

## **TAVŞANLI ZONU: ANATOLİD-TORİD BLOKU'NUN DALMA-BATMAYA UĞRAMIŞ KUZEY UCU**

Aral I. OKAY

İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü ve Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Maslak 34469 İstanbul

ÖZ.- Tavşanlı Zonu, Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey ucunda yer alan ve Kretase'de yüksek basınç-düşük sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiş kesimini oluşturur. Kuzeyden İzmir-Ankara kenedi, güneyden Afyon Zonu kayaları tarafından sınırlanan Tavşanlı Zonu başlıca dört tektonik üniteden oluşmuştur. En altta düzenli bir stratigrafik istif sunan ve Geç Kretase'de (~80 Ma) ~24 kbar basınç, 430-500 °C sıcaklıkta metamorfizma geçirmiş olan Orhaneli Grubu yer alır. Orhaneli Grubu kendi içinde alttan üste doğru mikaşist, mermer ve metabazit-metaçört-fillat ardalanmasından meydana gelmiştir. Orhaneli Grubu üzerinde tektonik dokanaklarla ofiyolitli melanj veya doğrudan ofiyolit kütleleri oturur. Ofiyolitli melanjı oluşturan bazalt, çört, pelajik şeyl, kireçtaşı gibi kayalar düşük sıcaklıklarda bir başlangıç mavişist metamorfizması geçirmiştir. Tektonik istifin en üst üyesini oluşturan ofiyolit kütlelerinin büyük bir kesimi (>%90) peridotitlerden yapılmıştır; peridotitlere az oranlarda gabro, piroksenit gibi kayalar eşlik eder. Peridotit kütleleri izole diyabaz daykları tarafından kesilmiştir. Tavşanlı Zonu'nun batı kesimlerinde tüm bu birimler Erken-Orta Eosen granodiyoritleri tarafından kesilir, doğu kesimlerinde ise Erken Eosen yaşlı denizel kireçtaşları, ofiyolit ve mavişistleri uyumsuzlukla örter. Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey ucu Kampaniyen'de bir okyanus içi dalma-batma zonuna girerek YB/DS koşullarında deforme olmuş ve metamorfizma geçirmiştir. Mavişistler, dalma-batma olayı sürerken, kıta-kıta çarpışması daha olmadan, Maastrichtiyen ve Paleosen'de, tabanda bir bindirme fayı, tavanda bir normal fay arasında bir tektonik dilim olarak satha çıkmışlardır. Tavşanlı Zonu tektonik konumu ve jeolojik olayların zamanlaması açısından Umman doğusunda bulunan Semail ofiyolitine, ve altındaki mavişist ve ekloitlere büyük benzerlik sunar.

Anahtar kelimeler: Tavşanlı Zonu, mavişist, ofiyolit, kuzeybatı Anadolu, dalma-batma.

**Maden Tetkik ve Arama Bülteni (baskıda)**

## GİRİŞ

Tavşanlı Zonu, Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey ucunda yer alan ve Kretase'de yüksek basınç-düşük sıcaklık (YB/DS) koşullarında metamorfizma geçirmiş kesimini oluşturur. (Şekil 1). Batıda Mustafakemalpaşa güneyinden Mihaliçcik-Yunak hattına kadar, doğu-batı yönünde 280 km uzanan Tavşanlı Zonu'nun daha doğuya doğru olan devamını İç Anadolu'daki yaygın Neojen örtüsü yüzünden izlemek güçtür (Şekil 2). Neojen arazisi içinde yer yer ortaya çıkan mavişist mostraları Tavşanlı Zonu'nun Haymana-Ulukışla havzasının güneyini takip ederek Bolkaradağlarına kadar uzandığını gösterir. Tavşanlı Zonu kuzeyde İzmir-Ankara kenedi boyunca Sakarya Zonu ile sınırlanır; batıda Bornova Fliş Zonu, güneyde ise Afyon Zonu ile dokanaktadır.

Aşağıda irdelenecek olan stratigrafik, petrolojik ve jeokronolojik veriler Tavşanlı Zonu'nun Anatolid-Torid Bloku'nun Geç Kretase'de bir dalma-batma zonu içine dalan ve daha sonra tekrar satha yükselen kesimini temsil ettiğini göstermektedir. Bu açıdan Tavşanlı Zonu, Umman (örn., Lippard ve diğerleri, 1986; El-Shazly ve diğerleri, 1990; Warren ve diğerleri, 2005), Ege Denizi'ndeki Kiklat adaları (örn., Okrusch ve Bröcker, 1990), Alaska (Forbes ve diğerleri, 1984; Patrick ve Evans, 1989) gibi bölgelerde yüzeyleyen kıtasal kökenli YB/DS kuşaklarına benzer. Kapladığı alan ve YB/DS mineral parajenezlerinin çok iyi korunmuş olması açısından, Tavşanlı Zonu dünyadaki en iyi mavişist kuşaklarının başında gelir (Okay, 1989).

## TEKTONOSTRATİGRAFI

Tavşanlı Zonu dört tektonostratigrafik birime ayrılmıştır (Okay, 1984). Bunlar alttan üste doğru: 1) düzenli bir stratigrafik istif oluşturan, kıtasal kökenli kayalardan yapılmış Orhaneli Grubu, 2) ofiyolitli melanj, 3) ofiyolit, 4) Eosen çökel kayaları ve Eosen granitoidleridir (Şekil 4 ve 5). Bu birimlerin özellikleri aşağıda tanımlanacaktır.

### ORHANELİ GRUBU

Orhaneli Grubu baskın olarak metasedimanter kayalardan yapılmış düzenli bir stratigrafik istif oluşturur (Okay, 1985). Tavşanlı Zonu'nun bilhassa batı kesiminde iyi tanımlanmış olan Orhaneli Grubu üç formasyona ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru mikaşistlerden oluşan Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve baskın olarak metabazitlerden yapılmış Devlez Formasyonu'dur (Şekil 3). Bu üç formasyon dışında Sivrihisar çevresinde yüzeyleyen mikaşist ve mermerler Sivrihisar Formasyonu olarak bilinir. Orhaneli Grubu'nun stratigrafik temeli gözlenmez, sadece Orhaneli güneyinde ufak bir alanda, temelden gelen bir tektonik dilimi temsil ettiği düşünülen Ordovisyen yaşlı bir metagranitoid yüzeylemektedir.

### Kapanca Metagranitoidi – Ordovisyen yaşlı granitik temel

Kıtasal kökenli kayalardan oluşan Orhaneli Grubu granitik-metamorfik bir temel üzerinde çökelmiş olmalıdır fakat bu temel Tavşanlı Zonu'nda yüzeylenmez. Sadece temelden gelen bir tektonik dilim olduğu düşünülen bir metagranitoid Orhaneli kasabası güneyinde bir sinformun çekirdeğinde yer almaktadır (Şekil 4, Okay ve diğerleri, 2008). Kapanca metagranitoidinin yaklaşık 400 metre bir kalınlığı vardır ve 1.5 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplar (Şekil 6). Kaya tümü ile tekrar kristalleşmiş olmasına rağmen magmatik doku iyi korunmuştur (Şekil 7). Granitoidin altında Triyas yaşlı Kocasu Formasyonu'na ait mikaşist ve mermer bandları yer alır. Kapanca metagranitoidi jadeit ve kuvars dışında az oranlarda kloritoid, lavsonit, glokofan ve fengit içerir. Metagranitoid ve çevresindeki mikaşistlerdeki gözlenen benzer YB/DS mineral parajenezleri ve her iki birimdeki foliasyonların birbirine paralel olması metagranitoidin metamorfizma öncesi Orhaneli Grubu üzerine veya içine itildiğine işaret etmektedir. Kapanca metagranitoidinden derlenen iki numune üzerinde yapılan zirkon

U-Pb tek mineral evaporasyon analizleri Orta Ordovisyen ( $467.0 \pm 4.5$  Ma) yaşları vermiştir (Okay ve diğerleri, 2008a). Elde edilen bu zirkon yaşları granitik magmanın kristalleşme yaşı olarak yorumlanmıştır.

Anatolid-Torid Bloku'nun temeli genelde Pan-Afrikan (570-520 Ma) yaşlı granitoidlerden yapılmıştır (Satır ve Friedrichsen, 1986; Kröner ve Şengör, 1990; Hetzel ve Reischmann, 1996; Loos ve Reischmann, 1999; Gürsü ve Göncüoğlu, 2006). Geç Proterozoyik-Erken Kambriyen yaşlı bu granitoidler Menderes Masifi'nin temelinde geniş alanlarda yüzeyleyler. Benzer yaştaki granitoidler Afrika ve Arabistan'ın kuzey kesimlerinde de geniş alanlar kaplar. Buna karşın Batı Avrupa'da Varisken orojenik kuşağı içinde yer alan Gondwana'dan Erken Paleozoyik'te kopmuş kıtasal levhacıklarda Ordovisyen yaşlı magmatitler tanımlanmıştır (örn., von Raumer ve diğerleri, 2002). Tavşanlı Zonu'nun olası temelinde gözlenen Ordovisyen granitoidi de bu magmatizmanın doğuya doğru olan devamını oluşturur. Ordovisyen asitik magmatizmasının Gondwana'nın kuzey kenarından İstanbul Zonu gibi levhacıkların riftleşme ve ayrılması sırasında meydana geldiği düşünülmektedir (Okay ve diğerleri, 2008a).

### **Kocasu Formasyonu**

Orhaneli Grubu'nun tabanında yer alan ve baskın olarak kuvars mikaşistlerden yapılmış düzenli metamorfik seri Kocasu Formasyonu olarak adlanmıştır (Okay, 2004). İstifin kalınlığı asgari 800 metredir. Mikaşistler orta taneli, sert, ince bantlı, gri, açık gri renkte kayalar yapar. Genelde 0.1 -2 m kalınlıkta kuvarsça zengin gnaysik dokulu mikaşistler, daha ince taneli mikaca zengin mikaşistler ile ardalanmıştır (Şekil 8, Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2002). Çok seyrek olarak kuvars çakıllı metakonglomeralar da mikaşistler içinde yer alır. Mikaşist serisinin üst kesimlerinde mika oranı genel bir artış gösterir. Devecikonağı güneyinde Kocasu Formasyonu mikaşistleri içinde kalınlıkları 0.5 ile 3 metre arasında değişen, beyaz metaaplitik sil ve dayklar bulunur (Şekil 9). Mavişist metamorfizması öncesi yerleşmiş olan bu asitik damar kayaları değişik oranlarda jadeit, kuvars ve ikincil albitten oluşur (Okay ve Kelley, 1994).

Kocasu Formasyonu'nun litolojik özellikleri, istifin metamorfizma öncesi kumtaşı – şeyl ardalanmasından oluştuğuna işaret etmektedir, fakat kayalar tümü ile rekristalize olmuş ve ilksel özelliklerini tamamen kaybetmiştir. Kocasu Formasyonu üste doğru tedrici olarak İnönü Mermeri'ne geçer. Geçiş zonunda mikaşistler içerisinde mermer seviyeleri bulunur.

Kocasu Formasyonu batıda Devecikonağı çevresinden Uludağ'a kadar uzanan bir geniş alanda mostra verir (Şekil 4). Tavşanlı Zonu'nun tektonik ve stratigrafik olarak en alt birimi olan Kocasu Formasyonu'nun tabanı gözlenmez. Yukarıda irdelendiği gibi Kocasu Formasyonu'nun altında muhtemelen Erken Paleozoyik yaşlı granitik bir temel yer almaktadır. İçinde fosil bulunmayan Kocasu Formasyonu'nun çökelleme yaşını tespit edebilmek için Orhaneli çevresinde kuvars-mikaşistler içindeki kalıntı zirkonlarda tek zirkon Pb-Pb evaporasyon yöntemi ile yaş tayinleri yapılmıştır. İki numunedan elde edilen zirkonlar Ordovisyen ve Permo-Karbonifer yaşları vermiştir (Okay ve diğerleri, 2008a). Bu veriler Kocasu Formasyonu'nun Karbonifer'den daha genç olduğunu göstermektedir. Torosların genel stratigrafisi ile yapılan deneştirme (örn. Gutnic ve diğerleri, 1979; Özgül, 1976) Kocasu Formasyonu'nun Permo-Triyas, muhtemelen Erken-Orta Triyas yaşında olduğuna işaret eder.

Kocasu Formasyonu mikaşistleri esas olarak kuvars ve fengitten oluşur. Bu iki minerale değişik oranlarda klorit, jadeit, kloritoid, lavsonit ve albit eşlik eder. Mikaşistlerde bulunan karakteristik YB/DS metamorfizma mineral parajenezi kuvars + fengit + jadeit + kloritoid + glokofan + lavsonit'dir. Jadeit, yer yer serisit ve albit tarafından ornatılmış olmasına rağmen Orhaneli çevresinde yaygın olarak bulunur; bu bölge muhtemelen dünyada en yoğun jadeit içeren bölgesidir.

### **İnönü Mermeri**

Kocasu Formasyonu üzerine gelen, kilometrelerce yapısal kalınlığa sahip mermer serisi İnönü mermeri olarak adlanmıştır (Servais, 1982). İnönü Mermeri'nin Tavşanlı Zonu'nun batısında Dodurga, Tahtaköprü, İnönü çevresinde geniş bir yayılımı vardır (Şekil 4, Konak, 2002). İnönü Mermeri, beyaz, açık gri, masif yer yer bantlı, seyrek çört araseviyeli karbonatlardan yapılmıştır. İnönü mermerinin karakteristik bir yapısal özelliği uzun kalsit taneciklerinin birbirlerine paralel dizilimi ile tanımlanan kuvvetli bir mineral lineasyonu göstermesidir. Ana mineral kalsittir, buna karşın metamorfizma sırasında ve sonrasında İnönü Mermeri, kalsitin yüksek basınç polimorfu olan aragonitten yapılmış olmalıdır. İnönü Mermeri, Toros Mesozoyik karbonat platformunu oluşturan kalın sığ denizel bir karbonat istifinin metamorfizma geçirmiş şeklini temsil eder. Nitekim, Kaya ve diğerleri (2001) İnönü Mermeri'nin alt seviyelerinden Orhaneli doğusunda Geç Triyas (Geç Noriyen) yaşını veren konodontlar tanımlamaktadır. Toros Mesozoyik karbonat platformu ile olan stratigrafik benzerliği nedeni ile İnönü Mermeri'nin üst kesimlerinin Kretase'ye uzanması olasıdır.

### **Devlez Formasyonu**

İnönü Mermeri üzerinde yer alan, baskın olarak metabazit, metaçörtten ve fillattan oluşan istif Devlez Formasyonu olarak adlanmıştır (Okay, 1981; 2004). Devlez Formasyonu baskın olarak metabazit kökenli kayalardan yapılmıştır. Formasyonun %80'den fazlasını oluşturan metabazitler denizaltı lavları, piroklastik kayaları ve tüfleri temsil etmektedir fakat bu kayaların ilksel özellikleri genellikle kaybolmuş, metamorfik doku ve mineral parajenezleri kayaya hakim olmuştur. Metabazitlerde gözlenen tipik mineral parajenezi sodik amfibol + lavsonit + klorit + sodik piroksen + fengit'tir. Metabazitlerde çok seyrek olarak kalıntı magmatik ojite rastlamak mümkündür. Metaçörtlerde ise kuvars + sodik amfibol + lavsonit + spessartince zengin granat + fengit + hematit parajenezi gözlenir (Okay, 1980a). Devlez Formasyonu'nun yapısal kalınlığı Tavşanlı kuzeydoğusunda yaklaşık bir kilometredir. Devlez Formasyonu'ndaki metabazit ve metaçörtlerde kuvvetli bir foliasyon ve genellikle sodik amfibol tanelerinin paralel dizilimi ile tanımlanan kuvvetli bir lineasyonu gelişmiştir.

### **Sivrihisar ve Halilbağı formasyonları**

Tavşanlı Zonu'nun doğu kesiminde, özellikle Sivrihisar çevresinde, Orhaneli Grubu mermer ve mikaşist aralanması ile temsil edilir (Şekil 10). Sivrihisar Formasyonu ismi verilen bu metasedimenter kayaların görünür yapısal kalınlığı üç kilometreyi geçer (Kulaksız, 1981; Gautier, 1984; Monod ve diğerleri, 1991). Mikaşistler arasında mermerler, kalınlıkları birkaç metreden yüzlerce metreye değişen seviyeler halinde bulunur. Sivrihisar Formasyonu içinde mikaşist-mermer oranı yaklaşık yarı yarıyadır. Bu iki baskın kaya tipi dışında çok seyrek olarak metabazit seviyeleri de mikaşistler içinde yer alır. Sivrihisar Formasyonu muhtemelen Kocasu ve İnönü formasyonlarının yanal eşdeğerini temsil etmektedir.

Tavşanlı Zonu'nun batı kesiminden farklı olarak Sivrihisar Formasyonu'nda YB/DS mineral parajenezleri iyi korunmamıştır. Mikaşistlerde yaygın mineral topluluğu kuvars + albit + klorit + fengit, metabazitlerde ise albit + klorit + aktinolit + epidot'tur (Gautier, 1984). Buna karşın bazı metabazitlerde saptanan lavsonit ve kalıntı sodik amfibol, ve kalsiyumca zengin mikaşistlerde gözlenen lavsonit mineralleri Sivrihisar Formasyonu'nun da bölgesel bir YB/DS metamorfizması geçirdiğine işaret etmektedir (Monod ve diğerleri, 1991). Bu metamorfizma daha sonra yeşilist fasiyesinde bir metamorfizma tarafından üzerlenmiştir.

