



# Maden Tetkik ve Arama Dergisi

<http://dergi.mta.gov.tr>



## BATI ANADOLU'DA GEÇ SENOZOYİK GENİŞLEME TEKTONİĞİ: MENDERES ÇEKİRDEK KOMPLEKSİNİN YÜZEYLEMESİ VE İLİŞKİLİ HAVZA OLUŞUMU

### LATE CENOZOIC EXTENSIONAL TECTONICS IN WESTERN ANATOLIA: EXHUMATION OF THE MENDERES CORE COMPLEX AND FORMATION OF RELATED BASINS

Gürol SEYİTOĞLU<sup>a\*</sup> ve Veysel IŞIK<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tektonik Araştırma Grubu, 06100 Tandoğan, Ankara

#### ÖZ

Anahtar Kelimeler:  
Genişlemeli Tektonik,  
Çekirdek Kompleksi,  
Neojen, Sıyrılma Fayı,  
Graben

Yeryuvarında genişlemeli tektoniğin etkisinde bulunan alanlardan biri olan Ege Bölgesi (Batı Anadolu, Ege Denizi ve Yunanistan), bu tür alanların tipik özelliği olan çekirdek komplekslerini içerir. Batı Anadolu'da bulunan Menderes masifi, Oligosen'de gelişmeye başlayan asimetrik çekirdek kompleksi olarak Erken Miyosen'de ilk yüzeylemesini gerçekleştirmiş ve sonrasında Orta Menderes masifi simetrik çekirdek kompleksi olarak tekrar yüzeylemiştir. Bu makale Menderes masifinin yüzeyleme mekanizmalarını ve üzerinde gelişen sedimanter havzaların gelişimini yeni bulgular ışığında tartışmaktadır. Önerilen model, Oligosen Kale havzasının konumunu, Likya naplarının Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı kuzey ve güney kesimlerinde farklı yönlerde hareketini ve tüm Menderes masifinde baskın olarak görülen üst-KKD yönlü makaslamayı sorunsuz olarak açıklamaktadır.

#### ABSTRACT

Keywords:  
Extensional Tectonics,  
Core Complex,  
Neogene, Detachment  
Fault, Graben

The Aegean region (Western Anatolia, Aegean Sea and Greece) is one of the areas of the earth under the effect of extensional tectonics and includes the typical features of core complexes in this type of region. The Menderes Massif in Western Anatolia was exhumed initially as an asymmetric core complex in the Early Miocene due to extension beginning in the Oligocene and then the central Menderes Massif was further exhumed as a symmetric core complex. This article discusses the exhumation mechanisms of the Menderes Massif and development of surrounding sedimentary basins in light of new findings. The proposed model successfully explains, the location of the Oligocene Kale basin, different movement directions of the Lycian nappes in northern and southern parts of the Datça-Kale Main Breakaway Fault and the top-to- the NNE directed shearing dominantly observed in the whole Menderes Massif.

## 1. Giriş

Ege Bölgesi (Batı Türkiye, Ege denizi ve Yunanistan) yeryuvarı üzerinde hızla genişleyen alanlardan biridir. Yeryuvarının benzer tektonik özelliğe sahip kuzey Amerika'daki "Basin and Range" bölgesinde tanımlanan metamorfik çekirdek kompleksi'nin Ege bölgesinde de varlığının belirlenmesi (Lister vd.,

1984) bu bölgedeki tektonik algıyı derinden etkileyen sonuçlar yaratmıştır.

Yeryuvarının birbirinden uzak iki ayrı bölgesinde genişlemeli tektonik rejim altında gelişen yapıların, sedimanter havzaların, volkanizmanın, yer altı zenginliklerinin benzerliği oldukça dikkat çekicidir. Bu iki ayrı bölgede çalışan yerbilimciler, genişlemeli

\* Başvurulacak yazar: Gürol Seyitoğlu, [seyitoglu@ankara.edu.tr](mailto:seyitoglu@ankara.edu.tr)

tektoniğin mekanizmaları ve başlangıç yaşı, havza stratigrafileri, volkanizma ve tektonizma ilişkisi gibi benzer problemlerle karşı karşıya kalmışlardır. Günümüzde ulusal ve uluslararası birçok araştırma grubunun çalışmalarını sürdürdüğü Ege Bölgesi'nde bilimsel problemlere yanıtlar aranmaya devam etmektedir.

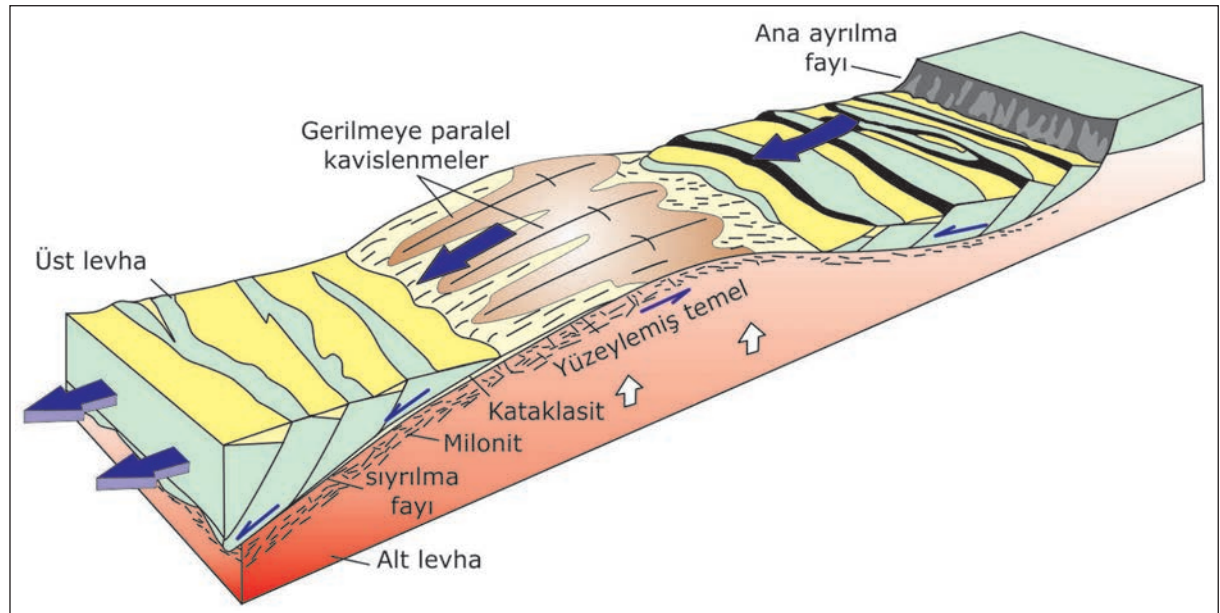
Bu makale, Ege bölgesinin doğusunda yer alan, boraks, linyit, uranyum, petrol, altın, jeotermal enerji gibi yer altı zenginlikleri içeren ve sıklıkla yıkıcı depremler yaşayan Batı Anadolu'nun geç Senozoyik jeolojisinin Ankara Üniversitesi Tektonik Araştırma Grubu çalışanlarının bakış açısı ile değerlendirmesini içermektedir. Ege Bölgesi'nde çok sayıda araştırma makalesi ve tektonik hipotez bulunmakta olup, bu yazıda hepsinin ayrıntılı açıklaması ve ilgili referansların verilmesi mümkün değildir. Okuyucunun bu durumu dikkate alarak kendisinin ayrıca bir literatür araştırması yapması uygun olur.

### 1.1. Sıyırılma Fayları ve Çekirdek Kompleksi Oluşumları

Metamorfik çekirdek kompleksleri büyük ölçekli kabuk genişlemesi etkisindeki alanların ana tektonik özelliğidir (Coney, 1980; Wernicke, 1981; 1985). İlk kez kuzey Amerika'da "Basin and Range" bölgesinde tanımlanan çekirdek kompleksler literatürde "Cordilleran" metamorfik çekirdek kompleksi olarak da anılmaktadır. Metamorfik çekirdek kompleksleri, yapısal olarak üstten alta doğru metamorfik ve/veya meta-

morfik olmayan litolojiler ile temsil edilen bir veya birkaç tektonik dilimden, düşük-açılı normal fay(lar) ve temel kaya birimlerinden oluşur (Şekil 1). Fayın tavan bloğunda yer alan tektonik dilim litolojileri gevrek deformasyonun yaygın etkilerini taşır. Yine metamorfik kayalar çok düşük - düşük metamorfizma dereceleri ile temsil olurlar. Çekirdek komplekslerin ana yapısal unsuru olan sıyırılma fayları (düşük-açılı normal fay) ve ilişkili sünümlü makaslama zonları, metamorfik olmayan ve/veya düşük dereceli metamorfizma etkileri gösteren kayaları, kristalen kayalardan (plütonik, yüksek dereceli metamorfik) oluşan temel kayalardan ayırır. Temel birimler genellikle Prekambriyen yaşlı metamorfik kayalar olup, bunlara Tersiyer granitoyid intrüzyonları da eşlik eder. Literatürde sıyırılma fayı ile ilişkili sünümlü makaslama zonunun hareketi ile uyumlu Tersiyer granitoyid sokulumlarından bahsedilmektedir (Hetzl vd., 1995b; Işık vd., 2003b; 2004a; b).

Metamorfik çekirdek kompleksleri geçmişlerinde kıta kabuğu kalınlaşmasının yaşandığı kesimlerde yaygın genişleme mekanizmasıdır. Tipik örnekleri dünyanın farklı bölgelerinde (Cordillera, Ege Bölgesi, Himalayalar, Alpler) tanımlanmıştır. Geçen yıllar içerisinde metamorfik çekirdek kompleksi çalışmalarında şu temel konular özel ilgi alanı oluşturmuştur: (1) Metamorfik çekirdek kompleksi modelleri, (2) Düşük açılı normal faylanmanın (sıyırılma faylarının) mekaniği ve geometrisi, (3) Magmatizma ile genişlemeli deformasyon arasındaki ilişki (Fletcher vd., 1995).



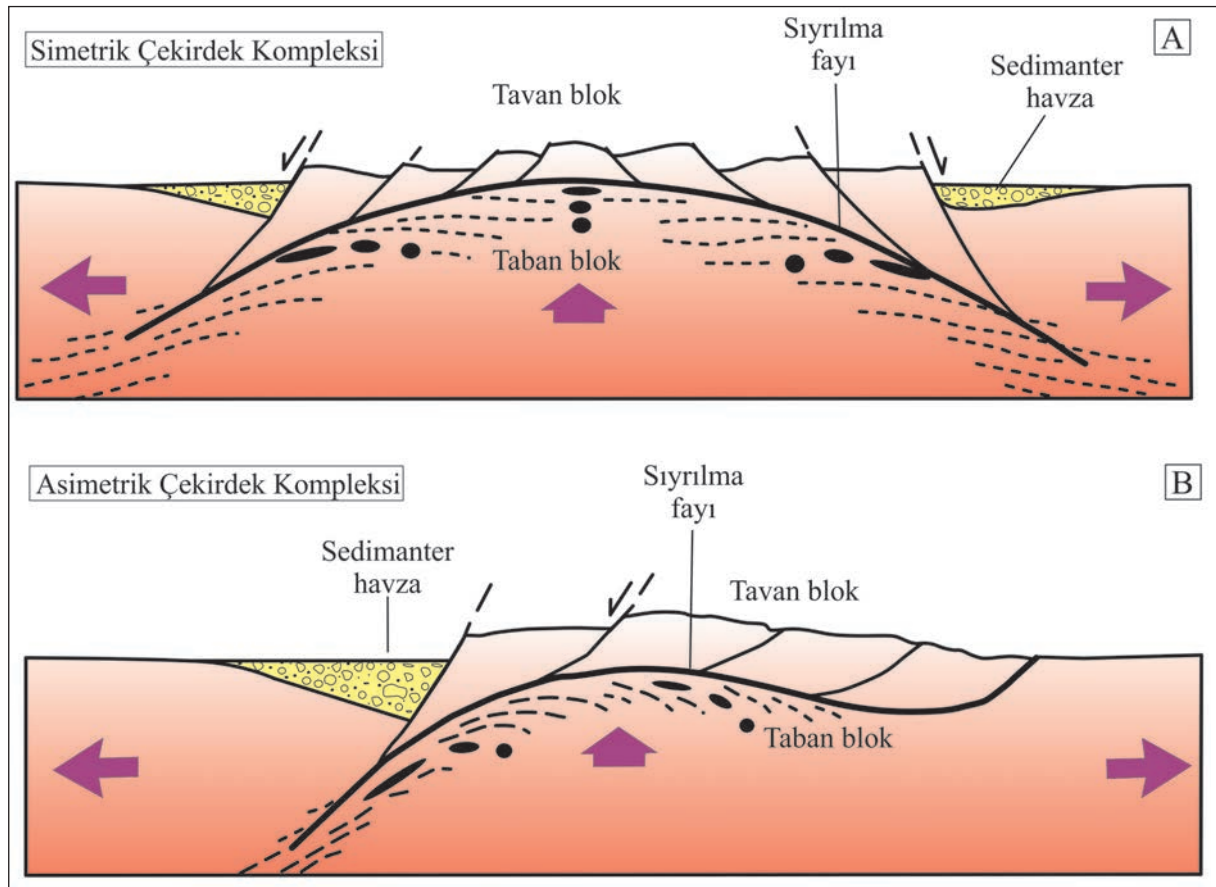
Şekil 1- Tipik bir metamorfik çekirdek kompleksi ve ilişkili yapılar (Fossen 2010'dan tekrar çizilmiştir).

**Metamorfik çekirdek kompleksi modelleri:** Bölgesel ölçekli genişlemeli makaslama zonlarının geometrisi ve kinematiği göz önüne alındığında iki farklı metamorfik çekirdek kompleksi bulunmaktadır. Bunlar simetrik ve asimetrik çekirdek kompleksleridir (Malavieille, 1993) (Şekil 2). Simetrik metamorfik çekirdek kompleksi birbirlerine zıt yönelimli iki sıyrılmaya fayı ve bunlar ile ilişkili sınırlı makaslama zonlarıyla temsil edilir. Orta ve alt kabuk kayaları bu zonlar boyunca simetrik olarak yüzeyler. Asimetrik metamorfik çekirdek kompleksi ise diğerinin aksine yüzeylemesi tek bir sıyrılmaya fayı ve ilişkili sınırlı makaslama zonu ile gerçekleşir.

**Sıyrılmaya faylarının mekaniği ve geometrisi:** Armstrong (1972)'nin Tersiyer yaşlı normal fayları tanımlamak için önerdiği sıyrılmaya fayları (detachment faults) orta-alt levha kayalarının yüzeylemesini kontrol eder (Lister ve Davis, 1989). Davis ve Lister (1988)'e göre sıyrılmaya fayları şu temel özelliklere sahiptir: (1) Sıyrılmaya fayları metamorfik olmayan veya düşük derecede metamorfize olmuş üst levha kayaları ile, yüksek derece metamorfize olmuş alt levha ka-

yalarını karşı karşıya getirir. (2) Sıyrılmaya fayı üstteki genç kayaları, alttaki daha yaşlı kayalardan ayırır. (3) Sıyrılmaya fayları bölgesel ölçüğe sahiptirler. (4) Üst levhadaki normal faylar, sıyrılmaya fayına farklı geometrilere bağlanabilir. (5) Sıyrılmaya fayları büyük yerdeğiştirme gösterirler; bu yerdeğiştirme onlarca kilometre olabilir. (6) Sıyrılmaya fayları yaygın olarak sınırlı deformasyon yapıları ve bunları üzerleyen gevrek deformasyon yapıları sunarlar (Şekil 3).

Sıyrılmaya faylarının bu özellikleri büyük ölçüde kabul görse de, faylanmanın oluşumu ve gelişimi boyunca hep düşük eğimlerde olup olmadığı konusunda, yani kökeni hakkında tartışmalar bulunmaktadır. Sıyrılmaya fayına yönelik ilk modellerde bu fayların düşük açıda (eğimi 30° den daha düşük) olduğu öne sürülmüş, (Davis ve Lister, 1988; Lister ve Davis, 1989), ancak eğer en büyük gerilme (stress) ( $\sigma_1$ ) genişleme sırasında düşey konumda ise düşük açılı bir normal fayın mekanik olarak oluşumunun mümkün olamayacağı ve böylesi bir faylanmanın herhangi bir sismisite oluşturamayacağı bildirilmiştir. Bu konuda son dönem gelişmeler Colletini (2011), Prante vd. (2014) çalışmalarında görülebilir.



Şekil 2- Metamorfik çekirdek kompleksi modelleri. A) Simetrik B) Asimetrik çekirdek kompleksi.

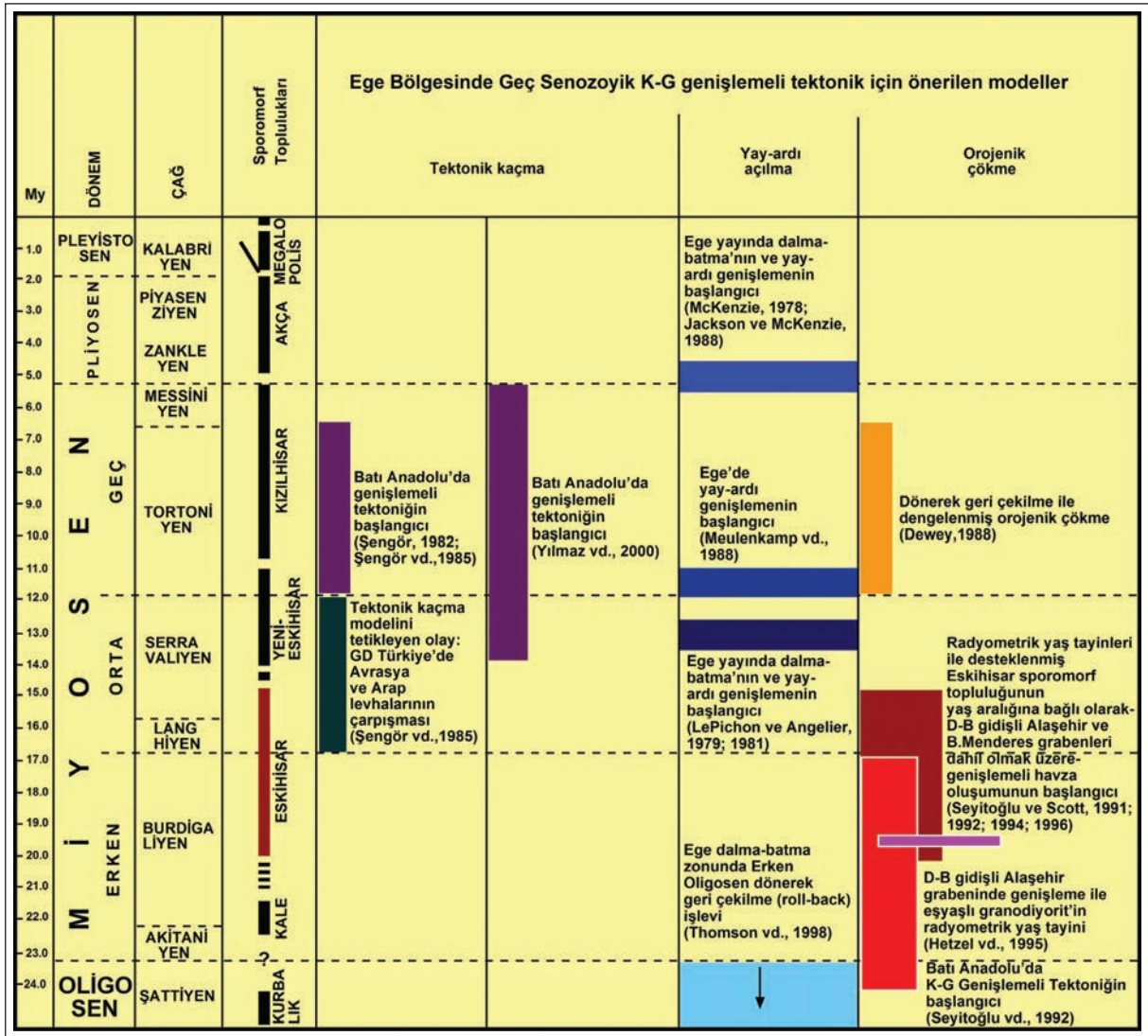




Diğer taraftan Ege'deki K-G genişlemeli tektonik, yay-ardı açılma modeli ile de açıklanmaktadır. Ege yayındaki dalma-batmanın zamanı yay-ardı genişleme için anahtar konumda olup, hendek güney ve güneybatıya göç ederek yay-ardı bölgesinde genişleme oluşturmaktadır. Dalma-batmanın başlangıcı Le Pichon ve Angelier (1979; 1981) tarafından Orta Miyosen (13 My) olarak, McKenzie (1978) ile Jackson ve McKenzie (1988) tarafından Pliyosen (5 My) olarak önerilmiştir. Meulenkamp vd. (1988) Girit'in jeolojisini ve Spakman vd. (1988) tarafından elde edilen dalma levhanın tomografik görüntüsünü dikkate alarak Ege yayında dalma-batmanın başlangıcının en az 26 My önce başlaması gerektiğini, ancak dalma-batma

ile ilişkili yay-ardı açılmanın oluşabilmesi için dalma levhanın belli bir uzunluğa erişmesi gerektiği ve buna göre Ege'de yay-ardı genişlemesinin Orta-Geç Miyosen'de başladığını belirtmişlerdir. Diğer taraftan Thomson vd. (1998) Ege yay'ında dönerek geri çekilme (roll-back) işlevinin Erken Oligosen'den itibaren çalışmaya başladığını önermiştir (Şekil 4).

