baykal 1950; Erentöz, 1954; Gattinger, 1955; Altınlı, 1969; Erentöz ve Ketin, 1974) yanı sıra içerdiği kömür yatakları nedeniyle ekonomik amaçlı birçok araştırmanın konusu olmuştur (Lahn ve Romber, 1939; Tendam, 1951; Nebert, 1963a,b; Engin ve Engin, 1964; Lange, 1967; Wedding, 1956; Akalın, 1978; Özdemir, 1981).

Bulut vd. (1989), Tortum-Narman-Oltu-Olur bölgesinin Tersiyer öncesi temel üzerinde uyumsuzlukla yer alan Eosen yaşlı denizel çökellerin yanısıra, bu istifin üzerinde Oligo-Miyosen yaşlı karasal çökellerin ve volkanitlerin de sıra ile uyumsuzlukla yer aldıklarını ileri sürmektedirler. Bozkuş (1990) ve Bilgiç vd. (1995) Oltu-Balkaya havzasındaki Tersiyer yaşlı istifin ve Bozkuş (1998) Oltu'nun güneybatısındaki Narman dolayındaki Geç Mesozoyik-Tersiyer istifin stratigrafisini tanıtmaya çalışmışlardır. Yılmaz vd. (2000) bölgenin tektonik birliklerini değerlendirirken Oltu kuzeyini Doğu Pontidlerin

yayönü havza ürünü olarak kabul ettikleri Bayburt-Karabağ ekay zonu, Oltu bölgesini ise Kuzey Anadolu-Küçük Kafkaslar Kenedi ürünleri olarak yorumlamışlardır. Konak vd. (2001) bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji harita alımını gerçekleştirmiş ve Konak ve Hakyemez (2008) bu çalışmaya dayalı olarak Oltu-Balkaya havzasını, kuzeybatıdan güneydoğuya (?) itilmiş Kışla Metamorfiti, Çardaklı Birliği ve güneydoğudan kuzeybatıya itilmiş Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu arasında oluşmuş Tersiyer yaşlı bir havza olarak yorumlamışlardır.



**Şekil 1.** Doğu Pontidler, Kuzey Anadolu-Küçük Kafkaslar Kenedi, Anadolu İnan Platformu ve inceleme alanının konumu (Özsayar vd., 1981; Bektaş vd., 1995; Okay ve Şahintürk, 1997 ve Yılmaz vd., 2014)den değiştirilerek).

**Figure 1.** Eastern Pontides, North Anatolian-Lesser Caucasus Suture Zone, Anatolian-Iranian Platform and location of study area. KAF, North Anatolian Fault; DAF, East Anatolian Fault (Modified from Özsayar et al., 1981; Bektaş et al., 1995; Okay and Şahintürk, 1997 and Yılmaz et al., 2014).

## BÖLGESEL JEOLJİ

Oltu-Balkaya havzası, güneyde Ankara-Erzincan Kenedi ve kuzeyde Doğu Pontidlerin yay önünü temsil eden zonun üzerinde gelişmiştir (Şekil 1). Doğu Pontidler, Geç Kretase-Tersiyer yaşta volkanik ve volkanokırıntılı kayaçların egemen olduğu kuzey (dış) zon ve Geç Kretase öncesi yaşlı yay önü tortul kayaçların yaygın olduğu güney (iç) zon olmak üzere ikiye ayrılmıştır (Akın, 1979; Gedikoğlu, 1979; Özsayar vd., 1981; Bektaş vd., 1995; Okay ve Şahintürk, 1997).

Doğu Pontid Kuzey Zonu esas olarak değişik yaş ve karakterde altı önemli magmatik etkinliğin ürünlerinden oluşmaktadır: 1. Yitimle ilişkili Turoniyen-Maastrichtiyen yaşta subalkalen volkanizma (Okay ve Şahintürk, 1997) ve Erken Kretase yaşlı ortaç K'lu erken yay kökenli granitoid (Boztuğ vd., 2006), 2. Geç Kretase-Erken Paleosen yaşlı ortaç-yüksek K lu kalkalkalen olgunlaşmış yay kökenli granitoid (Boztuğ vd., 2006), 3. Paleosen yaşlı peralumin lökogradit çarpışma ile çağdaş kökenli granitoid (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2004; Boztuğ vd., 2006), 4. Orta-Geç Eosen yaşlı çarpışma sonrası plütonizma ürünü, yüksek K'lu kalkalkalen granitoid (Genç ve Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Yılmaz vd., 1997; Topuz vd., 2005; Boztuğ vd., 2006), 5. Geç Eosen yaşlı, alkalen, ortaç kalkalkalen ve toleyitik karakterde genişleme ile ilişkili granitoidler (Okay ve Şahintürk, 1997; Arslan ve Aslan, 2006; Boztuğ vd., 2006) ve 6. Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı çarpışma sonrası volkanitler (Aydın vd., 2008; Eyüboğlu vd., 2012).

Doğu Pontid Güney Zonu ise, Devoniyen-Karbonifer yaşlı yüksek dereceli metamorfik kayaçlar, Alt Karbonifer yaşlı granitik ve dasitik kayaçlar, Üst Karbonifer-Alt Permiyen sığ denizel karasal kökenli bir molas ve Permo-Triyas yaşlı bloklu metavolcano-tortul diziden oluşmaktadır

(Yılmaz, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997; Topuz vd., 2004). Alt ve Orta Jura yaşlı kırıntılı tortul aratabakalı olasılıkla Neotetis'in kuzey kolunun açılmasını işaret eden riftleşme ile ilişkili tüf ve piroklastikleri ve Üst Jura-Alt Kretase karbonatları bu temelin üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir (Görür vd., 1983). Güneye doğru volkanik ara katkıları giderek azalan ve yay-önü havza ürünü Senoniyen yaşlı olan bir çökel serisi, daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla örtmektedir (Pelin, 1977; Gürsoy, 1989; Fenerci, 1994; Robinson vd., 1995). Bu zonda Senoniyen sonrası yaşlı kuzeye dalımlı ve esas olarak ofiyolit ve ofiyolitli melanjlerden oluşan itki dilimleri gözlenmektedir.

Oltu-Balkaya havzasının güney bölümünde daha yaygın olan Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (Yılmaz vd., 2000) olarak tanımlanan ofiyolitik birimler, Pontidler ve Anadolu-İran Platformu arasında bulunan Neotetis'in kuzey kolunun kapanması ile oluşan İzmir-Ankara-Erzincan Kenedinin (Şengör ve Yılmaz, 1981) doğu kesimini temsil ederler.

Doğu Pontidlerle daha doğudaki Kafkaslar arasındaki ilişkiler değişik çalışmalarla ortaya konulmaya çalışılmıştır. Örneğin Adamia vd. (1987) her iki bölgenin Paleozoyikteki tektonik gelişim ve Lordkipanidze vd.(1989) Mesozoyik-Senozoik dönemindeki magmatik evrim benzerliklerini araştırmışlardır. Yılmaz vd. (2000) ise Güney Transkafkasya ve Doğu Pontidler yapısal deneştirmesini yaparak Doğu Pontid Güney Zonunun yay önü topluluğu temsil eden İmbrike Bayburt Karabağ birimini ve kısmen Artvin Bolnisi magmatik yayını, Doğu Pontid Kuzey Zonunun ise kısmen Artvin Bolnisi magmatik yayını ve Adjara Trialeti biriminin tümünü kapsadığını ortaya koymuştur. Oltu Balkaya Havzası, bu birimlerden yay önü topluluğu temsil eden İmbrike Bayburt Karabağ

birimi ve Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı üzerinde bulunmaktadır.

Pontidler ve Anadolu-İran Platformu'nun çarpışmaya başlamasından sonra İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi üzerinde Geç Kretase'den itibaren çok sayıda molas tipi havza gelişmiştir (Görür ve Tüysüz, 2001). Bu havzalardan Erzincan'ın batısındakiler ayrıntılı incelenmiştir (Örn. Refahiye, Sivas, Yıldızeli, Yozgat-Sorgun ve Çankırı havzaları, Görür vd., 1984; Kelling vd., 1989; Cater vd., 1991; Koçyiğit, 1996; Görür vd., 1998; Yılmaz ve Yılmaz, 2006). Ancak doğudaki havzaların evrimine yönelik olarak yeterince inceleme yapılmamıştır. Sunulan çalışma bu eksikliğin en azından bir bölümünü gidermeyi amaçlamaktadır.

## OLTU-BALKAYA HAVZASI

Önceki çalışmalar ve kendi gözlemlerimiz birleştirilerek Oltu-Balkaya havzasını oluşturan temel ve dolgu birimleri Şekil 2 deki gibi haritalanmıştır. Bu birimlerin stratigrafik konumları, kaya türü özellikleri ve fosil içerikleri Şekil 3'teki genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesitte sunulmuştur.

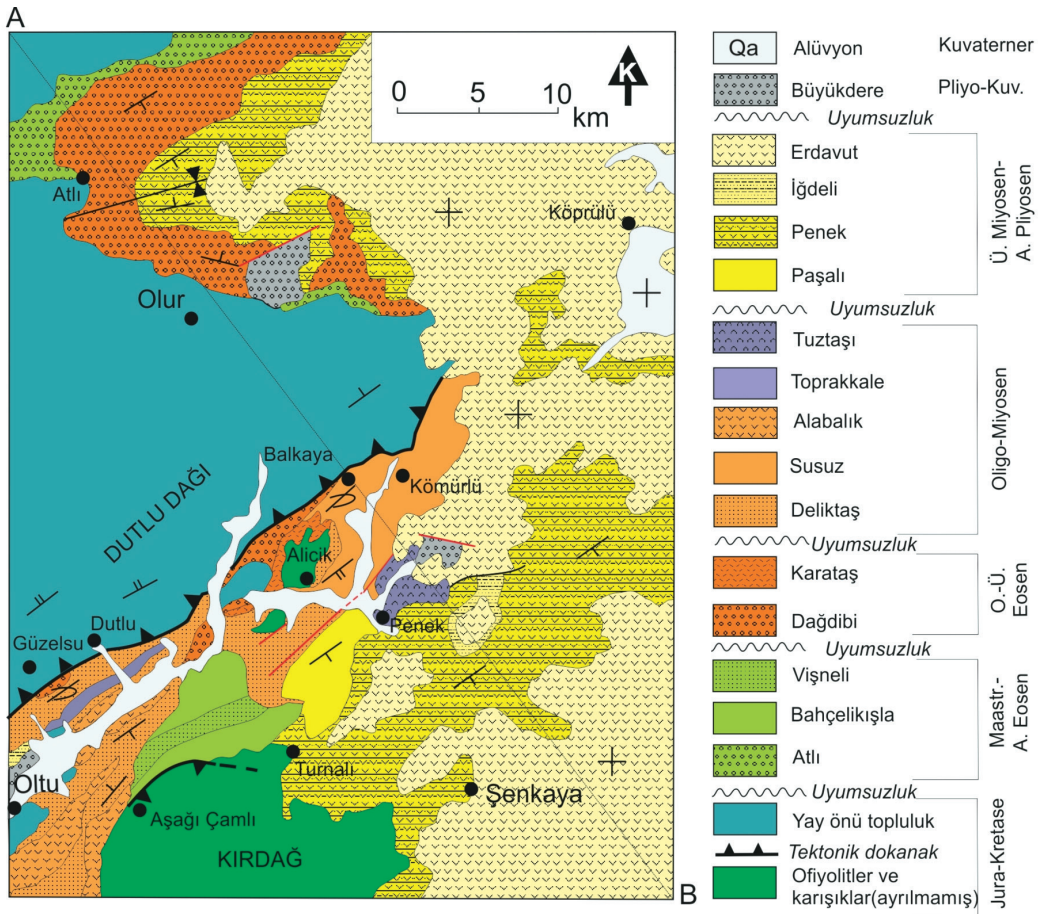
### Stratigrafi

İmbrike Bayburt Karabağ birimini oluşturan yay önü topluluk ve Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağının ofiyolitik birimlerinden oluşan bir temel üzerinde gelişmiş olan Oltu-Balkaya havzasının dolgu birimlerinin özellikleri aşağıdaki biçimde özetlenebilir.