Sivrihisar Formasyonu üzerinde, Halilbağı Köyü güneyinde, metabazit, metaçört, mermer ve metaserpantinitten oluşmuş bir birim gelir (Şekil 10). YB/DS mineral parajenezlerinin çok iyi korunduğu ve lavsonitli eklojitlerin bulunduğu bu bölgedeki kayalar

bir çok ayrıntılı petrolojik çalışmaya konu olmuştur (Kulaksız, 1978; Monod ve diğerleri, 1991; Davis ve Whitney, 2006, 2008; Whitney ve Davis, 2006; Çetinkaplan ve diğerleri, 2008). Halilbağı bölgesinde metabazik kayalar mavişist, granatlı mavişist ile lavsonitli eklojitlerin ilginç ardalanmasını sunar. Halilbağı Formasyonu yapısal olarak alta doğru Sivrihisar Formasyonu'na geçer. İki birim arasındaki dokanakta mermerler yer aldığı için dokanağın geçişli mi yoksa tektonik mi olup olmadığını anlamak mümkün değildir. Halilbağı Formasyonu Tavşanlı Zonu batısındaki Devlez Formasyonu ile deneştirilebilir.

### **Tavşanlı Zonu'nun güneydoğu kesiminin tektonostratigrafisi**

Yaygın Neojen örtü nedeni ile Sivrihisar'ın doğusundan sonra mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kayalar ancak ufak izole mostralara verir. Bu geniş alanda Yunak ve Konya'nın kuzeydoğusunda Altnekin bölgesindeki mavişistler ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Yunak bölgesinde Sivrihisar Formasyonu'na benzeyen baskın olarak mermer ve fillattan oluşan, az oranda metabazitler kapsayan metamorfik bir istif yer alır (Yenişol, 1979). Bu istif ofiyolitli melanj tarafından tektonik olarak üzerlenir. Metabazitlerde sodik amfibol + lavsonit parajenezleri yaygın olarak gelişmiştir.

Konya kuzeydoğusunda Altnekin bölgesinde de mermer, kalkışist, fillat ve kuvarsitten oluşan Permien-Mezozoyik yaşta metamorfik bir istif bulunur (Karaman, 1986; Özgül ve Göncüoğlu, 1999; Eren, 2000; Droop ve diğerleri, 2005). YB/DS koşullarında metamorfizma geçirmiş bu istif üzerinde ofiyolitli melanj ve ofiyolit kütleleri yer alır. İlginç olarak bu bölgede ofiyolitli melanj da mavişist fasiyesinde bariz bir metamorfizma ve deformasyon geçirmiştir. Altnekin bölgesinde deformasyon ve metamorfizma istifte alttan üste, güneyden kuzeye doğru artmaktadır. Ofiyolitli melanj içerisindeki metabazitlerde sodik amfibol + epidot ± lavsonit + albit + klorit + fengit parajenezleri tipiktir.

Bolkardağlarında Ulukışla havzası güneyinde mostra veren, sodik amfibol kapsayan metamorfik kayalar (Blumenthal, 1956; Çalapkulu, 1980) Tavşanlı Zonu'nun doğuya doğru olan devamını teşkil edebilir. Bu kayaların tektonik konumları ve parajenezleri hakkında bilgiler çok kısıtlıdır.

### **OVACIK KOMPLEKSİ - OFİYOLİTLİ MELANJ**

Orhaneli Kompleksi üzerine tektonik dokanaklarla ofiyolitli melanj parçaları bulunmaktadır. Ovacık Kompleksi olarak adlanan (Kaya, 1972a, b) ve geniş alanlarda mostra veren ofiyolitli melanj başlıca bazalt, radyolaryalı çört, pelajik şeyl ve kireçtaşından yapılmıştır. Melanj içerisinde daha az oranlarda serpantinit, talk, grovak ve tabakalı manganez kayaları da yer alır. Ovacık Kompleksi'nin asgari %60'ını oluşturan bazaltlar genellikle piroklastik kayalar veya aglomeralar şeklinde bulunur; yastık lav yapısı gösteren bazaltlar seyrekler. Bazaltların tümü spilitleşmiştir, ve yer yer düşük dereceli yüksek basınç metamorfizmasının izlerini taşır. Radyolaryalı çörtler kırmızı, ince-orta tabakalı, ince siyah şeyl arakatlı kayalar oluşturur, seyrek olarak bazaltlar ile stratigrafik dokanak ilişkisi sunar. Karbonat kayaları, bazaltlar içinde boyları 2 cm ile birkaç yüz metre arasında değişen olistolitler veya bazaltlar ile ardalanmalı pelajik ince tabakalı kireçtaşları şeklinde bulunur. Bu kaya tipleri dışında Ovacık Kompleksi içinde az oranlarda serpantinit, grovak-silttaşı, tabakalı manganez kayaları da yer almaktadır. Bugün Neojen çökeller içerisindeki bloklar halinde bulunan ve jadeit, kuvars ve K-feldispar kapsayan metafonalitler çok muhtemelen Ovacık Kompleksi'nden Neojene'e aktarılmıştır (Okay, 1997). Bu kayalar bugün mor yeşim adı altında ticari olarak pazarlanmaktadır.

Ovacık Kompleksi veya bu kompleks ile deneştirilecek kayalar Tavşanlı Zonu dışında, Afyon Zonu'nda, Menderes Masifi'nde ve Toroslar'da da mostra verir (Şekil 2). Aşağıda

tartışılacağı gibi Ovacık Kompleksi ve Anadolu Ofiyoliti Geç Kretase'de tüm Anatolid-Torid Bloku'nu bir yaygı gibi örtmüş olmalıdır.

Ovacık Kompleksi genelde melanj olarak bilinmesine karşılık, tanınabilen bir matriksten yoksundur; yoğun deformasyon geçirmiş değişik kaya türlerinin tektonik dokanaklar boyunca yanyana gelmesinden oluşur. Kaya türleri arasında stratigrafik ilişkiler genellikle görülmez. Tabakalanmayı, arada fay veya makaslanma zonu olmaksızın, on metreden fazla takip etmek genelde mümkün değildir. Ovacık Kompleksi litolojisi, iç yapısı ve gösterdiği metamorfizması ile Tetis okyanusunun dalma-batması sırasında oluşmuş bir eklenir prizmayı temsil eder.

Tavşanlı ve Bornova Fliş zonlarında Ovacık Kompleksi içindeki çörtlere yapılan radyolaryla determinasyonları Geç Triyas (Geç Karniyen, Geç Noriyen), Jura, Erken Kretase (Berriaziye-Havteriviyen) ve Geç Kretase (Senomaniyen, Turoniyen) yaşları vermiştir (Bragin ve Tekin, 1996; Tekin ve diğerleri, 2002; Göncüoğlu ve diğerleri, 2006). Bu yaşlar Anadolu-Torid Bloku kuzeyindeki Neo-Tetis okyanusunun asgari Geç Triyas yaşında olduğuna ve yaşının Geç Kretase'ye kadar uzandığına işaret etmektedir. Ankara civarındaki ofiyolitli melanjda yer alan bir plajiyogranitten elde edilen  $179 \pm 15$  Ma zirkon U-Pb yaşı da okyanus kabuğunun Erken Jura'da da var olduğunu desteklemektedir (Dilek ve Thy, 2006).

Ovacık Kompleksi içindeki bazaltik kayaların jeokimyası, beklendiği gibi farklı magma tiplerinin varlığına işaret etmektedir. Ovacık eklenir prizması içinde okyanus adası tipi alkali bazaltlar, okyanus ortası tipi bazaltlar geniş yer tutmaktadır (Tankut ve diğerleri, 1998; Rojay ve diğerleri, 2004; Göncüoğlu ve diğerleri, 2006; Gökten ve Floyd, 2007).

## ANADOLU OFİYOLİTİ

Ovacık Kompleksi'nin üzerine, bazı bölgelerde ise doğrudan Orhaneli Grubu üzerine, tektonik dokanaklarla büyük ofiyolit kütleleri gelmektedir. Tavşanlı Zonu'ndaki ofiyolitlerin %90'dan daha fazla kesimi peridotitlerden yapılmıştır; geri kalan kesim ise piroksenit, gabro, kromit ve peridotitleri kesen diyabaz dayklarından oluşur. Peridotitlerin tabanlarında ofiyolit-tabanı metamorfizmaları bazı bölgelerden tanımlanmıştır.

Peridotitler esas olarak harzburgit ve dunitten yapılmıştır; dunitler içinde merceksel kromit kütleleri yer alır. Tavşanlı Zonu'nda iç yapısı iyi bilinen tek peridotit kütlesi olan Orhaneli kuzeyindeki Burhan ofiyolitinin %90'dan fazlası harzburgit ve dunitten oluşur (Şekil 4); gabro, piroksenit, kromit ve diyabaz daykları ofiyolitinin geri kalan kesimini yapar (Lisenbee, 1971; 1972; Tankut, 1980). Harzburgit ve dunitler ~2 km kalınlıkta bandlar oluşturur; bunlara daha ince gabro ve piroksenit bandları eşlik eder. Bandlar arasındaki litolojik sınırlar 50 m içinde geçişlidir. Peridotitler litolojik bandlaşmaya paralel tektonik bir foliasyon gösterir. Burhan ofiyolitinin bandlaşmaya dik olarak ölçülen kalınlığı 13 km'nin üzerindedir. Burhan ofiyolitinin litolojik ve yapısal özellikleri ofiyolitinin deforme olmuş kumullatlardan oluştuğunu göstermektedir.

Tavşanlı Zonu'ndaki peridotitlerdeki mineral topluluğu olivin + ortopiroksen + klinopiroksen + krom-spinel'dir (Lisenbee, 1971; Okay, 1985; Lünel, 1986; Asutay ve diğerleri, 1989; Önen, 2003). Bu mineral topluluğu manto içinde 14 kbar'dan daha düşük basınçlarda dengededir; basıncın bu değeri aşması durumunda kayada granat oluşmaya başlar (Perkins ve diğerleri, 1981). Gabrolarda yaygın mineral topluluğu ise plajiyoklas ( $An_{89-100}$ ) + klinopiroksen + ortopiroksen + spinel'dir (Önen, 2003). Önen (2003) Kütahya çevresindeki ofiyolitlerin jeokimyaslarına ve petrografilerine dayanarak bunların okyanuslarda veya yayardı havzalarda oluşan ofiyolitlere benzediklerini belirtmektedir.

Batı Anadolu'da İzmir-Ankara kenedinden Akdeniz'e kadar uzanan alan içinde çok sayıda ve değişik büyüklüklerde ofiyolit mostraları bulunmaktadır. Bu bölgedeki ofiyolitler litolojik özellikleri ve jeolojik evrimleri açısından bir çok ortak özellik barındırır: a) genelde

harzburgit ve dunitten oluşurlar, b) peridotitler diyabaz daykları tarafından kesilir, c) izotopik yaşı saptanan tüm Anadolu ofiyolit-tabanı metamorfizmaları Albien yaşındadır, d) ofiyolit-tabanı metamorfizmalarında yüksek sıcaklık metamorfizmasını üzerleyen düşük dereceli bir YB/DS metamorfizması gözlenir (Dilek ve Whitney, 1997; Okay ve diğerleri, 1998; Önen ve Hall, 2000). Bu ortak özellikler, bugün birbirinden bağımsız kütleler oluşturan ofiyolitlerin Geç Kretase'de Anatolid-Torid Bloku üzerine yerleşmiş tek bir ofiyolit kütlesi oluşturduğuna işaret etmektedir (Dilek ve diğerleri, 1999; Önen 2003). Bu Anadolu Ofiyolit napı, hacmi ve ilişkide olduğu YB/DS metamorfizmaları açısından Umman'daki Semail ofiyoliti ile karşılaştırılabilir.

### **Ofiyolit-tabanı metamorfizmaları**

Dünyadaki hemen hemen tüm ofiyolitlerin tabanında, ofiyolit litosferinden sıyrılması sırasında oluşan, ofiyolit tabanı metamorfizmaları bulunmaktadır (örn., Williams ve Smyth, 1973; Woodcock ve Robertson, 1977). Ofiyolit-tabanı metamorfizması okyanus içi bindirmesi sırasında ortaya çıkan sürtünme ısı ve üzerleyen sıcak ofiyolit dilimin getirdiği ve alta doğru ilettiği ısı sonucunda gelişir. Isı üstten alta doğru iletildiği için bu tip metamorfik kayalar ters derecelenme göstermekte, metamorfizma derecesi istifin üstüne doğru artmaktadır. Okyanus içinde gelişen bu metamorfizmaya uğrayan kayalar doğal olarak okyanus kabuğu istifleridir.

Ofiyolit tabanı metamorfizmaları Tavşanlı Zonu'nda bir çok lokaliteden tanımlanmıştır (Gautier, 1984; Monod ve diğerleri, 1991; Önen ve Hall, 1993, 2000; Okay ve diğerleri, 1998). Burhan ofiyoliti tabanından tanımlanan granatlı-amfibolitlerde metamorfizma zirve B-S değerleri  $8.5 \pm 3.5$  kbar ve  $\sim 700$  °C olarak saptanmıştır (Okay ve diğerleri, 1998). Basınç değerleri ofiyolit ilksel kalınlığının  $25 \pm 10$  km olduğuna işaret eder. İlginç olarak Burhan ofiyoliti tabanındaki amfibolitlerde çok ince taneli lavsonit agregaları ve sodik amfibol gelişimi ile tanımlanan ikinci bir düşük dereceli YB/DS metamorfizması da gözlenmektedir. Benzer bir durum Orta Toroslar'daki ofiyolit-tabanı metamorfizmalarından da tanımlanmıştır (Dilek ve Whitney, 1997). Ofiyolit tabanı amfibolitlerinde hornblend üzerinde yapılan Ar-Ar yaş tayinleri Burhan ofiyoliti tabanı metamorfizmaları için  $101.1 \pm 3.8$  Ma (Harris ve diğerleri, 1994), Kütahya çevresindeki ofiyolitlerin taban metamorfizmaları için de  $93 \pm 2$  Ma (Önen, 2003) ) soğuma yaşları vermiştir. Bu yaşlar Toroslar'da Likya, Beyşehir, Aladağ, Kızıltepe ve Mersin ofiyolit-tabanı metamorfizmalarından ele edilen ve 90-95 Ma arasında değişen Ar-Ar hornblend ve mika yaşları ile uyumaktadır (Dilek ve diğerleri, 1999; Parlak ve Delaloye, 1999; Çelik ve diğerleri, 2006).

### **Diyabaz daykları**

Tavşanlı Zonu'ndaki ofiyolitler genelde doğu-batı doğrultulu diyabaz daykları tarafından kesilmiştir. Kalınlıkları genellikle birkaç metre olan diyabaz daykları yanal olarak birkaç yüz metreden daha fazla takip edilemez. Dayk yoğunluğu değişkendir; yüzlerce metre peridotit içinde tek bir dayktan, 30 metre peridotit içinde 10 dayka kadar değişir. Peridotitlerin gösterdiği yoğun kırılma deformasyonu nedeni dayk-peridotit dokanaları genellikle oynamıştır. Dokanağın korunduğu ender noktalarda diyabaz dayklarının kenarlarında ince taneli pişme zonlarının geliştiği gözlenir; bu gözlem daykların soğuk peridotit kütlesi içine yerleştiklerini göstermektedir (Okay, 1981). Diyabaz dayklardaki mineral topluluğu ojit, ojiti kısmen ornatmış olan magmatik hornblend ve altere olmuş plajiyoklasdan oluşur. Diyabazlardaki mineral topluluğu, bu kayaların, dolayısı ise ofiyolit kütlelerinin, Orhaneli Grubu'nda gözlenen YB/DS metamorfizmasından etkilenmediğini göstermektedir.

Yukarıda tanımlanan diyabaz dayklarına konum ve litoloji olarak büyük benzerlik sunan dayklar Likya naplarındaki (Whitechurch ve diğerleri, 1984) ve Orta Toroslar'daki (Lytwyn ve Casey, 1995; Parlak, 2000) peridotitlerden de tanımlanmıştır. Mersin ofiyolitinde peridotitleri ve ofiyolit-tabanı metamorfiteğini kesen diyabaz dayklarda yapılan tüm kaya Ar-Ar yaş tayinleri 64 ile 90 Ma arası yaşlar vermiştir (Parlak ve Delaloye, 1996). Ofiyolit yerleşiminin Kampaniyen'de olduğu ve tüm kaya Ar-Ar metodunda büyük hata payları göz önüne alınırsa, daykların kristallenme yaşlarının ~90 Ma olması beklenir.

### **ALT EOSEN ÇÖKELLERİ VE EOSEN PLÜTONLARI**

Tavşanlı Zonu'nun doğu kesiminde Orhaneli Grubu'nun mavişistleri, ofiyolitli melanj ve ofiyolit üzerinde neritik foraminifer (*Alveolina* sp.) içeren Alt Eosen denizel çökelleri uyumsuzlukla yer alır. Eosen çökellerinin en batı mostrası Tavşanlı kuzeyinde bulunur. Bu bölgede peridotitler üzerinde uyumsuzlukla Alt Eosen (Kuiziyen) yaşında kumlu ve çakıllı kireçtaşlarından oluşan 60 metre kalınlıkta sığ denizel bir istif yer almaktadır (Şekil 4, Baş, 1986). Daha doğuda Eskişehir güneyinde konglomera, kumtaşı, kiltası ve bol nummuliti killi kireçtaşlarından oluşan ~300 m kalınlıktaki Alt Eosen (Kuiziyen) denizel çökelleri ofiyolitik gabroları uyumsuzlukla örter (Şekil 2, Gözler ve diğerleri, 1985). Çifteler güneyinde ve batısında metamorfik kayalar ve ofiyolitler üzerinde yine uyumsuzlukla 300 metre kalınlıkta kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marnlardan oluşan Alt Eosen (Erken İlerdiyen-Orta Kuiziyen) yaşında bir istif uyumsuzlukla yer almaktadır (Göncüoğlu ve diğerleri, 1992; Özgen-Erdem ve diğerleri, 2007). Bu stratigrafik veriler Tavşanlı Zonu'nun Erken Eosen başlangıcında (50 milyon sene önce) sığ bir deniz ile kaplı olduğunu göstermektedir.