Batı Anadolu'da genişlemeli tektoniğin başlangıcının "Geç Miyosen" olarak kabul edilmesinin nedenleri arasında (Şengör vd., 1985) Batı Anadolu'da Türk - Alman işbirliği ile linyit aramaları sırasında ortaya konan Geç Senozoyik stratigrafisi önemli rol oynamıştır (Becker-Platen, 1970; 1971). Bu çalışma-



Şekil 4- Batı Anadolu Geç Senozoyik K-G genişlemeli tektoniği için önerilen modellerin zamansal ilişkileri. Kronolojik bölümlenmeler Steininger ve Rögl (1984) 'den, Sporomorf topluluklarının yaş aralıkları ise Benda vd. (1974), Benda ve Meulenkamp (1979; 1990) ve Seyitoğlu vd. (1994) 'den alınmıştır. Çizelge Seyitoğlu ve Scott (1996) 'dan sonra Yılmaz vd. (2000), Thomson vd. (1998) verilerini de içerecek şekilde düzenlenmiştir.

da batı Anadolu'da yer alan Neojen istif alttan üste doğru, üst Miyosen Turgut üyesi, üst Miyosen-alt Pliyosen Sekköy üyesi, alt Pliyosen Yatağan üyesi, ve üst Pliyosen-en alt Pleystosen Milet üyesi olarak tanımlanmıştır. Aynı zamanda palinolojik çalışmalar ile batı Anadolu'ya ait sporomorf toplulukları tanımlanarak, yukarıdaki stratigrafi ile ilişkilendirilmiştir. Benda (1971)'e göre Eskişehir sporomorf topluluğu Turgut üyesinin tabanı ile Sekköy üyesinin en alt kesimi arasında bulunmaktadır. Yenieskişehir sporomorf topluluğu ise Sekköy üyesinin üst kesiminde bulunmaktadır. Radyometrik yaş tayini olanaklarının doğması ile batı Anadolu'da volkanik kayaların yaş tayinleri yapılmaya başlanmış ve volkanik kayalarla arakatlı linyit içeren seviyelerdeki sporomorf topluluklarının da zaman tablosundaki gerçek konumları belirlenmeye başlamıştır. Bu açıdan Benda vd. (1974) başlangıcı, Benda ve Meulenkamp (1979) gelişimi, Benda ve Meulenkamp (1990) son aşamayı temsil eder. Bu çalışmalara göre Eskişehir sporomorf topluluğunun yaşı 20-14 My (Erken - Orta Miyosen), Yenieskişehir sporomorf topluluğunun yaşı 14-11 My (Orta-Geç Miyosen), Kızılhisar sporomorf topluluğunun yaşı 11-5 My (Geç Miyosen), Akça sporomorf topluluğu 5-2 My (Pliyosen), Megalopolis sporomorf topluluğu 2 My'dan genç (Pleyistosen) olarak belirlenmiştir (Benda vd., 1974; Benda ve Meulenkamp, 1979; 1990) (Şekil 4).

Batı Anadolu'da Erken Miyosen havzaların varlığı, bölgedeki volkanik kayaların radyometrik yaş tayinleri de kullanılarak Kaya (1981) tarafından da ortaya konmuştur, ancak bu havzaların KKD gidişli havzalar olduğu dikkate alınarak, çapraz graben modeli (Şengör, 1987) önerilmiştir. Bu modele göre kuzey gidişli havzalar, Erken Miyosen'de K-G sıkışma altında Tibet tipi grabenlere benzer şekilde gelişmiş ve Geç Miyosen'den itibaren D-B gidişli graben sistemi, kuzey gidişli havzaları keserek gelişimlerine devam etmiştir. Kuzey gidişli havzalara ait çökeller D-B gidişli graben sistemleri içinde kalıtsal olarak yer almış olmalıdır. Çapraz graben modelinde (Şengör, 1987) hem Erken Miyosen'de gelişen havzaların konumu açıklanmış, hemde batı Anadolu'da K-G genişlemeli tektonik rejimin Geç Miyosen'den itibaren gelişmeye başladığı görüşü, dolayısı ile Ege'deki genişleme tektoniğinin tektonik kaçma modeline bağlı olarak geliştiği öne sürülmeye devam edilmiştir.

Seyitoğlu ve Scott (1991)'da sporomorf topluluklarının yaş aralıklarındaki düzenlemeleri özellikle Eskişehir sporomorf topluluğunun batı Anadolu Neojen stratigrafisindeki yerini öne çıkartarak, Batı Anado-

lu'daki havza gelişim başlangıç zamanının "Geç Miyosen" olarak kabulünün değişmesi gerektiğini, havza gelişiminin büyük ölçüde Erken Miyosen'de başladığını ve bunun orojenik çökmeye bağlı olarak geliştiğini belirtmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1991). Çapraz graben modelinde (Şengör, 1987) yukarıda kısaca anlatılan hipotez gereği, kuzey gidişli havzaların içinde Erken Miyosen yaşlı kayaların bulunduğunu göstermenin batı Anadoludaki K-G genişleme nedeninin tektonik kaçma modeli olduğu görüşünü yanlışlamaya yetmediği açıktır. Burada önemli olan D-B gidişli havzaların içinde Erken Miyosen yaş verisinin olduğunu ve bu çökellerin de D-B gidişli faylar tarafından denetlendiğini gösterebilmektir. Bu veri Becker-Platten (1970; s. 174)'de küçük bir not olarak Hasköy'de Eskişehir sporomorf topluluğu elde edildiği şeklinde bulunmuş ve bir arazi çalışması ile Hasköy linyitlerini içeren sedimanter ünitenin Büyük Menderes grabeni içinde olup olmadığı kontrol edilmiş ve D-B graben sisteminin de En Geç Oligosen - Erken Miyosen'de geliştiği ve tektonik kaçma modelinin yaş tutarsızlığı nedeniyle batı Anadolu'daki K-G genişlemenin nedeni olarak gösterilemeyeceği net olarak belirtilmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1992a) (Şekil 4).

Kuzey gidişli havzalardan biri olan Gördes havzasında Erken Miyosen yaşlı merkez volkanikleri hem İzmir-Ankara kenet zonuna ait ofiyolitik temeli hemde sedimanter istifi kesmektedir. Bu durum İzmir-Ankara kenet zonundan kaynaklanan sıkışmanın Erken Miyosen'den önce bitmesi gerektiğini, eğer güneybatı Anadolu'da Likya naplarının İzmir-Ankara kenet zonundan kaynaklandığı doğru ise (Ricou vd., 1975) Menderes masifinin Likya nap örtüsünden Gördes ve Dalama'da gözlenen Erken Miyosen havzalar nedeniyle, Erken Miyosen'den önce kurtulmuş olması gerektiğini, bunun sonucunda güneybatı Anadolu'da Geç Miyosen'e kadar sürdüğü belgelenen son Likya nap hareketlerinin (de Graciansky 1970; Besang vd., 1977) köksüz-gravite kayması olması gerektiğini ortaya koymaktadır (Seyitoğlu vd., 1992).

Batı Anadolu'da Geç Miyosen döneminde başladığı düşünülen genişlemeli tektonik ile volkanizmanın karakteri arasında bir ilişki olduğu belirtilmiş, Erken - Orta Miyosen'de kalkalkalen volkanizmanın baskın olduğu belirtilerek sıkışmalı rejime atfedilmiş, Geç Miyosen'den itibaren yaygınlaşan alkalin volkanizmanın ise genişlemeli tektonik ile ilişkili olduğu belirtilmiştir (Yılmaz, 1989; 1990; Savaşçın ve Güleç, 1990; Güleç, 1991; Savaşçın, 1991). Diğer taraftan Batı Anadolu'da genişlemeli tektoniğin başlangıcı En Geç Oligosen - Erken Miyosen'e çekilince böl-

gedeki volkanizma tekrar ele alınmış ve genişlemeli tektonik dönemde gelişen kalkalkalen volkanizmaya ait jeokimyasal imzanın daha önceki dalma-batma olayında kalıtsal olarak bulunduğu ve devam eden genişlemeli tektoniğin ilerleyen döneminde kabuğun incelmeleri ile alkalin volkanizmanın geliştiğini, genişlemeli tektonik dönemin başlangıcında kalkalkalen, sonrasında alkalin volkanizmanın gelişmesi durumunun “Basin and Range” bölgesinde de görüldüğü belirtilmiştir (Seyitoğlu vd., 1992, Seyitoğlu ve Scott, 1992b).

Batı Anadolu’da D-B grabenlerin (Seyitoğlu ve Scott, 1992a; 1996a; Seyitoğlu, 1992) palinolojik veriler ile Erken Miyosen dönemine ait çökel içerdikleri ve kuzey-giğişli havza çökellerinin ise volkanik kayaların radyometrik yaş tayinleri ve palinolojik analizler ile Erken Miyosen’de gelişmeye başladıklarının belirlenmesi (Seyitoğlu vd., 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1994; Seyitoğlu vd., 1994; Seyitoğlu, 1997; Seyitoğlu ve Benda, 1998) bu iki farklı yönelimdeki havzaların eş yaşlı geliştiklerinin ortaya konmasına ve tektonik kaçma ve yay-ardı genişleme modellerinin batı Anadolu’daki sedimanter havzaların gelişimini yaş tutarsızlığı nedeniyle açıklayamayacağı belirtilerek, yerine Erken Miyosende orojenik çökme modeli önerilmiştir (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996b). Bu öneri yaş açısından Ege için Geç Miyosen’de orojenik çökme öneren Dewey (1988) çalışmasından farklılık göstermektedir (Şekil 4).

Koçyiğit vd. (1999) Batı Anadolu’daki genişleme için farklı yapısal ve zamansal ilişkilerin olduğunu belirterek bulgularını iki evreli graben modeli (episodic two-stage model) olarak açıklar. Modele göre bölgedeki genişleme iki ayrı safhada gelişmiştir. İlk olay Erken-Orta Miyosen’de orojenik çökme ile ilişkilidir. İkinci olay ise Pliyo-Kuvaterner ve günümüz zamanını kapsar ve normal faylanma ve graben oluşumları ile kendini belli eder. Bu iki genişleme evresi K-G yönlü kabuksal sıkışma dönemi (Geç Miyosen-Erken Pliyosen) ile ayrılmaktadır. İki evreli graben modeli sonraki çeşitli çalışmalarla da desteklenmiştir (Bozkurt, 2000; 2001; 2003; Sözbilir, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Kaya vd., 2004; Beccaletto ve Stenier, 2005; Bozkurt ve Rojay, 2005).

Yılmaz vd. (2000) Batı Anadolu’daki genişlemeyi temelde tektonik kaçma modeli ile ilişkilendirir. Araştırmacılara göre bölge Erken-Orta Miyosen dönemine kadar K-G sıkışma rejimi etkisi altındadır. Geç Miyosen-Erken Pliyosen(?) dönemi ise peneplenme dönemidir. Ardından bölge K-G yönlü ge-

nişleme rejimi etkisine girmiştir. Benzer şekilde Gürrer vd. (2009) Erken-Orta Miyosen döneminde KD-GB yönelimli sıkışma, buna karşın D-B yönlü genişleme rejiminin varlığını savunur. Pliyosen-Kuvaterner dönemini ise tektonik kaçma modeli ile ilişkilendirerek bölgedeki havza oluşumlarını K-G yönlü genişleme rejimi içerisinde açıklar.

### 1.3. Ege Bölgesinde Metamorfik Çekirdek Kompleksi Oluşumları

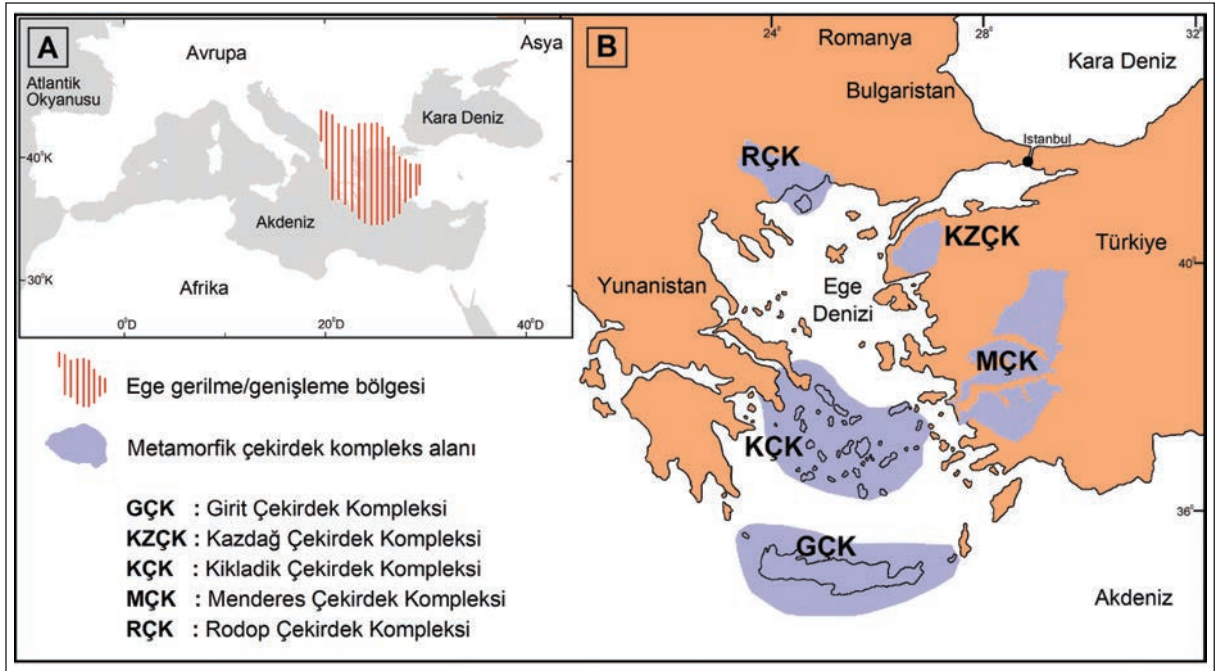
1980’li yılların başında Kuzey Amerika’da “Basin and Range” bölgesinde kristalen masiflerin genişleme rejimine bağlı yüzeylenmesini açıklayan metamorfik çekirdek kompleksi oluşumu ortaya konmuştur (Coney, 1980; Wernicke, 1981; Norton, 1986; Hill, 1987; Hodges vd., 1991; Malavielle, 1993). Lister vd. (1984) tarafından Ege adalarında bölgesel genişlemeye bağlı “Basin and Range” bölgesindeki gibi metamorfik çekirdek kompleksi oluşumunun ortaya çıkarılmasının ardından, Ege Bölgesi’nde pek çok benzer oluşum tanımlanmıştır (Gibson, 1990; Gautier ve Brun, 1994; Bozkurt ve Park, 1994; Dinter vd., 1995; Jolivet vd., 1996; Vandenberg ve Lister, 1996; Hetzel vd., 1995; Okay ve Satır, 2000; Işık vd., 2001; Gessner vd., 2001). Bunlar Menderes, Kazdağ, Rodop, Kikladik ve Girit çekirdek kompleksleridir (Işık vd., 2004) (Şekil 5).

## 2. Menderes Çekirdek Kompleksi

Literatürde, Menderes masifi olarak tanımlanan Menderes çekirdek kompleksi Ege’deki kristalin temel alanlardan biridir (Şekil 5B). Masif kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan zonu, güneyde ise Likya napları ile sınırlıdır. Doğuda Neojen istifi ile örtülü iken, batıda ise Kiklad masifi birimlerine geçer. Menderes masifi KD-GB uzanan, batı Anadolu’da geniş yüzeylenmeleri bulunan dom şekilli ve yaygınca metamorfik ve granitik kayaların oluşturduğu bir komplekstir.

Masif ile ilgili ilk jeolojik bilgiler Tchihatcheff (1867-1869) tarafından sunulmuştur. İlk ayrıntılı jeolojik haritalama ve inceleme Philipson (1910-1915 yılları arasında) tarafından yapılmış ve “Lidya-Karya masifi” olarak adlandırılmıştır. Philipson, masifi Alp orojenezinden etkilenmemiş bir çekirdek olarak düşünmüş ve buradaki gnaysları Prekambriyen olarak yorumlamıştır. Daha sonraki yıllarda Akyol (1924) masifi “Saruhan-Menteşe masifi” olarak tanımlarken, Ketin (1966) “Batı Anadolu masifi” adı altında incelemiştir. Bugün yaygınca kullanılan “Menderes masifi” adlanması ise Pajares (1944) tarafından kullanılır.





Şekil 5- A) Ege gerilme/genişleme bölgesinin yayılımını gösteren harita. B-Ege Bölgesi'nde (Batı Türkiye, Ege Denizi, Yunanistan) metamorfik çekirdek kompleksi oluşumları (Işık vd., 2003; 2004'ten yeniden çizilmiştir).

miştir. Masifin levha tektoniği içerisinde konumlandırılması ve evriminin ortaya konulması Şengör vd. (1984) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Masif ile ilgili olarak 1950'li yıllardan itibaren artan oranda pek çok çalışma gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalarda masifi oluşturan birimlerin litodemi, deformasyon ve metamorfizma tarihçesi ve yüzeyleme mekanizması hep tartışma konusu olmuştur. Bölgede yapılan çalışmalarda masifin iki ana litoloji grubundan oluştuğu uzun yıllardır belirtilir ve yaygınca benimsenir (Schuiling, 1962; Dürr, 1975; Şengör vd., 1984; Konak vd., 1987; Dora vd., 1995). Ancak çekirdek ve örtü kavramlarında bazı belirsizlikler hala sürmektedir ve farklı görüşler bulunmaktadır. Bunlardan biri, iki birimin dokanak ilişkisinin karakterine yöneliktir. Bazı çalışmalarda iki birim arasındaki dokanağın uyumsuz olduğu belirtilir (Çağlayan vd., 1980; Şengör vd., 1984; Konak vd., 1987; Dora vd., 1995; Candan vd., 2011). Şengör vd. (1984)'ne göre bu uyumsuzluk bölgedeki Pan-Afrikan uyumsuzluğunu temsil etmektedir. İki birim arasındaki dokanak karakterinin intrüzif olduğu da savunulmaktadır (Erdogan, 1992; Bozkurt vd., 1993; 1995). Çekirdek ve örtü olarak tanımlanan birimlere yönelik belirsizliklerin diğerini, bunların litolojisi, yaşı ve metamorfizması oluşturur. Çekirdek kayaları egemen olarak gnays türü ve yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşur.

Bu gnaysların önemli bir bölümü şekilsel görünümü nedeniyle "gözlü gnays" olarak adlanır. Gözlü gnaysların ilksel kayası ile ilgili farklı yorumlar yapılmıştır. Schuiling (1958; 1962) zirkon morfolojisine dayanarak sedimanter kökenli olduğunu belirtirken, Graciansky (1965) bunların magmatik kökenli olduğunu belirtmiştir. Bozkurt vd. (1995) bu kayaların jeokimyasal özelliklerine dayanarak magmatik kökenli olduğunu ifade eder. Bu gnaysların yaşları hakkında da farklı görüşler bulunur. Gnaysların Prekambriyen yaşlı olduğu (Şengör vd., 1984; Dora vd., 1995; Satır ve Friedrichsen, 1986; Hetzel vd., 1998) yanında Tersiyer yaşlı olduğu düşüncesini savunanlar da vardır (Bozkurt vd., 1993, 1995). Egemen olarak şist ve mermer litolojilerinden oluşan örtü kayaları ise düşük dereceli metamorfizmalardan meydana gelmiştir. Bu kayalar sınırlı fosil bulguları ile Paleozoyik-Tersiyer aralığı olarak yorumlanır (Dürr, 1978; Çağlayan vd., 1980; Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Dora vd., 1995; Özer vd., 2001).

Masifin metamorfizma özelliği çeşitli çalışmalarda irdelenmiştir. Bu çalışmalarda masifin tek bir metamorfizmadan etkilendiği yorumu yapıldığı gibi (Ashworth ve Evirgen, 1984), çoklu metamorfizma özellikleri de belirtilir (Schuiling, 1962; Akkök, 1983; Şengör vd., 1984; Candan, 1994; 1996; Oberhansli, vd., 1997, Candan ve Dora, 1998; Whitney ve



Bozkurt, 2002). Genel görüş masifin bugünkü metamorfizma karakterini Tersiyer döneminde Barroviyen türü metamorfizma biçimlendirdiği ve metamorfizmanın yeşilışt-amfibolit fasiyesi koşullarında geliştiği yönündedir. Bu metamorfizma literatürde “Ana Menderes Metamorfizması” olarak bilinir (Şengör vd., 1984).

1990 yıllardan itibaren masifin farklı bölgelerinde yapılan çalışmalarda masifin bir çekirdek kompleksi olduğu yönünde görüşler ortaya konulmuştur (Verge, 1993; Bozkurt ve Park, 1993; 1994; Hetzel vd., 1995a, Emre ve Sözbilir, 1997; Gessner vd., 2001; Işık ve Tekeli, 2001; Ring vd., 2003; Seyitoğlu vd., 2004). Buna karşın metamorfik çekirdek karmaşığı oluşumunun benimsenmediği çalışmalar da literatürde yer almaktadır (Okay, 2001; Erdoğan ve Güngör, 2004; Westaway, 2006; Akay, 2009).

### 2.1. Litoloji Özellikleri

Batı Anadolu’da geniş yüzeylemelere sahip Menderes çekirdek kompleksini masif terminolojisi içerisinde ele aldığımızda, temelde farklı metamorfizma ve deformasyona sahip metamorfik kayalar ile bunları kesen genç granitoid sokulumları görülmektedir.