### Atlı formasyonu

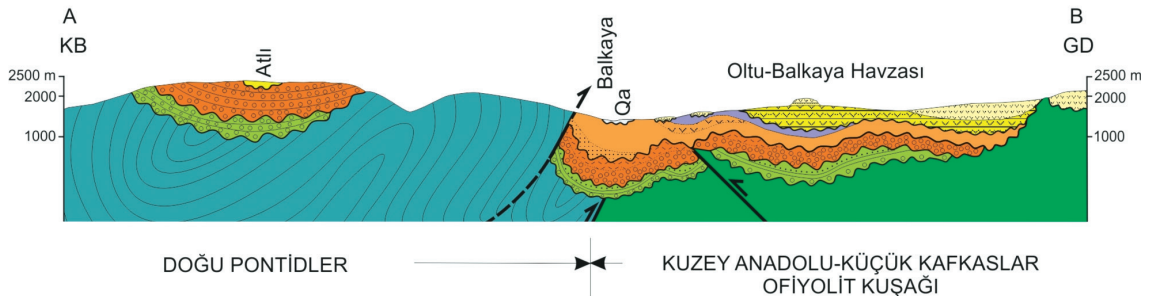
Birim ilk kez Yılmaz vd. (2000) tarafından Atlılar formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ancak adlandırmada kullanılan yerleşim alanının adı Atlı olduğu için bu çalışmada Atlı formasyonu olarak düzeltilmiştir. Oltu-Balkaya havzasının kuzeyinde Olur kuzeybatısında yüzeyleyen yeşilimsi gri ve bej renklerin baskın olduğu birim, tabanda çapraz katmanlanmalı çakıltaşı ile başlamakta üste doğru karasal, çapraz katmanlanmalı kırıntılılar, ince tabakalı kireçtaşı, silttaşı ve kiltası aratabakalı kumtaşı, türbitik kireçtaşı, ince kalsitürbidit katmanlı yeşil kiltası ile devam etmekte, en üstte ise kiltası-silttaşı ardalanması ve karasal kırıntılı kayaçlarla sona ermektedir. Atlı formasyonu yaygın bir şekilde kıvrımlanmış ve ekaylanmış (Konak vd., 1995; Yılmaz vd., 2000) Maastrichtiyen öncesi yaşlı yayönü çökel topluluğunu (Okay ve Leven, 1996) belirgin bir açılmal uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 4A). Birimin üst kesimleri yanal olarak güneyde Oltu-Balkaya havzasında Paleosen yaşlı Bahçelikle formasyonuna (Konak vd., 2001) geçmektedir.

Fosil kapsamına (*Globotruncana ventricosa* White, *Stomiosphera sphaerica* (Kaufmann), *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Calcisphaerula innominate* Banet, *Globotruncana gr linneiana* (d'Orb.), *Missisipina binehorsti* (Reus), *Epinoides* sp., *Planorbulina* sp., *Anomolina* sp.) dayanılarak Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı olarak kabul edilen birim (Yılmaz vd.(2000) başlangıçta karasal daha sonra sığ denizel bir ortamı yansıtmaktadır.



## SEMBOLLER

- A — B Kesit izi    ▼ Senkinal    ✕ Devrik kıvrımlar    / 30°den daha büyük eğimli tabaka  
 / 30°den daha az eğimli tabaka    + Yatay tabaka    ▲ Bindirmeler    — Aktif faylar



**Şekil 2.** Oltu-Balkaya havzasının haritası ve enine jeoloji kesiti (Özdemir, 1981; Konak vd., 2001; MTA, 2002 ve Yılmaz vd., 2003 ve yeni gözlemler. Yer bulduru için Şekil 1'e bkz.).

**Figure 2.** Geological map and cross-section of the Oltu-Balkaya Basin (After Özdemir, 1981; Konak et al., 2001; MTA, 2002 and Yılmaz et al. 2003 and new revision. See Figure 1 for locations).

### Bahçelikişla formasyonu

Konak vd. (2001) tarafından tanımlanan ve genel olarak bordo-yeşil-gri renkli, yer yer belirsizleşen kalın katmanlı çakıltaşı-kumtaşı ardalanımıyla temsil edilen birimdeki gereçler volkanit, serpantin, glokofanli yeşil şist ve kireçtaşları gibi yayönü topluluklarda bol oranda bulunan kayalardan türemiştir. Kumtaşları kalın-orta katmanlı, yer yer büyük ve küçük ölçekli çapraz katmanlı ve bitki kırıntılı olup, gri renkli, ince siltaşı ara katmanları içerir. Birimin üst kısmını, çakıllı kumtaşı-kumtaşı ve beyaz kireçtaşı ara katmanları içeren, kalın düzeyler halindeki kırmızı-kahverengi çamurtaşları oluşturur.

Bahçelikişla formasyonu, Oltu kuzeyinde bazı yerlerde ofiyolitli karışığın üzerine uyumsuzlukla gelirken (Şekil 4B) bazı yerlerde ise ofiyolitli karışık tarafından tektonik dokanakla üzerlenilir (Şekil 4C). Birim Oltu güneyinde bazı yerlerde Vişneli formasyonuna (Konak vd. 2001) uyumlu olarak geçiş yapar.

Birim içinde herhagi bir fosil saptanamamasına karşın üzerinde geçişli olarak yer alan Vişneli formasyonunun Erken Eosen yaşında olması nedeniyle Bahçelikişla formasyonunun yaşı Geç Paleosen (?) - Erken Eosen olarak kabul edilmiştir (Konak vd.2001).

Jeolojik Yaş	Formasyon Tektonik birlik	Litoloji	Kalınlık(m)	Açıklamalar	Fosil kapsamı	Magmatizma	Tektonizma
Kuvaterner				Yarı pekişmiş kırıntılılar			
Pliyosen	Büyükdere		500	Akarsu ve göl çökelleri Uyumsuzluk			Neotektonik dönem
Miyosen	G Erdavut İğdeli Penek		>750	Andezit Akarsu ve göl çökelleri Bazik piroklastikler ve lavlar Uyumsuzluk	Polenler: <i>Ovoidites igneus</i> , <i>Ovoidites parvus</i> , <i>Ovoidites microligneus</i> , <i>Monocolpites trachycarpoides</i> , <i>Monocolpites gramineoides</i> , <i>Pityosporites</i> sp., <i>Inaperturopollenites hiatus</i> , <i>Inaperturopollenites</i> sp., <i>Monocolpites</i> sp., <i>Leiotrites</i> sp., <i>Hyphe</i> (fungal).	Doğu Pontidler Çarpışma sonrası volkanizma (Aydın vd., 2008; Eyüboğlu ve diğ., 2012)	
	O Paşalı		500	Jips düzeyleri Kırmızı karasal çökeller			
	E Topraktaşı Alabalık Susuz		>2000	Kırıntılı ara katkılı jips Kireçtaşı ara katkılı karasal kırıntılılar Andezitik piroklastik ve lavlar	Sporlar: <i>Leiotrites microadriennis</i> Krutzsch, <i>Monoleiotrites gracilis</i> Krutzsch, <i>Laevigatosporites isareti</i> (Patonie and Veniz), <i>Venusatosporites farrus</i> (Patonie), <i>Triletes</i> (Patonie) Pollens: <i>Monocolpites triangulus</i> (Patonie), <i>Monogermmites pseudosetarius</i> (Weyland and Pf.), <i>Inaperturopollenites dubius</i> (Patonie and Veniz), <i>Inaperturopollenites hiatus</i> (Patonie), <i>Pityosporites microalatus</i> (Patonie), <i>Pityosporites alatus</i> (Patonie), <i>Pityosporites labdacus</i> (Patonie), <i>Triatriopollenites rurensis</i> Pflug and Thomson, <i>Triatriopollenites coryphaeus</i> (Patonie), <i>Caryapollenites simplex</i> (Patonie), <i>Polyesibulopollenites verus</i> (Patonie), <i>Polypropollenites undulosus</i> (Wolf), <i>Dicolopollis kalewensis</i> (Patonie), <i>Tricolpites angulum</i> Pflug, <i>Quercoidites microhenrici</i> (Patonie), <i>Cupuliferodapollenites bilabensis</i> (Thomson), <i>Tricolpites retiformis</i> (Pflug and Thomson).	Yüksek potasyumlu volkanizma Doğu Pontidlerde çarpışma sonrası volkanizma (Aydın ve diğ., 2008)	Çarpışma evresi (Karasal çökeller)
Oligosen	Deliktaş			Kömürlü grimsi sarı kırıntılılar Olivin bazalt ara katkılı alacalı karasal kırıntılılar Karasal kırmızı çakıltaşı Uyumsuzluk	<i>Nummulites cf. millecaput</i> (Boube), <i>N. cf. fabiani</i> (Prever), <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (Roth and Hay), <i>Sphenolithus pseudoradians</i> Bramlette and Wilcoxon, <i>Sphenolithus radians</i> Deflandre, <i>Sphenolithus moriformis</i> (Brönnimann and Strander), <i>Ericsonia formosa</i> (Kamptner), <i>Discoaster saipensis</i> Bramlette and Sullivan, <i>Helicosphaera intermedia</i> (Martini), <i>Coccolithus opeolagicus</i> (Bramlette and Riedel).	Çarpışma sonrası magmatizma Pulur masifi (Topuz ve diğ., 2005) Doğu Pontit Güney Zonu (Aslan ve Aslan, 2006) Kaçkarlar (Boztuğ ve diğ., 2006) Ermenistan (Sosson ve diğ., 2010)	Geçiş dönemi
Eosen	G Karataş		500	Yüksek potasyumlu kalıkcakalen Olivin bazalt ve volkanoklastikler Siğ denizel kırıntılı ve volkanikler			
	O Dağdibi			Denizel kırıntılıçökeller			
Paleosen	E Vişneli			Denizel-delta çökelleri	<i>Sphenolithus radians</i> Deflandre, <i>Chiasmolithes grandis</i> (Bramlette and Riedel), <i>Discoaster deflandrei</i> Bramlette and Riedel, <i>Fasciculithus tympaniformis</i> Hay and Mohler, <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (Roth and Hay), <i>Coccolithus crassus</i> Bramlette and Sullivan, <i>Microantholithus crenulatus</i> (Bramlette and Sullivan), <i>Sphenolithus anarthopus</i> (Bukry and Bramlette) and Wilcoxon, <i>Sphenolithus radians</i> Deflandre, <i>Sphenolithus moriformis</i> (Brönnimann and Strander), <i>Coccolithus gamma</i> (Bramlette and Sullivan), <i>Helicosphaera seminulum</i> Bramlette and Sullivan, <i>Ericsonia formosa</i> (Kamptner), <i>Ericsonia robusta</i> (Bramlette and Sullivan), <i>Zyrrhabditus bijugatus</i> (Deflandre).	Kaçkarlar (Doğu Pontidler) çarpışma evresi granitoyitler (Boztuğ ve diğ., 2006)	Çarpışma evresi (Siğ denizel çökeller)
	Bahçelikişla		>500	Denizel-delta çökelleri			
Maastrichtiyen	Atlı			Resifal kireçtaşları Karasal kırıntılılar Uyumsuzluk			
Maastrichtiyen öncesi	Ekaylı Artvin-Karabağ Birimi (EAKB) Kuzey Anadolu -Küçük Kafkaslar Ofiyolit Kuşağı			Yayönü topluluk Ofiyolitler ve ofiyolitik karışıklar	<i>Cunnilites sororius</i> (Quenstedt), <i>Diploctenium simplex</i> Alloiteau, <i>Placocoenia</i> sp.		Çarpışma öncesi Paleotektonik dönem

**Şekil 3.** Oltu-Balkaya havzasındaki birimlerin, stratigrafik konumları, kayatürü özellikleri, havza çevresindeki magmatik veriler, tektonik dönemler ve evrim aşamaları (Özdemir, 1981; Bozkuş, 1990; Bilgiç vd., 1995 Konak vd. 2001, Yılmaz vd., 2003 Topuz vd., 2005; Aslan ve Aslan, 2006; Boztuğ vd., 2006; Aydın vd., 2008; Sosson vd., 2010; Eyüboğlu vd., 2012 ve yeni gözlemler).