Eosen'de denizel sedimantasyonun yanı sıra bir dizi plütonik kütle Tavşanlı Zonu içine sokulmuştur. Bu sokulumlar Sivrihisar çevresinden Bursa'ya kadar BKB-DGD yönünde sıralanır (Şekil 2, Okay ve Satır, 2006). Genellikle granodiyorit bileşimli olan, hornblend ve biyotit kapsayan plütonların yaşları 45 Ma ile 53 Ma arasında (Erken-Orta Eosen) değişmektedir (Çizelge 1). En batıdaki 48 Ma yaşlı Topuk plütonu hem Orhaneli Grubu mavişistlerini hem de mavişistlerin üzerinde yer alan peridotitleri kesmektedir; bu durum iki birim arasındaki dokanağın Eosen öncesi şekillendiğini gösterir (Okay ve diğerleri, 1998).

Tavşanlı Zonu'ndaki Eosen plütonlarının metaalimunyumlu bir bileşimi vardır, SiO<sub>2</sub> miktarları % 63-69 arasında değişir. Granodiyoritlerde LIL iz element zenginleşmesi kalk-alkalen bir magmaya işaret eder. Düşük Y ve HREE oranları magma oluşum bölgesinde granatın önemli bir artık faz oluşturmadığını ve dolayısı ile magma oluşum derinliğinin 30 km'den (10 kbar'dan) daha sığ olduğunu göstermektedir. Eosen granodiyoritleri manto kökenli magmaların sığ magma haznelinde fraksiyonlaşması veya yine manto kökenli bazik magmanın getirdiği ısı ile kabuğun erimesi sonucu oluşmuştur (Harris ve diğerleri, 1998; Altunkaynak, 2007; Karacık ve diğerleri, 2008).

### **TAVŞANLI ZONU'NDA METAMORFİZMA VE METAMORFİZMA YAŞLARI**

Tavşanlı Zonu'nu oluşturan üç tektonostratigrafik birim – Orhaneli Grubu, Ovacık Kompleksi ve Anadolu Ofiyoliti – birbirlerinden farklı metamorfik özellikler gösterir. Orhaneli Grubu mavişist fasiyesinde rejyonel bir metamorfizma geçirmiştir (Çoğulu, 1965; 1967; van der Kaaden, 1966; Lünel, 1967; Okay, 1980a, b, 1981, 1984, 2002; Servais, 1981; Kaya, 1981; Gautier, 1984; Monod ve diğerleri, 1991; Davis ve Whitney, 2006; Çetinkaplan ve diğerleri, 2008). Mavişist metamorfizması bilhassa Tavşanlı Zonu'nun batı kesiminde çok iyi korunmuştur. Metabazitlerde karakteristik YB/DS mineral parajenezi sodik amfibol + lavsonit + klorit ± sodik piroksen + fengit + sfen'dir (Çoğulu, 1967; Okay, 1980a). Bu mineraller dışında seyrek olarak bazı metabazitlerde granat da bulunabilmektedir. Metabazitlerde sodik amfibol genelde glokofan veya krossit, sodik piroksen ise kloromelanit



bileşimindedir. Metaçörtlerde yaygın mineral parajenezi kuvars + granat + sodik amfibol + lavsonit + fengit + hematit'dir. Bu kayalarda granat spessartince zengin, sodik amfibol ise magneziyo-ribekit ve krossit bileşimindedir. Orhaneli Grubu'na ait Kocasu Formasyonu mikaşistleri ve Kapanca metagranitoidinde karakteristik YB/DS mineral parajenezi: jadeit + kloritoid + lavsonit + glokofan + kuvars + fengit'tir (Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2002; Okay ve Satır, 2006; Okay ve diğerleri, 2008). Metapelitik kayalarda gelişen bu mineral parajenezi Tavşanlı Zonu'nun batı kesiminde metamorfizma sırasında zirve basınç ve sıcaklık değerlerinin  $24 \pm 3$  kbar ve  $430 \pm 30$  °C olduğunu göstermektedir (Okay, 2002).

Metamorfizma sırasında sıcaklığın biraz daha yüksek olduğu Sivrihisar Halilbağı bölgesinde metabazik kayalarda lavsonitli eklojitleri tanımlayan sodik piroksen + granat + sodik amfibol + lavsonit parajenezi bulunur (Kulaksız, 1981; Monod ve diğerleri, 1991; Davis ve Whitney, 2006, 2008; Whitney ve Davis, 2006; Çetinkaplan ve diğerleri, 2008). Bu bölgede lavsonitli eklojitler, mavişistler ve granatlı mavişistler ile ardalanma gösterir. Halilbağı bölgesindeki lavsonitli eklojitlerde zirve basınç ve sıcaklık değerleri 22-24 kbar ve 520 °C olarak hesaplanmıştır (Davis ve Whitney, 2008).

Sivrihisar Formasyonu'nda YB/DS metamorfizmasını üzerleyen yeşilşist fasiyesindeki metamorfizma nedeni ile YB/DS metamorfizmasının basınç-sıcaklık zirve değerleri iyi bilinmemektedir. Tavşanlı Zonu'nun güneydoğu kesiminde Konya-Altnekin bölgesinde ise mavişist fasiyesinin zirve basınç ve sıcaklık değerlerinin diğer bölgelere göre daha düşük olduğu belirtilmiştir (9-11 kbar ve 375-400 °C, Droop ve diğerleri, 2005).

Ovacık Kompleksi'ni oluşturan spilitleşmiş bazalt, radyolaryalı çört, pelajik şeyllerde arazide genellikle bariz bir metamorfizma etkisi gözlenmez. Buna karşın petrografik incelemelerde bazaltik kayaların damar ve amigdoyillerinde lavsonit, aragonit, sodik piroksen gibi minerallerin büyüdüğü saptanmıştır (Okay, 1982). Bazaltlardaki klinopiroksenler (ojitler) yer yer ejerince zengin sodik piroksenler tarafından kısmen veya tamamen ornatılmıştır. Okyanusal bir eklenir prizmayı temsil eden Ovacık Kompleksi'nde diğer ilginç ve önemli bir bulgu, bazaltlar ile ardalanmalı pelajik kireçtaşlarında ilksel mikritin, birkaç santimetre boyuna ulaşan çok iri aragonit kristalleri tarafından kısmen ornatılmış olmasıdır (Topuz ve diğerleri, 2006). Tavşanlı kuzeydoğusunda saptanan ve ilerleyen aragonitleşmeye dünyada tek örnek olan bu durum, dalma-batma zonunda yüksek basınç ve çok düşük sıcaklık koşullarının varlığına işaret etmektedir.

Bir eklenir prizmayı temsil eden Ovacık Kompleksi, tektonik dokanaklarla bir araya gelmiş binlerce dilimden oluşmaktadır. Bu nedenle, Orhaneli Grubu'ndan farklı olarak, Ovacık Kompleksi için bir zirve basınç ve sıcaklık değeri belirtmek mümkün değildir. Kayaların tekrar kristaleşmemiş olmaları, sıcaklığın 200 °C'ın altında olduğuna işaret eder. Bazaltlarda gözlenen YB/DS mineralleri ve bunların bileşimleri basınç değerlerinin 4-7 kbar arasında olduğunu göstermektedir (Okay, 1982; Topuz ve diğerleri, 2006).

Ovacık Kompleksi'nin bazı kesimlerinde metamorfizma daha belirgindir; kayalarda foliasyon gelişmeye başlamış, kırmızı çörtlerin renkleri tekrar kristaleşme sonucu soluklaşmaya başlamıştır. Bu kesimlerde bazik volkanik kayalarda magmatik doku korunmuş olmasına rağmen sodik piroksen + lavsonit + klorit + sfen'den oluşan bir mineral topluluğu gelişmiştir. Foliasyonun daha da belirgenleşmesi ile tanımlanan geçirgen deformasyonun artması ile kayada sodik amfibol, sodik piroksenlerin çeperlerinde gelişmeye başlamaktadır. Sodik amfibolu oluşturan mineral reaksiyonu: sodik piroksen + klorit + kuvars = sodik amfibol + lavsonit olarak belirlenmiştir (Okay, 1980b).

Anadolu Ofiyoliti'nde bariz bir metamorfizma izi gözlenmez. Ofiyolitik gabrolarda piroksen ve plajiyoklasdan oluşmuş ve magmatik mineral topluluğu iyi korunmuştur (Önen, 2003). Peridotitleri kesen diyabaz daykları ise ojit, ojiti kısmen veya tamamen ornatmış magmatik hornblend, ve plajiyoklasın alterasyonu sonucu gelişen albit ve ince agregalar

şeklinde pumpellitten yapılmıştır. Çok düşük dereceli bir metamorfizmaya işaret eden bu mineral topluluğu, Anadolu Ofiyoliti'nin Orhaneli Grubu etkileyen metamorfizmadan etkilenmediğini göstermektedir.

Ofiyolit ve ofiyolitli melanj ile Orhaneli Grubu arasındaki tektonik dokanaklar çok önemli bir metamorfik sıçramayı temsil etmektedir. Dokanağın altındaki kayalar 24 kbar, üstündekiler ise azami 8 kbar basınçlar altında metamorfizma geçirmiştir; dokanak boyunca basınç farkı, yaklaşık 50 km kalınlıkta bir kaya kütesinin kesildiğine işaret etmektedir.

Eosen'deki magmatizmaya bağlı olarak Tavşanlı Zonu'nda bazı bölgelerde yüksek sıcaklık – düşük basınç metamorfizması gelişmiştir. Uludağ güneyinde granodiyoritlerin çeperlerinde Orhaneli Grubu'na ait Kocasu Formasyonu mikaşistlerinde andalusit + kordiyerit + biyotit + muskovit + K-feldispar + plajiyoklas parajenezi tarafından tanımlanan bir dinamo-termal metamorfizma saptanmıştır (Okay ve Satır, 2006). Mavişist metamorfizmasını üzerleyen bu metamorfizmanın basınç ve sıcaklık koşulları  $2 \pm 1$  kbar ve  $575 \pm 50$  °C olarak belirlenmiştir. Bir mikaşist örneğinde yapılan Rb-Sr muskovit ve biyotit analizleri sırası ile  $46 \pm 3$  Ma ve  $39 \pm 1$  Ma soğuma yaşları vermektedir (Okay ve Satır, 2006).

Orhaneli Grubu'nda farklı bir metamorfizma tipi de Sivrihisar'ın güneydoğusundan tanımlanmıştır. Sivrihisar'dan güneydoğuya doğru uzanan metamorfik arazi mermer, kalkşist ve mikaşist ardalanmasından yapılmıştır (Şekil 10, Türkay ve Kuşçu, 1992). İstif genel hatları ile Sivrihisar Formasyonu'na benzer; buna karşın bu bölgede Whitney (2002) andalusit, disten, sillimanit, stavrolit ve granat kapsayan mikaşist ve kuvarsitler tanımlamıştır. Amfibolit fasiyesindeki bu metamorfizmanın mavişist fasiyesindeki metamorfizmayla ilişkisi bilinmemektedir. Fakat bölgede yaygın mostra veren, muhtemelen Eosen yaşındaki granitoidik kayaların varlığı gözönüne alındığında, bu metamorfizmanın Eosen yaşında olması muhtemeldir.

Yüksek basınç – düşük sıcaklık metamorfik kayalarında K-Ar ve Ar-Ar yaş tayinleri, argon-fazlası ve düşük sıcaklıklarda kimyasal dengenin tam sağlanamaması nedenleri ile, tutarsız ve çelişkili sonuçlar vermektedir (örn, Arnaud ve Kelley, 1995; Scaillet, 1996; Sherlock ve Kelley, 2001; Warren ve diğerleri, 2005). Nitekim Tavşanlı Zonu mavişistlerin yapılan K-Ar ve Ar-Ar yaş tayinleri 60 ile 175 Ma arası değerler vermiştir (Çoğulu ve Krummenacher, 1967; Okay ve Kelley, 1994; Harris ve diğerleri, 1994; Sherlock ve diğerleri, 1999). Bu konuda Sherlock (1998) tarafından yapılmış çok ayrıntılı bir jeokronolojik çalışma, Ar-yaşlarındaki bu geniş saçılmanın jeolojik bir anlamının olmadığını ve genellikle argon-fazlası'ndan kaynaklandığını göstermiştir. Tavşanlı ve Sivrihisar bölgelerinden derlenen dört numunede yapılan fengit (beyaz mika) Rb-Sr yaşları ise  $78.5 \pm 1.6$  ile  $82.8 \pm 1.7$  Ma arası tutarlı değerler vermiştir (Sherlock ve diğerleri, 1999). Orhaneli Grubu'nda metamorfizma zirve sıcaklık değerlerinin düşük oluşu (430-450 °C) elde edilen Rb-Sr değerlerinin metamorfizma yaşı olarak yorumlanmasına olanak sağlamaktadır. Aralarında 130 km mesafe olan Tavşanlı ve Sivrihisar bölgelerindeki mavişistlerden elde edilen benzer Rb-Sr yaşları Orhaneli Grubu'nun Kampaniyen'de ( $80 \pm 2$  Ma) YB/DS metamorfizması geçirdiğini göstermektedir. Konya-Altıntekin bölgesindeki mavişistlerden elde edilen izotopik yaşlar da Kampaniyen'e karşılık gelmektedir (Giles Droop sözlü görüşme).

Orhaneli Grubu içine sokulan 53 Ma yaşlı Sivrihisar (Sherlock ve diğerleri, 1999) ve Orhaneli granodiyoritleri (Harris ve diğerleri, 1994) YB/DS metamorfizması için kesin bir üst yaş sınırı vermekte, ve Erken Eosen'de Orhaneli Grubu kayalarının üst kabuk derinliklerine ulaştıklarını göstermektedir.

Ovacık Kompleksi'nde düşük dereceli bir YB/DS metamorfizması gelişmiştir. Bu metamorfizmanın yaşı bilinmemektedir. Ayrıca Ovacık Kompleksi bir eklenir prizmayı temsil ettiği için bu metamorfizma için tek bir yaş söz konusu değildir. Neo-Tetis'in kuzeye

dođru dalma-batması Albiiyen’de bařladıđı dűřünűlűrse, Ovacık Kompleksi’nde gűzlenen metamorfizma tűm Geç Kretase boyunca sűregelmiř olabilir.

### **TAVŞANLI ZONU’NUN YAPISAL ÖZELLİKLERİ**

Orhaneli Grubu’nu oluřturan metamorfik kayalar tamamen tekrar kristaleřmiř olup geçirgen bir foliasyon gűsterir. Foliasyon bazı fay zonları dıřında genelde dűřűk eđimlidir. Foliasyon dıřında mermer, metaçört ve metabazitlerde kalsit ve sodik amfibol tarafından tanımlanan bir mineral uzama lineasyonu geliřmiřtir (Monod ve diđerleri, 1991; Okay ve diđerleri, 1998; Masuda ve diđerleri, 2004). Mineral lineasyonu Orhaneli, Tavőanlı ve Mihaliçcik bűlgelerinde genelde dođu-batı yűnűnde, İzmir-Ankara kenedine paralel bir konumdadır (Őekil 2). Sivrihisar (Monod ve diđerleri, 1991) ve Konya-Altınekin bűlgelerinde (Eren, 2000) ise sırası ile K-G ve KD-GB yűnelimlidir. Metamorfik kayalarda sıkça gűzlenen izoklinal kıvrım eksenleri de mineral lineasyonuna paraleldir. Bu durum deformasyon sırasında İzmir-Ankara kenedine paralel çok kuvvetli bir uzamaya iřaret eder. Nitekim Kocasu Formasyonu içindeki metakonglomeralardaki çakıl Őekilleri, sonlu yamulma elipsoidinin uzama tipinde olduđunu gűstermektedir (Őekil 12). Sivrihisar bűlgesinde Halilbađı Formasyonu maviřistlerindeki kuvarslarda yapılan yűnelim analizi de uzama alanına dűřen bir sonlu yamulma elipsoidi ( $0.2 < k < 0.8$ ) vermiřtir (Monod ve diđerleri, 1991). D1 olarak nitelendirilebilecek olan bu deformasyon YB/DS metamorfizması ile eřyařlıdır.

### **TAVŞANLI ZONU’NUN DOKANAK İLİŐKİLERİ**

#### **TAVŞANLI ZONU – BORNOVA FLİŞ ZONU**

Mustafakemalpařa gűneyinde Tavőanlı Zonu, Bornova Fliő Zonu ile dokanak halindedir. Bornova Fliő Zonu, Maastrichtiyen – Paleosen yaşlı yoğun deformasyon geçirmiş kırıntılı bir hamur içinde yer alan değişik kaya blok ve dilimlerinden oluşur. Bu blok ve dilimler Bornova Fliő Zonu’nun batı kesimlerinde daha çok tektonize Mesozoyik kireçtaşı olistolitlerinden, dođu kesiminde ise ofiyolitli melanj (bazalt, radyolaryalı çört ve seyrek serpantin) litolojilerinden yapılmıştır. Bornova Fliőü üzerinde uyumsuzlukla yer alan Alt Eosen (Kuiziyen, Akdeniz, 1980) yaşlı denizel kireçtaşları, Bornova Fliő Zonu’nu etkileyen deformasyonun Paleosen yaşında olduğuna işaret eder (Őekil 4 ve 11). Buna karşın yukarıda belirtildiği gibi Tavőanlı Zonu’ndaki YB/DS metamorfizması ve bununla ilişkili deformasyon Kampaniyen (~80 Ma) yaşındadır ve Tavőanlı Zonu mavişistleri Erken Eosen ۆncesinde, muhtemelen Maastrichtiyen’de satha yűkselmiřtir.