Bunlar içerisinde metamorfitlerin protolit stratigrafisi göz önünde bulundurularak çekirdek/Pan-Afrikan temel ve örtü birimleri olarak tanımlanması bir gelenek haline gelmiştir. Buna göre Pan-Afrikan temel, Prekambriyen-Kambriyen yaşlı metasedimenter kayalar ile bunlara sokulum yapmış metamagmatitlerden oluşur. Bu kapsamda temel kayalarını paragneys, şist ile bunlar ile ilksel intrüzif ilişkili metamagmatit litolojileri oluşturur. Örtü birimleri Paleozoyik-Mezozoyik metapsamit, metapelit ve metakarbonat kayalarından meydana gelir. Örtü birimlerinin alt kesimleri egemen olarak mermer arakatlı şist, kuvarsit ile temsil olurken üst kesimleri yaygın kalın mermer litolojileri içerir. Bu kesimlerde metaboksit seviyeleri ile rudist fosillerini görmek olasıdır. En üst kesimi pelajik mermer seviyeleri oluşturur (Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Konak vd., 1987; Oberhansli vd., 1997; Candan vd., 1998; 2011; Dora vd., 1990; 1995; 2001; Işık, 2004; Koralay vd., 2004). Çeşitli çalışmalarda Pan-Afrikan temel ile örtü birimleri arasındaki ilksel ilişki bölgesel ölçekte uyumsuzluk olarak belirtilir (Çağlayan vd., 1980; Şengör vd., 1984; Candan vd., 2011).

Metamorfitler dışında masifin diğer litolojisini metamorfitleri kesen, yersel, birlikte deforme olan granitoid sokulumları oluşturur. Özellikle masifin

orta ve kuzey kesimlerinde değişen boyutlarda yüzeyleyen bu kayaların izotopik yaşlandırılmaları Miyosen yaşlı olduğunu ortaya koyar (Hetzel vd., 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Işık vd., 2004b; Glodny ve Hetzel, 2007). Sokulumlar petrografik olarak granodiyorit, kuvars monzonit ve granit olup, daha az oranlarda kuvars diyorit ve diyorit olarak adlandırılır. Jeokimyasal veriler sokulumların genel olarak subalkalin-peralüminyum I-tipi olduğu yönündedir (Işık vd., 2003; 2004a, b; Aydoğan vd., 2008; Akay, 2009).

Tüm bu litolojiler masifin yüzeylenmesi sırasında değişen oranda ve farklı türlerde makaslama zonu kayalarına dönüşmüşlerdir.

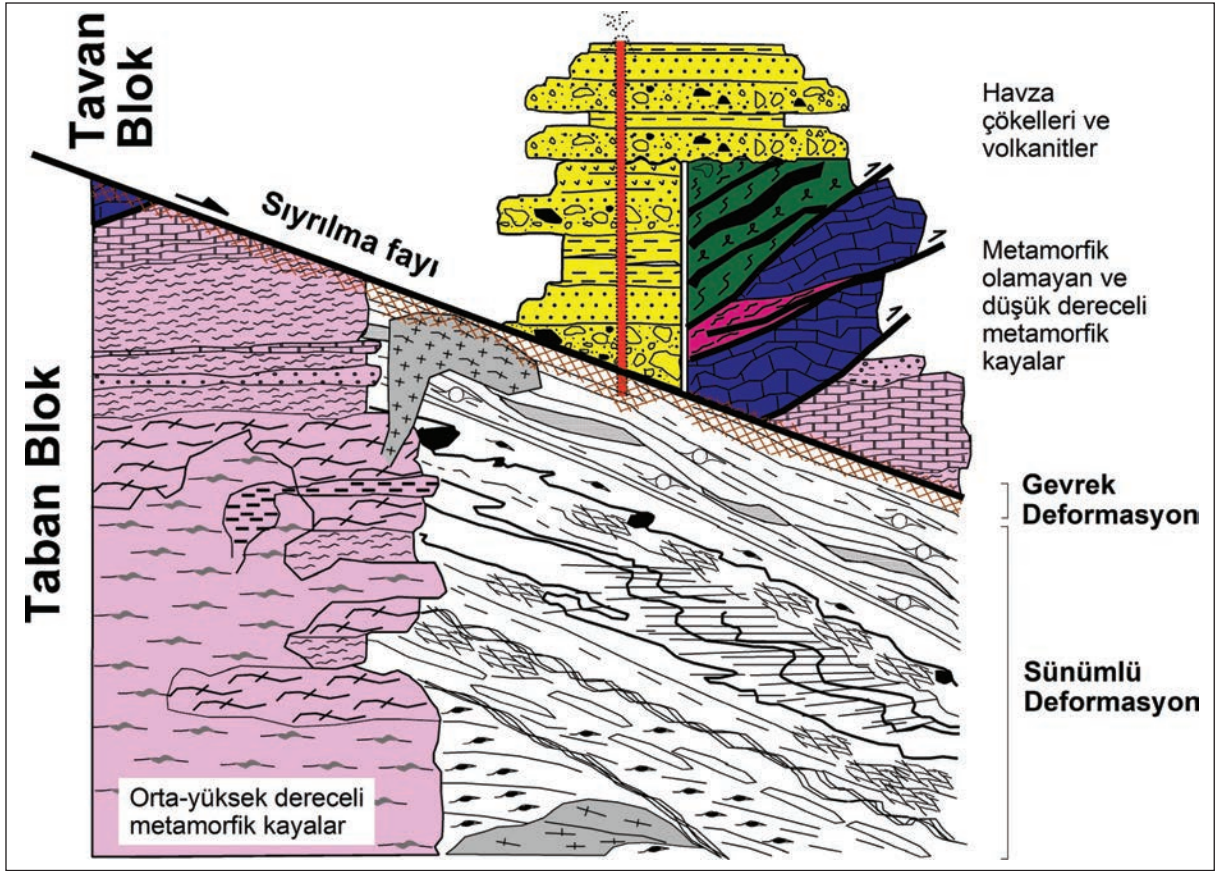
### 2.2. Yapısal Özellikler

Menderes masifi yapısal anlamda bölgesel ölçekte Tersiyer yaşlı çekirdek kompleksidir. Bu kapsamda masif bölgesel gerilme/genişleme rejimine bağlı mega, mezo ve mikro ölçekte penetratif karakterde gelişmiş yapılar ile temsil olur (Şekil 6).

Menderes çekirdek kompleksinin megaskobik yapılarını sıyrılma fayları ve/veya bunlar ile ilişkili makaslama zonları oluşturur (Şekil 6) (Işık vd., 2003a, b; 2004b; Işık ve Seyitoğlu, 2006; 2007). Bunlar güneyden kuzeye doğru şunlardır (Şekil 7): (1) Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı, (2) Likya Sıyrılma Fayı, (3) Kayabükü Makaslama Zonu, (4) Büyük Menderes Sıyrılma Fayı (5) Alaşehir Sıyrılma Fayı ve (6) Simav Sıyrılma Fayı. Bu yapılarla çekirdek kompleksin bugünkü topoğrafya oluşumunu denetleyen yüksek-açılı normal faylanmalar da eşlik eder.

#### 2.2.1. Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı

Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı (Main Breakaway Fault) KD-GB uzanımlı olup, Gökova Körfezi’nden Denizli havzasına kadar uzanan normal bileşen özellikli fay zonudur (Şekil 7). Seyitoğlu vd. (2004) tarafından Menderes çekirdek kompleksinin ilk yüzeylenmesinde rol oynayan fay olarak yorumlanmıştır (Bölüm 4). Türkiye’nin güneybatı ucunda yer alan Gökova grabeni, 150 km uzunlukta ve 5 ile 30 km genişliktedir. Grabenin kuzey ve güney kesimi faylar ile sınırlı olup, güney kesimi Datça Fayı ile sınırlanır (Kurt vd., 1999). Deniz altı sismik yansıma kesitlerinde kuzeye eğimli listrik normal fay olarak görülen Datça Fayı’nın (Kurt vd., 1999) düşen bloğundaki sedimenter istifi denetlediği açıktır (Seyitoğlu vd., 2004). KD-GB uzanımlı Kale havzasında yapılan incelemeler havzanın Üst Oligosen yaşlı birimler ile başladığını



Şekil 6- Menderes metamorfik çekirdek kompleksinde gözlenen genel bir sıyırılma fayı ayrıntısını gösterir enine kesit.

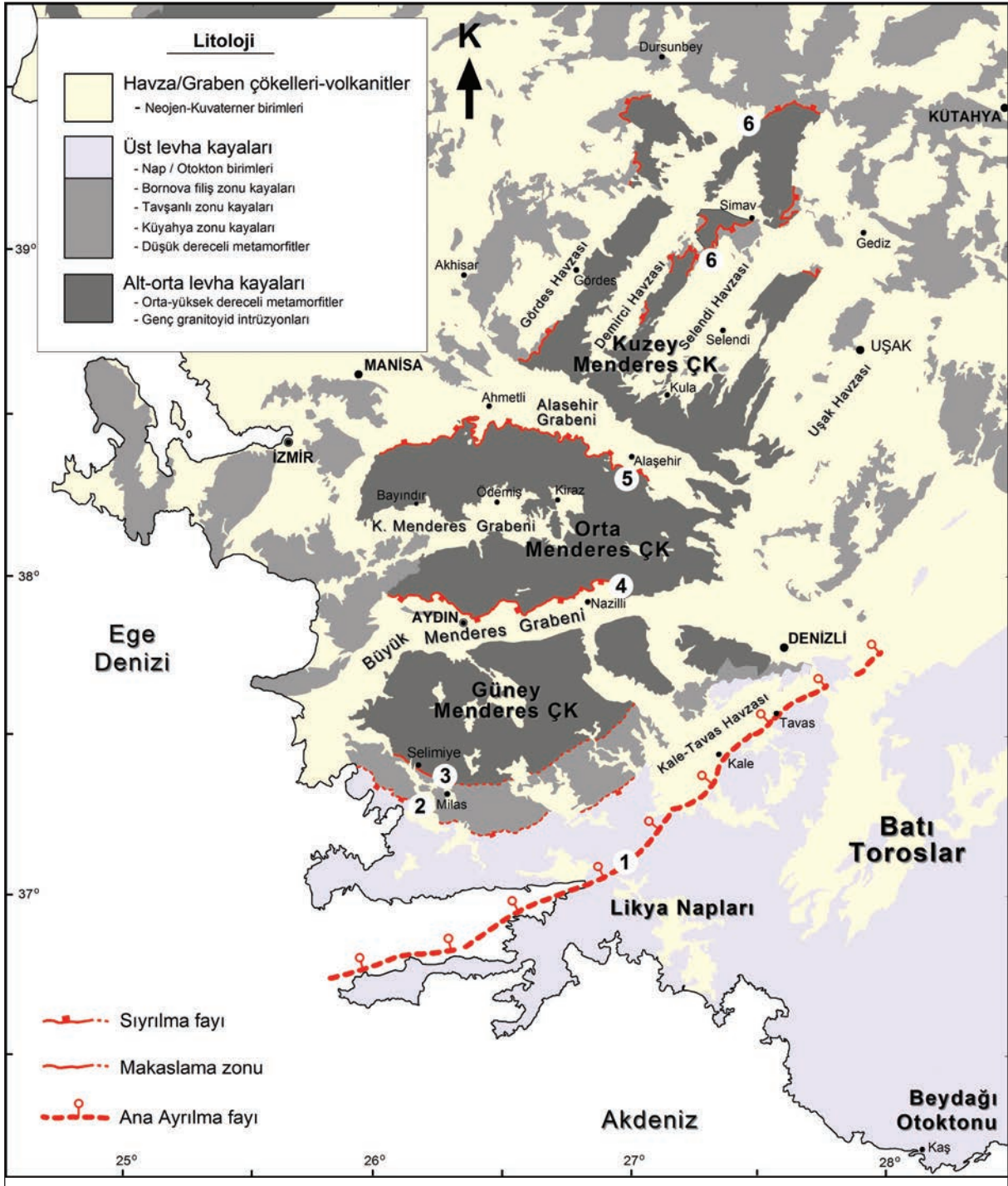
ortaya koymaktadır (Hakyemez, 1989; Akgün ve Sözbilir, 2001; Gürer ve Yılmaz, 2002). Havzanın güneydoğu kesimlerinde yaptığımız incelemelerde Kale-Tavas havzasının birimleri KD-GB uzanımlı ve KB'ya eğimli normal faylar ile sınırlı olduğu gözlemlenmiştir. Bu faylar güneybatıda yer alan Datça Fayı ile kökensel ilişkili olarak yorumlanmıştır. Ayrılma fayının taban bloğunu bölgede yüzeyleyen Likya naplarına ait egemen karbonat kayaları ile ofiyolit ve ofiyolitli melanj kayaları oluşturmaktadır. Fayın tavan bloğunda ise havza dolgusu bulunmaktadır (Hakyemez, 1989; Akgün ve Sözbilir, 2001; Gürer ve Yılmaz, 2002).

### 2.2.2. Likya Sıyırılma Fayı

Menderes çekirdek kompleksinin güney ve güneydoğu kesimini sınırlayan Likya napları Tetis okyanusunun evrimi ve Alpin orojenezi içerisinde özel öneme sahiptir. Likya napları farklı yayımlı tektonik dilimler ile temsil edilmekte olup, güneyde görece Beydağı otoktonu'nu tektonik olarak üzerler. Temel-

de naplar üç ana birimden oluşurlar. Bunlar; Üst Paleozoyik-Tersiyer yaşlı sedimanter kayaların oluşturduğu Likya bindirme dilimleri, Likya melanjı olarak adlandırılan ofiyolitik melanj kayaları ve Likya ofiyoliti olarak tanımlanan peridotit napıdır (Collins ve Robertson, 1998). Likya naplarının kökeni ile ilgili tam bir görüş birliği olmamakla beraber bu tektonik dilimlerin Menderes masifinin kuzeyinde yer alan Neotetis okyanusunun kuzey kolunu temsil ettiği ve kuzeyden masifi aşarak güneye geldiği yaygınca benimsenmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1984). Napların bölgeye yerleşiminin Üst Kretase-Geç Miyosen aralığında gerçekleştiği öngörülmüştür (Okay, 1989; Collins ve Robertson, 1998; 1999). Son yıllarda yapılan çalışmalarda Likya naplarının tabanında yüksek basınç metamorfizmasını temsil eden karfiyolit mineralinin bulunuşu (Oberhansli vd., 2001; Rimmel vd., 2003) bölgenin jeodinamiğine yönelik farklı yorumları da beraberinde getirmiştir. Rimmel vd. (2003) Menderes masifi ile Likya napları arasında makaslama zonu tanımlamıştır. Bölgedeki deformasyonun kinematiğine yönelik yorumlarında üç deformasyon olayı belirtilmektedir. Bunlar;





Şekil 7- Menderes çekirdek kompleksinde gözlenen sıyırılma fayları ve sınımlı makaslama zonları (Işık vd. 2003, 2004'ten yeniden çizilmiştir). 1: Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı, 2: Likya Sıyırılma Fayı, 3: Kayabükü Makaslama Zonu, 4: Büyük Menderes Sıyırılma Fayı, 5: Alaşehir Sıyırılma Fayı, 6: Simav Sıyırılma Fayı. İlgili referanslar için metne bakınız.

(1) Likya naplarının güneye yerleşimini temsil eden deformasyon, (2) ana Alpin deformasyonu ve (3) bölgesel genişlemeyi temsil eden deformasyon. Buna göre ilk deformasyon Likya naplarının kuzeyden taşı-

arak güneye yerleşimini temsil etmektedir. Sonraki deformasyon Eosen yaşlı ana Alpin deformasyon ve bununla ilişkili metamorfizmayı temsil etmektedir. Araştırmacılar bu deformasyonun kinematığının ku-

zey yönelimli olmasını geriye bindirme ile açıklar. Oligo-Miyosen yaşlı genişleme ile ilişkili deformasyon ise Menderes masifinin çekirdek ve örtü birimlerinde tanımlanır (Rimmele vd., 2003).

Ring vd. (2003) Menderes masifi ile Likya napları arasındaki süreksizliği bindirme fayının yeniden aktive olmasıyla oluşan sıyrılma fayı olarak yorumlar; Araştırmacılara göre Menderes masifi simetrik çekirdek kompleksi olup, Likya Sıyrılma Fayı kompleksin güney kesimini denetlemektedir.

### 2.2.3. Selimiye (Kayabükü) Makaslama Zonu

Selimiye (Kayabükü) Makaslama Zonu ilk kez Bozkurt ve Park (1994) tarafından genişlemeli sıyrılma fayı olarak tanımlanmasına karşın, Işık vd. (2003a, 2004) tarafından Kayabükü Makaslama Zonu olarak adlandırılmıştır. Bu kesimdeki genişleme yapıları pek çok çalışmada irdelenmiştir (Bozkurt ve Park, 1994; 1997a; 1997b; 1999; Bozkurt vd., 1995; Bozkurt, 2004).

Selimiye Makaslama Zonu'nun olduğu bölge bazı bakımlardan önemlidir. Menderes masifine yönelik yapılan yorum ve değerlendirmelerin önemli kısmı masifin bu kesiminde gerçekleştirilen çalışmaların sonucudur. Masifin temel stratigrafisi kapsamında önerilen çekirdek-örtü dokanağının varlığı ve dokanak karakteri tartışmalıdır. Pek çok çalışmada iki birim arasındaki dokanak bölgesel Pan-Afrikan uyumsuzluğu olarak yorumlanmaktadır (Şengör vd., 1984; Konak vd., 1987; Candan vd., 2011). Bozkurt ve Park (1994)'a göre Menderes masifinin örtü kayaları, güneye eğimli bir sıyrılma fayı ile çekirdek kayalarından ayrılmaktadır, dokanağın genişlemeli özelliği sonraki çalışmalarda ayrıntılı olarak irdelenmiştir (Bozkurt ve Park, 1997a; 1997b; Bozkurt vd., 1995; Bozkurt, 2004). Dokanağın yine intrüzyon karakterinde olduğu ve çekirdek kayalarını temsil eden metamagmatitlerin Senozoyik yaşlı olduğu yorumu da yapılmıştır (Bozkurt ve Park, 1994). Ancak bu kayalardan elde edilen izotopik yaşlar metamagmatitlerin Pre-kambriyen yaşlı olduğunu ortaya koymuştur (Hetzl ve Reischmann, 1996; Loos ve Reischmann, 1999; Gessner vd., 2004).

Bölgede yaptığımız arazi çalışmaları iki birim arasında tipik bir sıyrılma fayının olmadığını, dokanak ilişkisinin sünümlü makaslama zonu karakterinde olduğunu göstermektedir (Şekil 7, 8). Diğer bir ifade ile dokanak gevrek deformasyon süreçlerinden etkilenmemiştir. Selimiye Makaslama Zonu'nun protolit kayalarını metamagmatit, metapisamit, metapelit ile

metakarbonat kayaları oluşturur. Bu kayalar üst yeşil-şist ve amfibolit fasiyesi metamorfizmasından etkilenmişlerdir. Masifin özellikle bu çoklu metamorfizma özelliği çeşitli çalışmalarda belirtilmiştir (Candan ve Dora, 1998; Whitney ve Bozkurt, 2002; Gessner vd., 2004). Metamorfik kayalar küçük yüzeylemeler olarak genç granitoid intrüzyonlarınca kesilir.

Genişleme deformasyonunun etkileri bölgedeki kayalarda belirgin olarak izlenmektedir. El örneği ve mikroskop incelemelerimiz bu kayaların yaygın milonitleşme gösterdiğini ortaya koymaktadır. Milonitik kayalarda foliyasyon ve lineasyon yapıları tipiktir. Mostra ve el örneklerinde milonitik foliyasyon yassılaştırmış feldispat mineralleri ile kuvars şeritleri ve mika minerallerinin yönelimleri ile temsil olmaktadır. Bu foliyasyon gelişimi penetratif olmasına karşın litoloji farklılığına bağlı olarak heterojen gelişim sunmaktadır. Foliyasyon düzlemleri egemen olarak KB-GD doğrultulu ve GB'ya eğimlidir; eğim miktarları 5° ile 55° arasında değişmektedir. Bu düzlemler yerel D-B, DKD-BGB doğrultularda da bulunmaktadır. Belirgin bu foliyasyon düzlemleri ikincil zayıf ve kaba gelişmiş foliyasyon düzlemleri tarafından üzerlenmektedir. İkincil foliyasyonlar benzer yönelimli doğrultuda ancak güneybatıya 30° ile 70° eğimlidir. Lineasyon genişleme deformasyonunun diğer tipik yapısal bileşenidir. Uzama lineasyonu uzamış mineral ve mineral grupları ile temsil olur. Uzama lineasyonu KKD- GGB ve KD-GB gidişli olup GGB ve GB'ya dalımlıdır.

Mikroskop incelemeleri bölgedeki metamorfitlerin geniş alanlarda egemen olarak blastomilonit olduğunu ortaya koyar. Bu kayalara farklı milonit oluşumları da eşlik eder. Milonitik kayaların porfiroklast bileşimini egemen olarak iri feldispat taneleri oluşturmaktadır. Yine biyotit, muskovit, kuvars ve turmalin mineralleri değişen boyutlarda porfiroklast olarak görülebilmektedir. Kayanın matriks bileşimi rekristalize kuvars ve mika minerallerinden oluşur. Rekristalize feldispat mineralleri yine matriks olarak izlenir. Kristal plastisite deformasyon mekanizmasının şiddetli geliştiği alanlarda kuvars minerallerinde foliyasyona paralel santimetrelere erişebilen şerit gelişimi tipiktir. Şerit gelişimi yanında tanelerin rekristalizasyonu kinkleşme ve çekirdek-örtü dokuları kristal plastisite deformasyon mekanizmasının diğer oluşukları arasındadır.

Mezoskopik ve mikroskopik kinematik belirteçler Selimiye makaslama zonu boyunca çekirdek kayalarının yüzeylemesi önce KD yönelimli hareket ile ardından da GB yönelimli hareketler ile gerçekleştiğini





Şekil 8- Selimiye (Kayabükü) Makaslama Zonu'nun arazi görüntüsü.

ortaya koyar. Bölgede yüzeyleyen genç intrüzyonların GB yönelimli hareketleri temsil eden yapıları içermesi bu sokulumların genişlemenin geç safhalarından etkilendiğini göstermektedir.