**Figure 3** Stratigraphic positions and lithological characteristics of the units in Oltu-Balkaya Basin and magmatic data, tectonic periods and structural stages of its surrounding area (After Özdemir, 1981; Bozkuş, 1990; Bilgiç et al., 1995 Konak et. al. 2001, Yılmaz et. al., 2003 Topuz vd., 2005; Aslan and Aslan, 2006; Boztuğ et al., 2006; Aydın et al., 2008; Sosson vd., 2010; Eyüboğlu et al., 2012 and new revision).

Birimde birkaç kez yinelenen biçimde devresel olarak, altta ince taneli kırıntılı kayaçlarla başlayıp üste doğru iri çakıltaşlarına geçişler, büyük ölçekli çapraz katmanlanmalar ve yer yer dalga etkisiyle yeniden işlenmiş yassı çakıllar içeren çakıltaşı düzeyleri denizel ve delta ortamını düşündürmektedir.

### Vişneli formasyonu

İlk kez Konak vd. (2001) tarafından Vişneli formasyonu olarak tanımlanan ve esas olarak gri-yeşil renkli, orta katmanlı, altta kumtaşı, üstte ise kumtaşı-silttaşı ardalanımı ile temsil edilen birimin tabanında yer yer kötü boylanmalı çakıltaşı merccekleri içeren orta ve kalın katmanlı sarımsı gri-yeşil renkli kumtaşları, üst kesimlerinde ise yer yer çakıltaşı düzeyleri içeren, ince-orta katmanlı sarımsı gri türbiditik kumtaşı ve gri-yeşil silttaşı ardalanması gözlenmektedir. Bu birimdeki gereçler de volkanit, serpantin, glokofanlı yeşil şist ve kireçtaşları gibi yayönü topluluklarda bol bulunan kayaçlardan türemiştir. Birimde keskin katman tabanları, taban yapıları, derecelenme, paralel laminalanma, bitki kırıntıları ve canlı eşeleme izleri gözlenmektedir (Bozkuş, 1993).

Bahçelikleşla formasyonunun üzerinde uyumlu ve geçişli olarak yer alan Vişneli formasyonu Dağdibi formasyonu tarafından yerel bir uyumsuzlukla örtülmektedir (Bozkuş, 1993),

Oltu çevresinde Konak vd.(2001) tarafından derlenen örneklerde saptanan fosil içeriğine göre [(*Sphenolithus radians* Deflandre, *Chiasmolithus grandis* (Bramlette ve Riedel), *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel, *Discoaster kuepperi* (Stradner), *Coccolithus eopelagicus*(Bramlette ve Riedel), *Fasciculithus tympaniformis* Hay ve Mohler, *Coccolithus crassus* Bramlette ve Sullivan, *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Cyclolithella robusta* (Bramlette

ve Sullivan), *Micrantholithus crenulatus* (Bramlette ve Sullivan), *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner), *Sphenolithus anarrhopus* (Bukry ve Bramlette), *Coccolithus gammation* (Bramlette ve Sullivan), *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre)) (*Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner), *Sphenolithus radians* Deflandre, *Helicosphaera seminulum* Bramlette ve Sullivan, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Ericsonia robusta* (Bramlette ve Sullivan), *Ericsonia ovalis* Black, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre), *Toweius tovae* Perch-Nielsen, *Discoaster* sp.)] birimin Erken Eosen yaşta olduğu belirlenmiştir. Bu fosil içeriği ve yukarıda tanıtılan türbiditik özelliği gözönüne alındığında birimin giderek derinleşen denizel bir ortamda çökeldiği ileri sürülebilir.

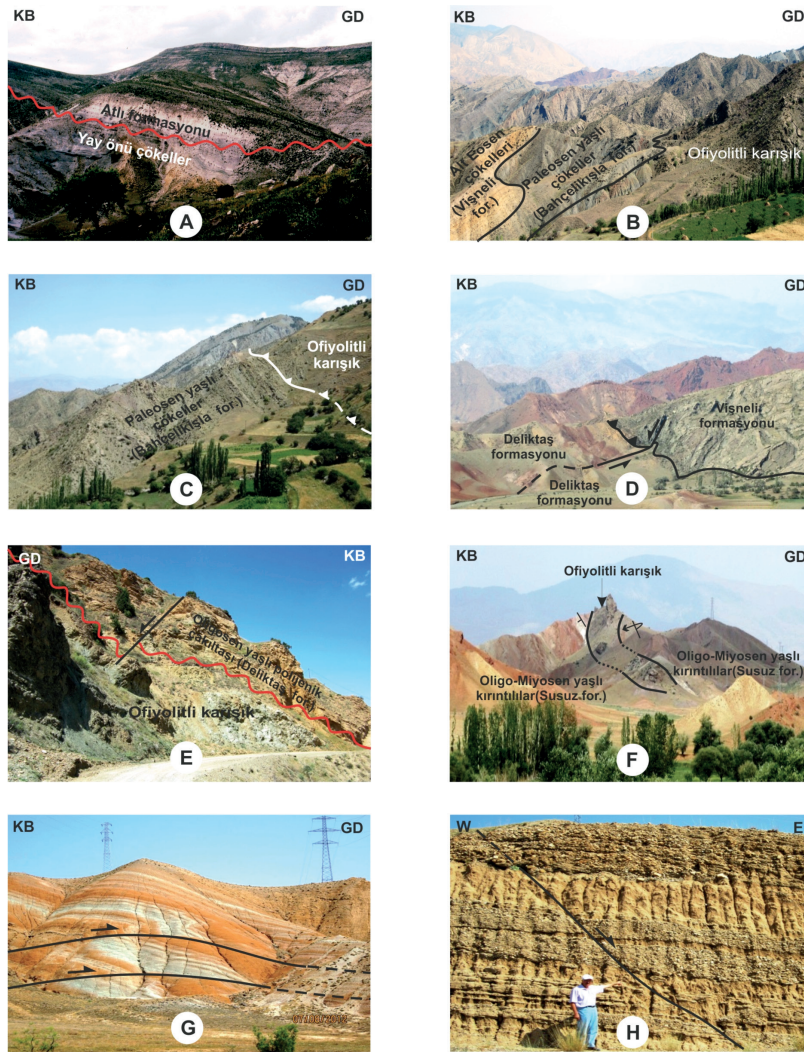
### Dağdibi formasyonu

Bozkuş (1993) tarafından adlandırılan formasyon, tabanda gri-yeşil renkli, masif ve yer yer kalın katmanlı, çok tür bileşenleri az yuvarlaklaşmış, kötü boylanmalı, yer yer kumtaşı merccekleri içeren bir taban konglomerasıyla başlamakta ve üste doğru gri, açık gri ve grimsi mavi renkli, masif, bol fosilli ince taneli kumtaşı ve silttaşı ile devam etmektedir.

Vişneli formasyonu üzerinde yerel bir uymuzlukla yer alan Dağdibi formasyonu üstte Karataş formasyonuna uyumlu olarak geçmektedir

Birim içerisinde *Nicaeotrochus cyclolitoides* (Bellardi), *Nummulites aquiaticus* (B formları), *Nummulites* cf. *uronensis* de la Harpe (A ve B formları), *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp. gibi fosiller saptanmış ve Dağdibi formasyonuna Alt-Orta Eosen (Küviziyen-Alt Lütisiyen) yaşı verilmiştir (Bozkuş, 1993).





**Şekil 4.** Oltu-Balkaya havzasıyla ilişkili değişik arazi görüntüleri: A-Oltu-Balkaya havzasının kuzeyinde Olur kuzeybatısında Atlı formasyonu ve yayönü topluluk arasındaki açısal uyumsuzluk. B-Oltu kuzeydoğusunda Bahçelikaşla formasyonu ve ofiyolitli karışık arasındaki uyumsuzluk. C-Oltu kuzeydoğusunda ofiyolitli karışık ve Bahçelikaşla formasyonu arasındaki tektonik dokanak. D-Oltu kuzeydoğusunda Deliktaş formasyonu ve Vişneli formasyonu arasındaki uyumsuzluk ve tektonik dokanak. E-Ofiyolitli karışık üzerindeki Oligosen yaşta polijenik konglomera. F-Oligo-Miyosen yaşta birimlerde KD-GB eksen gidişli, yer yer güneye devrik kıvrımlar ve çekirdekteki ofiyolitli karışık. G-Tuztaş formasyonundaki bindirmeler ve bindiren bloklar üzerinde gelişmiş küçük kıvrımlar. H-İğdeli formasyonundaki KB-GD doğrultulu KD ve GB ya eğimli doğrultu atım bileşenli normal faylar.

**Figure 4.** Varied field views from the Oltu-Balkaya Basin. A- Angular unconformity between Atlılar formation and fore-arc association northwest of Olur in the north of the Oltu-Balkaya Basin. B- Angular unconformity between Bahçelikaşla formation and ophiolitic melange in the northeast of Oltu. C- Tectonic contact between Bahçelikaşla formation and the ophiolitic melange in the northeast of Oltu. D- Unconformity and tectonic contact between Deliktaş formation and Vişneli formation in the northeast of Oltu. E- Oligocene polygenic conglomerate on the ophiolitic melange. F- From place to place northward overturned folds with NE-SW axial extending in Oligo-Miocene units and the ophiolitic melange in their core. G- Overthrusts and small folds developed on the overthrust block in Tuztaş formation. H- The NE-SW striking and NE and SW dipping normal faults with strike-slip component in İğdeli formation.

Konak vd. (2001) ise Dağdibi formasyonuna, taban çakıltaşının hemen üzerine gelen kumtaşlarından derlenen örneklerde saptanan *Nummulites cf. millicaput* Boubee (A formu), *Nummulites cf. fabianii* Prever, *Nummulites* spp., *Discocyclina* spp., *Assilina* sp., *Asterigerina* sp., *Eurupertia* sp., *Acticocyclina* sp., *Rotalia* sp.) ve nannoplankton faunasına (*Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon, *Sphenolithus radians* Deflandre, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner), *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Ericsonia ovalis* Black, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Helicosphaera lophota* Bramlette ve Sullivan, *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Cribozentrum coenurum* (Reinhardt), *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel, *Discoaster elegans* Bramlette ve Sullivan, *Braarudosphaera bigelowi* (Gran ve Braarud), *Micrantholithus crenulatus* (Bramlette ve Sullivan), *Pontosphaera plana* (Bramlette ve Sullivan), *Rhabdosphaera inflata* (Bramlette ve Sullivan), *Helicosphaera intermedia* (Martini), *Transversopontis pulcher* (Deflandre), *Transversopontis pulcheroides* (Sullivan), *Calcidiscus kingii* (Roth), *Chiasmolithus* sp. fosil içeriği Bartoniye-Priyaboniye (Orta-Geç Eosen) yaşını vermektedir. Bu çalışmada da fosil kapsamının daha ayrıntılı saptanılmasına dayanılarak aynı yaş benimsenmiştir.

Birim yüksek enerjili, sığ denizel bir ortam ürünüdür.