Susurluk ve Mustafakemalpařa gűneyinde ۆç ۆnemli tektonik kuřak - Bornova Fliő Zonu, Tavőanlı Zonu ve Sakarya Zonu - dokanak halindedir (Őekil 4, Akyűz ve Okay, 1996). Çataldađ gűneyinde ofiyolitli melanj batıya dođu yerini Bornova Fliő Zonu’nun grovak ve Őeyllere bırakır. Ofiyolitli melanj ve Bornova Fliő Zonu grovaklarının altından gűneydođuda Kepsut-Dursunbey evresinde Tavőanlı Zonu’nun Orhaneli Grubu’na ait İnönű mermerleri, kuzeybatıda Çataldađ çevresinde ise Sakarya Zonu’na ait Nilűfer Formasyonu yűzeyler (Őekil 4, 5). Manyas gűneyinde Nilűfer Formasyonu üzerinde bir klip halinde maviřist metabazitleri ve grovaklar yer almaktadır (Akyűz ve Okay, 1999). Bu iliřki Orhaneli Grubu’nun kuzeybatıya Sakarya Zonu üzerine itildiđini gűsterir. Bu itilme Geç Paleosen-Eosen yařında olmalıdır.

#### **TAVŞANLI ZONU – SAKARYA ZONU**

Tavőanlı Zonu kuzeyde İzmir-Ankara kenedi boyunca Sakarya Zonu ile tektonik dokanaktadır. Bu dokanak batı kesimlerde sađ-yanal atımlı Gűktepe ve Eskiřehir fayları tarafından temsil edilir. ۆzerinde 100 km kadar toplam sađ yanal atım olan Eskiřehir Fayı

Bursa güneyinden Eskişehir'e kadar Tavşanlı Zonu'nun kuzey kenarını ve İzmir-Ankara kenedini oluşturmaktadır (Şekil 2). Eskişehir Fayı'nda esas hareket Oligosen'de meydana gelmiştir (Okay ve diğerleri, 2008b). Eskişehir doğusunda Eskişehir Fayı Tavşanlı Zonu içinde kalmakta ve Tavşanlı ile Sakarya zonları arasındaki dokanak kuzeye sıçramaktadır. Bu bölgede ve Sivrihisar çevresinde Tavşanlı Zonu'na ait ofiyolitli melanjlara ile Sakarya Zonu'nun temelini oluşturan Karakaya Kompleksi imbrike dilimli bir yapı sunar (Şekil 10 ve 13, Göncüoğlu ve diğerleri, 2000; Okay ve diğerleri, 2002). Daha doğuda, Nallıhan güneyinde Alt Karakaya Kompleksi birimi olan Nilüfer Formasyonu, ofiyolitli melanj üzerine itilmiştir. Bindirmeler Orta Eosen kayalarını etkilemektedir, dolayısı ile Orta Eosen ve daha genç yaştaadır (Yıkılmaz, 2002).

Bursa'dan beri doğu-batı yönünde uzanan İzmir-Ankara kenedi Mihaliçcik doğusunda oldukça keskin bir dönüş yaparak Konya'ya doğru güney-güneydoğu yönünde uzanmaktadır. Bu bölgede Haymana havzası ile temsil edilen Sakarya Zonu'nun Tavşanlı Zonu mavişistleri ile olan dokanağı Neojen kayaları ile örtülüdür.

### **TAVŞANLI ZONU – AFYON ZONU**

Tavşanlı Zonu güneyde Afyon Zonu ile geniş alanlarda tektonik dokanak halindedir (Şekil 2). Anatolid-Torid Bloku'nun bir parçası olan ve baskın olarak metasedimanter kayalardan yapılmış Afyon Zonu da, bilhassa karfolitin varlığı ile tanımlanan, Tavşanlı Zonu'na göre daha düşük dereceli bir rejyonel YB/DS metamorfizması geçirmiştir (Candan ve diğerleri, 2005). Tavşanlı Zonu'nda baskın ve karakteristik metamorfizma mavişist fasiyesinde olmasına rağmen, Afyon Zonu'ndaki kayalar genellikle yeşilşist mineral parajenezleri kapsar; örneğin Afyon Zonu'nda metabazik kayalarda tipik mineral topluluğu "aktinolit + klorit + albit + epidot"tur; sodik amfibole çok seyrek olarak rastlanır, lavsonit Afyon Zonu metabazitlerinden tanımlanmamıştır (Candan ve diğerleri, 2005). Buna karşın Tavşanlı Zonu'ndaki metabazitlerde karakteristik ve yaygın parajenez "sodik amfibol + lavsonit"tir. Afyon Zonu'nda fillatlarda karfolit minerali yaygın olarak gelişmiştir; bu mineral Tavşanlı Zonu'nda bulunmaz. Afyon Zonu'nda saptanan zirve basınç ve sıcaklık değerleri 6-9 kbar ve 350 °C, Tavşanlı Zonu'nda ise 24 kbar ve 440 °C'dir. Metamorfizma koşullarında bu bariz farklılıklar, Afyon Zonu'nun, Tavşanlı Zonu'na göre daha sığ derinliklere gömüldüğünü göstermektedir.

Tavşanlı Zonu ile Afyon Zonu dokanak halinde olduğu alanlarda genelde mermerler mostra vermektedir. Karbonat kayalarının metamorfik fasiyesi gösterme açısından duyarsız oldukları için, Tavşanlı ve Afyon zonları arasındaki dokanağı bu tip bölgelerde hassas olarak çizmek güçtür. Buna bir istisna Konya kuzeyinde Altınekin çevresinde gözlenir. Bu bölgede mostra veren mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş istif, Ladik metamorfileri olarak adlanan, stratigrafisi oldukça iyi bilinen (Eren, 1996; Eren ve diğerleri, 2004), Afyon Zonu'na dahil edilebilecek düşük dereceli metamorfik bir birim üzerine itilmiştir (Droop ve diğerleri, 2005). Tavşanlı güneyinde Ovacık Kompleksi ile Afyon Zonu metamorfik kayaları arasındaki dokanak büyük ölçüde Erken Miyosen genişleme tektoniği tarafından şekillendirilmiştir (Şekil4 ve 5, Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğerleri, 2004).

## **JEOLJİK EVRİM**

### **Erken Kretase –dalma-batmanın başlaması ve yay-ardı okyanusunun oluşması**

Erken Kretase'de Anatolid-Torid Bloku'nun kuzeyi İzmir-Ankara Neo-Tetis okyanusuna bakan pasif bir kıta kenarı konumundaydı (Şekil 14a). Neo-Tetis okyanusunun kuzeyinde ise Sakarya ve İstanbul zonlarından oluşan Pontidler yer almaktaydı. Ofiyolitli melanjlardaki radyolaryalı çörtlerden elde edilen paleontolojik veriler İzmir-Ankara

okyanusunun yaşının Orta Triyas'tan Kretase'ye kadar uzandığını göstermektedir (Bragin ve Tekin, 1996; Tekin ve diğerleri, 2002).

İzmir-Ankara Neotetis okyanusunun kuzeye doğru dalma-batmasının ne zaman başladığına dair veriler çelişkilidir. Pontidler'de yay magmatizması Turoniyen'de başlamıştır, buna karşın Orta Pontidler'de yer alan Elekdağ mavişist ve eklojitlerinin izotopik yaşları, dalma-batmanın Albiyen'de (~105 Ma) devam ettiğine işaret eder (Okay ve diğerleri, 2006). Pontidler'deki yay volkanizmasının jeokimyasal özellikleri (Keskin ve diğerleri, 2003) ve tümü ile deniz altında faaliyet göstermiş olması, genişlemeli bir tektonik ortamın varlığına işaret etmektedir. Muhtemelen bu genişlemeli tektoniğe bağlı olarak dalan okyanus levhası üzerinde, yay-ardı havza konumunda, yeni bir okyanusal litosfer yaratılmıştır (Şekil 14c-d). Anadolu Ofiyoliti, İzmir-Ankara Neotetis okyanusunun litosfer parçalarını değil, Kretase'de oluşan bu yay-ardı okyanusal litosferini temsil etmektedir. Yay-ardı niteliğindeki bu Anadolu Ofiyoliti'nin yaşı ile ilgili izotopik veya paleontolojik veri bulunmamaktadır. Buna karşın dünyadaki ofiyolitlerde yapılan çalışmalar ofiyolit-tabanı metamorfizmasının yaşının ofiyolit yaşına yakın olduğunu göstermiştir (örn., Spray ve diğerleri, 1984; Hacker ve diğerleri, 1996). Anadolu Ofiyoliti'nin tabanında yer alan metamorfizmalardan elde edilen 95-90 Ma yaşlar (Dilek ve diğerleri, 1999; Parlak ve Delaloye, 1999; Çelik ve diğerleri, 2006), Anadolu Ofiyoliti'nin Senomaniyen yaşında olduğuna işaret etmektedir.

### **Geç Kretase (Kampaniyen) - kıtasal dalma-batma ve metamorfizma**

İzmir-Ankara Neo-Tetis okyanusunun Anatolid-Torid Bloku kuzeybatısında tümü ile yitilmesini takiben Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey ucu okyanus içi hendek içine dalarak YB/DS koşullarında metamorfizma geçirmiştir (Şekil 14e-f). Orhaneli Grubu mavişistlerinden elde edilen Rb-Sr yaşları kıtasal kabuğun 80 km derinliğe 80 Ma'da (Kampaniyen) ulaştığını göstermektedir. Ofiyolit kına kabuğunu üzerlemesi okyanus içi bir dilimlenme ile başlamış olmalıdır (Şekil 14e). Ofiyolit tabanı metamorfizmalarından elde edilen 90-95 Ma yaşları, okyanus içi dilimlenmenin Senomaniyen-Turoniyen'de başladığına işaret eder. Bornova Fliş Zonu içindeki bloklardan elde edilen veriler de, Toros karbonat platformunun, sıkışmaya bağlı olarak çökmesinin de Geç Senomaniyen'de başladığını göstermektedir (Şekil 11, Okay ve Altıner, 2007).

Orhaneli Grubu kayalarının litolojik özellikleri bunların bir kıta yamacından ziyade bir şelfde veya sığ bir platformda çökdiklerine işaret etmektedir. Örneğin, Tavşanlı Zonu'ndaki kalın Mesozoyik mermer istifi ilksel olarak platform karbonat özellikleri taşımaktadır. Bu durum dalma-batma sırasında daha ince olan kıta yamacı çökellerinin tabanlarından sıyrılarak güneye doğru itildiklerine işaret eder (Şekil 14f-g). Bu kıta yamacı çökellerinin Toroslar'daki Likya napları tarafından temsil edilme olasılığı yüksektir. Nitekim Anatolid-Torid platformunun en kuzeybatı ucunda yer alan Bornova Fliş Zonu'ndaki Mesozoyik karbonat stratigrafisi, Likya naplarındaki bazı birimlere büyük benzerlik sunmaktadır (Okay ve Altıner, 2007).

### **Geç Kretase (Maastrichtiyen) - Paleosen - satha yükselme**

Tavşanlı Zonu'nda yer alan Alt Eosen denizel çökelleri, Paleosen sonunda Orhaneli Grubu'nun yeryüzüne yükseldiğini veya satha çok yaklaştığını göstermektedir. Alt Eosen çökellerinin denizel karakterde olması, Tavşanlı Zonu'nda kıta kabuğunun bu dönemde normal bir kıta kabuğu kalınlığında olduğuna işaret eder. Orhaneli Grubu'nu, ofiyolitli melanji ve ofiyolitleri kesen Eosen granodiyoritleri de Tavşanlı Zonu'nda tektonizmanın büyük ölçüde Paleosen sonunda bittiğini göstermektedir.

Sakarya Zonu'ndan elde edilen stratigrafik ve sedimantolojik veriler, Orhaneli Grubu mavişistlerinin bazı bölgelerde Maastrichtiyen'de yer sathında olduğuna işaret etmektedir.

Sakarya Zonu'nun güney kesimlerinde ve Haymana havzasında Maastrichtiyen kalın fliş tipi klastik çökeller ile temsil edilir (Şekil 11). Buna karşın Sakarya Zonu'nun kuzeyinde ve İstanbul Zonu'nda Maastrichtiyen-Paleosen dönemi denizel kireçtaşı ve marn çökeli ile tanımlanır. Bu durum Maastrichtiyen'de çökelen flişinin kaynak alanının Sakarya Zonu güneyinde olduğunu göstermektedir. Bu dönemde Sakarya Zonu ile Anatolid-Torid bloku daha çarpışmamış olsa bile birbirlerine oldukça yakınlaşmış olmalıdır. Maastrichtiyen'de Sakarya Zonu, yükselmekte ve aşınmakta olan Tavşanlı Zonu'ndan bolca malzeme almaktaydı. Haymana havzasının kalınlığı 5000 metreyi geçen fliş istifinde glokofan-lavsonit çakılları içeren moloz akıntıları Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen kırıntılıları içinde tanımlanmıştır (Batman, 1978); ayrıca serpantin ve mavişist çakıl ve taneleri Paleosen-Eosen çökelleri içinde de yaygındır (Norman ve Rad, 1971). Nallıhan çevresinde Maastrichtiyen yaşındaki Gölpazarı Grubu kumtaşları klastik glokofan taneleri kapsamaktadır (Yıkılmaz, 2002).

80 km derinliğe gömülen Orhaneli Grubu mavişistlerinin satha yükselmesinde eşzamanlı gelişen iki tektonik olayın etkin olduğu düşünülmektedir (Okay ve diğerleri, 1998). Birinci olay Orhaneli Grubu'nun kristalen temelinden kopması ve dalma-batma zonu içinde, altta bindirmeli bir makaslama zonu üstte normal bir makaslama zonu ile sınırlanarak yükselmesidir (Şekil 14g). Eşzamanlı gelişen ikinci olay ise dalmaya devam eden okyanusal litosferin peşinde sürüklediği kıtasal litosferden kopup ayrılmasıdır. Bu iki olay sonucu Orhaneli Grubu hem satha yükselmiş hem de dalan kıtasal litosfer üzerindeki manto kaması incelmıştır.

### **Paleosen - kıta-kıta çarpışması**

Kıta-kıta çarpışması sırasında çarpışmanın gerçekleştiği alanda kabuk kalınlaşmakta ve buna bağlı olarak bölge yükselmekte ve aşınmaktadır. Bu bakımdan çarpışma bölgesinde regresif bir gelişim gösteren kırıntılı bir sedimantasyon izlenmekte, daha sonra çarpışma alanının yükselmesi ile sedimantasyon yerini erozyona bırakmaktadır. Bu açıdan Sakarya Zonu'nun güney kesimleri irdelendiğinde Nallıhan bölgesinde pelajik karbonatlar üzerine ilk kırıntılı çökeli Orta-Üst Albiyen'de başladığı görülmekte, arada yer yer karbonat çökeli olsa da türbiditik derin denizel fliş çökeli Kampaniyen ve Maastrichtiyen'de devam etmekte, Geç Maastrichtiyen'de fliş çökeli yerini sığ denizel kumtaşlarına bırakmakta ve Paleosen'de karasal kumtaşları ve çakıltaşları çökelmektedir (Tansel, 1980; Yılmaz, 2008). Bu veriler Tavşanlı ile Sakarya zonları arasındaki çarpışmanın Paleosen'de başladığına işaret eder. Nitekim Haymana havzasında da Maastrichtiyen derin denizel türbiditlerden Paleosen yaşlı karasal kırıntılılara bir geçiş gözlenir (Ünal ve diğerleri, 1976).

Bir kenedin her iki yanında yer alan istiflerin kıta yamacı özellikleri taşınması beklenir. Buna karşın İzmir-Ankara kenedinin kuzeyinde Sakarya Zonu'nda ve güneyinde Tavşanlı Zonu'nda kıta yamacı çökelleri genellikle gözlenmez. Bursa batısında sığ denizel Jura çökelleri kenedin 1.5 km kadar yakınına gelmektedir (Şekil 4). Buna karşın Doğu Pontidler'de Sakarya Zonu'nda kuzeye doğru dilimli bir nap paketi içindeki Jura-Kretase çökelleri üst naplara doğru gittikçe daha derin deniz özellikleri gösterir. Sakarya Zonu'nun batı kesimlerinde bu tip derin denizel Jura-Kretase istiflerinin bulunmaması, bu kesimde çarpışma sonrası önemli yanal atımlı faylanmaların geliştiğine işaret eder (örn. Okay ve diğerleri, 2008).

### **Eosen – kalk-alkalen magmatizma ve buna bağlı gelişen düşük basınç metamorfizması**

Tavşanlı Zonu kayaları üzerine Erken Eosen'de sığ denizel kireçtaşlarının çökmesi, çarpışmaya bağlı deformasyonun Tavşanlı Zonu'nda Erken Eosen'de sona erdiğini, deformasyonun daha güneye göç ettiğini göstermektedir. Erken ve Orta Eosen'de, 53 ile 45

Ma arasında, çok sayıda kalk-alkalen plüton Tavşanlı Zonu kayaları içine yerleşmiştir. Eosen plütonları tektonizma sonrası niteliktedir; Orhaneli Grubu'nu, ofiyolitli melanji ve ofiyoliti, ve bu birimler arasındaki tektonik dokanaklarını kesmektedir. Eosen'deki granodiyorit yerleşmesine bağlı olarak, Uludağ güneyinde granodiyoritlerin çeperlerinde andalusit + kordiyerit + biyotit + muskovit + K-feldispar + plajiyoklas parajenezi tarafından tanımlanan bir dinamo-termal metamorfizma gelişmiştir (Okay ve Satır, 2006).