#### 2.2.4. Büyük Menderes Sıyrılma Fayı

Büyük Menderes Sıyrılma Fayı, Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarını sınırlar (Şekil 7). Bu fay, Başçayır (Emre ve Sözbilir, 1997) veya Güney sıyrılma fayı olarak da adlanmıştır (Gessner vd., 2001a; Ring vd., 2003). Kavisli bir geometri sunan Büyük Menderes Sıyrılma Fayı'nın taban bloğunu masifin metamorfik ve genç granitoid kayaları oluşturmaktadır (Şekil 9). Buradaki metamorfik kaya litolojileri ve yapısal özellikleri Selimiye makaslama zonunda tanımlanan özellikler ile korele edilebilir. Yaygın milonitik ortognayslar ile birlikte milonitik paragnays (mika gnays, granat mika gnays, biyotit gnays), şist (mika şist, granat mika şist, muskovit kuvars şist, kuvarsitik şist, disten stavrolit şist) ve mermer sıyrılma fayının taban bloğunda yer alır. Milonitik kayaların mezoskopik ve mikroskopik kinematik analiz verileri

Selimiye Makaslama Zonunda olduğu gibi iki farklı kinematik yönelimin bulunduğu ortaya koyar. Buna göre taban blok kayaları bölgesel genişlemeye bağlı olarak önce üst-KD hareketi temsil eden sünümlü deformasyondan, ardından önceki dokusal özellikleri üzerleyen üst-GGB hareket ile ilişkili deformasyondan etkilenmişlerdir. Büyük Menderes Sıyrılma Fayı ikinci deformasyon ile ilişkilidir. Tavan blok kayaları ise değişen boyutlarda düşük dereceli metamorfik kaya kütleleri ve Büyük Menderes grabenin çökel birimleri ile temsil olur. Lokal alanlarda milonitik gnaysların temsil ettiği litolojiler de gözlenir. Büyük Menderes grabeninin dolgusu Erken Miyosen - Kuvaterner yaşlı olup, genellikle kırıntılılardan oluşur (Seyitoğlu ve Scott, 1992a; Şen ve Seyitoğlu, 2009).

Sıyrılma fay düzlemi ve kayma yüzeyinin belirgin olduğu mostralara olağandır (Şekil 10). Düzlemin en iyi korunduğu litoloji türü mermerlerdir. Büyük Menderes Sıyrılma Fayı KD-GB ve KB-GD doğrultularında ve 10°-42° eğimler arasındadır. Düzlem üzerinde fay





Şekil 9- Menderes Sıyırılma Fayı'nın arazi görünümü. Ayrıntı için metne bakınız.

çiziklerinin korunduğu kesimlerde çizgisellikler KD-GB gidişlidir; az oranda ise KKD-GGB gidişe sahiptir. Fay çizgiselliklerinin dalım yönleri ise GB'ya doğrudur. Sıyırılma fayı boyunca fay düzleminin altında ve üstünde bulunan kayalar 1 ile 60 metre arası değişen kalınlıklarda kataklastik zon (Işık vd., 2003b) içermektedir. Zondaki gevrek deformasyonun şiddeti fay düzlemine yakın kesimlerde oldukça yoğun iken, düzleme uzak kesimlerde ise bu etki tedrici olarak azalır özelliğindedir. Gevrek deformasyon etkisinin sistematik gelişimi özellikle taban blokta belirgin olarak takip edilebilmektedir. Buna göre fay düzlemine yakın kesimlerde tutturulmuş (kohesif) breş ve kataklastit oluşumları egemendir (Şekil 10). Fay düzleminin tavan bloğu ise tutturulmamış breş ve/veya fay unu (gouge) ile karakteristiktir.

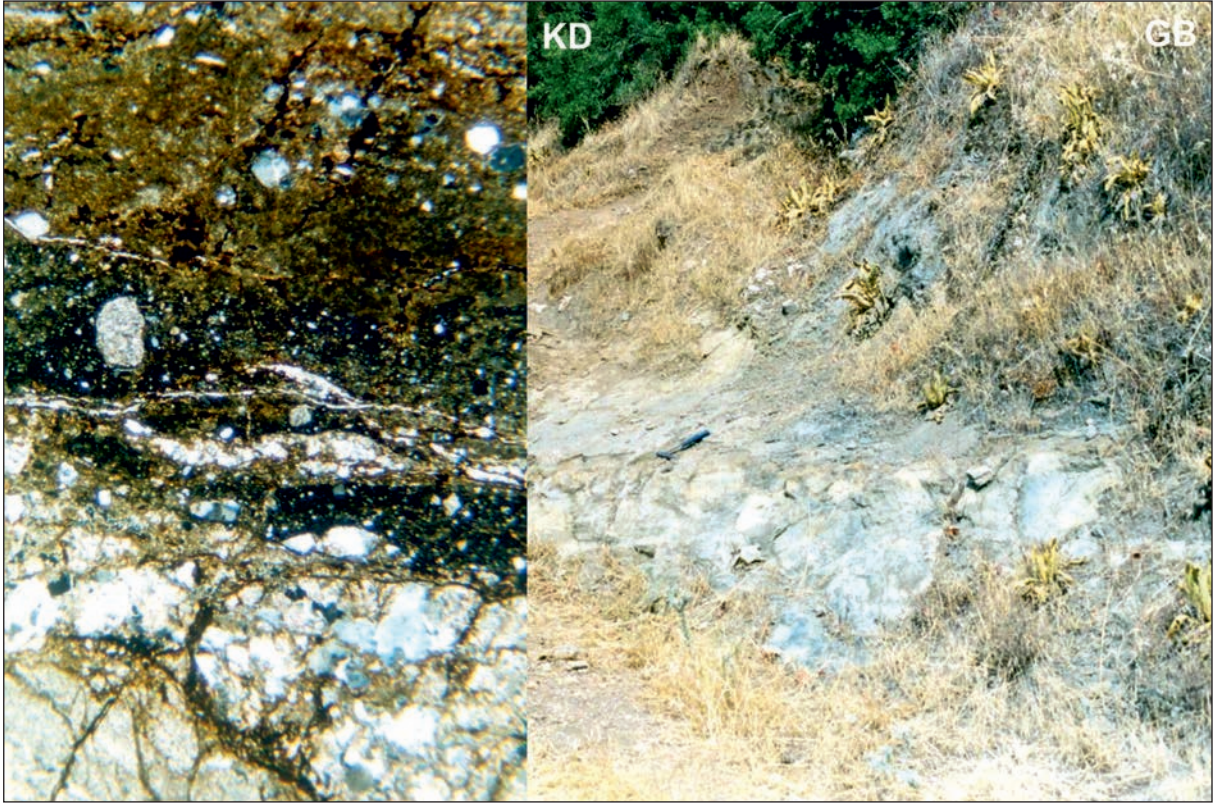
### 2.2.5. Alaşehir Sıyırılma Fayı

Alaşehir Sıyırılma Fayı yer kabuğu içerisinde gelişmiş tipik sıyırılma fayları arasındadır (Şekil 11). Bu bakımdan pek çok araştırma grubunun çalışmalarına

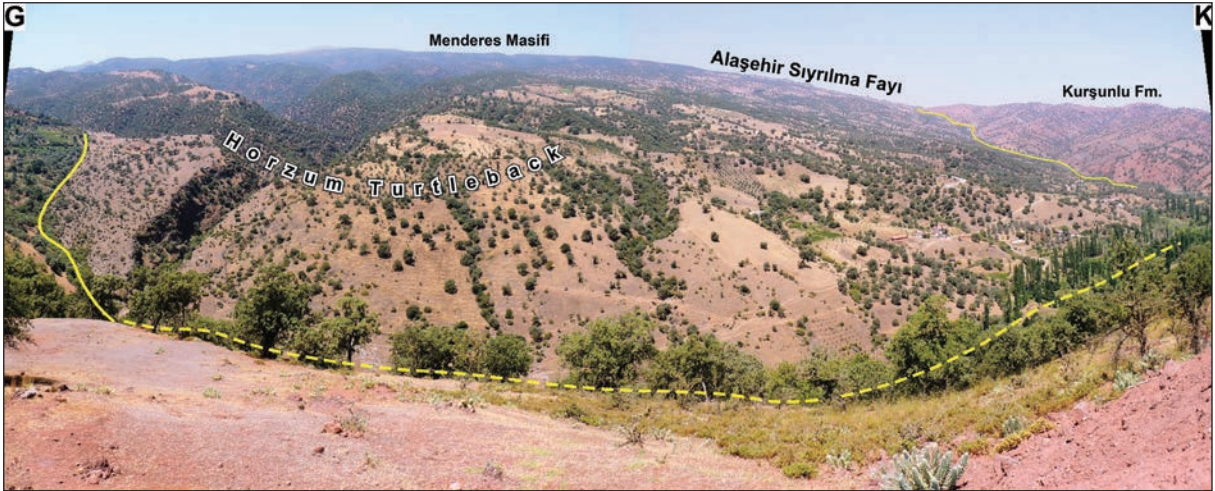
konu olmuştur (Emre, 1992; Hetzel vd., 1995a; 1995b; Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit vd., 1999; Gessner vd., 2001a; Seyitoğlu vd., 2002; Işık vd., 2003b; Seyitoğlu vd., 2004; Purvis ve Robertson, 2005; Hetzel, 2007; Öner ve Dilek, 2011). Alaşehir Sıyırılma Fayı literatürde Allahdiyen (Emre, 1992), Karadut (Emre ve Sözbilir, 1997), Çamköy (Koçyiğit vd., 1999) ve Kuzey sıyırılma fayı (Gessner vd., 2001a; Ring vd., 2003) olarak da tanımlanmıştır. Alaşehir Sıyırılma Fayı'nın özellikleri Işık vd. (2003b) tarafından etraflıca ortaya konulmuştur.

Fayın taban bloğunu yine masifin değişen metamorfik kayaları ile sin-tekonik genç granitoid sokulumları oluşturur (Işık vd., 2003b). Metamorfitler, Selimiye Makaslama Zonu ile Büyük Menderes Sıyırılma Fayı'nın taban blok kayalarına benzer litoloji özelliği gösterir. Sıyırılma fayı boyunca farklı boyutlarda yüzeyleyen sin-tekonik sokulumlar granodiyorit, monzonit ve granit kaya türündedir. Bu litolojilere mafik kapanımlar da yer yer eşlik eder. Feldispat, kuvars ile değişen oranlarda biyotit ve hornblend bu kayaların





Şekil 10- Büyük Menderes Sıyrılma Fayı'nın tavan ve taban bloktaki gevrek deformasyonun arazi görünümü (sağda). Sıyrılma fayının kayma düzleminin ince kesit görünümü. Fotoğrafın üst kesimi ince kesit kayma düzlemindeki kataklisit gelişimini göstermektedir (solda).



Şekil 11- Alaşehir Sıyrılma Fayı'nın genel görünümü (Kavaklıdere-Horzumkeserler yolu). Sıyrılma fayının özellikleri için Işık vd. (2003b)'ye, graben gelişimi içindeki rolü için Seyitoğlu vd. (2002)'ye, "Horzum Turtleback" oluşum mekanizması için Seyitoğlu vd. (2014)'e bakınız.

ana mineral bileşimini oluşturur; tali mineral olarak apatit, sfen, almanit ve opak mineral yer alır. Hem metamorfitletler hem de genç intrüzyonlarda genişlemeye bağlı yüzeylemeyi temsil eden sünümlü ve gevrek deformasyon etkileri görülür (Şekil 12 ve 13).

Bu kayalarda sünümlü deformasyon yaygın milonitik oluşumlar ile karakterize olur. Metamorfitletler blastomilonit oluşumlarının dışında granitoyid kayaları ile birlikte protomilonit, milonit ve ultramilonit oluşumlarını içerir. Bu kayaların tipik yapısal elemanları





Şekil 12- Alaşehir Sıyrılma Fayı taban bloğunda gevrek deformasyon özelliklerinin arazi görünümü.

milonitik foliyasyon ve lineasyon olup, masifin diğer zonlarında görülen milonitik foliyasyon ve lineasyonlar ile benzer dokusal özellikler gösterir.

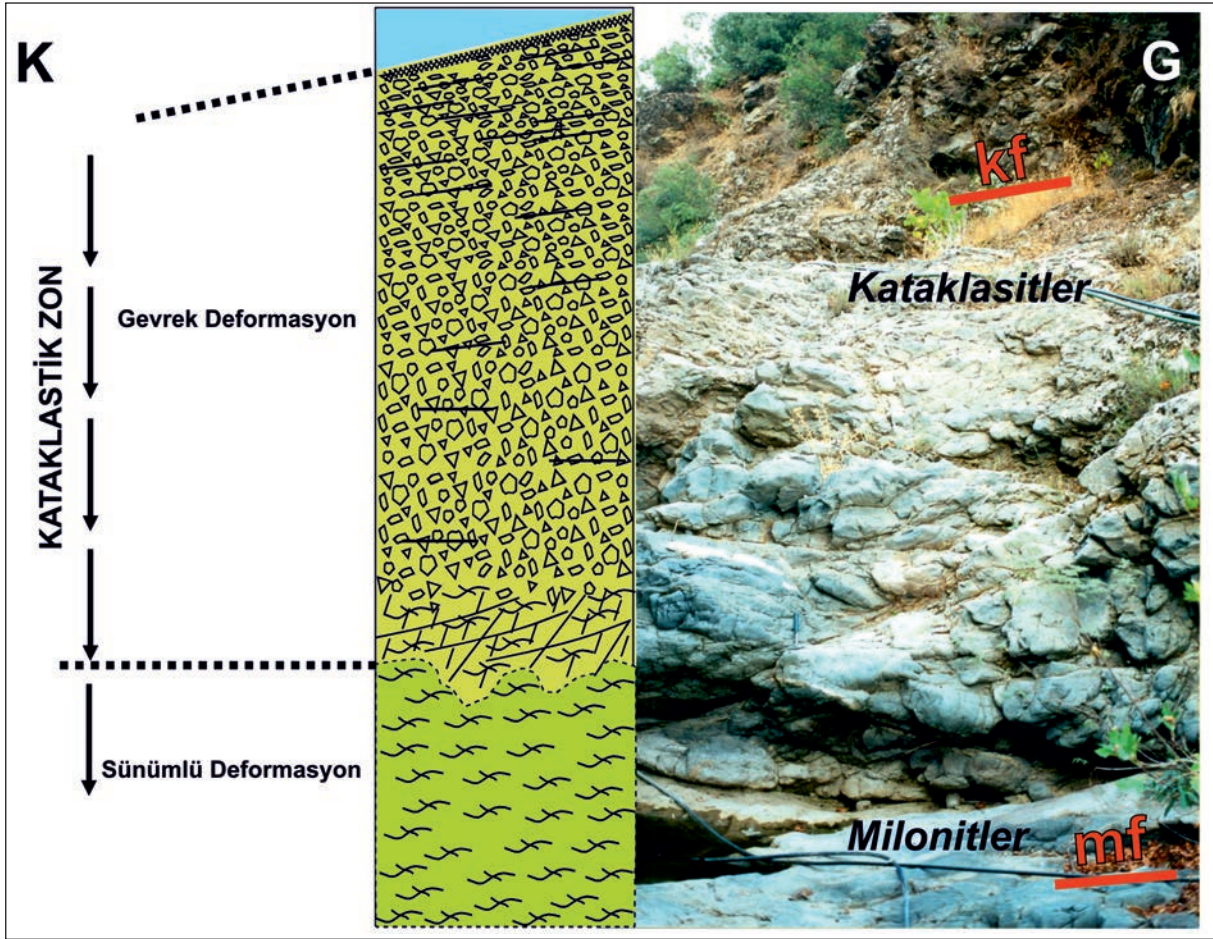
Sıyrılma fayı boyunca foliyasyon doğrultuları KD-GB yönelimde, egemen eğim yönleri ise KB'yadır. Daha az oranda GD eğim yönleri de ölçülmüştür. Uzama lineasyonu, bu kayaların tipik lineasyon özelliğidir. KD-GB gidişli ve KD dalıma sahiptir. Zon boyunca elde edilen kinematik veriler (asimetrik porfiroklastlar, S-C, -C' yapısı, oblik foliyasyon, mika bağlı), sünümlü deformasyonun üst-KD yönelimli genişleme rejimi sonucu geliştiğine işaret eder.

Arazide Alaşehir Sıyrılma Fayı boyunca sünümlü-gevrek geçişi belirgin olarak görülür (Şekil 13). Işık vd. (2003b) sıyrılma fayının da içinde bulunduğu gevrek deformasyon oluşuklarını kataklastik zon olarak tanımlamıştır. Kataklastik zon 1-20 metre kalınlıkta olup, farklı gevrek deformasyon oluşukları ile temsil olur (Şekil 12). Zon en altta sistematik ve sistematik olmayan kırılanmalar ile başlamakta üste

doğru breşlere geçiş göstermektedir. Breş seviyelerinin üste doğru dokusal özellikleri değişmekte ve kataklastit türü fay kayalarına geçiş göstermektedir (Şekil 12). Özellikle kataklastit türü kayalarda yanallı davamlılıkları sınırlı ve kaba kataklastik foliyasyon yersel olarak izlenir. Genel anlamda bu foliyasyon milonitik foliyasyon ile paralellik gösterir. Zonun üstü, sıyrılma fay yüzeyi ile sınırlanır. Kaymanın geliştiği yüzey yersel olarak korunmuştur ve fay çizikleri belirgindir. Kayma çizikleri KD-GB yönelimde ve KD'ya dalımlı olup, sünümlü deformasyona bağlı gelişen uzama lineasyonları ile uyum gösterir. Bu durum Alaşehir Sıyrılma Fayı'nın sünümlü ve gevrek safhalarının aynı rejim içerisinde oluştuğunu ortaya koymaktadır (Işık vd., 2003b).

Alaşehir Sıyrılma Fayı'nın tavan bloğunu büyük ölçüde Alaşehir grabeninin sedimanter kayaları oluşturur. Farklı formasyonlardan oluşan bu çökel istif, Erken Miyosen - Kuvaterner yaş aralığındadır (Seyitoğlu vd., 1996a; Seyitoğlu vd., 2002; Şen ve Seyitoğlu, 2009).





Şekil 13- Alaşehir Sıyrılma Fayında sünümlü - gevrek deformasyon geçişinin arazi görünümü ve bu ilişkinin şematik kesiti.

### 2.2.6. Simav Sıyrılma Fayı

Simav Sıyrılma Fayı Menderes çekirdek kompleksinin en kuzeyinde yer alır. Fay ilk kez Işık vd. (1997), Işık ve Tekeli (2001) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 14). Simav Sıyrılma Fayı masifin orta-yüksek dereceli metamorfite ile genç granitoid kayalarını bölgedeki düşük dereceli metamorfik kayalar, ofiyolitli melanj kayaları ile Neojen-Kuvaterner yaşlı sedimanter ve volkanik havza çökellerinden ayırır.

Fayın taban bloğunda yer alan orta-yüksek dereceli metamorfik kayaların geniş bir bölümünü gnays (bantlı gnays, orto gnays, biyotit gnays) ve şistler oluşturur. Migmatitik bantlı gnayslar bölgenin yapısal olarak en alt kesimlerinde yüzeyler. Açık-koyu renkli bantların ardalanması belirgin olup, bantlaşma kalınlıkları bir kaç mm ile bir kaç cm arasındadır. Bu metamorfite yapısal olarak üst kesimlerine doğru biyotit gnayslara geçer. Gnayslarda yer yer şist ara katmanları ile değişik düzeylerde mermer, amfibolit bant

ve mercikleri olağandır. Ortognayslar ise masifin diğer kesimlerinde bahsedildiği özelliklerdedir. Simav Sıyrılma Fayı'nın taban bloğunun diğer litoloji türünü granitoid sokulumları (Eğrigöz ve Koyunoba plütonları) oluşturur. Granitoidler orta taneli ve el örneklerinde holokristalin taneler dokulu olup, granodiyorit, granit ve monzonit kaya türünü oluşturur. Yer yer felsik daha az oranda mafik bileşimli dayklar ve pegmatitler, fayın taban bloğunun diğer kaya türleri arasındadır.

Simav Sıyrılma Fayı boyunca bu kayalar değişen oranlarda sünümlü deformasyondan etkilenmiş olup, özellikle Alaşehir Sıyrılma Fayı oluşumları ile karşılaştırılabilir. Milonitleşme değişen oranlarda metamorfite ve granitoidleri etkilemiştir. Mezoskopik ve mikroskopik incelemeler Simav Sıyrılma Fayı boyunca milonitleşme ile ilgili önemli bilgiler ortaya koymuştur (Işık ve Tekeli, 1998; 1999; 2001; Işık, 2004; Işık vd., 2004). Milonitik foliyasyon ve lineasyon karakteristikdir. Gnays ve şist türü kayalarda mi-



Şekil 14- Simav Sıyırılma Fayı'nın genel arazi görünümü.