### **Karataş formasyonu**

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan birim tabanda, gri-yeşilimsi gri renkli, ince orta tabakalı kumtaşları ve üstte siltaşı, kıltaşı, siyah renkli bazalt, tuf ve kumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin, yer yer merceksi geometrili, kalın gri-yeşil renkli aglomera ara

düzeyleri, litik ve kristal tuf karakterine sahip olan porfirik dokulu tüfler ve olivin bazaltlardan oluşan volkanik kesimi yüksek potasyumlu kalkalkalen bir volkanizmanın ürünüdür (Konak vd., 2001) ve bunların arasında bulunan gastropodlu kireçtaşları ve ince taneli kırıntılı kayaçlar gösel ortamı temsil etmektedir (Konak ve Hakyemez, 2008).

Dağdibi formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunan Karataş formasyonu açılı uyumsuzlukla Deliktaş formasyonu tarafından örtülmektedir.

Volkanik kumtaşı ve tüflerle ardalanan siltaşlarında saptanan *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Cribozentrum coenurum* (Reinhardt), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay) ve *Ericsonia formosa* (Kamptner) nannoplankton türlerine dayanılarak birime Bartoniye-Priyaboniye (Orta-Geç Eosen) yaşı verilmiştir (Konak ve Hakyemez, 2008).

Birim tabanda denizel üste doğru gösel ortam özelliği sunmaktadır.

### **Deliktaş formasyonu**

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan birim, tabanda kırmızı, mor, kahverengi renkli merceksel, binik yapılı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ara katkılı, masif, yer yer çok kalın katmanlı kumtaşı, çamurtaşı, siltaşı, tuf ve kireçtaşı ardışımından oluşmaktadır. Birimde yer yer aglomera ve bazalt ara katkıları da gözlenmektedir.

Bu formasyon Oltu kuzeydoğusunda Vişneli formasyonunun üzerine açıl uyumsuzlukla gelmekte ve aynı lokasyonda aynı birim tarafından tektonik olarak üzerlenilmektedir (Şekil 4D). Deliktaş formasyonunun ofiyolitli karışımla ilişkisi, önceki çalışmalarda (örn. Konak ve Hakyemez, 2008) Oltu doğusunda Aşağı Çamlı yakınlarında tektonik olarak tanıtılmıştır. Ancak arazi çalışmaları sırasında aynı yerde

Deliktaş formasyonunun tabanda polijenik bir taban konglomerasıyla ofiyolitli karışığı açısız uyumsuzlukla üzerlediği de gözlenmektedir (Şekil 4E).

Benda (1971)'nin kömürlerde yaptığı palinolojik çalışmalara göre (Kurbalık sporomorph association) birimin yaşı Geç Oligosen-Erken Miyosendir.

Birimin litolojik özellikleri, aşındırma tabanlı kanal dolguları, som katmanlanma, kötü boylanmalı çakıllı kumtaşları ve mercekli kömür ara katkıları (Bozkuş, 1990), fosil kapsamı (Melanopsis sp. (Konak vd., 2001) ve kömür içermesi sığ göl, bataklık, akarsu ve alüvyon yelpazesi ve göl ortamlarındaki depolanmayı belirtmektedir.

### **Susuz Formasyonu**

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan formasyon yer yer kömür damarları içeren, yeşil-sarı-kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı-kireçtaşı araldanmasından oluşmuştur

Deliktaş formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alan birim üste doğru Alabalık formasyonuna uyumlu olarak geçmektedir.

Birimin palinolojik içeriği [Sporlar: *Laevigatosporites haardtii* (Potonié ve Venitz), *Leiotriletes microadriennis* Krutzsch, *Verrucatosporites favus* (Potonié), *Monoleiotriletes gracilis* Krutzsch, *Trilites solidus* (Potonié), *Polypodiceoisporites marxheimensis* (Murr ve Pflug), *Leiotriletes adriensi*, *Verrucatosporites alieni*, *Cingulatisporites macroscopicus*, *Echinatisporis* sp., *Laevigatosporites* sp. *Echinatisporites* sp., *Leiotriletes* sp. Pollenler: *Monogemmites pseudosetarius* (Weyland ve Pflug), *Inaperturopollenites dubius* (Potonié ve Venitz), *Pityosporites microalatus* (Potonié), *Monocolpopollenites tranquillus* (Potonié),

*Monogemmites pseudosetarius* (Weyland ve Pflug), *Triatriopollenites rurensis* Pflug ve Thomson, *Tricolpites retiformis* (Pflug ve Thomson), *Dicolpopollis kalewensis* (Potonié), *Quercoidites microhenrici* (Potonié), *Cyrrillaceapollenites megaexactus* (Potonié), *Periporopollenites stigmatosus*, *Monoporopollenites solaris*, *Triatriopollenites coryphaeus*, *Anatolinites dongingensis*, *Cupressacites* sp.] Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşını vermektedir (Bilgiç vd., 1995; Konak vd., 2001).

Birim karasal ortam ürünüdür.

### **Alabalık formasyonu**

Konak ve Hakyemez (2008) tarafından adlandırılan birim sarı-yeşil renkli tuf, aglomera ve andezitik lavlardan oluşmuştur. Alabalık formasyonu altındaki Susuz formasyonu ve üstündeki Toprakkale formasyonu ile uyumlu geçişlidir. Birimin Rb/Sr ve K/Ar yöntemleriyle yaşı 23 MY (Erken Miyosen) olarak belirlenmiştir (Bayraktutan 1994).

### **Toprakkale formasyonu**

Bozkuş (1998) tarafından tanıtılan birim, koyu gri, gri, yeşil, açık kahverengi, sarımsı bej renkli çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kiltası ardışıklı bir istiften oluşmakta ve yer yer kireçtaşı katmanları içermektedir. Toprakkale formasyonu altındaki Alabalık formasyonu ve üstündeki Tuztaşı formasyonu ile uyumlu geçişlidir. Stratigrafik konumu gereği Erken Miyosen ya da daha genç yaşta birim karasal ve gölsel ortam ürünü olmalıdır.

### **Tuztaşı formasyonu**

Bozkuş (1998) tarafından adlandırılan birim, alttan üste doğru kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanması, sarı-gri-açık kırmızı renkli kireçtaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanımı ve

sarı-kırmızı renkli ve kalın katmanlı çakıltaşı-çamurtaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Tuztaşı formasyonu, altındaki Toprakkale formasyonu ile uyumlu geçişlidir. Birim Paşalı formasyonu tarafından yerel uyumsuzlukla örtülür. Stratigrafik konumu gereği Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşta kabul edilen birim, karasal ve playa gölü ortamını yansıtmaktadır (Konak vd., 2001).

### **Paşalı formasyonu**

Konak vd. (2001) tarafından adlandırılan birim, sarı-kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanımından oluşmakta ve taban kesiminde kireçtaşı ara katkıları içermektedir.

Paşalı formasyonu, Toprakkale formasyonu üzerinde uyumlu ve geçişli olarak yer almaktadır. Birimin üzerinde ise, Penek formasyonu açılı uyumsuzlukla bulunmaktadır. Stratigrafik konumu göz önünde bulundurularak birimin yaşı Geç Oligosen(?) - Erken Miyosen kabul edilmiştir (Konak ve Hakyemez, 2008).

Paşalı formasyonu içindeki çakıltaşları yer yer blok boyutunda, heterojen, yuvarlaklaşmış çakıllardan oluşmuş, taban dokanıkları keskin yanal olarak devamsız düzeyler halindedir. Kumtaşlarında çapraz tabakalanmalar gözlenmektedir. Birimin kaya türü özellikleri göl ve akarsu ortamını yansıtır niteliktedir.

### **Penek formasyonu**

Bozkuş (1990) tarafından tanımlanan birim, siyah, koyu gri, sarımsı-kahverengi, katmansız, yer yer çok kalın katmanlı, andezit ve bazalt bileşenli, ince ve mercekli tuf, bazaltik ve andezitik lav ve aglomeralardan oluşmaktadır. Aglomeraların arasında bej renkli ince taneli kırıntılı mercekler bulunmaktadır. Penek formasyonu, Paşalı formasyonu üzerinde açılmalı uyumsuzlukla yer alır ve üste doğru İğdeli formasyonuna uyumlu olarak

geçer. Konak vd.'ne (2001) göre birimin değişik düzeylerinin radyometrik yaşı  $10.6 \pm 2.8$  ve  $6.7 \pm 1.29$  MY (Geç Miyosen) arasında değişmektedir.

### **İğdeli formasyonu**

Bozkuş (1990) tarafından tanımlanan birim, sarı-bej renkli volkanik kökenli çakıltaşı, çapraz katmanlanmalı kumtaşı, gri-koyu gri tuf ve bazaltik lav arakatlı, yer yer laminalı çamurtaşı, kiltası ve kömür aradüzeylerinden oluşmaktadır. İğdeli formasyonu altındaki Penek formasyonu ve üstündeki Erdavut volkaniti ile uyumlu geçişlidir. Birim içindeki volkanik kayaç arakatlıklarını Konak vd. (2001)  $6.7 \pm 1.29$  MY. (Geç Miyosen) radyometrik yaş elde etmişlerdir. Kaya türü özellikleri birimin çökelmeye zaman zaman volkanizmanın eşlik ettiği gölsel ortamı yansıtır özelliktedir.

### **Erdavut volkaniti**

Konak vd. (2001) tarafından adlandırılan birim genelde gri, mor, kahve, yeşilimsi siyah renkli bazaltik kayaçlar, andezitik-dasitik lav ve piroklastiklerden oluşmuştur. Erdavut volkaniti İğdeli formasyonu üzerinde geçişli olarak bulunur ve Büyükdere formasyonu tarafından açılmalı uyumsuzlukla örtülür. Konak vd. (2001) birimin üst seviyelerinden  $6.3 \pm 1$  MY (Geç Miyosen) radyometrik yaş elde etmişlerdir.

### **Kuvaterner birimleri**

#### **Büyükdere formasyonu**

Konak vd. (2001) tarafından adlandırılan birim genelde sarımsı kahverengi gri renkli, yarı pekişmiş, katmansız çakıltaşlarından oluşmakta ve yer yer kumtaşı ve çamurtaşı arakatlıları içermektedir. Büyükdere Formasyonu, Erdavut volkaniti ve daha yaşlı birimlerinin üzerinde

açışal uyumsuzlukla yer almakta ve alüvyonal çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Herhangi bir fosil içermeyen birim stratigrafik konumu gözetilerek Pliyo-Kuvaterner yaşlı olarak kabul edilmiştir. Birim akarsu ortamı ürünüdür.

### **Alüvyon**

Değişen türdeki köşeli, yarı köşeli, az veya iyi yuvarlaklaşmış, tutturulmamış blok, çakıl, kum, silt ve çamurdan oluşmaktadır.

### **Yamaç molozu**

Dağ ve tepelerin eteklerinde çökemiş, iyi tutturulmamış, köşeli, tane destekli çakıl ve bloklardan oluşmaktadır.

## **OLTU-BALKAYA HAVZASININ TEKTONİK EVRİMİ VE MAGMATİZMASI**

Havza dolgununun iç yapısı, temel ve örtü kayaçları arasındaki ilişkiye dayalı olarak Oltu-Balkaya havzasının beş aşamalı bir evrim geçirdiği ileri sürülebilir.

### **Maastrichtiyen öncesi dönem**

Oltu ve çevresinde Maastrichtiyen öncesi temel, Liyas öncesi yaşlı metamorfik kayaçlardan oluşan yoğun kıvrımlanmış yay önu topluluk, yay volkanitleri, Neotetis kuzey koluna ait ofiyolit ve ofiyolitli karışıkları kapsayan KD-GB doğrultulu KB ve GD ya bakan ekay dilimlerinden oluşmaktadır. Maastrichtiyen öncesinde KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejimini yansıtan bu kıvrımlı ve ekaylı yapılar belirgin bir açışal uyumsuzlukla Geç Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı türbiditik karasal kırıntılılar ve resifal kireçtaşı ardalananması (Atlı formasyonu) tarafından örtülmektedir (Yılmaz vd., 2000).