Eosen magmatizması için iki hipotez bulunmaktadır: dalmaya devam eden okyanusal litosferik levhasının kıtasal litosferden kopması (Altunkaynak, 2007; Karacık ve diğerleri, 2008) ve yay magmatizması (Okay ve Satır, 2006). Dalan litosferin kopması hipotezinde, dalmakta olan okyanusal litosferi kıtasal litosferden kopup ayrılmakta bu olayın sonucunda oluşan yarığa alttan astenosferden sıcak manto kayaları sokulmakta ve bunların getirdiği ısı litosferik mantoda ergimeye yol açmaktadır. Her iki hipotez de benzer jeokimyasal ve petrografik özellikler gösteren magma oluşumuna yol açar. Buna karşın Eosen plütonik kuşağının İzmir-Ankara kenedinin 140 km kuzeybatısına Marmara Adası ve Karabiga yöresine uzanması, Eosen magmatizması için dalma-batma hipotezini daha olası kılmaktadır. Yukarıda irdelendiği gibi okyanusal litosfer kopmasının Maastrichtiyen'de gerçekleşmiş olması daha büyük bir ihtimaldir.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Tavşanlı Zonu normal kalınlıktaki kıtasal kabuğun, dalma-batma zonunda 80 km bir derinliğe gömülebildiğini ve daha sonra metamorfik özelliklerini büyük ölçüde koruyarak tekrar satha yükseldiğini gösteren dünyadaki en iyi örneklerden birini teşkil eder. Muhtemelen gömülen kıtasal kabuğun önemli bir kesimi, bu arada alt kıtasal kabuk, litosferin alt sınırlarında manto içerisinde kalmıştır. Bu durumun litosferik mantonun heterojenliği ve magma jenezi açısından önemli sonuçları vardır.

Tavşanlı Zonu'nda deformasyon ve metamorfizma Kampaniyen'de cereyan etmiştir. Bu açıdan Alpid sıkışmalı deformasyon ve metamorfizmasının Anadolid-Torid Bloku'nda başlangıcını oluşturur. Alpid deformasyon zaman içinde güneye göç etmiş, Orta Eosen'de Menderes Masifi'ni ve Toroslari etkilemiş, Miyosen'de Likya napları Toros otoktonu üzerine ilerlemiştir (örn. Gutnic ve diğerleri, 1979).

Tektonik konum, jeolojik evrim, yapısal ve metamorfik olayların zamanlaması açısından Tavşanlı Zonu, Umman'daki Semail ofiyoliti ve altında yer alan YB/DS metamorfitlerine büyük benzerlik sunar. Semail ofiyolitinin 400 km'den fazla bir uzunluğu ve 150 km genişliği vardır; yerleşme öncesi kalınlığının 15-20 km arası olduğu düşünülmektedir (Lippard ve diğerleri, 1986; Hacker ve diğerleri, 1996); ofiyolit en kalın kesimini (8-12 km) peridotitler oluşturmaktadır (Boudier ve Coleman, 1981; Lippard ve diğerleri, 1986). Semail ofiyolitindeki plajiyogranitlerden elde edilen zirkon yaşları (95.4-94.5 Ma) ve ofiyolit üzerinde yer alan volkanosedimenter kayalardaki radyolarya yaşları Semail ofiyolitinin Senomaniyen yaşında olduğunu gösterir. Ofiyolit-tabanı metamorfitlerinden elde edilen ~93.5 Ma hornblend Ar-Ar yaşları, Semail ofiyolitinin bir okyanus ortası sırtında oluştuktan sonra, 2 milyon sene içinde, muhtemelen bir transform fay boyunca, çevresindeki okyanus kabuğu üzerine yerleşmeye başladığını göstermektedir (Hacker ve diğerleri, 1996; Warren ve diğerleri, 2005). Anadolu Ofiyoliti tabanındaki metamorfitlerden elde edilen Ar-Ar yaşları da 95-90 Ma arasındadır. Semail ofiyoliti önce okyanus kabuğu üzerinde ilerlemiş, daha sonra Arabistan kıta yamacı üzerine bindirmiştir. Kıta kabuğu üzerinde ilerlerken kıta yamacı çökellerini önüne katarak güneye doğru sürüklemiştir. Bugün Semail ofiyolitinin güneybatı kenarları boyunca mostra veren Arabistan kıta yamacı çökelleri Hawasina napları olarak bilinir, ve Toroslar'daki Likya naplarına

benzerlik sunar. Semail Ofiyoliti altında kalan kıta kabuğunda Kampaniyen'de (82-79 Ma) YB/DS metamorfizması gerçekleşmiştir (örn. Warren ve diğerleri, 2005). Tavşanlı Zonu'ndaki YB/DS metamorfizması da aynı yaşıdadır. Semail ofiyoliti altındaki mavişist ve eklojitler, Tavşanlı Zonu'nda olduğu gibi denizel Eosen çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtülür (Poupeau ve diğerleri, 1998). Tavşanlı Zonu ile Umman arasındaki en önemli fark, Tavşanlı Zonu'nda ofiyolit üzerlemesi sonrası kıta-kıta çarpışmasının meydana gelmiş olması, buna karşılık Umman'da Semail ofiyoliti kuzeyinde halen Hint Okyanusunun bulunmasıdır.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N. 1980. Başlamış Formasyonu. Jeoloji Mühendisliği, 10, 39-47.
- Akyüz, S. ve Okay, A.I. 1996. A section across a Tethyan suture in northwest Turkey. *International Geological Review*, 38, 405-418.
- Akyüz, H.S. ve Okay, A.I. 1999. Manyas güneyinin jeolojisi (Balıkesir) ve mavişistlerin tektonik konumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 120, 105-120.
- Altunkaynak, Ş. 2007. Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Geology*, 115, 63-82.
- Arnaud, N.O. ve Kelley, S.P. 1995. Evidence for excess argon during high-pressure metamorphism in the Dora Maira Massif (western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  technique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 1-11.
- Asutay, H.J., Küçükayman, A. ve Gözler, M.Z. 1989. Dağküplü (Eskişehir kuzeyi) ofiyolit karmaşığının stratigrafisi, yapısal konumu ve kümülatların petrografisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 109, 1-8.
- Ataman, G. 1972. Orhaneli granodiyoritik kütlelerinin radyometrik yaşı (L'age radiometrique du massif granodioritique d'Orhaneli). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 15, 125-130.
- Ataman, G. 1973. Gürgenyayla (Domaniç) granodiyoritik kütlelerinin radyometrik yaşı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 16, 22-26.
- Ataman, G. 1973. Mihalliçcik (Eskişehir) granit kütlelerinin radyometrik yaşı üzerine bir çalışma. TÜBİTAK IV Bilim Kongresi, 1-5.
- Baş, H. 1986. Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yöresinin Tersiyer jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği*, 27, 11-18.
- Batman, B. 1978. Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi I: Stratigrafi birimleri. *Yerbilimleri*, 4, 95-124.
- Beccalotto, L., Bonev, N., Bosch, D. ve Bruguier, O. 2007. Record of a Palaeogene syn-collisional extension in the north Aegean region: evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*, 144, 393-400.
- Bingöl, E., M. Delaloye, ve Genç, Ş. 1994. Magmatism of northwestern Anatolia. *Excursion Guide Book. International Volcanological Congress, pre-congress excursion September 06-11, 1994*, 56 s.
- Blumenthal, M.M. 1956. Geologie des hohen Bolkardağ, seiner nördlichen Randgebirge und westlichen Ausläufer. MTA Enstitüsü yayınları, D7, 153 s.
- Brağın, N.Y. ve Tekin, U.K. 1996. Age of radiolarian chert blocks from the Senonian ophiolitic melange (Ankara, Turkey). *The Island Arc*, 5, 114-122.
- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Rimmel, G., Akal, C. 2005. Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey. *Lithos*, 84, 102-124.
- Çalapkulu, F. 1980. Horoz granodiyoritinin jeolojik incelemesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, 59-68.



- Çelik, Ö.F., Delaloye, M. ve Feraud, G. 2006. Precise  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  ages from the metamorphic sole rocks of the Tauride Belt Ophiolites, southern Turkey: implications for the rapid cooling history. *Geological Magazine*, 143, 213–227.
- Çetinkaplan, M., Candan, O., Oberhänsli, R., Bousquet, R. 2008. Pressure–temperature evolution of lawsonite eclogite in Sivrihisar; Tavşanlı Zone–Turkey. *Lithos* (baskıda).
- Çoğulu, E. 1965. Remarques sur les schistes a glaucophane et lawsonite de la region de Mihaliçcik (Turquie). *Arch. Sc. Soc. Phys. His. Nat. Geneve*, 18, 126-131.
- Çoğulu, E. 1967. Etude pétrographique de la région de Mihaliçcik (Turquie). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mittl.*, 47, 683-824.
- Çoğulu, E., ve Krummenacher, D. 1967. Problèmes géochronométriques dans le partie NW de l'Anatolie Centrale (Turquie). *Schweizerisch mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 47, 825-831.
- Davis, P.B. ve Whitney, D.L. 2006. Petrogenesis of lawsonite and epidote eclogite and blueschist, Sivrihisar Massif, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 823–849.
- Davis, P.B. & Whitney, D.L., 2008, Petrogenesis and structural petrology of high-pressure metabasalt pods, Sivrihisar, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* (baskıda),.
- Delaloye, M., Bingöl, E. 2000, Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *Int. Geol. Rev.*, 42, 241-268.
- Dilek, Y. ve Whitney, D.L. 1997. Counterclockwise P-T-t trajectory from the metamorphic sole of a Neo-Tethyan ophiolite (Turkey). *Tectonophysics*, 280, 295-310.
- Dilek, Y. ve Thy, P. 2006, Age and petrogenesis of plagiogranite intrusion in the Ankara melange, central Turkey. *Island Arc*, 15, 44-57.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. ve Grundvig, S. 1999, Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1192-1216.
- Droop, G.R., Karakaya, M.C., Eren, Y. ve Karakaya, N. 2005, Metamorphic evolution of blueschists of the Altınekin Complex, Konya area, south central Turkey. *Geological Journal*, 40, 127–153.
- El-Shazly, A.E-D., Coleman, R.G. ve Liou, J.G. 1990, Eclogites and blueschists from northeastern Oman: Petrology and P-T evolution. *J. Petrol.*, 31, 629-666.
- Eren, Y., 1996, Ilgın-Sarayönü (Konya) güneyinde Bozdağlar masifinin yapısal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39, 49-63.
- Eren, Y., 2000, Tuzgölü havzası güneybatısındaki (Altınekin-Konya) temel kayaların jeolojisi. *Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Özel Sayı*, 5, 113-126.
- Eren, Y., Kurt, H., Rosselet, F. ve Stampfli, G.M. 2004. Palaeozoic deformation and magmatism in the northern area of the Anatolide block (Konya), witness of the Palaeotethyan active margin. *Eclogae geologicae Helvetica*, 97, 293-306.
- Forbes, R.B., Evans, B.W. ve Thurston, S.P. 1984, Regional progressive high-pressure metamorphism, Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 43-54.
- Gautier, Y. 1984. Déformations et métamorphismes associés à la fermeture téthysienne en Anatolie Centrale (Région de Sivrihisar, Turquie). Ph.D. thesis, University Paris-Sud, s 236 (unpubl.).
- Gökten, E. ve Floyd, P.A. 2007. Stratigraphy and geochemistry of pillow basalts within the ophiolitic melange of the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone: implications for the geotectonic character of the northern branch of Neotethys. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 725-741.

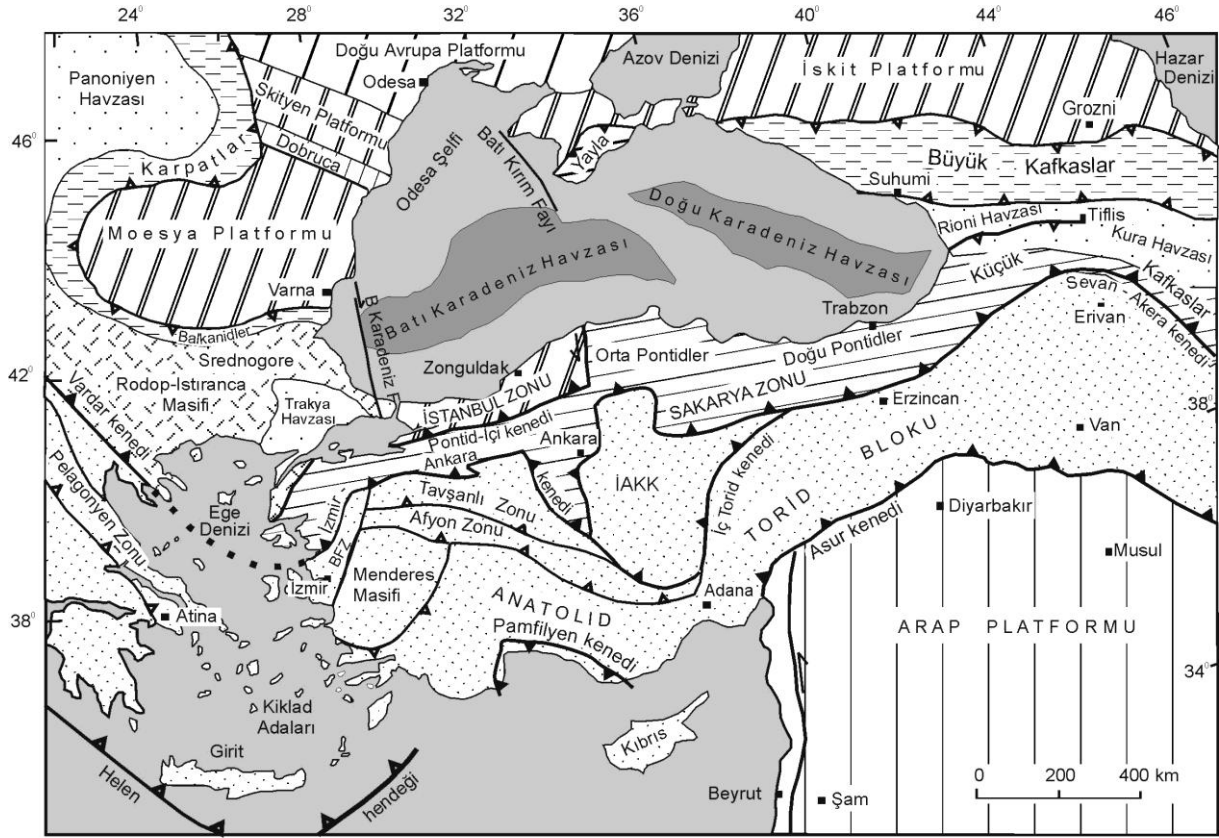
- Göncüoğlu, M.C., Özcan, A., Turhan, N. ve Işık, A. 1992, Stratigraphy of the Kütahya region. "A geotraverse across Tethyan suture zones in NW Anatolia" excursion guidebook, for the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Ankara, 3-11.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş. ve Yalınız, M.K. 2000, A geotraverse across northwestern Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. "Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area" (eds Bozkurt, E., Winchester, J.A. ve Piper, J.D.A.), Geological Society, London, Special Publications, 173, 139-162.
- Göncüoğlu, M.C., Yalınız, M.K. ve Tekin, U.K. 2006, Geochemistry, tectono-magmatic discrimination and radiolarian ages of basic extrusives within the Izmir-Ankara suture belt (NW Turkey): time constraints for the Neotethyan evolution. *Ofioliti*, 31, 25-38.
- Gözler, M.Z., Cevher, F. ve Küçükayman, A. 1985. Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 103/104, 40-54.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. ve Dumont, J.-F. 1979. Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). *Mémoire Societe geologique de France* no. 137, 109 s.
- Gürsü, S. ve Göncüoğlu, M.C. 2006, Petrogenesis and tectonic setting of Cadomian felsic igneous rocks, Sandıklı area of the western Taurides, Turkey. *Int. J. Earth Sci.*, 95, 741-757.
- Hacker, B.R., Mosenfelder, J.L. ve Gnos, E. 1996, Rapid emplacement of the Oman ophiolite: Thermal and geochronological constraints. *Tectonics*, 15, 1230-1247.
- Harris, N.B.W., Kelley, S.P. ve Okay, A.I. 1994. Post-collision magmatism and tectonics in northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 241-252.
- Hetzel, R. ve Reischmann, T. 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, 133, 565-572.
- Işık, V. ve Tekeli, O. 2001, Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *Int J Earth Sciences*, 89, 757-765.
- Işık, V., Tekeli, O. ve Seyitoğlu, G. 2004. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 555-566.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J.A. ve Ece, Ö.I. 2008, Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-007-0222-y (baskıda).
- Karaman, E. 1986. Altmekin (Konya) çevresinin jeolojisi ve tektonik evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 29, 157-170.
- Kaya, O. 1972a. Tavşanlı yöresi ofiolit sorununun ana çizgileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 15, 26-108.
- Kaya, O. 1972b. Aufbau und Geschichte einer anatolischen Ophiolith-Zone. *Z. deutsch. geol. Gesellschaft*, 123, 491-501.
- Kaya, O. 1981. Preliminary study on the paragenetic relationships in the polymetamorphic blueschist rocks of the Tavşanlı area, West Anatolia. *Aegean Earth Sciences*, 1, 27-43.
- Kaya, O., Kozur, H., Sadeddin, W. ve Helvacı, H. 2001. Late Norian conodont age for a metacarbonate unit in NW Anatolia, Turkey. *Geobios*, 34, 527-532.
- Keskin, M., Ustaömer, T., Yenyol, M. 2003, İstanbul kuzeyinde yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı volkano-sedimenter birimlerin stratigrafisi, petrolojisi ve tektonik ortamı. *İstanbul'un jeolojisi sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 23-35.