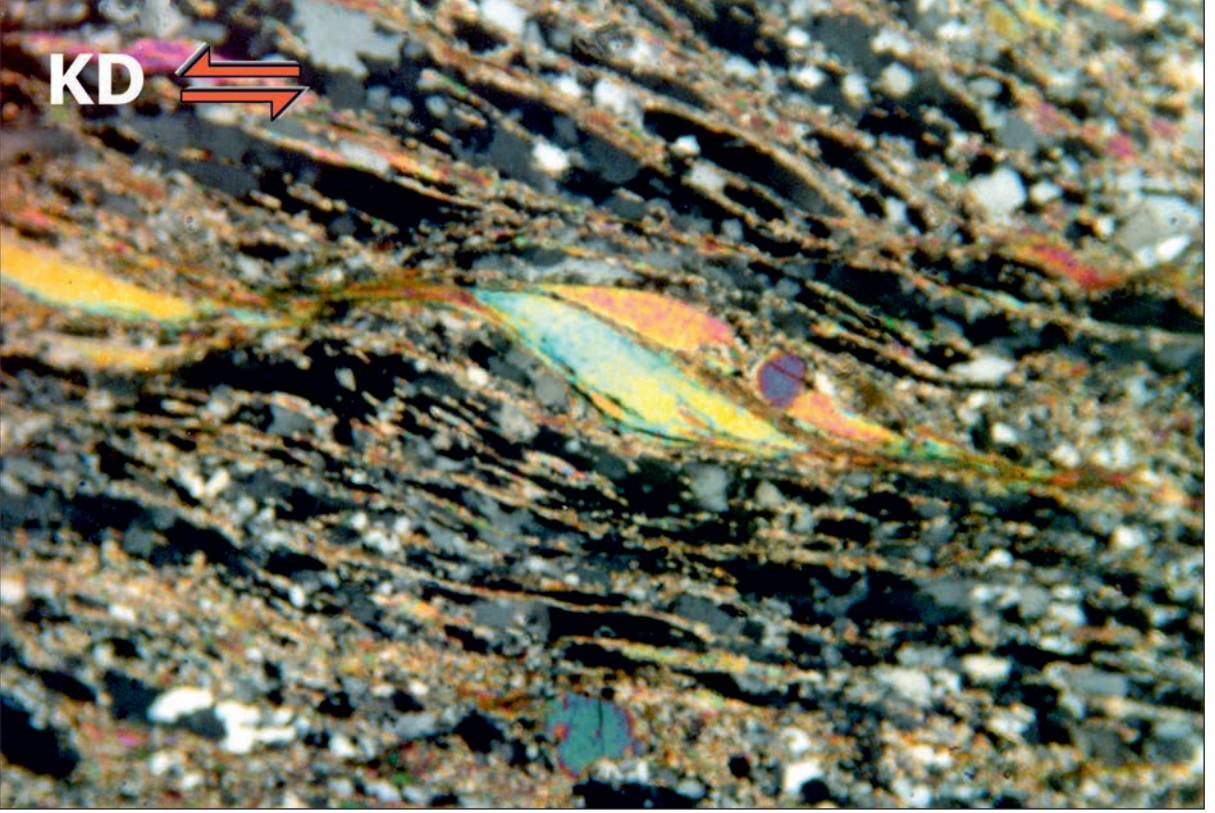
lonitik foliyasyon kuvars şeritleri, rekristalize kuvars ve mika mineralleri ile tercihli tane yönelimi gösteren biyotit, plajyoklaz bazen muskovit, sillimanit, disten ve turmalin porfiroklastları ile temsil olurken, mermerlerde rekristalize kalsit ve/veya tercihli uzanımına sahip kalsit porfiroklastlarının oluşturduğu foliyasyon görülür. Pegmatit türü kayalarda özellikle uzamış rekristalize kuvars ve muskovit tanelerinin oluşturduğu foliyasyon tipiktir. Granitoidlerde ise milonitik foliyasyon genelde rekristalize kuvars ve biyotit mineralleri ile temsil olur. Ölçülen foliyasyon düzlemleri egemen olarak KB-GD doğrultulu ve GB'ya eğimlidir. Foliyasyon ölçümlerinin daha az diğer kesimi KD-GB doğrultulu ve GD'ya eğimlidir. Ortalama eğim miktarı 27°'dir. Uzamış kuvars, feldispat, disten, turmalin, hornblend ile mika yaygın mineral mineralleri ile mineral grupları milonitik lineasyonunu oluşturur (Şekil 15). Lineasyon yönelimleri KD-GB gidişlidir. Bu lineasyonların egemen dalım yönleri GB'dır. Daha az oranda KD dalım da ölçülmüştür. Masifin bu kesiminde KB-KD gidişli uzama lineasyonları da bulunmaktadır. Bu lineasyonların dalım yönleri GB'dır. Milonitik foliyasyona dik ve lineasyona paralel yüzeyler yaygın kinematik belirteçlerin

(asimetrik porfiroklast, oblik rekristalizasyon, mika balıkları, S-C ve S-Câ fabrikleri, ötelenmiş taneler ve V-çek-ayır mikro dokuları) varlığını ortaya koymaktadır. Bu belirteçler Simav Sıyırılma Fayı'nı oluşturan genişleme tektoniğinin üst-K-KD yönünde bir hareketi temsil ettiğini gösterir (Şekil 15 ve 16).

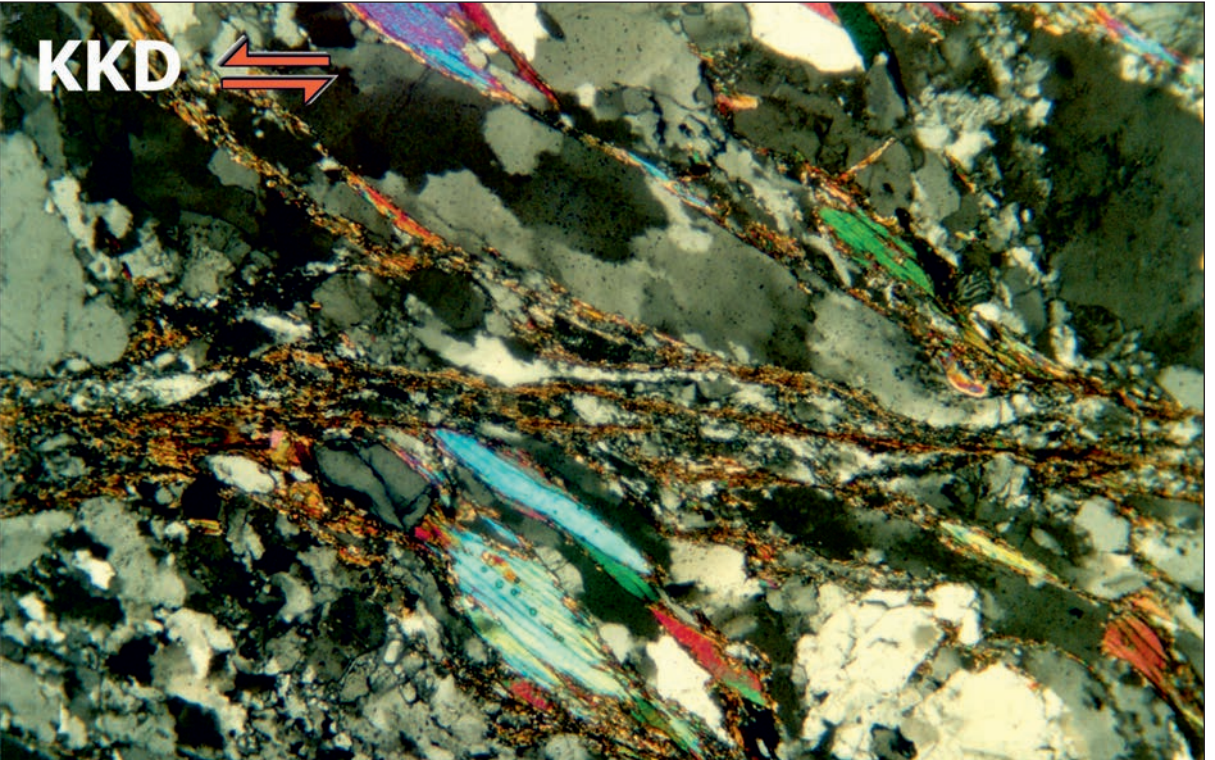
Simav Sıyırılma Fayı'nın gevrek deformasyon oluşukları kataklastik zon olarak tanımlanmıştır. Zonun görünür kalınlığı 100 metreye ulaşmakla birlikte, tipik özellikleri 30 metre içinde görülür. Kataklastik zon içine girmiş milonitik kayalar mostra ve el örneklerinde kırılma, küçük ölçekli faylanma, parçalanma, ezilme ve alterasyon oluşumları gösterir. Fay düzlemine yakın kesimlerde ezilme ve ufalanma yüksek oranda olup, kataklastit ve lokal breş türü fay kayaları gözlenirken düzlemden nisbeten daha uzak kesimler kırılanmalar mezoskopik faylanmalar ile breş oluşumları izlenir.

Kuzey Menderes çekirdek kompleksi içerisinde Simav Sıyırılma Fayı'nın tavan bloğunu, metamorfik ve metamorfik olmayan litolojilerin temsil ettiği, genelde allohton konumlu kaya birimleri ile Neojen-





Şekil 15- Yönlü ince kesitte tipik mika balığının görünümü. Hareket yönü üst-KD.



Şekil 16- Yönlü ince kesitte S-C fabrik. Yatay konumlu foliyasyon C-düzlemini, verev konumlu foliyasyon S-düzlemini temsil etmektedir. Hareket yönü üst-KKD.



Kuvaterner havza çökelleri oluşturur. Özellikle düşük dereceli metamorfite ile metamorfik olmayan kayalarda değişen oranlarda gevrek deformasyon etkileri yaygınca görülmektedir. Bu kayalarda haritalanabilir boyutlara da ulaşan yüksek açılı faylar karakteristik olup, BKB-DGD ve KB-GD doğrultuya sahiptir. Göreceli hareketin gözlemlendiği yüzeylerde normal atım bileşeni belirgindir. Hareket yönü çoğunlukla KD'ya doğrudur. Ancak çok az oranda GB'ya eğimli faylar bulunmaktadır. Bazı faylarda listrik geometri belirgindir.

### 3. Batı Anadolu Neojen Havzaları

#### 3.1. Doğu-Batı Doğrultulu Grabenler

Batı Anadolu'da baskın morfolojik özelliklerden biri D-B yönlü grabenlerdir (Şekil 7). Yayınılandığı dönemde Türkiye'nin neotektoniğinin temellerini en kapsamlı şekilde açıklayan Şengör vd. (1985) makalesinde D-B grabenlerin gelişimi Ege'deki K-G genişlemeli tektoniğin başlangıcını temsil etmekteydi (asi yapılar). D-B graben dolgusundan elde edilen Erken Miyosen yaşlarından sonra (Seyitoğlu ve Scott, 1992a; Seyitoğlu, 1992), Cohen vd. (1995)'in üzerinde önemle durduğu husus, graben dolgusunun D-B grabenlere ait olup olmadığını sedimantolojik inceleme ile ortaya koymak olmuştur. Çünkü bu dolgudan elde edilen veriler batı Anadolu'daki genişlemeli tektoniğin başlangıç zamanını belirlemek ve önerilen tektonik modellerin geçerliliğini test etmek için kullanılmıştır (Seyitoğlu, 1992). Eğer çapraz graben modelinde öngörüldüğü gibi graben içindeki sedimanter istifin bir bölümünün çapraz grabenlere ait olduğu ortaya konulabilirse, D-B grabenlerin oluşumu için dolgudan elde edilen yaş verilerinin geçerliliği sorgulanır olacaktır. Cohen vd. (1995) hem Alaşehir (Gediz) hemde Büyük Menderes çökellerinde yaptıkları sedimantolojik çalışma ile her iki graben dolgusunun D-B graben sistemi ile eş yaşlı olduğunu ve graben dolgularından elde edilen yaşların graben oluşumu için kullanılabileceğini belirtmişlerdir (Cohen vd., 1995). Buna karşın en altta bulunan graben dolgusu bazı çalışmalarda kuzey gidişli havzalara ait olarak yorumlanmaya devam etmiştir (Yazman, 1997; Yılmaz vd., 2000; Yılmaz ve Gelişli, 2003; Gürer vd., 2009).

##### 3.1.1. Alaşehir Grabeni

Grabenler genelde içlerinde yer alan ana nehirler ile adlandırılırlar. Gediz grabeni adı bu nedenle yaygın olarak kullanılmıştır. Ancak Gediz grabeni yerine

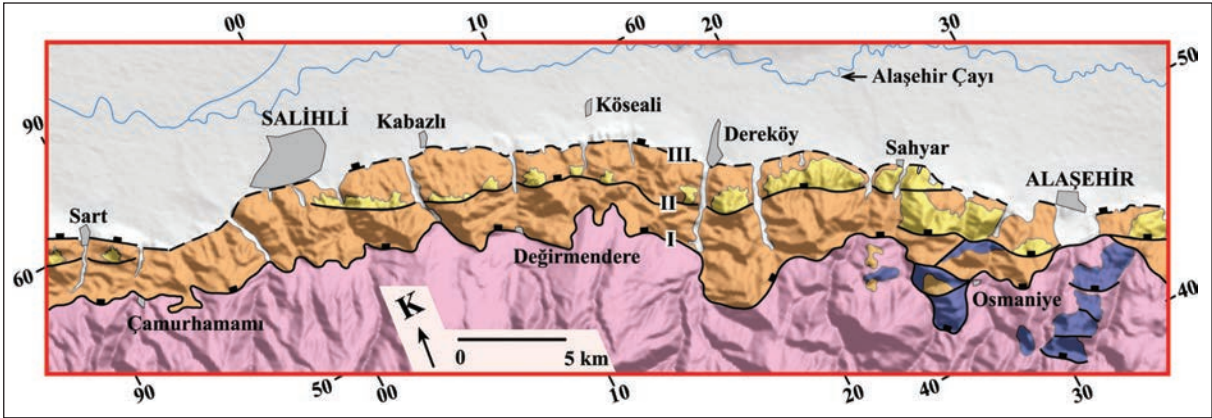
Alaşehir grabeni ismi kullanılmasının daha uygun olacağı düşünülmüştür (Seyitoğlu, 1992). Çünkü; (1) Alaşehir yerleşim yeri grabenin içerisinde olmasına karşın Gediz yerleşimi grabenin dışındadır, (2) Gediz nehri grabenin tümünü katetmeyip orta bölümünde yer alan Adala'dan graben içerisine girmektedir, (3) 28 Mart 1970 Gediz depremine (M=7.0) ait yüzey kırıkları grabenin dışında bulunan Gediz yerleşimi çevresinde gelişmiştir (4) Alaşehir Çayı, Alaşehir yerleşimi ve 28 Mart 1969 Alaşehir depremi (M=6.1) yüzey kırıkları ise graben içinde yer almaktadır (Arpat ve Bingöl, 1969; Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969; Eyidoğan ve Jackson, 1985).

Alaşehir grabeninin çökellerine yönelik çalışmalarda çok sayıda formasyon ismi önerilmesine karşın bazılarının grabenin tümü boyunca izlenmesi ve haritalanabilmesi olanaksızdır. Arazide özellikle üç farklı formasyon belirgin olarak ayrılabilen ve bunların faylarla olan ilişkileri izlenebilmektedir (Şekil 17). En altta Alaşehir formasyonu ve onun üstünde yer alan Kurşunlu formasyonunu uyumsuz olarak Sart formasyonu izlemekte ve istif güncel alüvyon çökelleri ile son bulmaktadır. (Şekil 18) (Seyitoğlu vd., 2002).

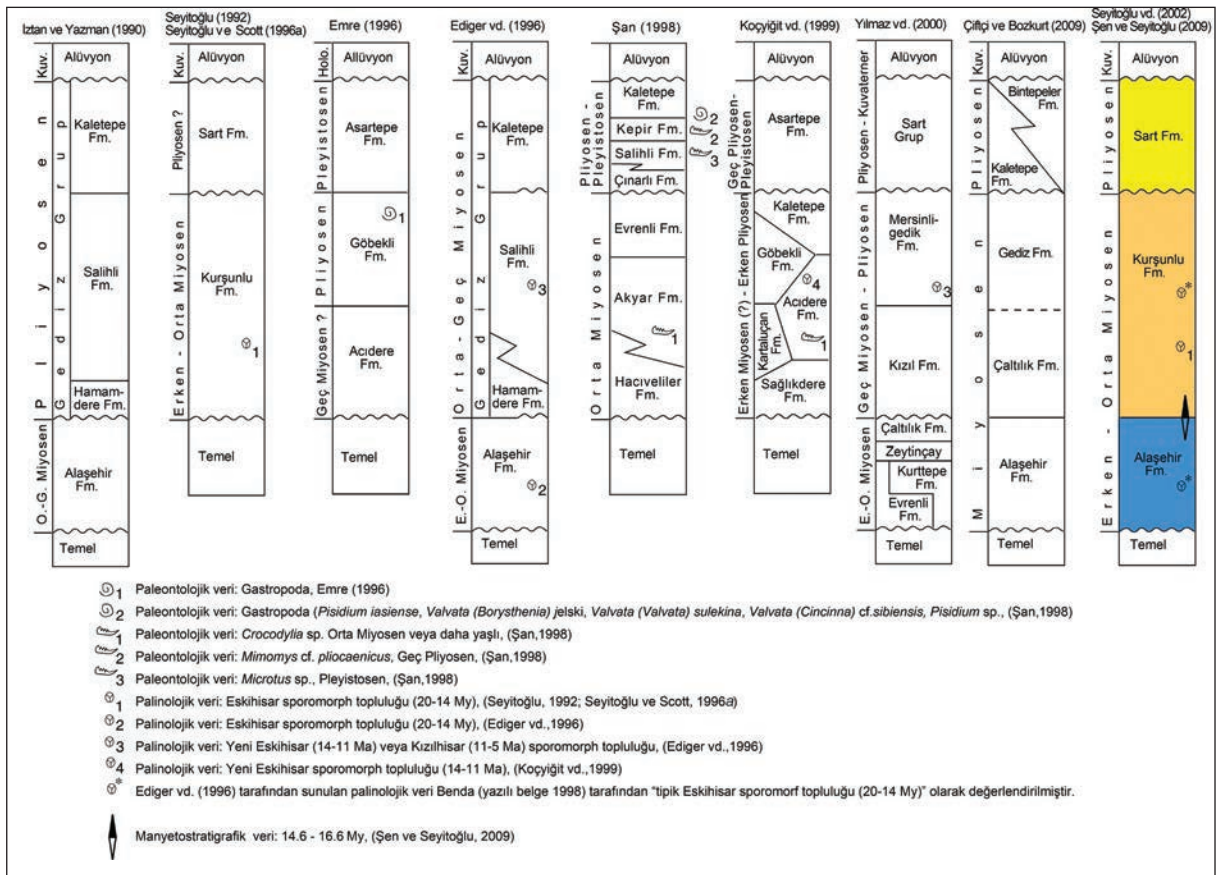
Alaşehir grabenin ilk iki çökel istifi olan Alaşehir ve Kurşunlu formasyonları Alaşehir Sıyrılmaya Fayı (Fay I) tarafından sınırlanır. Alaşehir formasyonunun (İzitan ve Yazman, 1990) alt kesiminde köşeli bloklu konglomeralar bulunur. Çakıllar milonitik kayalardan oluşur. Birim üste doğru sarı renkli kumtaşı-çamurtaşı ardışımına geçer. Genel olarak üste doğru 50 m içinde tane boyu hızla incelen istifte 1.5 m yi bulan köşeli bloklu konglomeralar çok ince taneli gösel istif içinde bulunmaktadır. Formasyonun üst bölümünü oluşturan organik maddece zengin, çok iyi sıkışmış laminalı çamurtaşları görel olarak kumtaşı ve kireçtaşlarına geçerken, aralarda konglomera seviyeleri de gözlenir. Gri renkli, su altı koşullarını gösteren sedimanlar ile kırmızı renkli sedimanlar önce ardışım yapar, daha sonra baskın olarak kırmızı rengin hakim olduğu birime geçilir. Bu birim Kurşunlu formasyonu olarak tanımlanmıştır (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996a; Seyitoğlu vd., 2002). Kurşunlu formasyonu köşeli konglomeralar ve onları izleyen kaba, ince kumtaşları ile devresel çökeller oluştururlar. Kurşunlu formasyonu için tipik olan kırmızı renk, alt seviyelere ait iken, üst seviyelerde rengin açılarak pembe ve gri ardışımına geçtiği gözlenir.

Eskehisar sporomorf topluluğu (20-14 My) hem Alaşehir formasyonu içinde (Ediger vd., 1996) hemde Kurşunlu formasyonu içinde (Seyitoğlu ve Scott,





Şekil 17- Alaşehir grabeninin jeoloji haritası (Seyitoğlu vd., 2000'den alınmıştır). Pembe metamorfik temeli, mavi Alaşehir formasyonunu, koyu sarı - turuncu Kurşunlu formasyonunu, açık sarı Sart formasyonunu, gri Kuvaterner alüvyonu temsil etmektedir.



Şekil 18- Alaşehir grabeni stratigrafisi (Demircioğlu vd., 2010'dan değiştirilerek alınmıştır).

1996a) tanımlanmıştır. Alaşehir ve Kurşunlu formasyonları geçişinden elde edilen manyetostratigrafik yaş verisi (14.6-16.6 My) ve alttaki Alaşehir formasyonu kalınlığı göz önüne alınarak grabenin başlangıç yaşı Erken Miyosen olarak belirlenmektedir (Şen ve Seyitoğlu, 2009).

Alaşehir ve Kurşunlu formasyonları üzerine uyumsuzluk ile gelen Sart formasyonu açık sarı yarı sıkılaştırılmış konglomera ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Sart formasyonu adını antik kent Sardis'ten almaktadır (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996a; Seyitoğlu vd., 2015a). Pliyosen yaşlı Sart formasyonu mikro-

fosiller içermektedir (Şan, 1998). Graben boyunca bu formasyon Fay II'in düşen bloğunda gelişmiştir (Seyitoğlu vd., 2002). Kuvaterner alüvyon ise Fay II-I'ün düşen bloğunda yer alarak graben düzlüğünü oluşturur ve 28 Mart 1969 Alaşehir depremi yüzey kırıkları bu fay boyunca gelişmiştir (Arpat ve Bingöl, 1969; Eyidoğan ve Jackson, 1985) (Şekil 17 ve 18).