### **Maastrichtiyen-Erken Eosen dönemi**

Oltu-Balkaya havzası, Doğu Pontid Yay ve Neotetis Okyanusunun kuzey kolunun kapanmasıyla ilişkili ofiyolit kenedine ait Maastrichtiyen öncesi yaşlı tektonik birimler üzerinde Maastrichtiyen başlarında Pontidlerle Anadolu-İran Platformu'nun çarpışmasını izleyen yerel tektonik çökme ile oluşmaya başlamıştır. Başlangıçta havzada, volkanit, serpantin, glokofanlı yeşil şist ve kireçtaşları gibi yayönu topluluklarda bol bulunan kayalardan türemiş kırıntılar içeren çapraz katmanlanmalı konglomera ile başlayan ve üste doğru daha ince kırıntılılara geçen karasal bir istif çökülmüştür. Paleosen'de derinleşen havzada kireçtaşlarıyla ardalanan kalın çamurtaşları çökülmüş ve Erken Eosende delta-deniz ortamı çökelleri gelişmiştir. Bölgede Maastrichtiyen-Erken Eosen yaşlı formasyonların Maastrichtiyen öncesi temel ile dokanakları yer yer stratigrafik ve yer yer de tektoniktir. Yay önu topluluk ve ofiyolitik birimler, KD-GB doğrultulu KB ve GD ya bakan bindirme fayları boyunca Maastrichtiyen-Erken Eosen yaşta birimlerin üzerine itilmiştir. Bu birimlerde KD-GB eksen gidişli kıvrımlar gözlenmektedir. Bu durum KB - GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin bu dönemde de sürdüğüne ve havzanın bu rejimin denetiminde geliştiğine kanıt sayılabilir. Oltu-Balkaya havzasının kuzeyinde Pontidlerde Kaçkar Dağlarında Paleosen yaşta peralumin lökogradit özellikli çarpışma ile çağdaş kökenli granitoidik bir magmatizma gelişmiştir (Boztuğ vd., 2006). Bu özellikleriyle çarpışma ile çağdaş önülke havzası olan Oltu-Balkaya havzasının doğusunda, aynı dönemde Küçük Kafkaslarda Anadolu-İran Platformu'nun doğudaki uzantısı Güney Ermenistan ile Pontidlerin doğudaki uzantısı Somkheto-Karabakh'ın arasında da syn-collisional önülke niteliğinde bir havza gelişmiştir (Sosson vd., 2010).

### **Orta-Geç Eosen Dönemi**

Bu dönemde bölgede yükselmeyi kanıtlayan bir taban konglomerasıyla başlayan sığ denizel karakterli istif (Dağdibi formasyonu) çökelimine yüksek potasyumlu kalkalkalen bir volkanizma (Karataş formasyonu) da eşlik etmiştir (Konak vd., 2001). Doğu Pontidlerde bu volkanizmayla eş yaşlı magmatik aktivite için bazı araştırmacılar yay kökeni ileri sürerken (Tokel, 1977; Akın, 1979; Yılmaz, 1981; Ercan ve Gedik, 1983; Robinson vd., 1995) bazıları çarpışma sonrası genişlemeli bir tektonik rejimi önermektedirler (Şengör ve Yılmaz, 1981; Genç ve Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2003, 2004). Son yıllarda yapılan çalışmalarda, Pulur Masifinin kuzeyinde Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı çarpışma ürünü nap yığını kesen 52 MY (İpresiyen) yaşta (Topuz vd., 2005), Doğu Pontid Güney Zonunda 44 MY (Lütesiyen) yaşta (Arslan ve Aslan, 2006) ve Kaçkar Dağlarında Orta-Geç Eosen yaşta çarpışma sonrası yüksek K<sup>1</sup>lu kalkalkalen magmatizma ürünleri belgelenmiştir (Boztuğ vd., 2006). İnceleme alanının doğusunda Sosson vd. (2010) Güney Ermenistan- Somkheto-Karabakh bölgesinde Eosen magmatik etkinliğinin çarpışma sonrası oluştuğunu açıklamışlardır.

Geç Eosen sonuna doğru Maastrichtiyen öncesi yaşlı temel kayaçlar, KD-GB doğrultulu KB ve GD ya bakan bindirme fayları boyunca Maastrichtiyen-Erken Eosen yaşlı birimlerin üzerine itilmiş ve havza KB - GD yönlü sıkışma rejiminin etkisiyle yükselmiştir.

### **Oligosen-Erken/Orta Miyosen Dönemi**

Oligosen'de gelişen bölgesel bir transgresyon sonrasında havzada, Oligosen-Erken/Orta Miyosen aralığında karasal kıvrıntılılarla birlikte sığ denizel karbonatlar da içeren bir molas

çökelmiştir. Maastrichtiyen öncesi yaşlı temel kaya birimleri, KD-GB doğrultulu KB ve GD ya bakan bindirme fayları boyunca Oligo-Miyosen yaşlı formasyonları da üzerlemektedir. Bu birimlerde (Deliktaş ve Susuz formasyonları) KD-GB eksen gidişli, yer yer güneye devrik antiklinaller gözlenmektedir (Şekil 4F). Ayrıca, Tuztaş formasyonunda yataya yakın bindirmeler ve kıvrımlar da gözlenmektedir (Şekil 4G). Bu durum KB - GD doğrultulu yaygın ve şiddetli bir sıkışma rejiminin bu dönemde de sürdüğünü göstermektedir. Bölgede bu dönemde önce olivinli bazalt ve andezit ve daha sonra andezitik ve bazaltik yaygın iki volkanizma (İğdeli formasyonu ve Erdavut volkaniti) gerçekleşmiştir. Yüksek potasyumlu volkanizma (Konak vd., 2001) ürünü bu volkanikler, Doğu Pontidlerdeki Neojen yaşlı çarpışma sonrası volkaniklerin (Aydın vd., 2008) havzadaki eşdeğeri olmalıdır.

### **Geç Miyosen-Erken Pliyosen Dönemi**

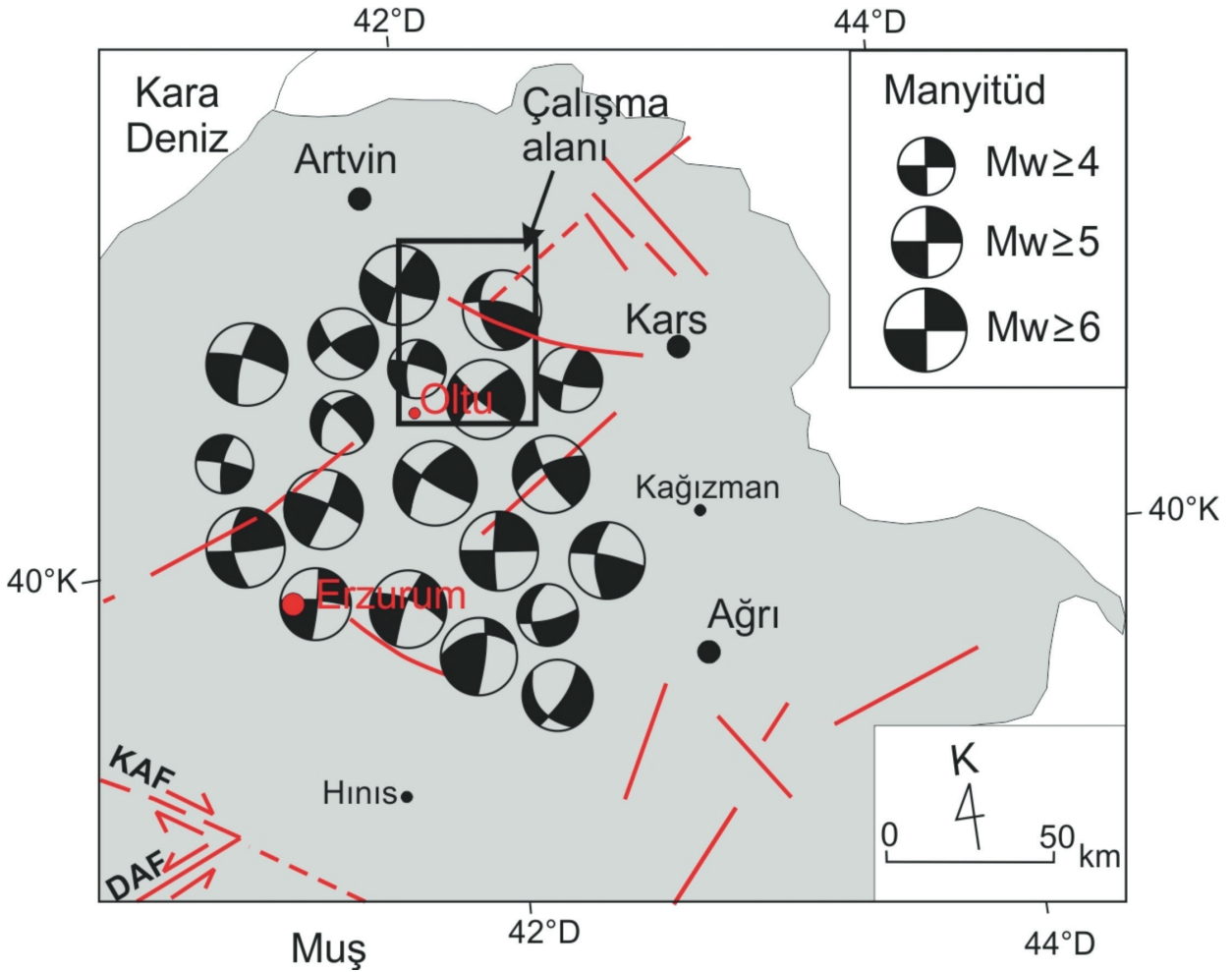
Bütünüyle karasal çökel ve volkanitlerden oluşan Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı birimlerden İğdeli formasyonunda KB-GD doğrultulu KD ve GB ya eğimli haritalanamayacak boyutta normal faylar gözlenmektedir (Şekil 4H). Gerilmeli bir tektonik rejimi yansıtan bu dönemde yaygın andezitik ve dasitik volkanizma gerçekleşmiştir. Doğu Pontidlerde Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitler, kuzeye yitimle ilişkili bir litosferik delaminasyon kökenli çarpışma sonrası ekstansiyonal rejimin ürünü olarak görülmektedir (Aydın vd., 2008). Eyüboğlu vd. (2012) ise inceleme alanın kuzeydoğusunda Uzundere yakınlarındaki Geç Miyosen yaşlı volkanitlerin yitimden çok, mafik alt kıta kabuğunun ergime ürünü olduğunu ileri sürmektedir.