- Konak, N. 2002. Türkiye jeoloji haritası, İzmir paftası 1:500 000. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Kröner, A. ve Şengör, A.M.C. 1990. Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single-zircon dating. *Geology*, 18, 1186-1190.
- Kulaksız, S. 1978. Sivrihisar kuzeybatı yöresi eklojitleri. *Yerbilimleri*, 4, 89-94.
- Kulaksız, S. 1981. Sivrihisar kuzeybatı yöresinin jeolojisi (Geology of the region of northwest of Sivrihisar). *Yerbilimleri*, 8, 103-124.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. ve Gass, I.G. 1986. The Ophiolites of Northern Oman. The Geological Society, London, Memoir 11, 178 p.
- Lisenbee, A. 1971. The Orhaneli ultramafic-gabbro thrust sheet and its surroundings. In A.S. Campbell (Editor), *Geology and History of Turkey*. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, s 349-360.
- Lisenbee, A. 1972. Structural setting of the Orhaneli ultramafic massif near Bursa, northwestern Turkey. Ph.D. thesis. Pennsylvania State University, s157 (unpubl).
- Loos, S. ve Reischmann, T. 1999. The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *J. Geol. Soc. London*, 156, 1021-1030.
- Lünel, T. 1967. Geology of Sübren, Karacaalan-Yukarı Çağlayan area, Eskişehir county, Turkey. Ph.D. Thesis, University of Bristol.
- Lünel, T. 1986. Petrology of Gümele ultramafic suite of Eskişehir Complex. *METU J. pure and applied Sciences*, 19, 167-195.
- Lytwyn, J.N. ve Casey, J.F. 1995. The geochemistry of postkinematic mafic dike swarms and subophiolitic metabasites, Pozantı-Karsantı ophiolite, Turkey: Evidence for ridge subduction. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 830-850.
- Masuda, T., Nakayama, S., Kimura, N., Onodera, K. ve Okamoto, A., 2004, Triaxial stress state deep in orogenic belts: an example from Turkey. *Journal of Structural Geology*, 26, 2203–2209.
- Monod, O., Andrieux, J., Gautier, Y. ve Kienast, J.R. 1991. Pontides-Taurides relationships in the region of Eskişehir (NW Turkey). *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44, 257- 277.
- Norman, T. ve Rad, M.R. 1971. Çayraz (Haymana) civarındaki Horhor (Eosen) Formasyonunda alttan üste doğru doku parametrelerinde ve ağır mineral bolluk derecelerinde değişimler. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 14, 205-225.
- Okay, A.I. 1980a, Mineralogy, petrology and phase relations of glaucophane-lawsonite zone blueschists from the Tavşanlı region, northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 243-255.
- Okay, A.I. 1980b, Lawsonite zone blueschists and a sodic amphibole producing reaction in the Tavşanlı region, northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 179-186.
- Okay, A.I. 1981. Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması (Tavşanlı - Kütahya). (Geology and blueschist metamorphism of ophiolites in northwest Anatolia (Tavşanlı-Kütahya). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 85-95.
- Okay, A.I. 1982. Incipient blueschist metamorphism and metasomatism in the Tavşanlı region, northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 361-367.
- Okay, A.I. 1984. Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (ed. J.E. Dixon ve A.H.F. Robertson), Geological Society Special Publication No. 17, 455-466.
- Okay, A.I. 1985. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar. *Ketin Simpozyumu Kitabı'nda, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını*, 83-92.

- Okay, A.I. 1989. Alpine-Himalayan blueschists. *Annual Reviews of the Earth and Planetary Sciences*, 17, 55-87.
- Okay, A.I. 1997. Jadeite-K-feldspar rocks and jadeitites from northwest Turkey. *Mineralogical Magazine*, 61, 835-843.
- Okay, A.I. 2002. Jadeite-chloritoid-glaucophane-lawsonite schists from northwest Turkey: unusually high P/T ratios in continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 757-768.
- Okay, A.I. 2004. Tectonics and High Pressure Metamorphism in northwest Turkey. Field trip guide book - P01, 32nd International Geological Congress, APAT, Italy, 56 pp.
- Okay A.I. ve Kelley, S.P. 1994. Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeite + glaucophane and chloritoid + glaucophane schists from northwest Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 455-466.
- Okay, A.I. ve 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 ve M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.
- Okay, A.I. ve Satır, M. 2006. Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northwest Turkey: evidence for a possible magmatic arc. *Geodinamica Acta*, 19, 251-266.
- Okay, A.I. ve Altıner, D. 2007. A condensed Mesozoic section in the Bornova Flysch Zone: A fragment of the Anatolide-Tauride carbonate platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 257-279.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., Satır, M., Özkan-Altıner, S., Altıner, D., Sherlock, S. ve Eren, R.H. 2006. Cretaceous and Triassic subduction-accretion, HP/LT metamorphism and continental growth in the Central Pontides, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 1247-1269.
- Okay, A.I., Harris, N.B.W. ve Kelley, S.P. 1998. Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey. *Tectonophysics*, 285, 275-299.
- Okay, A.I., Monod, O. ve Monié, P. 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, 64, 155-178.
- Okay, A.I., Satır, M. ve Shang, C.K. 2008. Ordovician metagranitoid from the Anatolide-Tauride Block, northwest Turkey -geodynamic implications. *Terra Nova* (baskıda).
- Okay, A.I., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, W. ve Topuz, G. 2008. An Oligocene ductile strike-slip shear zone: Uludağ Massif, northwest Turkey – implications for the escape tectonics. *Geological Society of America Bulletin* (baskıda).
- Okrusch, M. ve Bröcker, M. 1990. Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: A review. *European Journal of Mineralogy*, 2, 451-478.
- Önen A.P. 2003. Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 947-962.
- Önen, A.P. ve Hall, R. 1993. Ophiolites and related metamorphic rocks from the Kütahya region, north-west Turkey. *Geological Journal*, 28, 399-412.
- Önen, A.P. ve Hall, R. 2000. Sub-ophiolite metamorphic rocks from NW Anatolia, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 483-495.
- Özgen-Erdem, N., Akyaz, M. ve Karabaşoğlu, A. 2007. Biostratigraphic interpretation and systematics of Alveolina assemblages from the Ilerdian-Cuisian limestones of southern Eskişehir, Central Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 911-927.

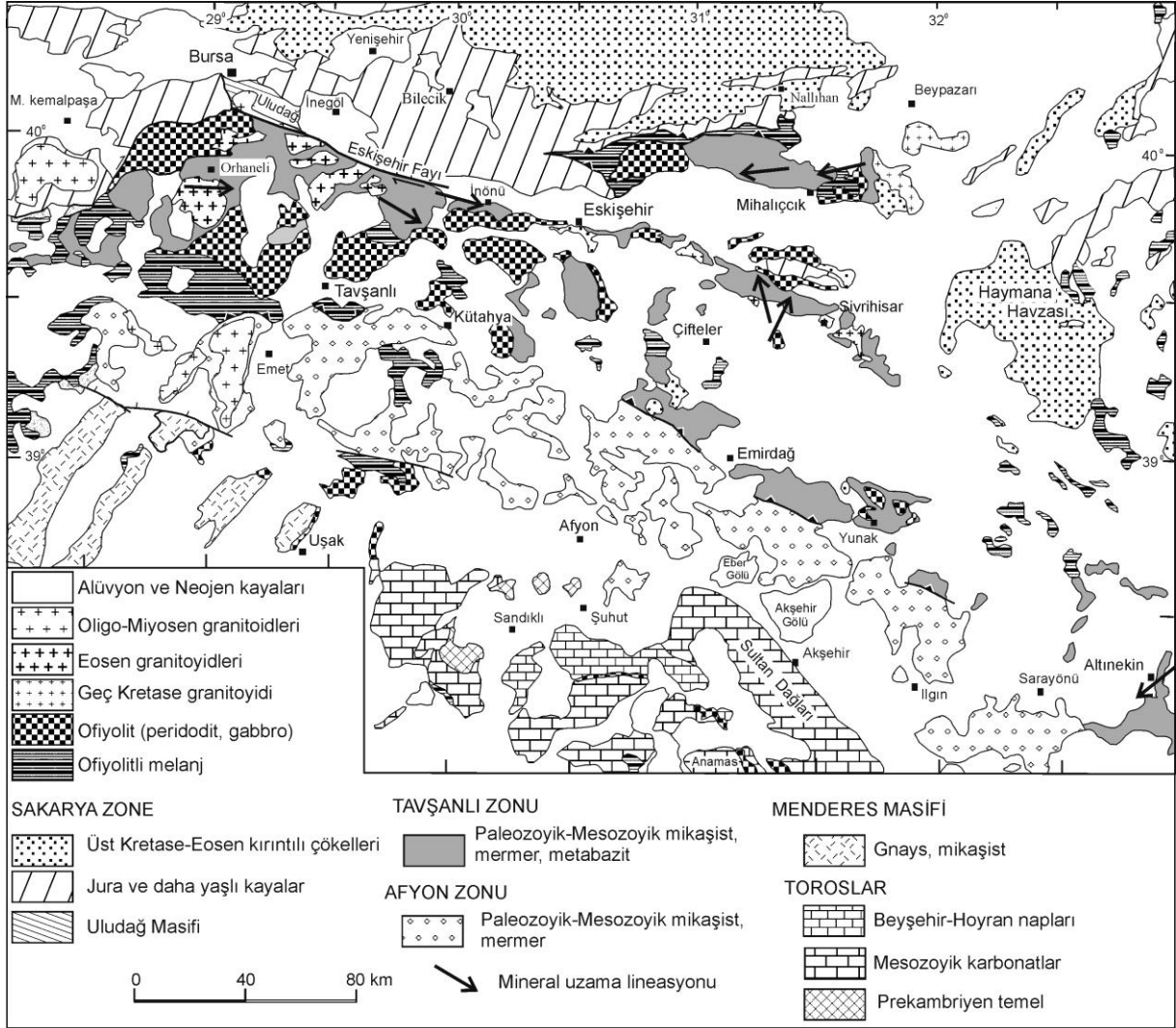
- Özgül, L. ve Göncüoğlu, M.C. 1999. Koçyaka metamorfik kompleksi'nin metamorfik evrimi: Batı Orta Anadolu'da YB/DS metamorfizmalı tektonik bir birim. 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 279-286.
- Özgül, N. 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.
- Parlak, O. 2000. Geochemistry and significance of mafic dyke swarms in the Pozantı-Karsantı ophiolite (southern Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 24, 29-38.
- Parlak, O. ve Delaloye, M. 1996. Geochemistry and timing of post-metamorphic dyke emplacement in the Mersin Ophiolite (southern Turkey): New age constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. Terra Nova, 8, 585-592.
- Parlak, O. ve Delaloye, M. 1999. Precise  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey). Tectonophysics, 301, 145-158.
- Patrick, B.E. ve Evans, B.E. 1989. Metamorphic evolution of the Seward Peninsula blueschist terrane. J. Petrol., 30, 531-555.
- Perkins, D. III, Holland, T.J.B. ve Newton, R.C. 1981. The  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents of enstatite in equilibrium with garnet in the system  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  at 15-40 kbar and 900-1600 °C. Contributions to Mineralogy and Petrology, 78, 99-109.
- Poupeau, G., Saddiqi, O., Michard, A., Goffe, B. ve Oberhansli, R. 1998. Late thermal evolution of the Oman Mountains subophiolitic windows: Apatite fission-track thermochronology. Geology, 26, 1139-1142.
- Rojay, B., Altner, D., Altner, S.Ö., Önen, A.P., James, S. ve Thirwall, M.F., 2004. Geodynamic significance of the Cretaceous pillow basalts from North Anatolian Ophiolitic Melange Belt (Central Anatolia, Turkey): geochemical and paleontological constraints. Geodinamica Acta, 17, 349-361.
- Satir, M. ve Friedrichsen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes Massif, W Turkey: a rubidium/strontium and oxygen isotope study. Geologische Rundschau, 75, 703-714.
- Scaillet, S. 1996. Excess  $^{40}\text{Ar}$  transport scale and mechanism in high-pressure phengites: a case study from an eclogitised metabasite of the Dora-Maira nappe, Western Alps. Geochimica Cosmochimica Acta, 60, 1075-1090.
- Servais, M. 1981. Données préliminaires sur la zone de suture medio-téthysienne dans la région d'eskışehir (NW Anatolie). C.R. Acad. Sc. Paris, 293, ser. II, 83-86.
- Servais, M. 1982. Collision et suture téthysienne en Anatolie Centrale, étude structurale et métamorphique (HP-BT) de la zone nord Kütahya. Ph.D. Thesis, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 374 s.
- Sherlock, S.C. 1998. Exhumation of blueschist-facies assemblages from western Turkey: The significance of  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  ages and excess argon in a HP/LT terrain. Ph.D. Thesis, Open University, UK.
- Sherlock, S. ve Kelley, S.P. 2001. Excess argon evolution in HP-LT rocks: a UVLAMP study of phengite and K-free minerals, NW Turkey. Chemical Geology, 182, 619-636.
- Sherlock, S., Kelley, S.P., Inger, S., Harris N. ve Okay, A.I. 1999.  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr geochronology of high-pressure metamorphism and exhumation history of the Tavsanli Zone, NW Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 137, 46-58.
- Spray, J.G., Bebie, J., Rex, D.C. ve Roddick, J.C. 1984. Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. In: J.E. Dixon ve A.H.F. Robertson (Editors), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 17, 619-627.
- Tankut, A. 1980. The Orhaneli Massif, Turkey. In: A. Panayiotou (Editor), Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, 702-713.

- Tankut A, Dilek Y. ve Önen P. 1998. Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 265-284.
- Tansel, İ. 1980. Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi. *Yerbilimleri*, 5/6, 31-47.
- Tekin, U.K., Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N. 2002. First evidence of Late Carnian radiolarians from the Izmir-Ankara suture complex, central Sakarya, Turkey: implications for the opening age of the Izmir-Ankara branch of Neo-Tethys. *Geobios*, 35, 127-135.
- Topuz, G., Okay, A.I., Altherr, R., Meyer, H.P. ve Nasdala, L. 2006. Partial high-pressure aragonitization of micritic limestones in an accretionary complex, Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 603-613.
- Turhan, N. 2002. Türkiye jeoloji haritası, Ankara paftası 1:500 000. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Türkay, O. ve Kuşçu, M. 1992. Atlas-Çaykoz (Sivrihisar-Eskişehir) dolayının jeolojisi ve mermer yatakları. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi, *Yerbilimleri*, 9, 59-65.
- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z. ve Selahi, H. 1976, Haymana-Polatlı yöresinin (güneybatı Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 159-176.
- van der Kaaden, G. 1966. The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 67, 37-67.
- von Raumer J.F., Stampfli, G.M., Borel G. ve Bussy, F. 2002. Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *Internationa Journal of Earth Sciences*, 91, 35-52.
- Warren, C.J., Parrish, R.A., Waters, D.J. ve Searle, M.P. 2005. Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: insights from U-Pb geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 403-422.
- Whitney, D.L. 2002. Coexisting andalusite, kyanite, and sillimanite: Sequential formation of three Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs during progressive metamorphism near the triple point, Sivrihisar, Turkey. *American Mineralogist*, 87, 405-416.
- Whitney, D. L. ve Davis, P. B. 2006. Why are lawsonite eclogites so rare?: Metamorphism and preservation of lawsonite eclogite, Sivrihisar, Turkey. *Geology*, 34, 473-476.
- Williams, H. ve Smyth, R. 1973, Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: tectonic implications with west Newfoundland examples. *American Journal of Science*, 273, 594-621.
- Woodcock, N.H. ve Robertson, A.H.F. 1977, Origins of some ophiolite-related metamorphis rocks of the "Tethyan" belt. *Geology*, 5, 373-376.
- Yenişol, M. 1979. Yunak (Konya) magnezitlerinin oluşum sorunları, değerlendirilmesi ve yöre kayaçlarının petrojenezi. *İstanbul Yerbilimleri*, 3, 21-51.
- Yıkılmaz, M.B. 2002. Eosen yaşlı bir kıvrım-bindirme kuşağının yapısı (Nallıhan-Ankara). Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, 85 s.
- Yılmaz, İ.Ö. 2008. Cretaceous pelagic red beds and black shales (Aptian-Santonian), NW Turkey: Global oceanic anoxic and oxic events. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 263-296.