Alaşehir grabeninin tektonik evrimi çalışmaları incelendiğinde, yapısal jeolojideki normal faylar hakkındaki "düşük açılı / yüksek açılı" tartışmasının izlerini grabenin oluşumunu denetleyen faylar üzerindeki değerlendirmelerde görmek mümkündür. Alaşehir grabeni oluşumunda iki farklı görüş olduğu söylenebilir. Bunlardan birinci grup araştırmacılar grabeni sınırlayan fayların havza oluşumundan itibaren düşük açılı olduğunu ve daha dik açılı fayların kuzeye doğru gençleşerek bunu kestiğini savunur (Hetzl vd., 1995; Emre ve Sözbilir, 1997; Sözbilir, 2001; Öner ve Dilek, 2011). İkinci grup araştırmacılar ise Alaşehir grabeninde başlangıçta yüksek açılı normal fayların zamanla düşük açılı kazandıklarını öne sürerler (Seyitoğlu ve Şen, 1998; Gessner vd., 2001; Bozkurt, 2001; Seyitoğlu vd., 2002; Purvis ve Robertson, 2005; Çiftçi ve Bozkurt, 2009; 2010; Demircioğlu vd., 2010; Seyitoğlu vd., 2014).

Alaşehir grabenini, Alaşehir Sıyırılma Fayı üstünde gelişen havza (supradetachment basin) olarak tanımlayan birinci grup araştırmalardan Öner ve Dilek (2011)'e göre havza gelişiminde başlangıçtan, Erken Miyosen'den itibaren düşük açılı sıyırılma fayı etkili olmuş, buna makas faylar (scissor faults) eşlik etmiş ve Geç Pliyosen'den itibaren (3.5 My) bölgede oluşan yüksek açılı faylar sıyırılma fayını keserek istifte geriye doğru eğimlenmelere (back-tilting) yol açmıştır (Öner ve Dilek, 2011; şekil 14). Bu modelin geçerli olamayacağı birkaç hususla gösterilebilir. (1) "Rift havzaları" (rift basin) ve "sıyırılma üstü havzalar" (supradetachment basin) arasında havza dolguları karşılaştırıldığında en belirgin farklılık, görsel çökme merkezi'nin (lacustrine depocenter) ana faya olan mesafesinde ortaya çıkmaktadır (Friedmann ve Burbank, 1995; şekil 4). Sıyırılma üstü havzalarda gelişen devasa alüvyal yelpaze çökelleri nedeniyle görsel havzalar havza kenar fayından oldukça uzakta gelişirler, oysa rift havzalarında yüksek açılı normal faylar nedeni ile en büyük çökme alanı havza kenar fayına çok yakındır ve alüvyal yelpaze çökelleri sınırlı büyüklüktedir (Friedmann ve Burbank, 1995). Öner ve Dilek (2011)'in jeolojik haritasına bakıldığında havza dolgusunun en yaşlı kayaçlarından olan organik madde zengin çamurtaşları ve görsel kireçtaşlarının

[Öner ve Dilek, (2011)'in Gerentaş ve Kaypaktepe formasyonu] havza kenar fayına çok yakın konumda olduklarını görmek mümkündür. Bu özellik Seyitoğlu vd. (2002)'de dile getirilmiş ve başlangıçta yüksek açılı fay ile havzanın/grabenin sınırlanması gerektiği belirtilmiştir. (2) Alaşehir Sıyırılma Fayı, yeryüvarı üzerinde en fazla yaş tayini yapılan faylardan biridir. Günümüze kadar yapılmış olan yaş verilerine Alaşehir Sıyırılma Fayı'na nazaran oluşturulmuş mekansal konumları ile Seyitoğlu vd. (2014)'den ulaşılabilir. Alaşehir Sıyırılma Fayı üzerindeki yaş tayinleri  $1.75 \pm 0.62$  My ile  $21.70 \pm 4.50$  My arasında değişmektedir (Lips vd., 2001; Gessner vd., 2001; Catlos ve Çemen, 2005; Glodny ve Hetzel, 2007; Catlos vd., 2010; Buscher vd., 2013; Hetzel vd., 2013). Öner ve Dilek (2011)'in sıyırılma üstü havza (supradetachment) modelinde Alaşehir Sıyırılma Fayı'nın 3.5 My dan itibaren yüksek açılı faylar ile kesilerek aktivitesini yitirmesi gerekir. Ancak yukarıda belirtilen yaş tayinlerinde fay üzerinde  $1.75 \pm 0.62$  My'a kadar hareket olduğu saptanmıştır. (3) Sıyırılma üstü havza modelinde Alaşehir grabeninde faylar birbirlerini kesme ilişkilerine göre görel olarak sıralamışlardır (Öner ve Dilek, 2011; şekil 12c). Buradaki faylar yaşlıdan genç, yüksek açılı, düşük açılı, yüksek açılı, düşük açılı olarak sıralanmıştır. Sunulan modelde öngörülenin, önce düşük açılı daha sonra yüksek açılı normal fayların gelişmesi olduğu düşünüldüğünde bu durumun doğada gözlenmediği görülmektedir.

Alaşehir grabenini yüksek açılı faylar ile başlatan ikinci grup araştırmacılar Seyitoğlu vd. (2002) fayların bükülerek dönme modelini (flexural rotation/rolling hinge model) Alaşehir grabenine uyarlamıştır. Orijinal "bükülerek dönme" modelinde (Buck, 1988; Wernicke ve Axen, 1988) başlangıçta yüksek açılı normal faylar izostatik gerisikme (rebound) nedeniyle açısını düşürür. Birinci fayın düşen bloğunda gelişen yeni normal fay genişlemeyi karşılayamayan ilk fayın yerine bu görevi üstlenir. Bu durum dönen birinci fayın üzerindeki hareketin bitmesi gerektiğini ima eder ve dönme gerçekleşmeden oluşan fayın üzerindeki ilksel atım dönmeden sonra değişmeden kalır. Süreç sonunda faylar ve ilişkili sedimanlar graben içine doğru gençleşir (Buck, 1988; Wernicke ve Axen, 1988; Manning ve Bartley, 1994; Axen ve Bartley, 1997).

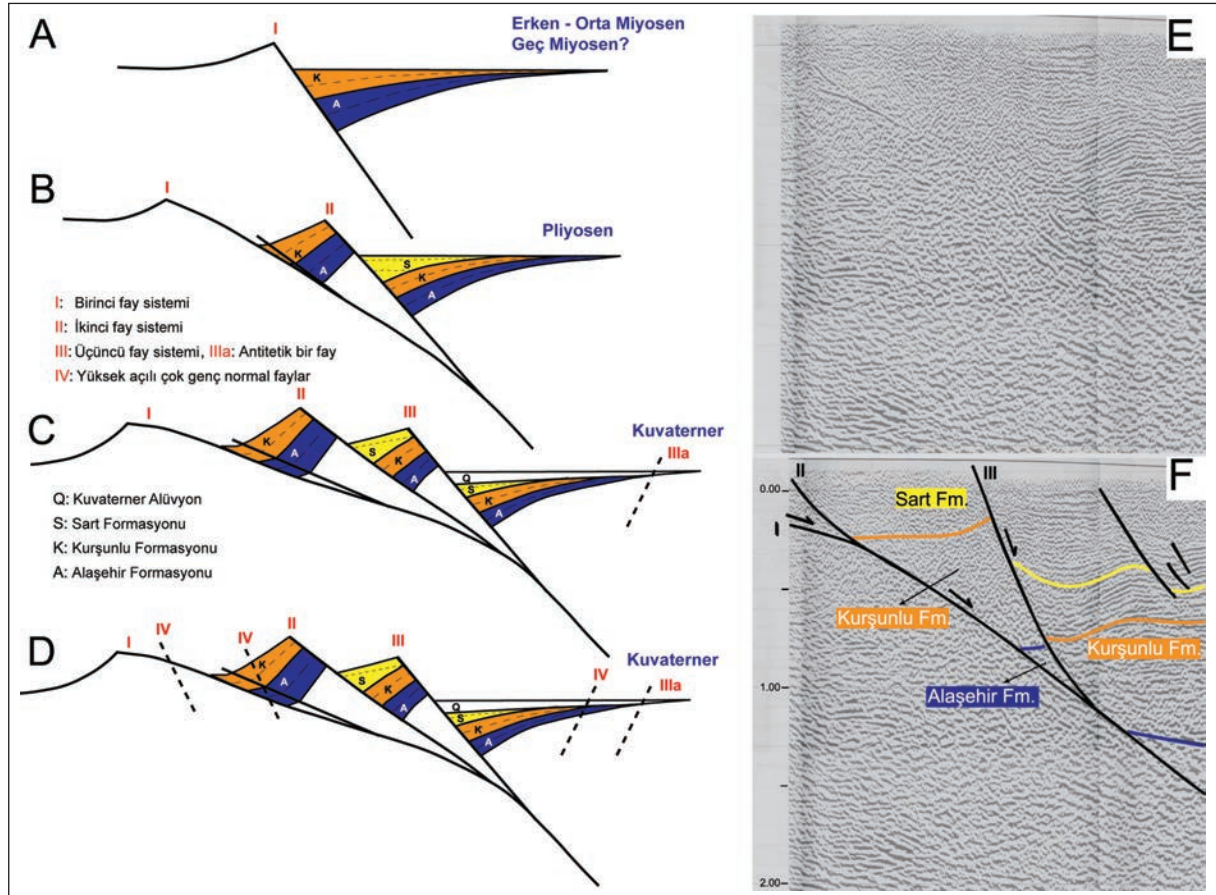
Benzer olarak Alaşehir grabeninin başlangıç aşamasında, Erken Miyosen'de yüksek açılı fayların önünde (Fay I) Alaşehir ve Kurşunlu formasyonları çökelmiştir. Bu sonuca haritalanan alanlarda Alaşehir formasyonu içindeki görsel fasiyelerin graben kenarına yakın olmalarından ulaşılmıştır (Seyitoğlu vd.,



2002) (Şekil 19). Ayrıca Cohen vd. (2005); Purvis ve Robertson (2005), Öner ve Dilek (2011) jeolojik haritaları da benzer sonuçlar içermektedir. Gravite verilerinden (Akçığ, 1988; Ateş vd., 1999) ve grabene paralel sismik hatlardan (Çiftçi ve Bozkurt, 2010; şekil 19) görüldüğü üzere Alaşehir ve Salihli yerleşimleri önünde birbirleri ile olasılıkla “aktarma yokuşu” (relay ramp) ile ayrılan iki ayrı alt havza bulunmaktadır (Seyitoğlu vd., 2002; şekil 9). Alaşehir grabeninden elde edilen termokronolojik veriler (Gessner vd., 2001; şekil 3f) Fay I’ in taban bloğundaki kayaların yaklaşık 5 My’ dan itibaren hızla yüzeylediğini göstermektedir. Bu veri Fay I’ in düşen bloğunda Fay II’ nin oluştuğunu ve bunun önünde Sart formasyonu çökelirken, Fay I’ in dönerek düşük açılı hale geldiğini göstermektedir (Şekil 19).

Fay I dönerek düşük açılı hale gelirken, orijinal “bükülerek dönme” modelinden farklı olarak üzerindeki aktivitenin devam ettiği ve bunun daha büyük

miktarda metamorfik temele ait kayaların yüzeylemesine neden olduğu arazi verisi ile ortaya konulmuştur (Seyitoğlu vd., 2002; şekil 11). Burada düşük açılı normal fayların Kurşunlu formasyonunu etkilediği dolayısı ile düşük açılı fay üzerindeki aktivitenin bu formasyonun çökeliminden sonra meydana geldiği ve dönerek düşük açılı hale gelen fay üzerinde aktivitenin olduğu anlaşılmaktadır. Aynı lokasyonda elde edilen yaş tayinleri ( $9.2 \pm 0.3 - 3.7 \pm 0.2$  My) bunu doğrular niteliktedir (Hetzl vd., 2013; Örnekler 10Me09 ve 10Me10, şekil 3b). Fay I’ in dönerek düşük açılı hale gelmesi sırasında aktivitesini koruması orijinal modelden farklıdır. Bu fark “Alaşehir tipi bükülerek dönme modeli” (Alaşehir type rolling hinge model) olarak tanımlanmıştır (Seyitoğlu et al., 2014). Bu model (1) Genişlemeli tektonik rejimin büyük bir kesintiye maruz kalmadan Erken Miyosen’ den Kuvaterner’ e devam ettiğini, (2) Alaşehir Sıyrılma Fayı üzerinden elde edilen yaşların ( $1.75 \pm 0.62$  My ile  $21.70 \pm 4.50$  My) neden geniş aralıkta olduğunu ve (3)



Şekil 19- Alaşehir grabeninde “Alaşehir tipi bükülerek dönme” modeli (A-D) ve grabene ait sismik yansıma kesitlerinde Fay II ve Fay III’ ün, Fay I’ e bağlanması (E-F) (Seyitoğlu vd., 2002; Demircioğlu vd., 2010; Seyitoğlu vd., 2014’ ten alınmıştır).

“Horzum Kaplumbağa Sırtı” (Horzum Turtleback) yüzeyinin oluşum mekanizmasını da açıklamaktadır (Seyitoğlu vd., 2014).

Fay II'nin düşen bloğunda Fay III meydana gelmiş, Fay I ve Fay II dönerek düşük açılı hale gelmeye devam etmişler ve Fay III'ün düşen bloğunda Kuvaterner alüvyon çökelmiştir. Aynı zamanda Alaşehir grabeninin kuzey kenarında gelişen faylarla graben simetrik hale gelmiştir. Kuvaterner - Günümüz aralığında gelişen yüksek açılı fayların (Fay IV) düşük açılı fayları kestiği de görülmektedir (Seyitoğlu vd., 2002) (Şekil 19).

TPAO tarafından gerçekleştirilen sismik yansıma kesitlerinde saptanan faylar, yüzeyde haritalanan ve Fay I, II, III olarak rumuzlandırılan faylar ile eşleşmektedir (Demircioğlu vd., 2010). Buna göre Fay II ve III derinde Fay I'e bağlanmakta onu kesmemektedir (Şekil 19). Bu saptama Alaşehir grabeni evriminde “bükülerek dönme” modelini destekler niteliktedir. Sismik yansıma kesitleri ayrıca Alaşehir formasyonunun kama geometrisi sunduğunu ortaya koyar. Bu veri Alaşehir formasyonunun D-B gidişli faylarla eş yaşlı çökeldiğini, Yılmaz vd. (2000)'de savunulduğu gibi kuzey-gidişli havzaların ürünü olmadığını gösterir (Demircioğlu vd., 2010).

Alaşehir grabeninin evrimi içerisinde en dikkat çekiçi modellerden biri, iki evreli genişleme modelidir. Koçyiğit vd. (1999) Alaşehir grabenindeki istifi inceleyerek Salihli grubuna ait kayaçların kıvrımlı olduğu ve açılal uyumsuzlukla gelen Karataş grubunun ise yatay konumlu olduğundan hareketle Geç Miyosen - Erken Pliyosen aralığında K-G doğrultulu kısa bir bölgesel sıkışma evresi bulunduğunu belirtmişlerdir. Seyitoğlu (1999) Alaşehir grabeninin hemen kuzeyinde yer alan Selendi ve Uşak-Güre havzalarında radyometrik yaş tayinleri ve palinolojik analizler (Seyitoğlu, 1997b; Seyitoğlu vd., 1997; Seyitoğlu ve Benda, 1998) ile Alt-Orta Miyosen yaş aralığında olduğu saptanan İnay Grubu'nun yatay konumda bulunması ve bölgesel sıkışmadan etkilenmemiş olmasının çelişki olduğunu belirtir. Seyitoğlu vd. (2000) Alaşehir grabeni içinde yer alan kıvrımları incelemiş ve bunların normal faylarla ilişkili çekme kıvrımları (drag folds) veya ters çekme kıvrımları (rollover anticlines) olduklarını, Janecke vd. (1998)'de teorik alt yapısı verilen genişleme tektoniği ile ilişkili kıvrımlar olduğunu göstermiştir. Purvis ve Robertson (2005) bu gözlem ile aynı fikirdedir. Sözbilir (2002) ise graben dolgusundaki kıvrımların genişlemeli rejimde geliştiğini ve oluşumunun sıyrılmaya fayındaki rampa ve düzlük geo-

metrisi ile ilişkili olduğu yorumunu getirmiştir.

### 3.1.2. Büyük Menderes Grabeni

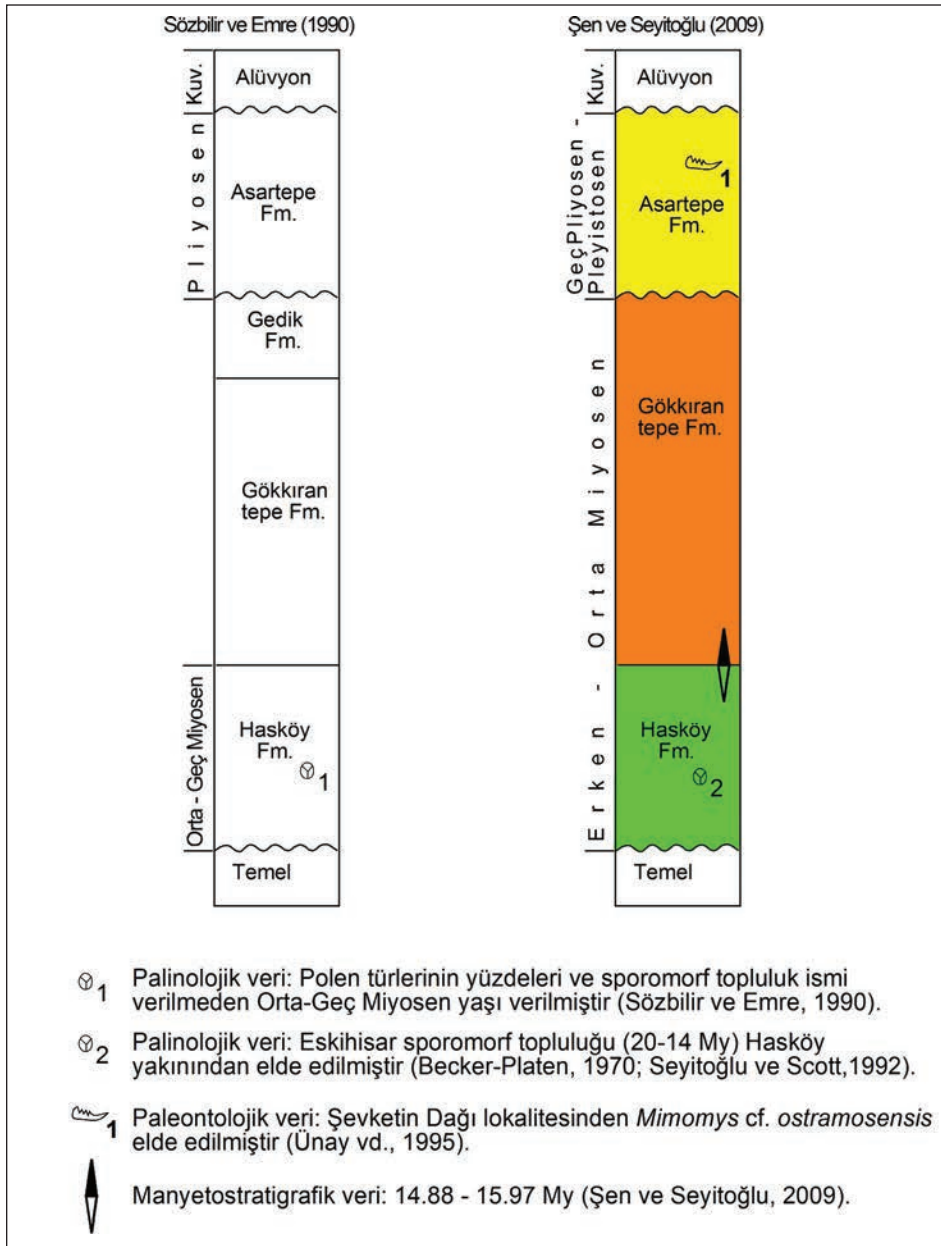
Büyük Menderes grabeni ana fayın kuzey kenarda olduğu doğu-batı yönlü bir grabendir. Graben dolgusunun tabanında Hasköy formasyonunun bloklu konglomera, kumtaşı ve linyit seviyeleri içeren çamurtaşından meydana geldiği belirtilmiş ve formasyonun D-B gidişli normal büyüme fayları içerdiği rapor edilmiştir (Sözbilir ve Emre, 1990). Hasköy formasyonunun Sözbilir ve Emre (1990) tarafından Orta-Geç Miyosen'de çökeldiği belirtilmiş ve bu yaş Akgün ve Akyol (1999) tarafından yapılan palinolojik çalışma ile desteklenmiştir. Bu yaş verisine karşı çekincelerimiz içerisinde önerilen yaşın, izotopik yaş verileri, memeli veya denizel biyokronolojik yaşlar ile ilk elden korelasyonunun eksikliği yer almaktadır (Seyitoğlu ve Şen, 1999). Bu tartışmaya verilen yanıtta izotopik yaş verilerine olan güvensizlik ifade edilmiştir (Akyol ve Akgün, 2001).

Leopold Benda'nın Hasköy lokalitesinde Eskihi-sar sporomorf topluluğu tayin ettiği bilinmektedir (Becker-Platen, 1970). Bu veri Eskihi-sar sporomorf topluluğunun yeni yaş aralığı (20-14My) ile birlikte ele alınarak, D-B doğrultulu Büyük Menderes grabeninin ve dolayısı ile Ege'deki K-G genişlemeli tektoniğin başlangıç yaşının Erken Miyosen olduğu belirtilmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1992a).

Hasköy formasyonu üzerine uyumlu gelen Gök-kırantepe formasyonu (Sözbilir ve Emre, 1990) kırmızı renkli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından meydana gelir ve grabenin ikinci sedimanter istifi olarak kabul edilmiştir (Şekil 20). Hasköy formasyonu ve Gök-kırantepe formasyonu geçişi manyetostratigrafi ile 14.88 - 15.97 My olarak yaşlandırılmıştır (Şen ve Seyitoğlu, 2009). Büyük Menderes grabeninde yapılan sedimantoloji ağırlıklı çalışmaya göre her iki formasyon da D-B yönlü grabenin ürünüdür (Cohen vd., 1995) ve grabenin başlangıç yaşı Erken Miyosen olarak tanımlanabilir (Seyitoğlu ve Scott, 1992a; Şen ve Seyitoğlu, 2009).