### Geç Pliyosen-Kuvaterner Dönemi

Yatay konumlu karasal Geç Pliyosen-Kuvaterner çökelleri, Geç Miyosen çökelleri üzerinde açılal uyumsuzlukla bulunmaktadır. Bu birimler KD-GB doğrultulu ve KB-GD doğrultulu atımlı faylardan etkilenmişlerdir. KD-GB doğrultulu faylar diğerlerine göre daha belirgindir. Bu etki günümüzde Görgün vd.'nin (2011) inceleme alanı ve çevresindeki deprem odak çözümlerinde görülmektedir (Şekil 5). Odak mekanizması çözümleri inceleme alanındaki fayların ters bileşenli KD-GB doğrultulu sol yanal doğrultu

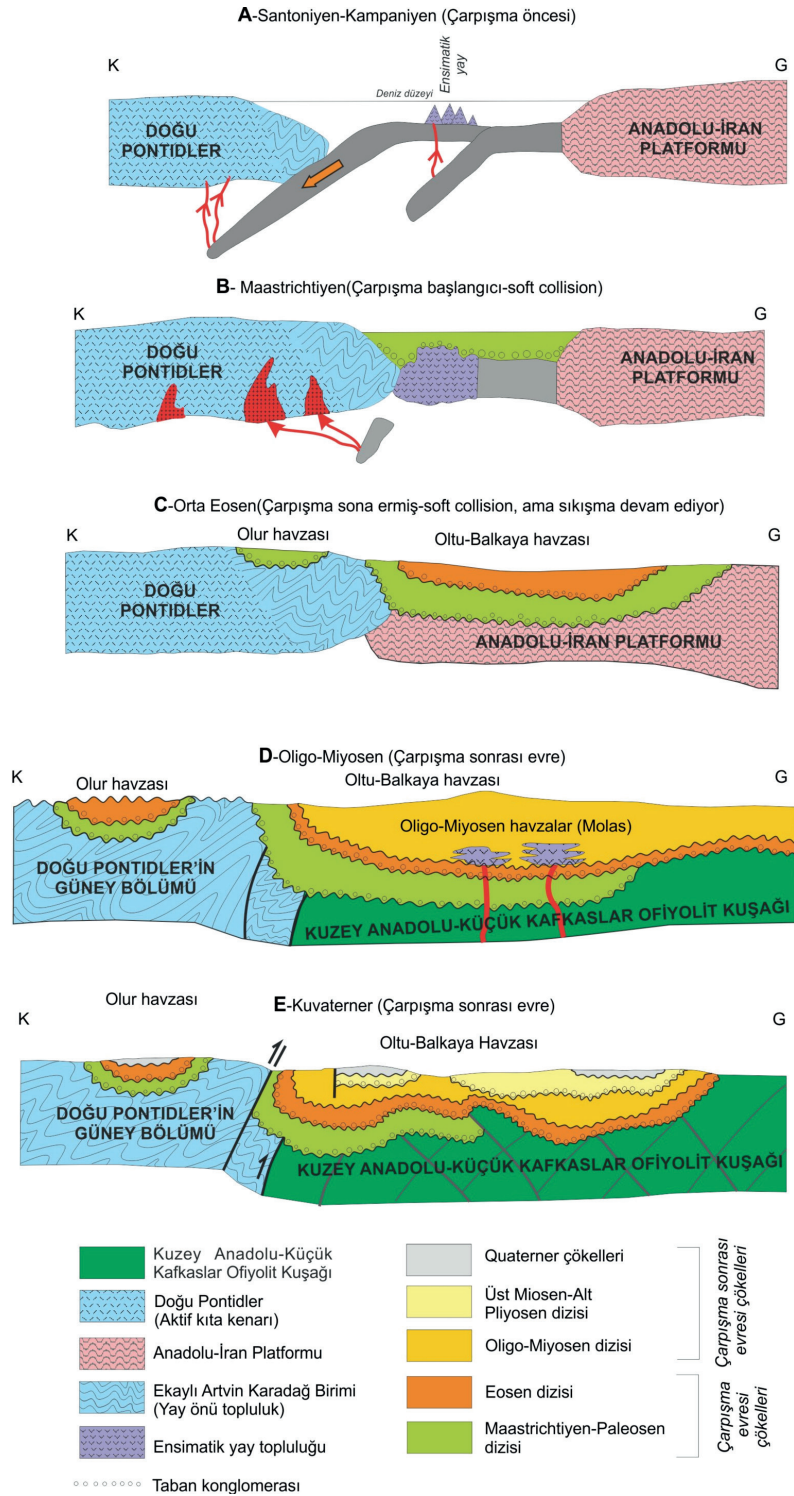
atımlı faylar olduğunu göstermektedir. Havzada günümüzde KD-GB doğrultulu fayların daha aktif olduğu transpressif bir rejim etkin durumdadır. Katmanların kıvrımlanmamış olduğu bu dönem bölgede Neotektonik evre olarak kabul edilmektedir (Koçyiğit vd., 2001).

Genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesit ve fosil kapsamının yanı sıra, yukarıda anlatılan verilere göre, Oltu-Balkaya havzasındaki ve havza çevresindeki magmatik etkinlik verileri, tektonik dönemler ve evrim aşamaları Şekil 3' te birlikte sunulmuştur.



Şekil 5. Oltu-Balkaya havzası ve çevresindeki depremler ve odak mekanizma çözümleri (Görgün vd., 2011).

Figure 5. Earthquakes and their focal mechanisms in the Oltu Bakaya basin and its surrounding area (Görgün et al., 2011).



**Şekil 6.** Oltu-Balkaya havzasının Geç Kretase-Kuvaterner dönemindeki önemli yapısal evrim aşamalarını gösteren yalınlaştırılmış enine kesitleri.

**Figure 6.** Simplified cross-sections showing important stages of structural evolution of between Late Cretaceous and Quaternary.



## SONUÇLAR

İzmir Ankara-Erzincan Kenet kuşağı üzerinde Geç Kretase'den itibaren gelişen Oltu-Balkaya havzasının batısındaki Orta Anadolu havzaları, yay önu havzalar (Görür vd., 1984; Koçyiğit, 1991, Gökten, 1993) ve çarpışma havzaları (Erdoğan vd., 1996) olarak yorumlanmıştır. İzmir Ankara-Erzincan Kenet kuşağının doğuya uzantısı olan Küçük Kafkas Kenedi üzerinde ise Sosson vd. (2010) Paleosen'den itibaren çarpışma türü bir havzanın geliştiğini belirtmektedirler.

Oltu-Balkaya havzası ise, Pontid Yayısı ve Anadolu-İran Platformu arasındaki Neo-Tetis'in kuzey kolunun ürünü olan üzerlemiş ofiyolitik birimler ve Pontid yayının güney bölümüne ait birimlerden oluşan bir mozaik temel üzerinde Üst Maastrichtiyen'den itibaren oluşmaya başlamıştır. Mozaik ve üzerindeki havza dolgusu arasında bölgesel bir uyumsuzluk vardır ve Oltu-Balkaya Havzasının temel kayaçları ile havza dolgusu çökellerinin arasındaki hem oluşum ortamı hem de uyumsuzluk şeklindeki stratigrafik ilişkisi, bu havzanın bir okyanus havzasının kalıntısı olamayacağını göstermektedir.

Bu durum, Oltu-Balkaya havzasının çarpışma ile ilişkili bir havza ve Dickinson (1974) ve Miall (1981) in tanımlamalarına göre ise bu kuşak önünde veya çevresinde uzunlamasına gelişen bir ön çukurluk havzası olarak sınıflandırılmasına olanak verir.

Geç Maastrichtiyen-Erken Eosen dönemindeki birimlerin üzerinde ve içinde görülen değişik boyuttaki ofiyolit bindirmeleri, havzanın oluşumu sırasında da sıkışmanın yoğun olduğunu göstermektedir. Bu dönemde başlangıçta karasal ve sığ denizel çökeller, daha sonra görece derin deniz çökelleri çökelmiştir. Aynı dönemde Doğu Pontidlerde çarpışma ile yaşıt magmatizmadan söz edilmektedir (Boztuğ vd. (2006) ve daha doğuda Küçük Kafkaslarda Anadolu-İran Platformu'nun

doğudaki uzantısı Güney Ermenistan ile Pontidlerin doğudaki uzantısı Somkheto-Karabakh'ın arasında da çarpışma ile yaşıt önülke niteliğinde bir havza gelişmiştir (Sosson vd., 2010). Bu veriler gözetildiğinde Oltu-Balkaya havzasının Geç Maastrichtiyen-Erken Eosen zaman aralığında çarpışma ile yaşıt önülke niteliğinde olduğu söylenebilir.

Orta Eosen'den itibaren Doğu Pontidlerde yaygın olan ve İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi Kuşağını da kesen çarpışma sonrası magmatizma (Şengör ve Yılmaz, 1981; Genç ve Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ vd., 2001, 2002, 2003, 2004, 2006; Topuz vd., 2005; Arslan ve Aslan, 2006) bölgede Pontid Yayısı ve Anadolu-İran Platformu'nun son şiddetli çarpışmasının (hard-final collision) Orta Eosen'de tamamlanmış olduğunu göstermektedir. Oltu-Balkaya havzasında bu olayla ilişkili yükselmeyi kanıtlayan bir taban konglomerasıyla başlayan ve çarpışma sonrası Orta-Geç Eosen yaşlı çarpışma sonrası yüksek K lu kalkalkalen magmatizmanın eşlik ettiği (Konak vd., 2001) sığ denizel karakterli istif, çarpışma evresinden çarpışma sonrasına geçişi yansıtmaktadır. Oligo-Miyosen'de gelişen bölgesel bir transgresyonu izleyen karasal kırıntılılar ve sığ denizel karbonatlardan oluşan molas çökeli ve eşlik eden yüksek potasyumlu volkanizma, çarpışma sonrası gelişen bir havza karakterini belirginleştirmektedir. Geç Miyosen başlangıcında gelişen yeni bir bölgesel transgresyon ile Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de akarsu ortamından gölsel ortama kadar değişen çökeller ve andezitik-dasitik volkanizmanın oluşumu, havzanın çarpışma sonrası özelliğini sürdürdüğünü göstermektedir. Ancak aynı dönemde gelişmiş olan KKB-GGD doğrultulu DKD ve BGB ya eğimli normal faylar, havzada çarpışma sonrası yaklaşık DKD-BGB yönlü bir genişleme rejiminin varlığına bağlanabilir.

Geç Pliyosen'den itibaren bölgede oluşan birimler kıvrımlanmamış ve Pliyosen-Kuvaterner çökellerini etkileyen KD-GB ve KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı faylar bu dönemde etkin olan yaklaşık K-G doğrultulu sıkışma rejiminin ürünüdürler. İnceleme alanı ve çevresindeki deprem odak çözümleri (Görgün vd., 2011, Şekil 5.) havzada günümüzde ters bileşenli KD-GB doğrultulu sol yanal doğrultu atımlı fayların varlığı sıkıştırmanın etkin olduğu bir rejimi işaret etmektedir.

Sonuç olarak Şekil 6' da sunulduğu gibi Oltu-Balkaya havzası, Pontid Yayısı ve Anadolu-İran Platformu arasındaki Neo-Tetis Ofiyolit kenedi üzerinde, Neo-Tetis'in kuzey kolundan kaynaklanan üzerlemiş ofiyolitik birimler ve Pontid yayının güney bölümüne ait birimlerden oluşma bir mozaik üzerinde Geç Maastrichtiyen'den itibaren gelişen çarpışma ile (soft-collision, Draut and Clift (2001)) oluşmaya başlamıştır. Havza Geç Maastrichtiyen-Erken Eosen döneminde çarpışma ile çağdaş/eşyaşlı önülke niteliğinde iken Pontid Yayısı ve Anadolu-İran Platformu'nun son çarpışmasının (hard-final collision, Draut and Clift (2001)) Orta Eosen'de tamamlanmasıyla Orta-Geç Eosende çarpışma evresinden çarpışma sonrasına geçiş yansıtan özellikler kazanmıştır. Oligo-Miyosen'de çarpışma sonrası havza karakteri belirginleşerek sürmüştür. Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de havzada çarpışma sonrası genişlemeli rejim egemen olmuştur. Geç Pliyosenden itibaren K-G doğrultulu sıkışma rejiminin etkin olduğu havzada günümüzde ters bileşenli KD-GB doğrultulu sol yanal doğrultu atımlı fayların belirgin olduğu transpresif bir rejim etkindir. Havza içindeki aktif nitelikli KD-GB gidişli bindirme bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fayların varlığı, Geç Pliyosenden itibaren havzayı denetleyen K-G yönlü sıkıştırma rejiminin kontrolünde gelişmiştir.

## KATKI BELİRTME

Bu proje Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Başkanlığı tarafından M-462 numaralı bireysel araştırma projesi olarak desteklenmiştir. Yapıcı eleştirileri ve önerileriyle bu çalışmaya katkı koyan Prof. Dr. Halil GÜRSOY (Cumhuriyet Üniversitesi) ve Doç. Dr. Halil YUSUFOĞLU'na (MTA Genel Müdürlüğü) teşekkür ederiz.