Şekil 1

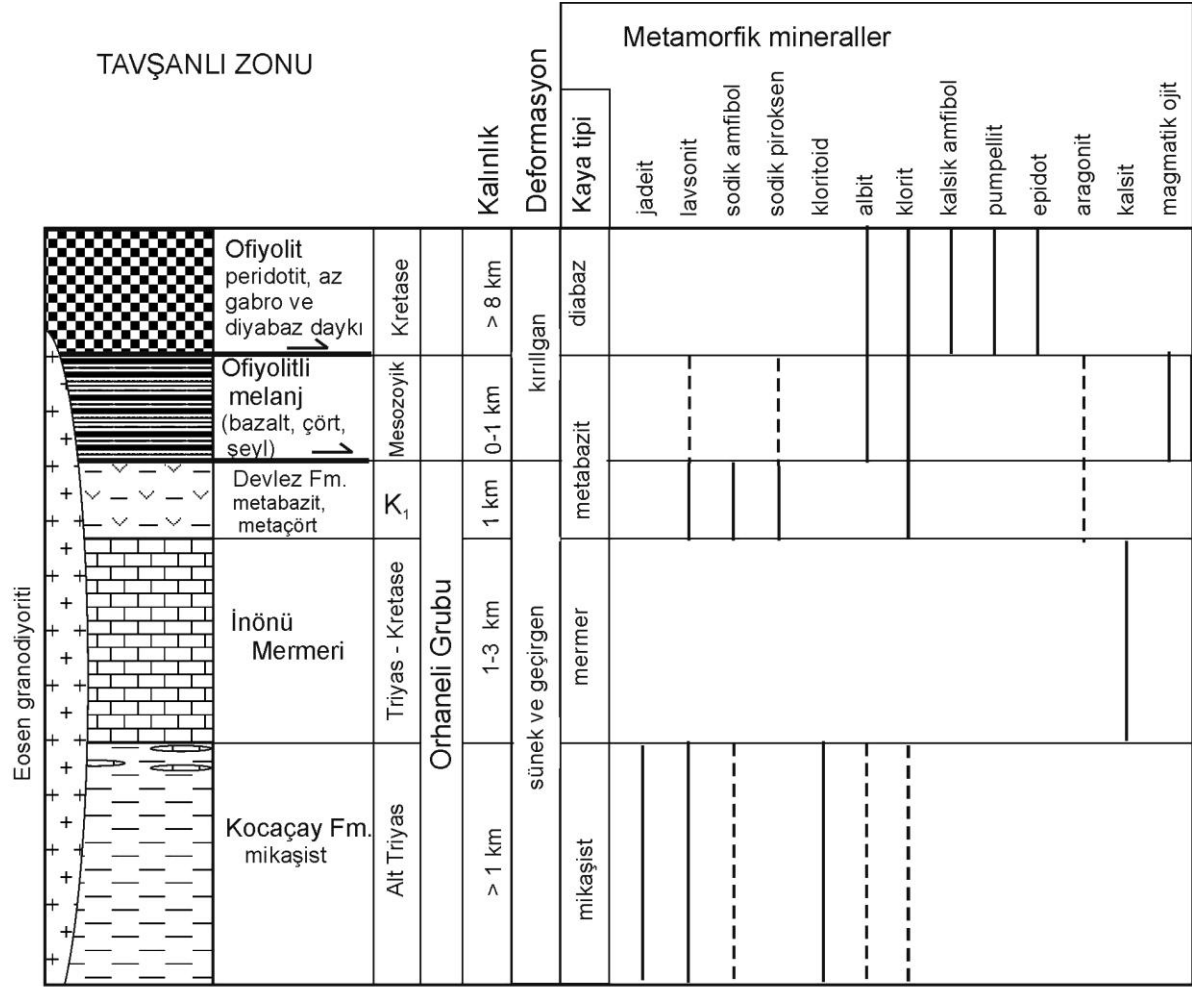
Şekil 1 - Türkiye'nin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999'dan değiştirilerek). İAKK: İç Anadolu Kristalen Kompleksi; BF, Bornova Fliş Zonu.



Şekil 2

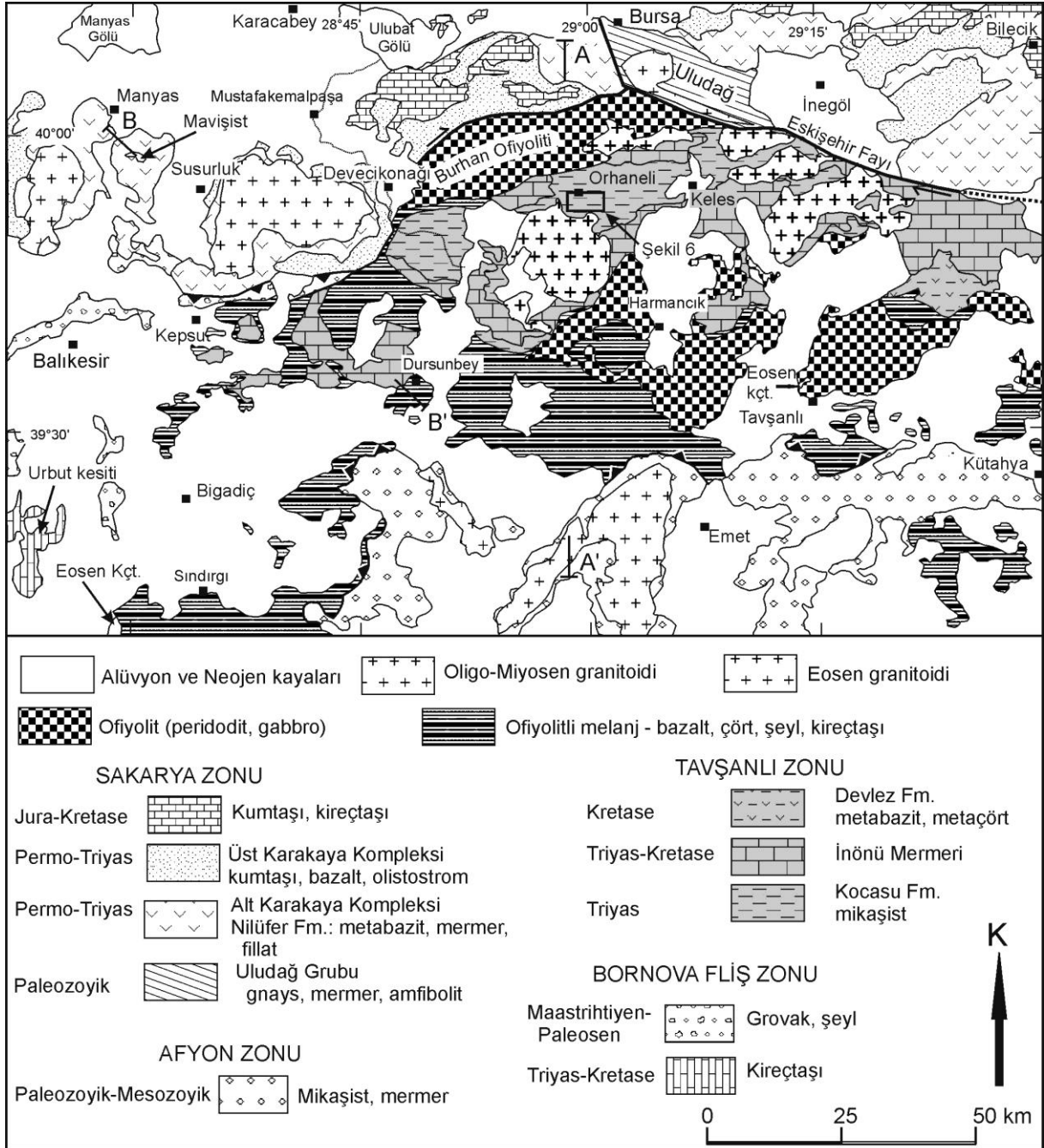
Şekil 2 - Tavşanlı Zonu ve çevresinin jeoloji haritası. Konak (2002) ve Turhan (2002) temel alınarak çizilmiştir.





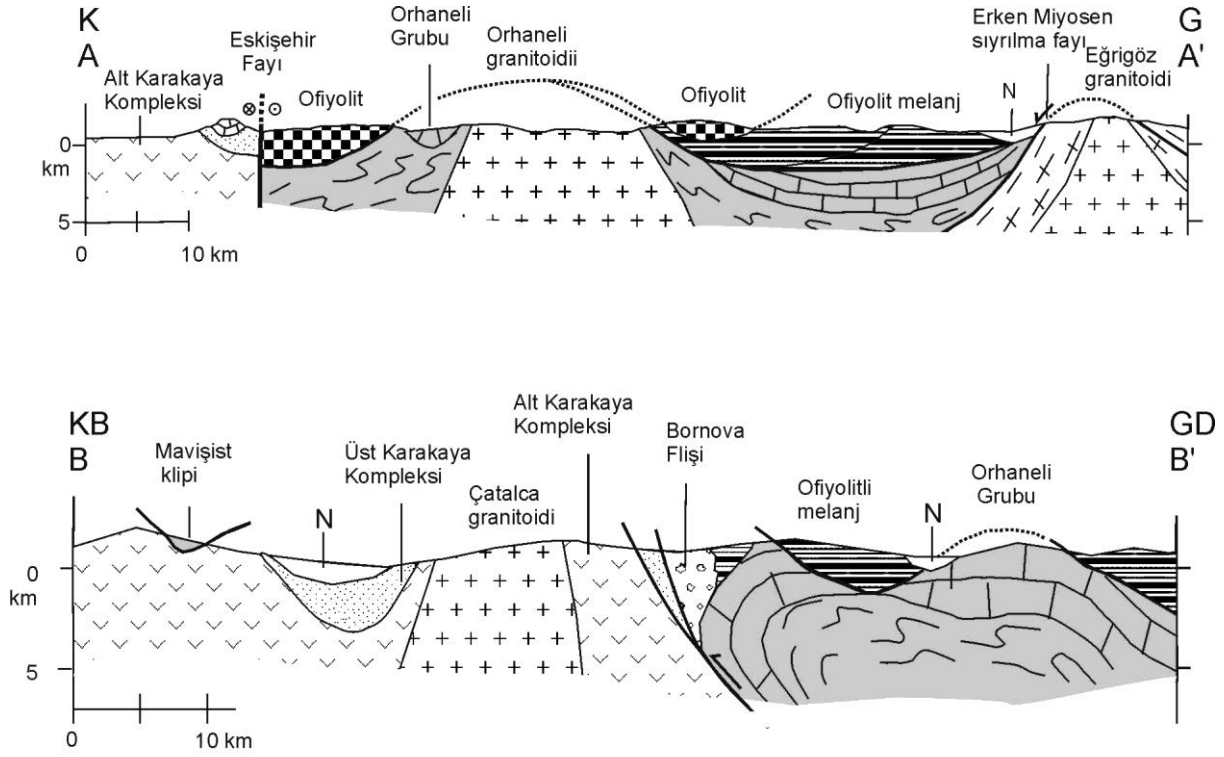
Şekil 3

Şekil 3 - Tavşanlı Zonu'nun batı kesiminin tektonostratigrafisi.



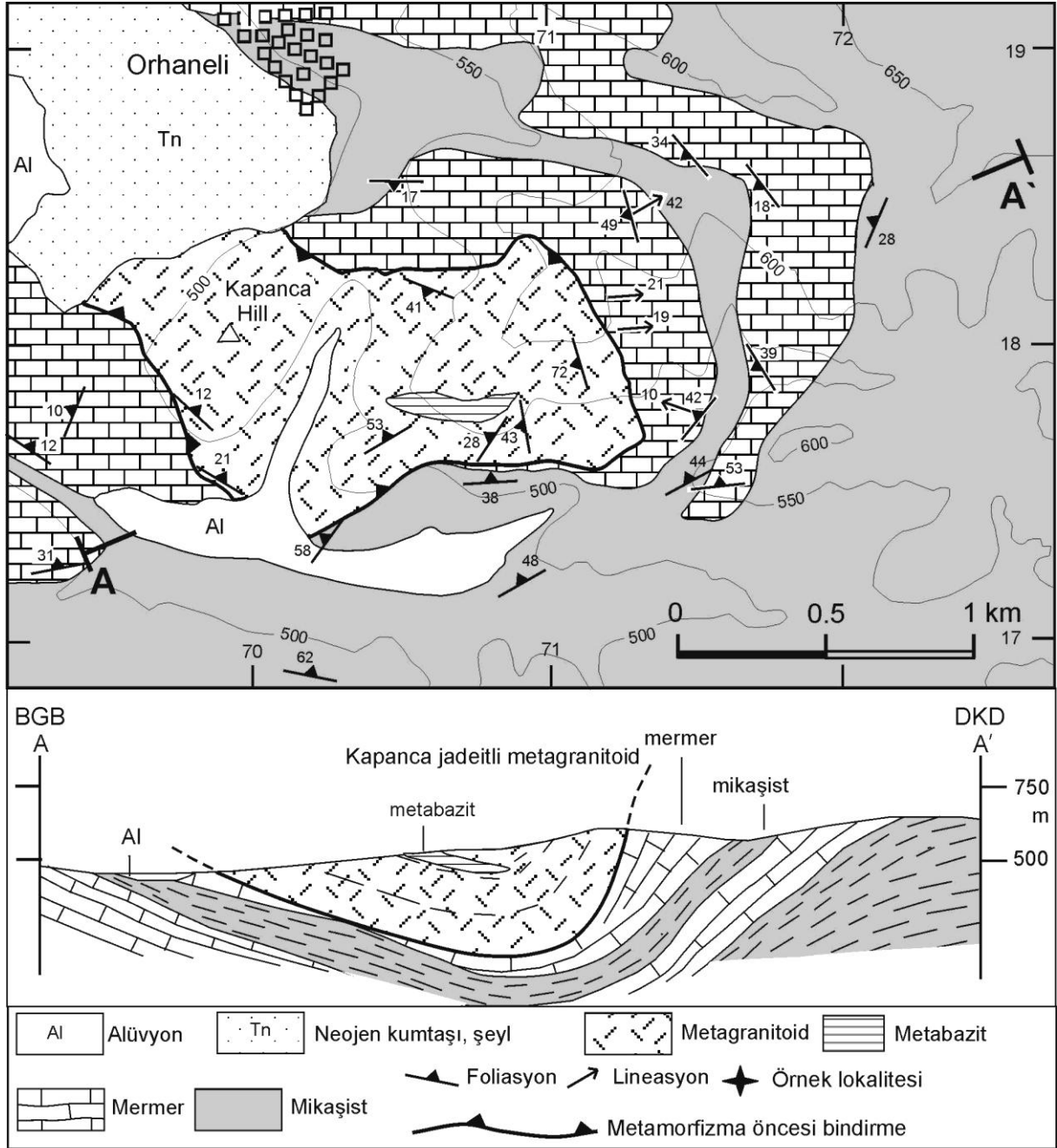
Şekil 4

Şekil 4 - Tavşanlı Zonu batı kesiminin jeoloji haritası. Konak (2002) temel alınarak çizilmiştir.



Şekil 5

Şekil 5 – Tavşanlı Zonu batı kesiminin jeoloji kesitleri. Lokasyon için Şekil 4'e bakınız.



Şekil 6

Şekil 6 - Kapanca metagranitoidinin konumunu gösteren Orhaneli çevresinin jeoloji haritası ve kesiti (Okay ve diğerleri, 2008'den). Lokasyon için Şekil 4'e bakınız.



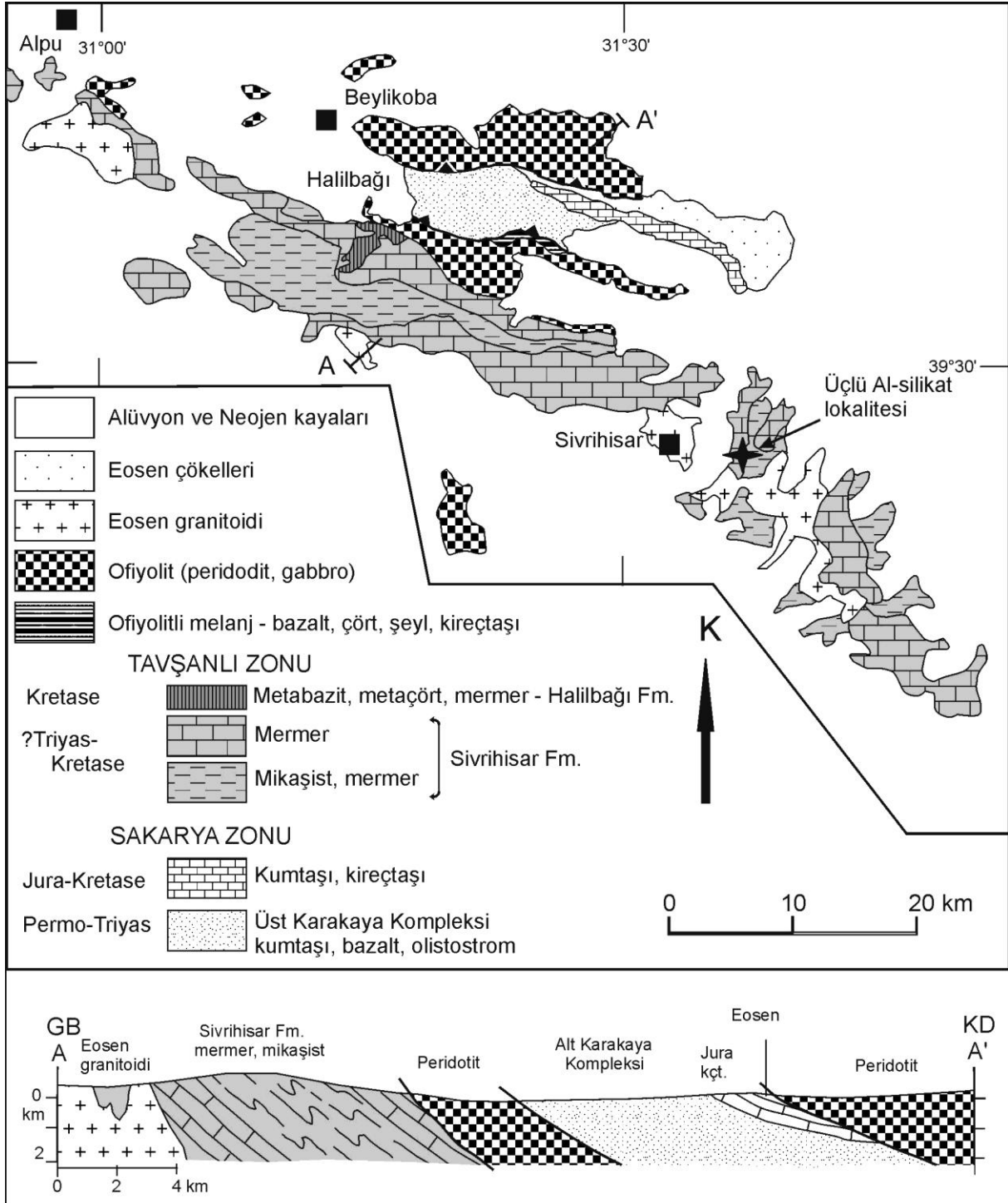
Şekil 7 - Kapanca metagranitoidi. Koyu renkli kesimler kuvarstan, beyaz kesimler ise jadeitten oluşmaktadır.