Büyük Menderes grabeninde Asartepe formasyonu kendinden önceki birimleri uyumsuz olarak üzerler (Sözbilir ve Emre, 1990; Şen ve Seyitoğlu, 2009). Bu formasyon içinden Şevketin Dağı lokasyonunda Geç Pliyosen-Pleyistosen yaşını veren mikromemeli fosilleri bulunmuştur (Ünay vd., 1995; Ünay ve De Bruijn, 1998) (Şekil 21).



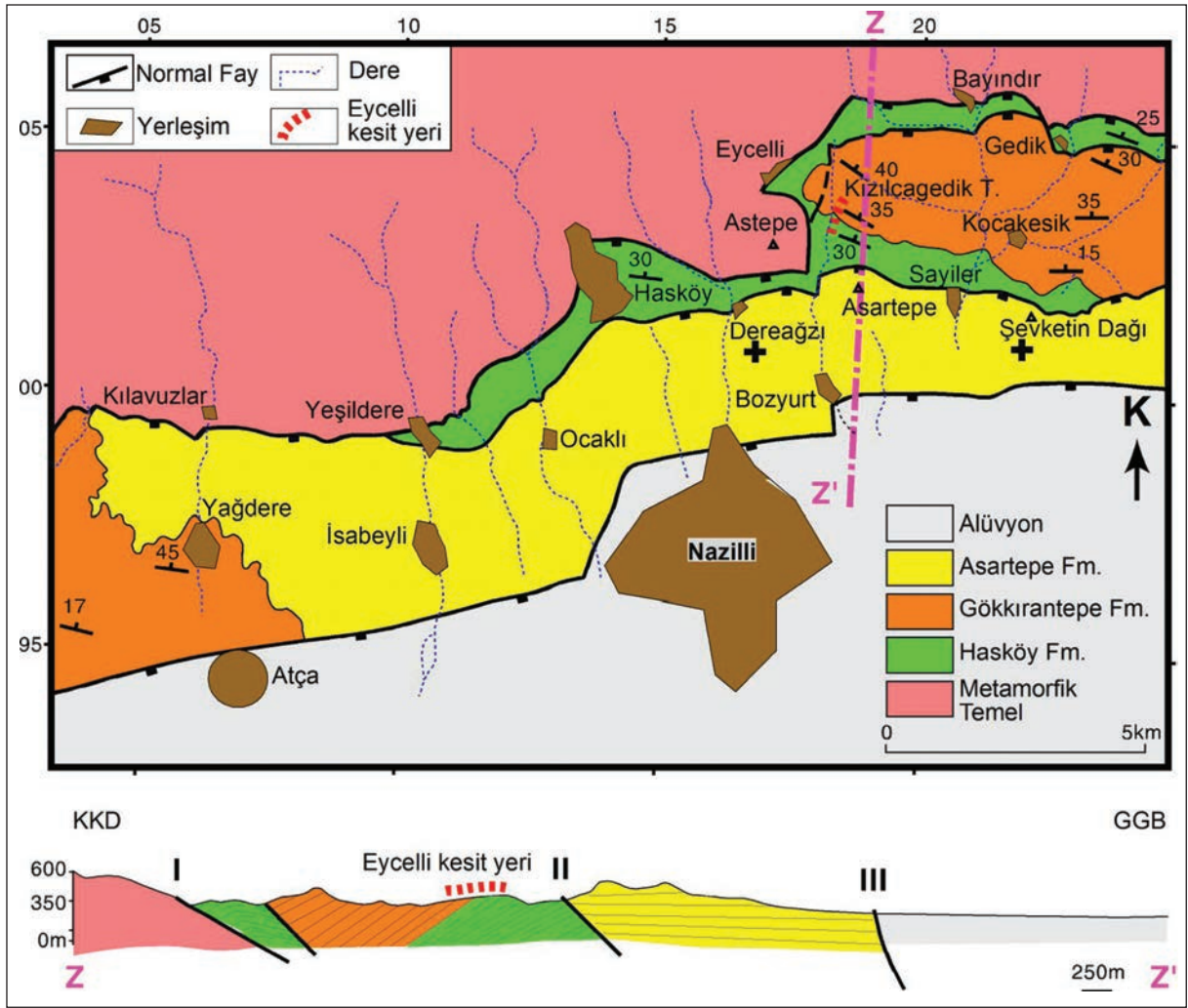


Şekil 20- Büyük Menderes grabeninin genelleştirilmiş stratigrafisi (Şen ve Seyitoğlu, 2009'dan sonra hazırlanmıştır).

Gürer vd. (2009) Büyük Menderes grabeninde Aydın - Ortaklar arasında mikromemeli verilerine göre Geç Pliyosen- Pleyistosen aralığında bir istifin varlığını ortaya koymuştur. Yaş verisine göre bu istifin Büyük Menderes stratigrafisindeki pozisyonu belli olan Asartepe formasyonu eş değeri olma ihtimali yüksektir. Bunun kesinleştirilmesi için Asartepe formasyonunun görüldüğü Şevketin Dağı lokasyonundan Aydın'a doğru yanal olarak dikkatli bir jeolojik haritalama yapılması gerekir. Bozkurt (2000)'ün önerdiği Nazilli civarında palinolojik yaşlar ile mikro-

memeli yaşları arasında çelişki olduğu iddiasının geçerli olmadığı benzer bir jeolojik haritalama ile gösterilmiştir (Şen ve Seyitoğlu, 2009). Burada Eskihsar sporomorf topluluğu (20-14 My) Hasköy formasyonu içinde tayin edilmiş iken, Geç Pliyosen-Pleyistosen mikromemeli yaş bulgusu Asartepe formasyonu içinde, farklı stratigrafik seviyelerde, bulunmaktadır (Şen ve Seyitoğlu, 2009) (Şekil 21).

Şengör (1987)'de önerilen çapraz graben modelini destekleyen çalışmalar arasında en yeni tarihli ça-



Şekil 21- Büyük Menderes grabeninde Nazilli kuzeyinin jeolojik haritası ve enine jeolojik kesiti. Kırmızı kesikli hat manyetostratigrafik kesit yerini göstermektedir (Şen ve Seyitoğlu, 2009'dan alınmıştır).

lışıma olan Gürer vd. (2009)'de Büyük Menderes grabeninde Alt-Orta Miyosen sedimanter istifin kuzey-güneyi havzalar içinde K-G sıkışmalı rejim altında çöktüğünü öne sürmektedir (Tibet tipi grabenler). Büyük Menderes grabeninde yukarıda sözü edilen Aydın-Ortaklar arasındaki istiftin elde edilen Geç Pliyosen - Pleyistosen mikromemeli yaşlarına dayanarak batı Anadolu'da genişlemeli rejimin bu dönemde başladığı savunulmakta ve Geç Pliyosen'e kadar sıkışmalı rejimin devam etmesine delil olarak GB Anadolu'da Likya naplarının son hareketi gösterilmektedir. Bu model batı Anadolu'daki birçok gözlem ve çalışma ile uyumsuzdur. (1) Hem Alaşehir hemde Büyük Menderes grabeninde yapılan sedimantoloji ağırlıklı çalışmada açık şekilde graben içindeki çökellerin tektonizma ile eş yaşlı olduğu ve bu çökellerdeki yaşların D-B grabenlerin oluşum yaşını saptamada kullanılabileceği ifade edilmiştir (Cohen vd., 1995). D-B

gabenlerden Alaşehir ve Büyük Menderes grabenlerinde en alttaki istifin Erken Miyosen yaşlı olduğu manyetostratigrafik çalışmalar ile kanıtlanmıştır (Şen ve Seyitoğlu, 2009). (2) Alaşehir grabeninde sismik yansıma verilerine dayalı çalışmalarda graben dolgusunun tabanını oluşturan istifin (Alaşehir formasyonu) doğu-batı normal fay sistemi ile eş yaşlı geliştiği yönündeki veriler önceki bölümde tartışılmıştır (Demircioğlu vd., 2010; Çiftçi ve Bozkurt, 2010). Büyük Menderes grabeni içindeki sismik yansıma verilerini değerlendiren Çiftçi vd. (2011)'nin çalışmasında D-B yönünde alınan sismik yansıma kesitlerinde graben dolgusunun en alt iki istifi (Hasköy ve Gökkıran-tepe formasyonlarının eşdeğerleri) lens şekilli geometriler sunarken, K-G yönünde alınan sismik yansıma kesitinde D-B yönlü normal fayların graben dolgusunun ilk iki istifi için büyüme fayı (growth fault) olarak davrandığı belirtilmiştir. Yüzeyle görülen ve özellik-



le Gürer vd. (2009) tarafından graben dolgusunun en alt birimini oluşturan Hasköy formasyonu eş değeri birimlerin çökelişini denetlediği öne sürülen kuzey-güneyli fayların ise çökelden sonra geliştiği ve normal faylı havzalarda geliştiği sıkça görülen transfer faylar olması gerektiği bildirilmiştir (Çiftçi vd., 2011). Bu bulgular Gürer vd. (2009)'de öne sürülen değerlendirmeyi geçersiz kılmaktadır. (3) Gürer vd. (2009)'de sıkışmalı tektonik rejimin Geç Pliyosen'e kadar devam ettiğine dair veri olarak Likya naplarının güneye olan hareketi gösterilmektedir. Ancak Menderes masifi üzerinde yer alan havzaların yaşları (örneğin Gördes ve Dalama-Kuloğulları; Seyitoğlu vd., 1992) ve Menderes masifinden elde edilen termokronolojik yaşlar (Gessner vd., 2001b) masifinin Likya nap örtüsünden Erken Miyosen'den önce kurtulduğunu göstermekte olup, İzmir-Ankara kenet zonundan kaynaklandığı düşünülen Likya naplarının güneye son hareketlerinin köksüz olması gerektiği ve bunun için kabuksal daralmaya ihtiyaç olmadığı Seyitoğlu vd. (1992)'de belirtilmiş ve bu görüş Collins ve Robertson (2003) tarafından da desteklenmiştir. (4) Gürer vd. (2009) Geç Pliyosen'e kadar sürdüğü belirtilen sıkışmalı tektonik rejim görüşünü desteklemek adına deforme olmuş üniteleri, ters fay görüntülerini kullanmıştır. Öncelikle bu deformasyonun kayma kıvrımlarına (slump folding) ait olup olmadığı saptanmalıdır. Ayrıca, sıyrılmaya fayları üzerindeki istif içinde kıvrım ve ters faylanmanın sıyrılmaya fayının rampa düzlük geometrisine bağlı olarak gelişebileceğinin deneylerle gösterildiği unutulmamalıdır (McClay, 1989; 1990). Yakın zamanda benzer yapıları ilerleyici deformasyon (progressive deformation) ürünleri olarak değerlendiren çalışma Alaşehir grabeni içindeki veriler hakkında yayınlanmıştır (Şengör ve Bozkurt, 2013). Konunun diğer boyutu ise öne sürülen Geç Pliyosen'e kadar süren sıkışmanın (Gürer vd., 2009) veya Geç Miyosen-Pliyosen arasındaki kısa süreli sıkışmanın (Koçyiğit vd., 1999) bölgesel etkileridir. Yukarıdaki bölümde tartışıldığı üzere D-B doğrultulu grabenlerin hemen kuzeyinde yer alan havzalarda yaşı palinoloji ve izotopik yaş verileri ile kesin olarak saptanan Alt-Orta Miyosen İnay Grubu, yatay konumu ile öne sürülen bölgesel sıkışmadan etkilenmemiştir (Seyitoğlu, 1999). Diğer taraftan Gürer vd. (2009)'nin bölgesel sıkışmayı desteklemek üzere gösterdiği makalelerdeki sıkışma verileri yanlışlanmıştır. Örneğin Koçyiğit vd. (1999)'de öne sürülen kıvrımların normal faylara bağlı çekme kıvrımları veya ters çekme kıvrımları olduğu gösterilmiştir (Seyitoğlu vd., 2000). Koçyiğit vd. (2000)'de öne sürülen Akşehir-Afyon grabenindeki ters fayın bulunmadığı sismik veriler ile gösterilmiştir (Kaya vd., 2014). Koçyi-

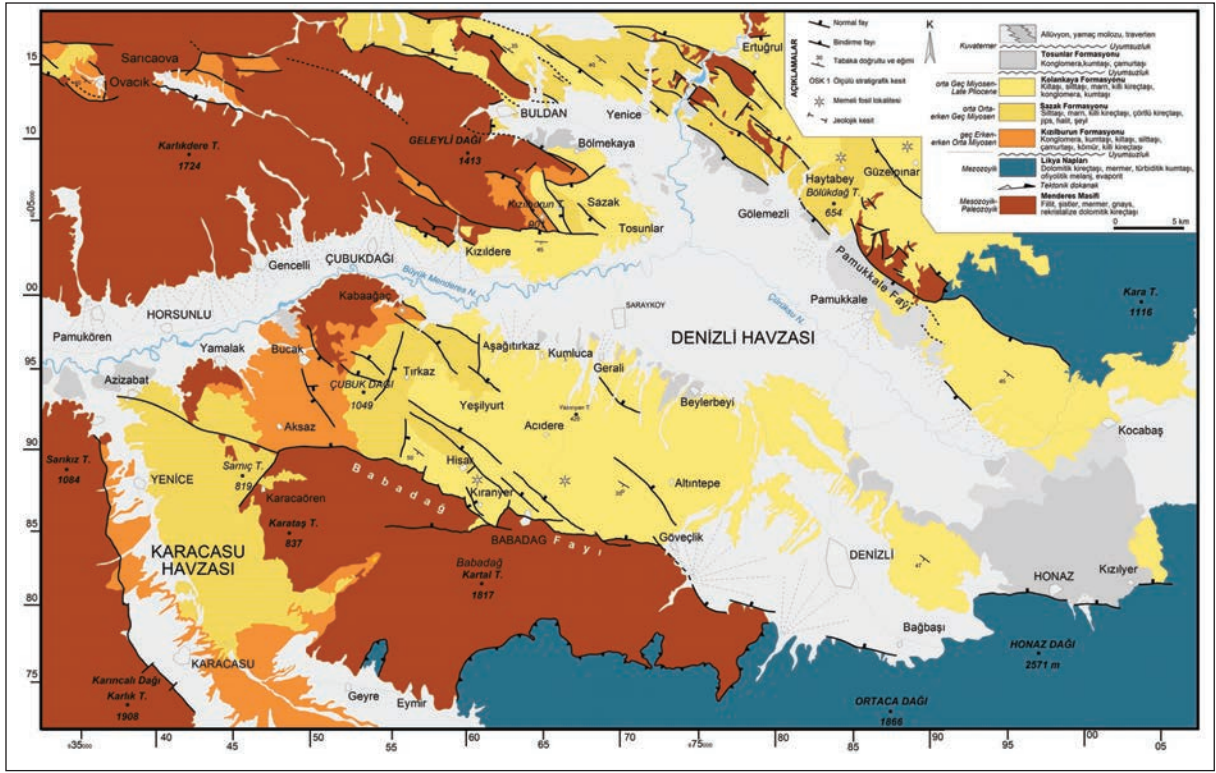
ğit (2005)'te Eskişehir ovasındaki Neojen birimlere ait kıvrımlanmanın aktif doğrultu atımlı faylanmaya ilişkili olduğu belirtilmiştir (Seyitoğlu vd., 2015b). Tüm bu çalışmalar, batı Anadolu'da Geç Pliyosen'e kadar devam eden veya Miyosen-Pliyosen arasında kısa süreli de olsa bir sıkışmalı rejimin bulunmadığını göstermektedir.

### 3.1.3. Denizli Grabeni

BKB - DGD doğrultulu Denizli grabeni Menderes masifinin GD'sunda yer alır. Graben 70 km uzunluğunda ve 50 km genişliğinde olup, grabenin güney kenarını 2000 m ye erişen Babadağ'ın kuzey yamaçları oluşturur. Bu yamaçlarda grabenin güney kenarını 45-50° ile kuzeye eğimli normal faylarla sınırlayan Babadağ Fay Zonu bulunur. Grabenin KB'sında yer alan Buldan yükselimi graben dolgusunu ikiye böler. Grabenin kuzey kesimi, Kuvaterner'de gelişmiş KB-GD normal faylar ile Denizli grabeni nerede ise Alaşehir grabeni ile birleşir. Güney kesim ise D-B Kuvaterner normal faylar ile Büyük Menderes grabenine bağlanır (Şekil 22). Bölgedeki sismik aktivite Babadağ ve Pamukkale fay zonları nedeniyle oldukça yüksektir (Kaypak ve Gökkaya, 2012).

Denizli graben dolgusu Pliyosen yaşlı olarak rapor edilmiş olması nedeniyle (Taner, 1974a, b; 1975), genişlemeli tektoniğin başlangıcı ile ilgili çalışmalarda daha az dikkat çekmiştir. Ancak Erken Miyosen'i gösteren mikromemeli fosillerinin saptanmasından sonra (Saraç, 2003), Denizli grabeni oldukça geniş bir zaman aralığında çökelmiş dolgu barındırdığı için çalışılması ilginç hale gelmiştir. Koçyiğit (2005), Westaway vd. (2005) ve Kaymakçı (2006) Alt-Orta Miyosen yaşlı sedimanter istifi Denizli grabeni ürünü olarak kabul etmeyip, bu çökellerin graben sistemi dışında geliştiği görüşünü savunurlar.

Koçyiğit (2005)'e göre Denizli grabeni birbirinden sıkışma fazı ile ayrılan iki evreli genişlemeli tektonik rejim altında gelişmiştir. İlk genişlemeli rejim Orta Miyosen-Orta Pliyosen arasında hüküm sürmüş ve En Geç Orta Pliyosen'de sıkışmalı rejim etkin olmuş ve En Geç Pliyosen-Günümüz aralığında ise ikinci evre genişlemeli tektonik rejim gelişmiştir. Westaway vd. (2005) Denizli bölgesinde günümüzde geçerli olan kıtasal kabuk genişlemesinin yaklaşık 7 My önce Geç Miyosen başında geliştiğini öne sürerek, Westaway (1993)'teki önerisini revize etmiştir. Kaymakçı (2006) sadece Üst Miyosen-Günümüz çökellerinin Denizli graben dolgusu olduğu yorumunu getirerek, genişlemenin Geç Miyosen'den itibaren etkin olduğunu savunmuştur.



Şekil 22- Denizli grabeninin jeolojik haritası (Sun, 1990 ve Alçiçek, 2007'den alınmıştır).

Alçiçek vd. (2007) daha önce oluşturulan stratigrafi (Şimşek, 1984) ve jeolojik haritaları (Sun, 1990) revize ederek ve mikromemeli bulgularını kullanarak Denizli graben dolgusunun sedimanter özelliklerini ortaya koymuştur. Denizli graben dolgusu en altta Kızıllburun formasyonu ile başlar (Şekil 23). Matriks destekli iri konglomeralar ve kırmızı çamurtaşı ardalanması giderek üste doğru tane destekli kanal dolgululu konglomeralar ve ince taneli kömür içeren çökelle-re geçer. Bostanyeri ve Kabağaç lokalitelerinde MN5-MN6 (Geç Burdigaliyen- Erken Serravaliyen) fosilleri bulunur (Saraç, 2003). formasyonun alt kesimi yakınsak/ortaç alüvyal yelpaze, üst bölümü ise iraksak alüvyal yelpaze olarak yorumlanmıştır (Alçiçek vd., 2007).

Sazak formasyonu altta jips içeren kireçtaşı, yeşil marn laminalı silttaşı-çamurtaşı, killi kireçtaşı, ince jipsli çamurtaşı ardalanmasından meydana gelir. Formasyonun üstüne doğru çörtlü kireçtaşları, jipsarenitler, jips seviyeleri ve şeyllere geçilmektedir. Sazak formasyonu MN6-MN8 (Langhiyen-Serravaliyen) düzeylerini temsil eden fosiller içerir (Saraç, 2003). Bu formasyonu oluşturan istif, göl kenarı, sığ göl ve playa gölü olarak yorumlanmıştır (Alçiçek vd., 2007).

Sazak formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelen Kolankaya formasyonu grabenin kuzey kenarında metamorfik temeli üzerler (Şimşek, 1984; Sun, 1990; Alçiçek vd., 2007). Laminallı çamurtaşı-silttaşı, marn, killi kireçtaşı, çapraz tabakalı konglomera ve kumtaşlarına geçer ve göl, kıyı yüzü, kıyı ötesi ve alüvyal yelpaze çökelleri olarak değerlendirilmiştir (Alçiçek vd., 2007). Kolankaya formasyonu MN11 - MN12 düzeyini gösteren memeli fosiller içerir (Babadağ, Güzel-pınar ve Mahmutgazi lokasyonları: Sickenberg ve Tobien, 1971; Saraç, 2003). Tosunlar ve Kıranyer'deki memeli kalıntılara dayanarak Kolankaya formasyonu Kaymakçı (2006) tarafından Geç Pliyosen olarak değerlendirilir.

Tosunlar formasyonu gevşek tutturulmuş sarımsı kahverengi konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşıdan oluşur. Kiltası ve marn ara katkıları içerir. Bu formasyon kendinden önceki birimleri uyumsuzluk ile örter ve yaşı Pleyistosen olarak düşünülmektedir. İstif güncel alüvyonlar ile son bulmaktadır (Alçiçek vd., 2007) (Şekil 23).