## EXTENDED SUMMARY

*Oltu- Balkaya basin defined, first by Lange (1967). It has approximately 25 km in width and 50 km in length, which is located to the northeast of Erzurum province. It is also parallel to the general trends of the basement rock units, which are exposed around the basin.*

*In the previous studies (Lahn ve Romber, 1939; Baykal 1950; Tendam, 1951; Erentöz, 1954; Gattinger, 1955; Wedding, 1956; Nebert, 1963a,b; Engin and Engin, 1964; Lange, 1967; Altınlı, 1969; Erentöz and Ketin, 1974; Akalın, 1978; Özdemir, 1981; Bulut et.al. 1989; Bozkuş, 1990; Bilgiç et al., 1995; Bozkuş, 1998; Yılmaz at, al, 2000; Konak et al., 2001; Konak and Hakyemez, 2008), a great deal of the tectonic and stratigraphic data have been presented. However, on the basis of these data, it is not possible to explain structural evolution of the basin as a whole. Therefore, in this study, it has been aimed to introduce the basin in detail, and also its structural evolutions in the regional geologic framework, after the field study.*

*The Oltu-Balkaya basin occurred on a mosaic, which is made up of fore-arc deposits of the Eastern Pontide Arc and ophiolites/ophiolitic with mélanges of the North Anatolian- Lesser Caucasus Suture.*

*The basin fill represents Maastrichtian-Quaternary rock association. **Atlular formation***

is made up of an alternation of Maastrichtian-Paleocene turbiditic continental clastics and limestone (Fig. 4A), which overlie the Pre-Maastrichtian basic rocks with a clear unconformity (Yılmaz et al., 2000). The upper part of this unit passes Paleocene Bahçekişla formation laterally, which is made up of an alternation of conglomerate-sandstone in general, in the south of the basin (Konak et al., 2001). **Bahçekişla formation** is a product of marine and deltaic environment, which overlies the ophiolitic mélangé at some places (Fig. 4B). However, the formation is tectonically thrust over by the melange at some places (Fig. 4C). This unit passes transitionally to the **Vişneli formation** (Konak et al, 2001), which is represented by Early Eocene clastics and turbiditic rocks were deposited in gradually deepening marine.

**Dağdibi formation** (Bozkuş, 1993) rests on the Vişneli formation with a local unconformity, and it is made up of Middle- Late Eocene clastic rocks, which are products of shallow marine, including Nummulites and having a high energetic environment, with overlying volcanoclastic and volcanic rocks, in general. **Karataş formation** (Bozkuş, 1990) overlies the Dağdibi formation conformably, and it is made up of Middle-Upper Eocene (Konak ve Hakyemez, 2008) marine basaltic lavas and pyroclastic rocks, which are products of high potassium calc- alkaline volcanism, and lacustrine deposits in the lower and upper levels respectively.

**Deliktaş formation** (Bozkuş, 1990) is represented by Late Oligocene- Early Miocene alternation of tuff, limestone and clastic rocks, in places, with intercalation of agglomerate and basalt, lies on Karataş and Vişneli formations unconformably respectively. It also reflects the characteristics of alluvial fan and braided river environments (Fig. 4D) and underlined by the

Vişneli formation tectonically at the Oltu town. The relationship between Deliktaş formation and ophiolitic melange has been defined as tectonic contact near from Aşağı Çamlı village to the North of Oltu town at previous studies (ex. Konak and Hakyemez,2008). However, during field study, it was observed that the Deliktaş formation rested on the melange with a basal poligenetic conglomerate and unconformably at the same place (Fig. 4E).

**Susuz formation** (Bozkuş (1990) contains Upper Oligocene- Lower Miocene (Bilgiç et al., 1995; Konak et al., 2001) alternation of conglomerate-sandstone- claystone- limestone with coal intercalations, which reflecting continental environment, overlies Deliktaş formation conformably. In addition, Deliktaş formation passes also transitionally into the upper level to the **Alabalık formation** (Konak and Hakyemez, 2008), which is represented by the Early Miocene (Bayraktutan, 1994) yellow-green tuff, agglomerate and andesitic lavas.

The Oltu basin started to open by deposition of Upper Maastrichtian- Paleocene turbiditic continental clastics and reefal limestone after the compressional regime in the NW-SE direction, where it was dominant before Maastrichtian at the Oltu and surrounding area. As the Maastrichtian- Early Eocene units have folding in the NE-SW direction and tectonic contacts between basement rocks and the basin fill have also in NE-SW direction, reflecting NW and SE vergents may be an evidence of the same compressional tectonic regime, which continued during Maastrichtian- Early Eocene.

During Middle- Late Eocene, shallow marine deposition with a basal conglomerate reflecting the land become a rise, occurred synchronizely with the post collisional calcalkaline volcanism (Karataş formation) having high

potassium. The older units have obducted on the Middle-Late Eocene units along the NW and SE vergent overthrusts having NE-SW direction in the surrounding area of the Oltu town.

After a regional transgression occurred during Oligocene, a molasse deposited, which include Oligocene- Middle Miocene continental clastics with shallow marine carbonates. Pre-Maastrichtian basement rocks obducted Oligo-Miocene formations, along the thrusts in the NE-SW direction and have NW and SE vergents. In addition, Oligo- Miocene units include overturned and horizontal folds plunging to the north in the NE-SW direction (Fig. 4F). It is possible to observe the overthrusts, cutting the folds plunging to the south and approximately horizontal overthrusts plunging to the north (Fig. 4G). This indicates that the intensive compressional tectonic regime went on during Oligo-Miocene in the NW-SE direction pervasively. During this time period, first olivine basalt and andesite (İğdeli formation) and then andesitic and basaltic volcanism (Erdavut Volcanics) occurred in the region. These volcanic rocks, which are products of volcanism with high potassium (Konak et al., 2001) should be equivalents of Neogene post collisional volcanics (Aydın et al., 2008) at the Eastern Pontides.

It is possible to observe small unmapped normal faults in the Late Miocene- Early Pliocene continental deposits and volcanic rocks in the NW-SE direction and dipping to NE and SW (Fig., 4H). Widespread andesitic and dasitic volcanism occurred during extensional tectonic regime in this time. In general, it is also accepted that Middle Miocene- Pliocene volcanics occurred as products of the extensional tectonic regime after the collision along the Eastern Pontides (Aydın et al., 2008; Eyüboğlu et al., 2012).

Continental and horizontal in setting deposits of Late Pliocene- Quaternary lie on

Upper Miocene deposits unconformably. These units were affected by the strike-slip faults in the NE-SW and NW-SE directions. Faults in the NE-SW directions are prominent than others. It is possible to see this effect on the earthquake focal solutions of Görgün et al. (2011) at the study area and surroundings in Recent. The earthquake focal solutions show that the faults developed in the study area have left lateral strike –slip faults with reverse components in the NE-SW direction.

It is possible to suggest that the Oltu-Balkaya Basin evolved at five stages, on the basis of inner structure and the relationship between basement and cover rocks of the basin fill (Fig. 6).

1. **Maastrichtian- Early Eocene:** The Oltu-Balkaya Basin started to open depending on the collapse following the collision between the Eastern Pontide Arc and Anatolide-Taurus Platform on the Pre-Maastrichtian tectonic mosaic related to the closing of the northern branch of Neotethys. In the beginning, a continental sequence derived from the clastic rocks, which are abundant at fore-arc associations, deposited in the basin. While thick mudstones with limestone alternation were deposited in the gradually deepening basin, syn-collisional granitoid magmatism, including Paleocene per aluminious leucogranite, developed from Kaçkar Mountains to the north of the Oltu-Balkaya Basin and also north of the Eastern Pontides (Boztuğ et al., 2006). In the Early Eocene, delta-marine clastic rocks were deposited.
2. **Middle- Late Eocene:** The basin uplifting depending on the compression had the NW-SE direction and Pre-Maastrichtian basic rocks thrust along the NE-SW striking and NW and SE dipping faults over the basin fill towards to the end of Early Eocene. Shallow

marine deposition accompanied with Middle-Late Eocene post-collisional with high potassium calc-alkaline magmatism in the region (Konak et al., 2001).

3. **Oligocene-Early/Middle Miocene:** A regional transgression occurred during Oligocene. A molasse, including continental clastic rocks and shallow marine carbonates, deposited in the Oligocene- Early/Middle Miocene time interval. Pre-Maastrichtian basement rocks were thrust over Oligo-Miocene units along NE-SW directed faults with northwest and southeast facing and folds having the axes in the NE-SW direction. Going on widespread and intensive compressional tectonic regime; the overthrusts, which are nearly horizontal dipping to the north, cut the folds verging to the south. The basin turned into a continental environment in the Miocene, where fluvial and lacustrine deposits lie on the Middle Miocene and older units with a regional unconformity. The region pursued its existence as the post-collisional setting, where the volcanism with high potassium was effective (Konak et al., 2001).
4. **Late Miocene- Early Pliocene:** In the region, where the extensional tectonic regime was effective, normal faults trending in the NW-SE direction and dipping to the NE and SW were developed. In addition, postcollisional widespread andesitic and basaltic volcanism, which was a product of extensional tectonic regime, accompanied with the deposition in the region.
5. **Late Pliocene- Quaternary:** From the beginning of the Late Pliocene, NE-SW and NW-SE trending strike-slip faults have developed by the compression, approximately in the N-S direction. In recent, a transpressive tectonic regime is dominant, where NE-SW trending faults are more active in the basin.

The Oltu-Balkaya basin has started to open by the collision (soft- collision, Draut and Clift, 2001), since late Maastrichtian on a mosaic, composing of obducted ophiolitic units, derived from northern branch of Neotetys and the units of the southern parts of Eastern Pontide, and also on the ophiolitic suture between the Eastern Pontide and Anatolide-Tauride Platform. While The basin had the characteristics of syn-collisional foreland basin during Late Maastrichtian- Early Eocene, it gained the characteristics reflecting a transition from soft collision to post-collision (and/or hard-final collision, Draut and Clift, 2001) which completed in the Middle Eocene, between the Pontide Arc and Anatolide- Tauride Platform. post-collisional basinal development gradually became clear in the Oligo-Miocene. Postcollisional extensional tectonic regime became dominant in the Late Miocene- Early Pliocene in the basin. Since the Late Pliocene to Recent, NE-SW sinistral strike-slip faults with reverse components occurred in the distinctive transpressive tectonic regime, under the N-S directed compression

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, Sh. Belov, A., Kekelia, M. Shavishvili I., 1987. Palaeozoic tectonic development of the Caucasus and Turkey (Geotraverse G)H. Flugel, F.P. Sassi, P. Grecula (Eds.), Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, Mineralia Slovaca, Alta Bratislava ( ), pp. 28-50
- Akalın, L., 1978, Balkaya ve Sütüks (Erzurum) linyit sahaları etüdü: M.T.A. Rap. No: 224, Ankara.
- Akin, H., 1979. Geologie, magmatismus und Lagerstättenbildung im ostpontischen Gebirge/ Türkei aus der Sicht der Plattentektonik. Geologische Rundschau 68, 253-283.