Şekil 8 - Kocasu Formasyonu mikaşistleri. Fotografın üst kesiminde gözüken masif kalın seviye kumtaşı kökenli iri taneli kuvars-mikaşistlerden, alttaki seviye ise silttaşı kökenli daha ince taneli ve mikaca zengin mikaşistlerden yapılmıştır. Bu kayaların içerdiği jadeit + kloritoid + kuvars parajenezi bunların 80 km derinde metamorfizma geçirdiklerini göstermektedir. Orhaneli doğusu, Orhaneli – Kabaklar Köyü yolu.



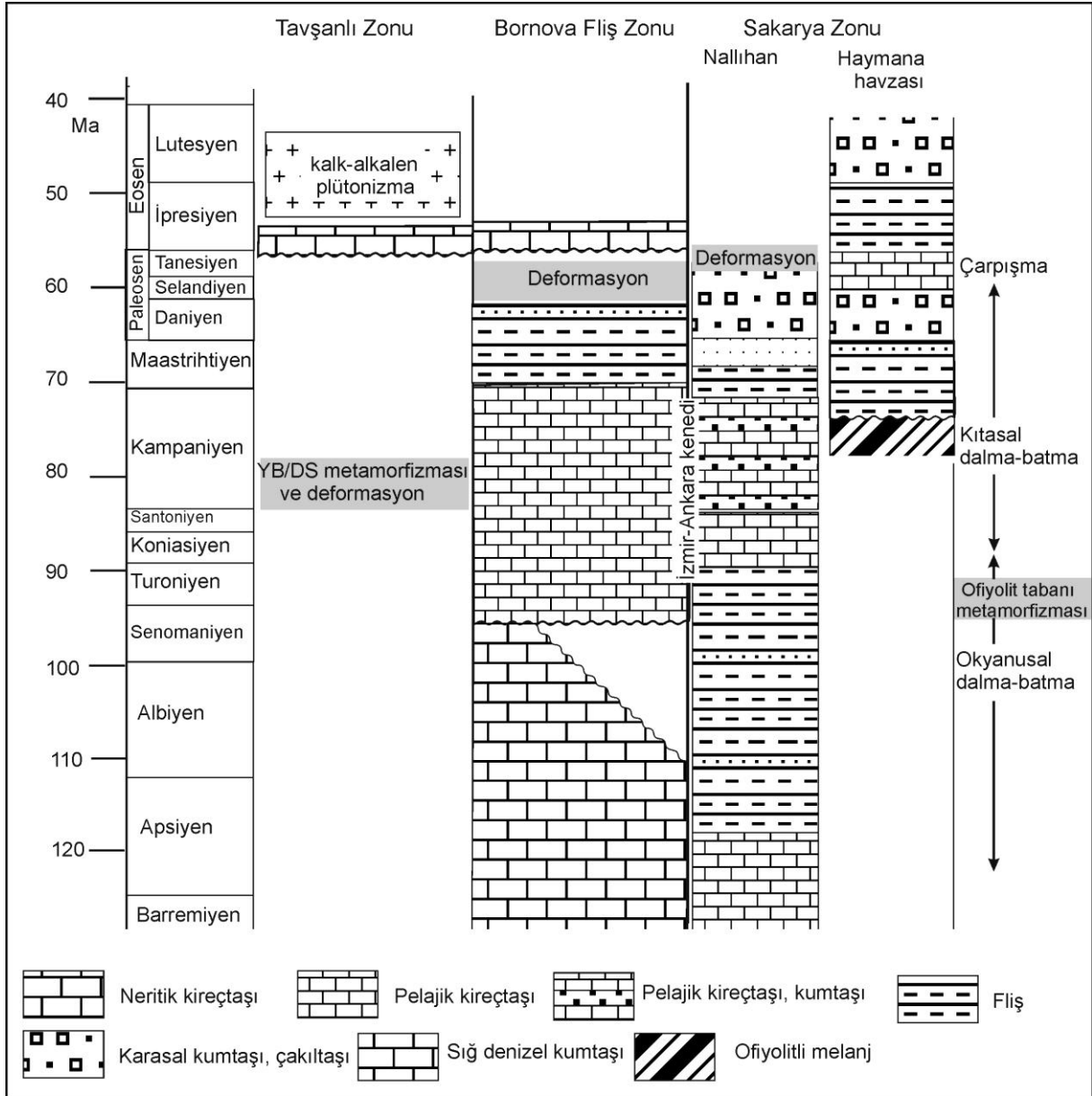
Şekil 9 - Kocasu Formasyonu mikaşistleri içinde yer alan beyaz metaasitik damar kayası. Kaya, jadeit ve kuvarstan oluşmaktadır. Devecikonağı güneyi, Kocasu vadisi yolu.



Şekil 10

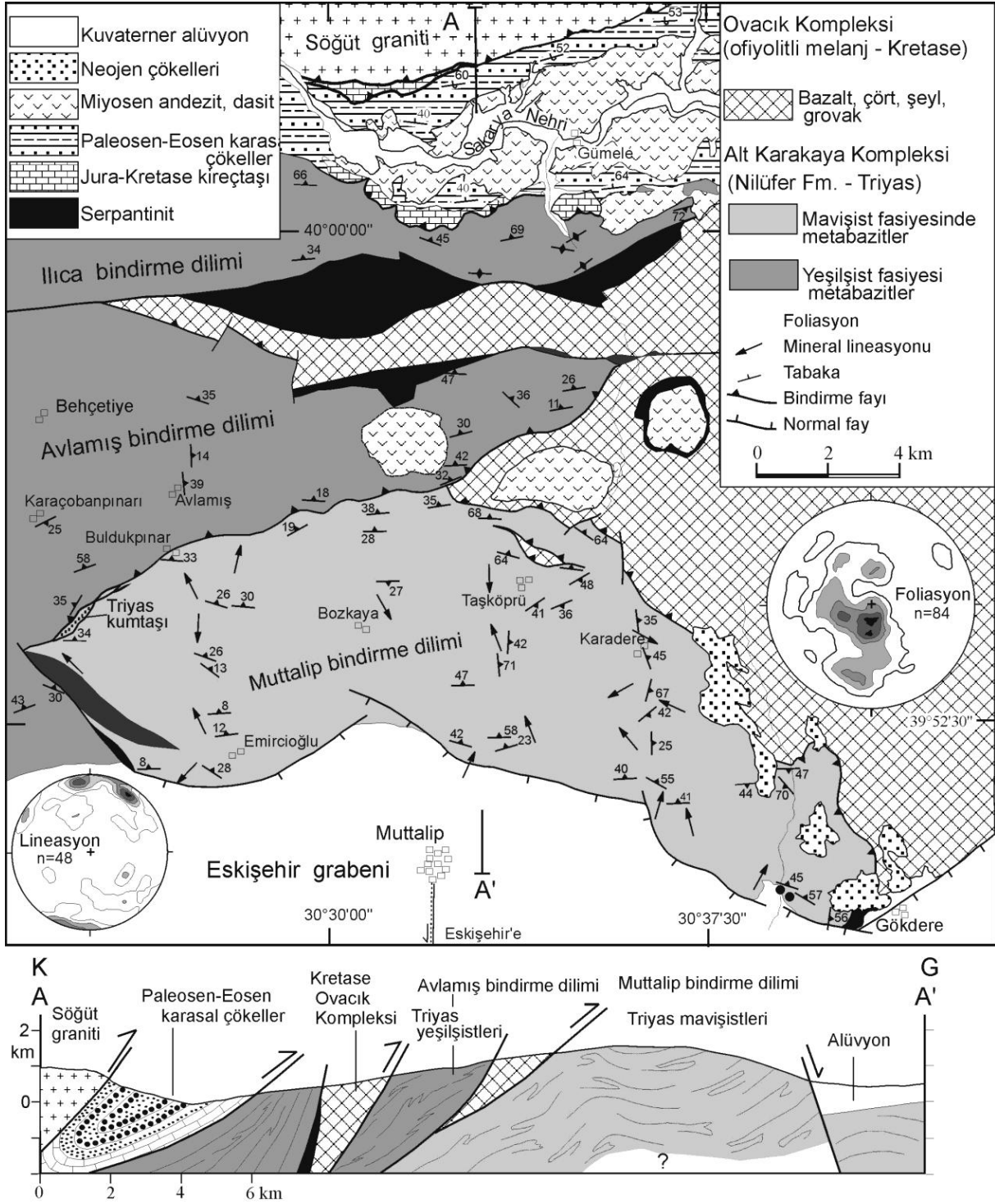
Şekil 10 - Sivrihisar ve çevresinin jeoloji haritası ve kesiti (Monod ve diğerleri, 1991'dan değiştirilerek).

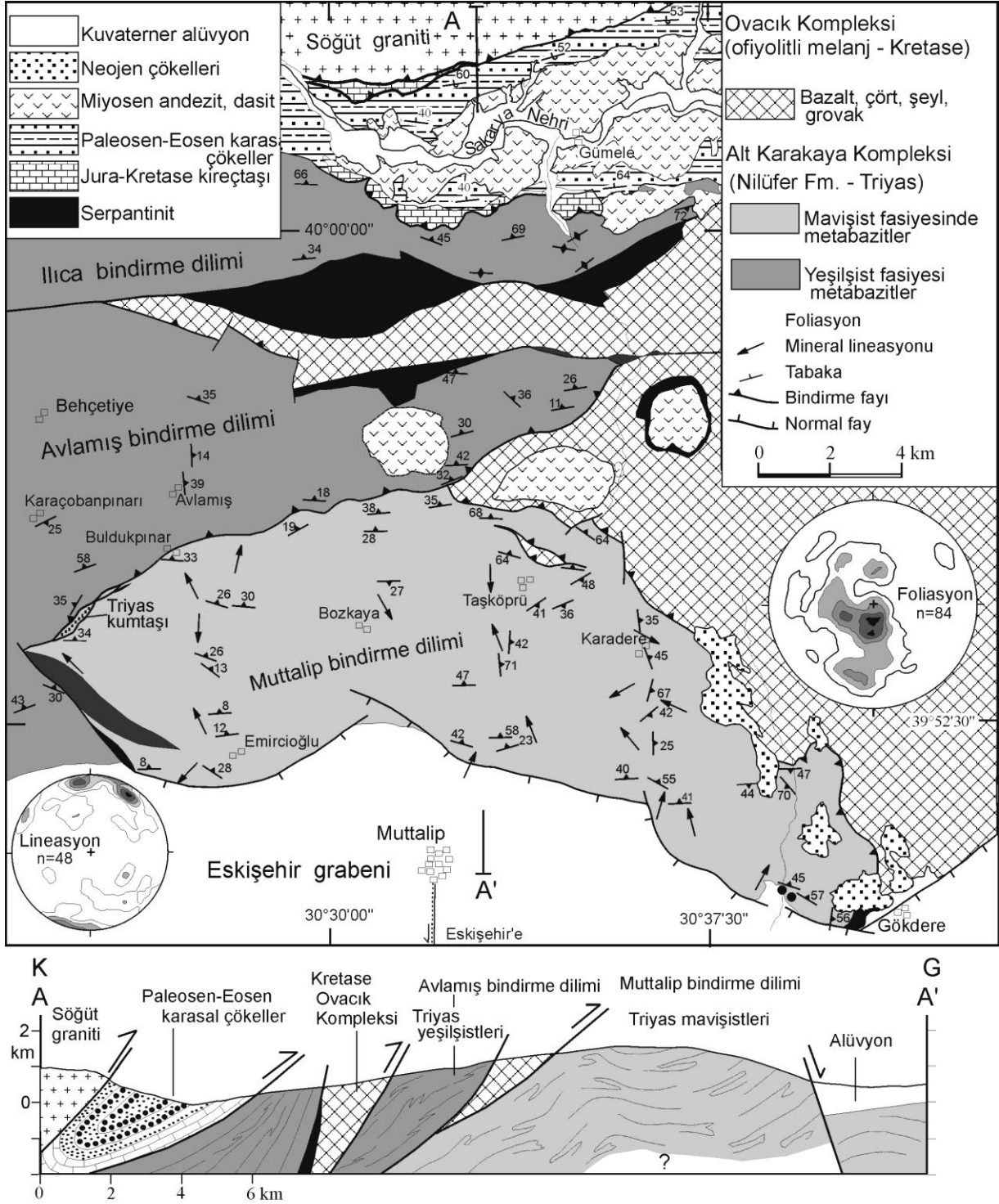




Şekil 11

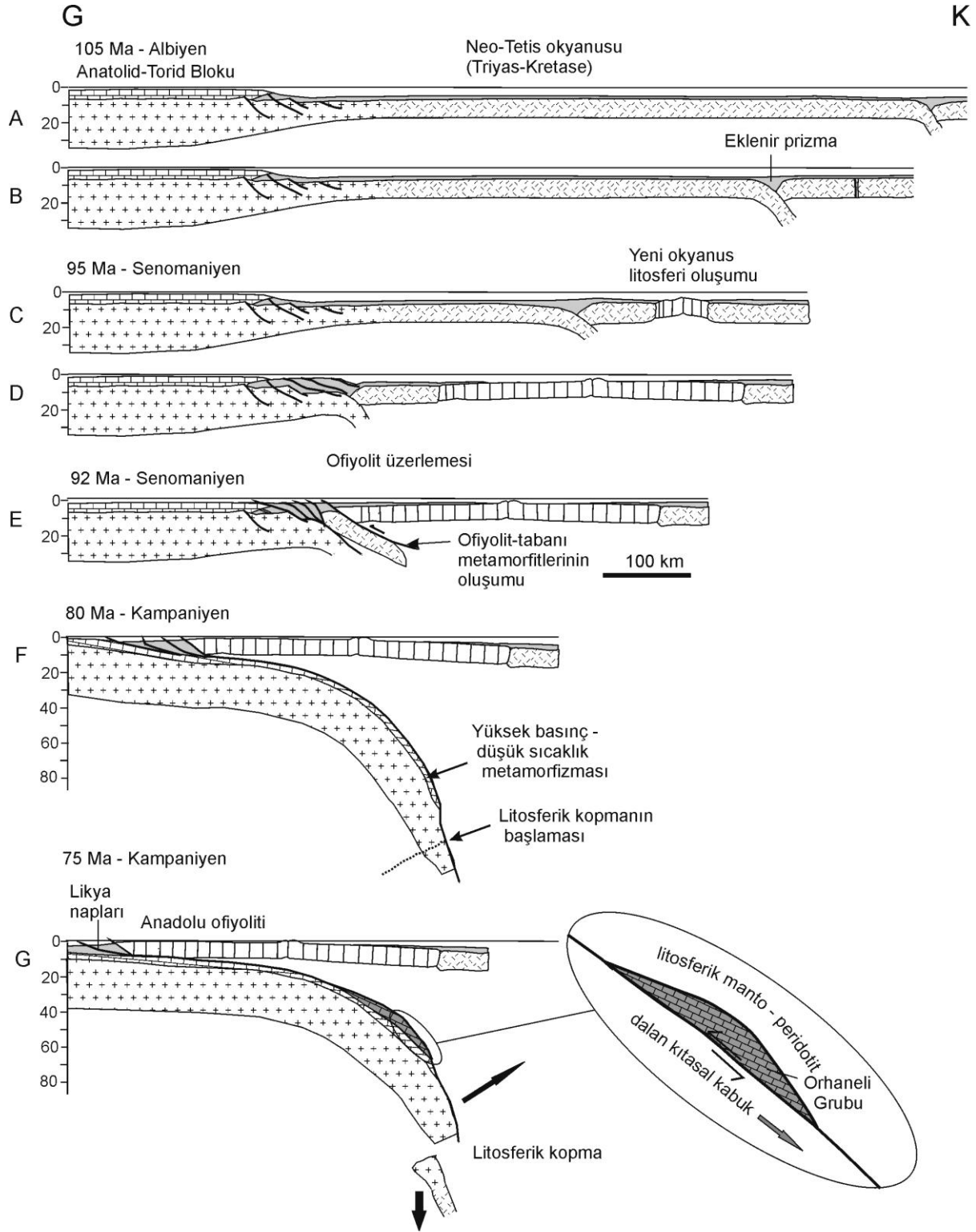
Şekil 11 - Tavşanlı, Sakarya ve Bornova Fliş zonunun stratigrafik ve tektonik gelişimi.





Şekil 13

Şekil 13 - Tavşanlı ve Sakarya zonu kayaları arasındaki imbrike tektonik ilişkiyi gösteren Eskişehir kuzeyinin jeoloji haritası ve kesiti (Okay ve diğerleri, 2002'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 14

Şekil 14 - Tavşanlı Zonu'nun jeolojik evrimi. Açıklama için metine bakınız. 14a-f Lippard ve diğerleri (1986)'dan esinlenerek çizilmiştir.