- Altınlı, İ.E., 1969, Oltu-Olur-Narman dolayının Jeolojik İncelemesi: TPAO Rap. No: 449, (yayımlanmamış).
- Arslan, M., Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey *Journal of Asian Earth Sciences* 27,177–193
- Aydın, F., Karlı, O., Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 104, 249–266.
- Baykal, F., 1950, Oltu-Göle-Ardahan-Çıldır bölgesinin jeolojik ana çizgisi:MTA Rap. No: 1928 (yayımlanmamış).
- Bayraktutan, S., 1994, Narman-Gaziler bölgesinin Tersiyer'deki volkano-tektonik evrimi: 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, s. 104.
- Bektaş., O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the eastern Pontides carbonate platform (NE Turkey): the formation of the carbonate breccias and turbidites as evidence of a drowned platform. *Giornale di Geologia* 57, 233–244.
- Benda, L., 1971, Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des Türkischen Jungtertiars. *Beih. Geol. Jb.*, 113.
- Bilgiç, T., Alişan, C, Tulu, N., 1995. The age and the microflora of the coal beds in the Balkaya region (Erzurum-Oltu), Second International Turkish Geology Workshop, Sivas, Turkey.
- Bozkuş, C., 1990, Oltu-Narman Tersiyer havzası kuzeydoğusunun (Kömürlü) stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Bull.*, 33, 47-56.
- Bozkuş, C., 1993. Oltu-Narman Tersiyer Havzası Kuzeydoğusunun (Kömürlü) Tektoniği. *Akdeniz Üniv. Müh. Fak. Dergisi* 7, 65-80.
- Bozkuş, C., 1998, Kuzeydoğu Anadolu'da (Oltu-Narman Arası) Pontid / Anatolid Kenet Kuşağının Stratigrafisi ve Yapısal Evrimi. Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Mühendislik Bilimleri Dergisi, 4/1-2, 487-499.
- Boztuğ, D., Erçin, A.İ., Göç, D., Er, M., İskenderoğlu, A., Kuruçelik, M.K., Kömür, İ., 2001. Petrogenesis of the composite Kaçkar batholith along a north south geotraverse between Ardeşen (Rize) and İspir (Erzurum) towns, eastern Black Sea region, Turkey. Fourth International Turkish Geology Symposium (ITGS IV), Adana/Turkey, September 24-28, 2001, Abstracts, p. 210.
- Boztuğ, D., Wagner, G.A., Erçin, A.İ., Göç, D., Yeğingil, Z., İskenderoğlu, A., Kuruçelik, M.K., Kömür, İ., Güngör, Y., 2002. Sphene and zircon fission-track geochronology unravelling subduction-and collision-related magma surges in the composite Kaçkar Batholith, Eastern Black Sea region, Turkey. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, İstanbul, Turkey, May 16-18, 2002, Abstracts, p. 121.
- Boztuğ, D., Kuşçu, I., Erçin, A.I., Avcı, N., Şahin, S.Y., 2003. Mineral deposits associated with the pre-, syn- and post-collisional granitoids of the neo-Tethyan convergence system between the Eurasian and Anatolian plates in NE and Central Turkey. In: Eliopoulos, D. (Ed.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, pp. 1141–1144.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A., Yeğingil, Z., 2004. Slow Senonian and fast Palaeocene—Early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Tectonophysics* 382, 213–228.
- Boztuğ, D., Erçin, A.I., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, İ., İskenderoğlu, A., 2006. Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generate. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 286–302
- Bulut, Y., Ögün, Y., Dümenci, S., Bozkuş, C., Taka, M. ve Öner, A., 1989, Tortum-Narman-Oltu-Olur dolayının jeolojisi ve kömür olanakları: MTA Rap. No: 8889 (yayımlanmamış).

- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C., Turner, P., 1991. Tertiary evolution of the Sivas Basin, Central Turkey. *Tectonophysics* 195, 29–46.
- Dickinson, W.R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: Dickinson, W.R. (Ed.), *Tectonics and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 1–27. Special Publications.
- Draut, A.E., Clift, P.D., 2001. Geochemical evolution of arc magmatism during arc-continent collision, South Mayo, Ireland. *Geology* 29 (6), 543–546.
- Engin, O., Engin, T., 1964, Hanege köyü (Erzurum-Oltu) ve civarındaki linyit ihtiva eden sahanın jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap. No: 3548 (yayımlanmamış).
- Ercan, T., Gedik, A., 1983. Pontidlerdeki volkanizma. *Jeoloji Mühendisliği* 18, 3–22.
- Erdoğan, B., Akay, E., Uğur, M.Ş. 1996. Geology of the Yozgat region and evolution of collisional Çankırı Basin. *International Geology Review*: 38, 788 – 806.
- Erentöz, C., 1954, Oltu 31/4, Kars 32/3 ve Hasankale 48/2 1/100.000 ölçekli jeolojik paftalara ait memuar: MTA Rap. No: 2159 (yayımlanmamış).
- Erentöz, C. ve Ketin, İ., 1974, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası izahnamesi, Kars paftası: MTA yayını.
- Eyuboglu, Y., Santosh M., Yi, K., Bektaş, O., Kwon, S., 2012. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region, *Lithos* 146-147, 218–232
- Fenerci, M. 1994. Rudists from Maden (Bayburt) area, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 3, 1–11.
- Gattinger, T.E., 1955, Kuzeydoğu Türkiye’de Çoruh ile Erzurum arasındaki bölgede yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor: MTA Rap. No: 2379 (yayımlanmamış).
- Gedikoğlu, A., 1979. Harşit (Giresun–Doğankent) granit karmaşığının jeokronolojik etüdü. *Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı* 33, 59–60.
- Genç, Ş.C., Yılmaz, Y., 1995. Postcollisional Eocene magmatic activity of NW Anatolia: EUG VII, Strasbourg, *Terra Abstracts, Terra Nova*, 7, 1995, p. 181.
- Gökten, E., 1993. Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas havzası güney kenarının jeolojisi; Neotetis’in kuzey kolunun kapanması ile ilgili tektonik gelişim. In: *46th Geology Congress of Turkey, Abstracts*, Ankara, p. 68.
- Görgün, E., Kalafat, D., Kekovalı, K., 2011. Doğu Anadolu’nun sismotektonik yapısının deprem odak mekanizmaları yardımıyla yorumlanması. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı* 11-14 Ekim 2011, ODTÜ, Ankara.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I., Şengör, A.M.C., 1984. Paleo-tectonic Evolution of the Tuzgölü Basin Complex, Central Turkey: Sedimentary Record of a Neo-Tethyan Closure. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), vol.17. Geological Society, London, pp. 455–466. Special Publications.
- Görür, N., Tüysüz, O., and Şengör, A. M. C., 1998. Tectonic Evolution of the Central Anatolian Basins. *International Geology Review* 40, 831–850.
- Görür, N., Tüysüz, O. 2001. Cretaceous to Miocene Palaeogeographic evolution of Turkey: implications for hydrocarbon potential. *Journal of Petroleum Geology* 24, 1–28.
- Gürsoy, H., 1989. Tectonics and stratigraphy of the Kelkit (Gümüşhane) region. Ph.D. thesis, Cumhuriyet University, Sivas, Turkey, 140p (in Turkish)
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Gökçen, N.S., Gökten, E., Bromley, A.J., 1989. Tectono-Sedimentary Evolution of a Neo-Tethyan Collisional

- Trough:Sivas-Refahiye Basin Central Turkey, 28th International Geological Congress, Washington, DC, USA, Abstracts, 2(3), pp. 171–172.
- Koçyiğit, A., 1991. An example of an accretionary forearc basin from northern central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. Geological Society of America Bulletin 103, 22–36.
- Koçyiğit, A., 1996, Superimposed basins and their relations to the recent strike-slip fault zone: a case study of the Refahiye superimposed basin adjacent to the North Anatolian Transform Fault, northeastern Turkey. International Geology Review, 38, 701-713.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, Y., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implications of transition from thrusting to strike-slip faulting. Geodinamica Acta 14 (1-3), 177-195.
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., Bilgin, Z.R. and Bilgiç, T., 1995, Oltu-Olur-Şenkaya (Doğu Pontidler) jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara (yayımlanmamış).
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., Bilgiç, T., Bilgin, R., Hepşen, N. ve Ercan, T. 2001. Kuzeydoğu Pontidler (Oltu-Olur-Şenkaya-Narman-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10489, Ankara (yayımlanmamış).
- Konak N, Hakyemez Y.,2008. Geological map of Turkey in scale 1:100.000, Tortum H47 sheet (in Turkish). MTA publication, p. 95, Ankara.
- Lahn, E. ve Romber, H., 1939, Balkaya linyit zuhuratının jeolojik tetkikatı ile mezkur havzada yapılan araştırma işleri ve işletme teklifleri hakkında rapor: MTA Rap. No: 765 (yayımlanmamış).
- Lange, S., 1967, Erzurum-Oltu-Balkaya linyit havzasına ait jeolojik rapor: MTA. Rap. No: 122, Ankara.
- Lordkipanidze, M., Meliksetian, B., Djarbashian, R. 1989. Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Caucasian region. Memoires de la Geologia France, Nouvelle serie, 154,103-124.
- Miall, A.D., 1981. Tectonic Setting and Basin Architecture Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins. In: Alluvial Sedimentary Basins, Miall, A.D. (Ed.), Special Publications, vol. 23. Geological Association of Canada, London, pp. 1–33.
- Nebert, K., 1963a, Kömür ihtiva eden Sütkans bölgesinin (Vilayet Erzurum-Kaza Oltu) jeolojik yapısı ve kömür yataklarının jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap. No:3232 (yayımlanmamış).
- Nebert, K., 1963b, Henege köyü (Kaza Oltu, Vilayet Erzurum) bölgesinde yapılan kömür prospeksiyonu sonuçları hakkında rapor: MTA Rap. No: 3344. (yayımlanmamış).
- Okay, A.I., Leven, E.J., 1996. Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequence in the Pulur (Bayburt) region, eastern Pontides. Turk. J. Earth Sci. 5, 145–155.
- Okay A.I., Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides. In: A.G. Robinson (ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Association of American Petroleum Geologists Memoir 68, 291–311.
- Özdemir, İ., 1981, Oltu-Balkaya (Erzurum) kömürlü Neojen havzasının ekonomik jeolojisi: Ankara University Department of Engineering Geology, MS thesis, Ankara (Unpublished in Turkish).
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler’de Kretase. KTÜ Yer Bilimleri Dergisi 1, 65–114.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğusu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi: KTÜ yayını, No:87, 105 s., Trabzon.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M., Hirst, J.P.P., 1995. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. Journal of Geological Society London 152, 861–872.



- Sosson, M., Rolland, Y., Danelian, T., Muller, C., Melkonyan, R., Adamia, S., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G., 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephanson, R., Bergarat, F., Storatchenoko, V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, vol. 340. Geological Society of London Special Publication, pp.329–352.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181–241.
- Tendam, A., 1951, Balkaya linyit yatağının jeolojik haritasının revizyonuna ait rapor: M.T.A. Rap.No: 1887, Ankara.
- Tokel, S., 1977. Eocene calc-alkaline andesites and geotectonism in the Eastern Black Sea region (in Turkish). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 20, 49–54.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satir, M., Werner, O., Schwarz, W.H., 2004. Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation. *Lithos* 72, 183–207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satir, M., Dokuz, A., 2005. Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 441–455.
- Wedding, H., 1956, Balkaya linyit zuhuru, vilayet Erzurum, kaza Oltu, Pafta 31/2: MTA Rap. No: 2947 (yayımlanmamış).
- Yılmaz, A., Adamia, S., Chabukiani, A., Chkhotua, T., Erdoğan, K., Tuzcu, S., Karabıyıkoglu, M., 2000, Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia)-eastern Pontides (Turkey). Geological Society, London, Special Publication 173, 171–182.
- Yılmaz, A. and Yılmaz, H., 2006. Characteristic features and structural evolution of a post-collisional basin: the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. *J Asian Earth Sci* 27:164–176.
- Yılmaz, A., Adamia, S.H., Yılmaz, H., 2014. Comparisons of the suture zones along a geotraverse from the Scythian Platform to the Arabian Platform. *Geoscience Frontiers* 5, 855–875.
- Yılmaz, S. and Boztuğ, D., 1996, Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review* 38, 935–956.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks, North-eastern Anatolia. PhD Thesis, University of London, 260p.
- Yılmaz, Y., 1981. Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi. *İstanbul Yerbilimleri* 1 (1–2), 33–52.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G.(Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region AAPG Memoir* 68, pp. 183–226.

---

Makale Geliş Tarihi : 29 Nisan 2015

Kabul Tarihi : 9 Kasım 2015

*Received* : 29 April 2015

*Accepted* : 9 November 2015