Denizli grabenini sınırlayan BKB - DGD Babadağ Fay Zonu Erken Miyosen-Günümüz aralığında nerede ise eksiksiz gelişen graben dolgusunun çökeli-



Periyod	Seri	Grup	Formasyon	Kalınlık	Üye	Litoloji	Açıklamalar	
NEOJEN	Kuvaterner	D E N İ Z L İ G R U B U	Allüvyon yelpazesi, alüvyon, traverten				Konglomera, kumtaşı, siltaşı, çamurtaşı	
			Tosunlar formasyonu	50 m			Konglomera, kumtaşı, siltaşı, çamurtaşı	
	orta Geç Miyosen-Geç Pliyosen	D E N İ Z L İ G R U B U	Kolankaya formasyonu	Manastır	500 m	Babadağ		AÇISAL UYUMSUZLUK Memeli fosili; MN 17; Tosunlar ve Kıranyer lokaliteleri
				Babadağ				Konglomera, kumtaşı, siltaşı araldanması Memeli fosili; MN 11-12; Babadağ, Güzelpınar ve Mahmutgazi lokaliteleri
			Sazak formasyonu	Yeşilyurt	300 m	Hisar		Jips, jipsarenit, jipsli halit, şeyl Çörtlü kireçtaşı Memeli fosili; MN 6-8; Pamukkale-Haytabey lokalitesi
				Ballık				Kiltaşı, siltaşı, marn, jipsli çamurtaşı, killi kireçtaşı araldanması
	geç Erken-erken Orta Miyosen	D E N İ Z L İ G R U B U	Kızılburun formasyonu	Bostanyeri	450 m	Aksaz		Mammalian fossils; MN 5-6; Bostanyeri and Kabağağaç lokalitesi Kömür, killi kireçtaşı araldanması
				Aksaz				Konglomera, kumtaşı, siltaşı, çamurtaşı araldanması
	Mesozoyik			Likya napları			UYUMSUZLUK Dolomitik kireçtaşı, mermer, kumtaşı, ofiyolitik melanj, evaporit Tektonik dokanak	
	Paleozoyik			Menderes masifi			Mermer, şist, kuvarsit, gnays, fillit	

Şekil 23- Denizli grabeninin genelleştirilmiş stratigrafisi (Şimşek, 1984; Alçiçek, 2007'den alınmıştır).

mini kontrol etmiştir. Babadağ Fay Zonu ile Kızılburun formasyonu arasındaki ilişki Aksaz'ın 2 km güneyinde derin kazılmış vadi içinde gözlenmiştir (Şekil 22). Burada Kızılburun formasyonuna ait bloklu konglomeralar Babadağ Fayı'nın sentetik faylarını üzerler ve çok iyi gelişmiş kama geometrisi ile Kızıl-

burun formasyonunun Babadağ Fayı'na doğru kalınlığı gözlenir (Şekil 24).

Babadağ Fay Zonundan Kabağağaç fosil lokalitesine yapılan jeotraverse genç normal faylar tarafından orijinal pozisyonları bozulmuş olsa da Erken - erken

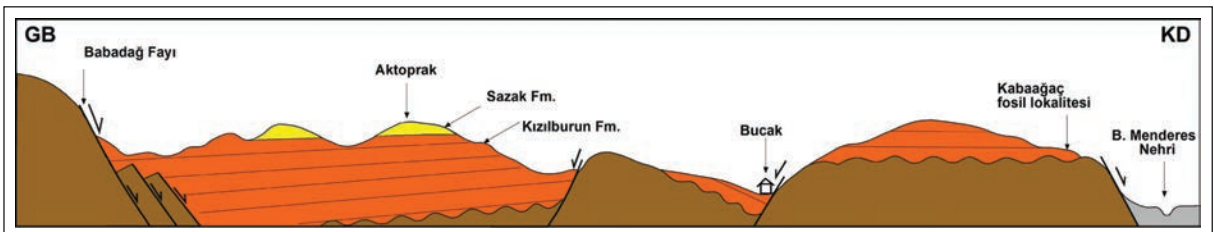


Şekil 24- Aksaz güneyinde Babadağ Fay Zonu ve Kızılburun formasyonu arasında faylanma ile eş yaşlı ilişki.

Orta Miyosen döneminde Kızılburun formasyonunun Babadağ Fay Zonu tarafından denetlendiği açıktır (Şekil 25).

Babadağ köyü yakınlarında (60588K-85191D), Babadağ Fay Zonu'nun düşen bloğunda Kolankaya formasyonuna ait bloklukonglomera tabakaları üst seviyelere doğru daha az eğimli hale gelirler. Bu gözlem Babadağ Fayı'nın Geç Miyosen - Geç Pliyosen'de Kolankaya formasyonunun çökelimi sırasında da büyüme fayı (growth fault) olarak davrandığını göstermektedir (Şekil 26).

Babadağ Fay Zonu'nun yakın zaman aktivitesi de Kuvaterner alüvyal yelpaze çökelleri gelişimi (Şekil 22) ve sismisite (Kaypak ve Gökçaya, 2012) ile açık şekilde izlenmektedir. Sarı ve Şalk (2006)'ın gravite verisi havza dolgusunun Babadağ Fay Zonu'na doğru kalınlaştığı ve bir kama geometrisi gösterdiğini ortaya koymaktadır. Tüm bu veriler, Babadağ Fay Zonu'nun Denizli grabeninin gelişiminde Erken Miyosen- Kuvaterner aralığında önemli rol oynadığını göstermektedir. Denizli grabeni içindeki Neojen istifte görülen ve Koçyiğit (2005) tarafından sıkışmalı bir faza atfedilen kıvrımlar ise Alaşehir grabenindeki gibi (Seyitoğlu vd., 2000) normal fayların düşen veya



Şekil 25- Babadağ Fay Zonu ile Kabağaç fosil lokalitesi arasında ölçeksiz enine kesit.





Şekil 26- Kolonkaya formasyonunda tabakaların üste doğru eğimlerinin azalarak, Babadağ Fayına doğru kalınlaşan kama geometrisi göstermesi Babadağ yerleşimi GB'sında izlenmektedir.

yükselen bloklarında gelişmiş çekme kıvrımı antiklinalleri ve senklinallerinden meydana gelmiş olup, genişlemeli kökene sahiptirler.

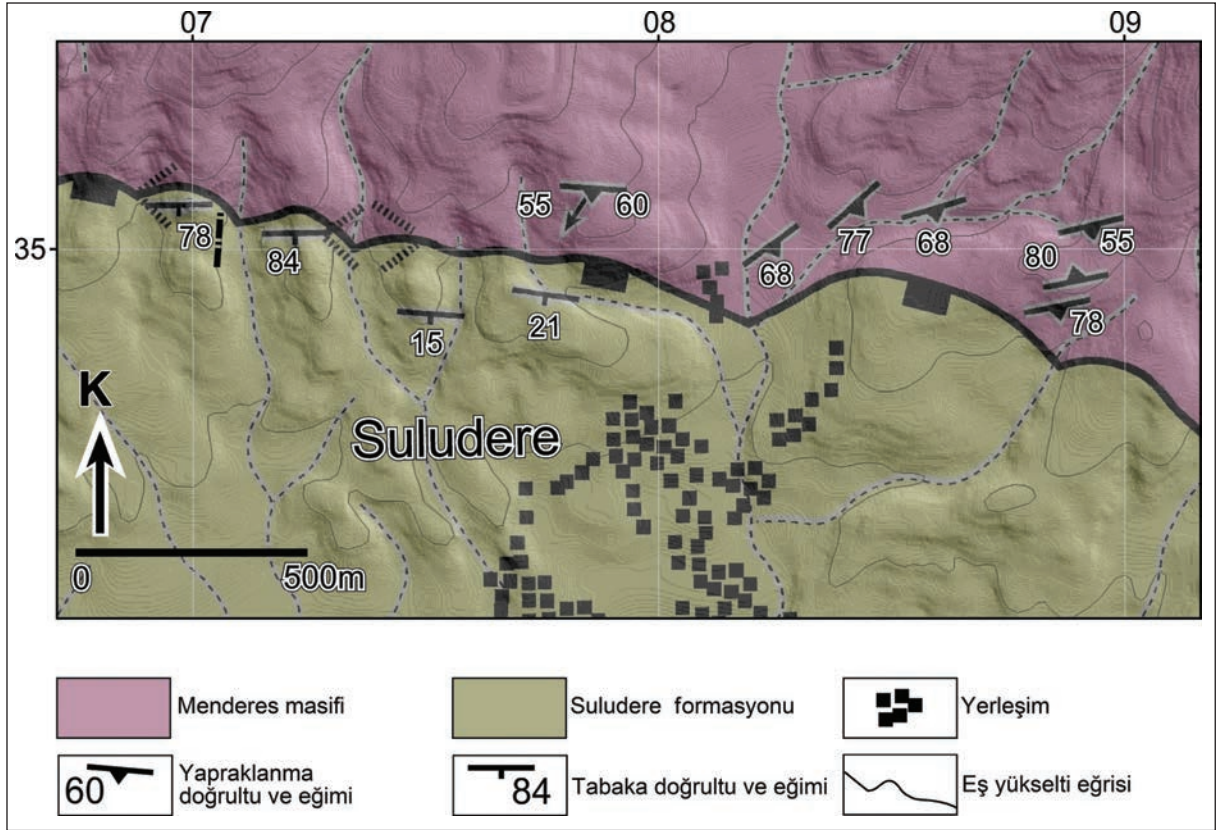
Kuvaterner faylar Buldan yükselimini ve grabenin kuzey kenarını sınırlar. Bir seri yüksek açılı normal fay Buldan yükseliminin güney yamacında basamaklı bir topoğrafya yaratmış ve metamorfik temel ile birlikte Miyo-Pliyosen istifini de yükseltmiştir. Pamukale Fay Zonu ise Denizli grabeni'ni kuzeyden sınırlar, traverten gelişimi ve Hieropolis'in arkeosismolojisi iyi bilinmektedir (Altunel, 1996; Uysal vd., 2009).

#### 3.1.4. Küçük Menderes Grabeni

Alaşehir ve Büyük Menderes grabenlerine nazaran daha az belirgin olan Küçük Menderes grabeninin temelini oluşturan metamorfik kayalar mika gnays, mika şist, granat mika şist, kalk-şist, kuvarsitik şist ve mermerlerden oluşmuştur (Seyitoğlu ve Işık, 2009). Metamorfikleri kesen Başova andezitlerinden 14.3-14.7 My yaşı alınmıştır (Emre vd., 2006). Grabenin dolgusu Suludere formasyonu ile başlar. Metamorfik temel ve Başova andezitlerini (14.3-14.7 My) uyumsuz olarak üzerleyen bu formasyon, konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve gölsel kireçtaşları içerir ve akış etkisinde alüvyal yelpaze ve göl çökelleri olarak yorumlanmıştır (Emre vd., 2006). Suludere formasyonu Aydoğdu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür ve açık kahverengi, kırmızımsı kahverengi zayıf pekleşmiş kumtaşı ve çamurtaşı arakatlıları içeren konglomeralardan meydana gelmiştir. Güncel alüvyon çökelleri önceki birimleri örtmektedir (Emre vd., 2006).

Küçük Menderes grabeninin kuzey kenarında metamorfik temel ve graben dolgusu arasındaki sınır Bozkurt ve Rojay (2005) tarafından ters fay olarak haritalanmış olup, bu ilişki iki evreli genişleme modeli içinde yorumlanarak K-G sıkışma fazının varlığına işaret edilmiştir. Buna karşın aynı sınır Emre vd. (2006, şekil 4) tarafından normal fay olarak haritalanmıştır. Ancak araştırmacıların sonraki çalışmalarında sedimanter istifinin geç Orta Miyosen - Erken - Orta Pliyosen'de sıkışmalı sistemde çökeldiği ve normal fayların Pliyo-Kuvaterner'de geliştiği yorumu yapılmıştır (Emre ve Sözbilir, 2007). Farklı araştırmacılar tarafından farklı özellikte tektonik sınırlarla gösterilen Küçük Menderes grabeninin kuzey kenarı Seyitoğlu ve Işık (2009) tarafından dikkatle haritalanmıştır. Bu haritalama sonucu metamorfik temel ile graben dolgusu arasındaki sınırın gevrek makaslama zonu karakterinde olduğu ve güneye  $>45^\circ$  eğimli doğu-batı doğrultulu normal fay ile sınırlandığı ortaya konmuştur. Sedimanter istifte devrik tabakalanmaya rastlanmamış, fayın düşen bloğunda gözlenen asimetrik senklinal, çekme kıvrımı senklinali (drag fold syncline) olarak yorumlanmıştır (Seyitoğlu ve Işık, 2009) (Şekil 27).

Küçük Menderes grabeninin özel bir tektonik konumu bulunmaktadır (Şekil 28). Kuzeyde Alaşehir grabenini güney kenardan sınırlayan normal faylar ile güneyde Büyük Menderes grabenini kuzey kenardan sınırlayan normal faylar, bükülerek dönme modeline uygun şekilde gelişmişler ve arada dalga boyu 45 km ve genliği 10 km olan devasa bir senklinal gelişmiştir. Bu senklinalin yaklaşık eksen bölgesinde de Küçük Menderes grabeni yer almaktadır. Kıvrımların kinematik analizine göre kıvrımın iç bölgesinde daral-



Şekil 27- Küçük Menderes grabeni kuzey kenarının Suludere civarındaki jeolojik haritası (Seyitoğlu ve Işık, 2009'dan alınmıştır).

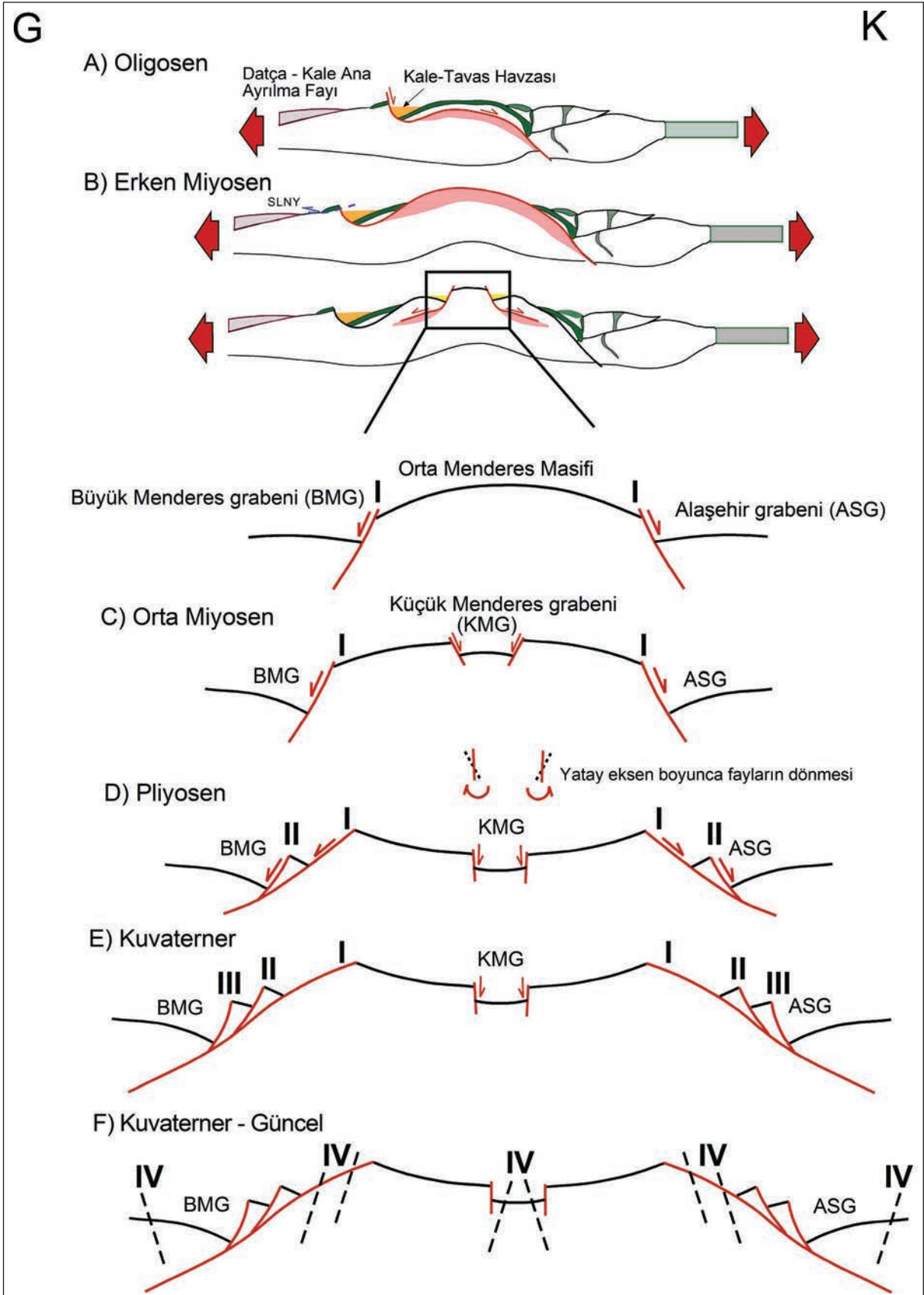
maya bağlı ters faylar kıvrım eksenine paralel olarak gelişebilmektedir (Ramsey ve Huber, 1987; Davis ve Reynolds, 1996). Eğer bu temel kinematik kural, birbirine zıt yönde bükülerek dönen Alaşehir ve Büyük Menderes sıyrılma fayları arasında kalan orta Menderes masifine uygulanacak olursa Küçük Menderes grabeni civarında ters fayların gözlenecek olması beklenebilirdi (örneğin Bozkurt ve Rojay, 2005; Emre ve Sözbilir, 2007 çalışmalarındaki gibi). Ancak arazi verileri sadece olağan dışı yüksek açılı normal fayların Küçük Menderes grabeni kuzeyinde yer aldığını göstermiştir (Seyitoğlu ve Işık, 2009). Olasılıkla Küçük Menderes grabenindeki yüksek açılı faylar, başlangıçta yaklaşık  $45^\circ$  civarında olmalıydılar. Bu fayların günümüzdeki  $45^\circ$  den büyük konumlarına yatay ekseninde dönme ile ulaşıldığı düşünülmektedir. Bu dönme Pliyosen'de orta Menderes masifinde görülen, Alaşehir ve Büyük Menderes sıyrılma faylarının bükülerek dönmeleri sonucu, genişlemeli tektonik rejim etkisinde gelişen devasa senklinalin kanatlarındaki dönme ile ilişkili olmalıdır (Seyitoğlu ve Işık, 2009) (Şekil 28). Eğer Küçük Menderes grabeni civarında sıkışmalı yapılar başarı ile sunulmuş olsay-

dı veya gelecekte sunulacak olsa bile, bu tür yapıların bölgesel sıkışmalı rejime atfedilmesi mümkün değildir, çünkü orta Menderes masifinin devasa senklinal yapısı, Alaşehir ve Büyük Menderes sıyrılma faylarının bükülerek dönmesi ile oluşmuştur, diğer bir deyişle genişlemeli tektonik işlevler sonucu oluşmuştur. Bu nedenle devasa senklinalin eksen bölgesinde yer alan Küçük Menderes grabeninde gözlenebilecek lokal daralmaların bölgesel sıkışmalı rejime atfedilmesi mümkün değildir (Seyitoğlu ve Işık, 2009) (Şekil 28).

### 3.1.5. Simav Grabeni

Simav grabeni batı Anadolu'da önemli D-B doğrultulu grabenlerden biri olup, grabenin güney kenarı ile tabanı arasında 1100 m'ye varan topoğrafik farklılık bulunmaktadır. Graben hakkındaki ilk çalışmalar arasında Zeschke (1954) sayılabilir. Konak (1979) Simav Fayı'nın Erken Miyosen'den beri aktif olan doğrultu atımlı bir fay olduğunu savunur ve geç Miyosen'den sonra metamorfik zonların atımına dayanarak 6 km lik yer değiştirmenin meydana geldiğini belirtir





Şekil 28- Küçük Menderes grabeninin özel tektonik konumu (Seyitoğlu ve Işık, 2009'dan alınmıştır).

(Konak, 1982). Bu görüşün etkisi günümüzde MTA aktif fay haritalarında izlenmektedir (Emre vd., 2011). Eyidoğan ve Jackson (1985) ise Simav grabeninin kuzey ve güney kenarlarının faylarla sınırlı olduğunu ve kuzey kenarın güncel olarak baskın olduğunu savunurken, Westaway (1990) güney kenarda ana normal fayın bulunduğundan bahseder.

Simav grabeninin güney kenarında yaklaşık D-B doğrultulu ve 65-70° kuzeye eğimli normal fay Simav Sıyrılma Fayı'ndan farklı olarak literatürde "Simav Fayı" olarak bilinir (Seyitoğlu, 1997a). Simav Fayı yüksek açılı bir fay olup Simav Sıyrılma Fayına göre post-tektoniktir (Işık, 2004). Simav Fayı'nın düşen bloğunda sıkılaşmamış bloklu konglomeralar ve iri kumtaşları bulunur ve metamorfik temel ile olan sınır rahat izlenir. Ancak Simav Fayı'nın yükselen bloğunda kuzey gidişli Demirci havzası çökelleri olduğunda Simav Fayı'nın izlenmesi güçleşir. Bu durumda Demirci havzasında metamorfik temelden türemiş bloklu konglomeralar ile Simav Fayı düşen bloğundaki bloklu konglomeraları ayıracak tek kriter sıkılaşma farkı olmaktadır. Simav Fayı'nın doğuya doğru uzanmasında en belirgin morfolojik etkilerinden biri Kibletepe'nin kuzey kesimini düşürmesidir. Daha doğuda Selendi havzasındaki Hacıbekir Grubu sedimanları içinde Simav Fayı'nın izlenmesi güçleşir (Seyitoğlu, 1997a). Simav Fayı aktif olup, yakın zamanda meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleri baskın olarak saf normal faylanma göstermektedir (Yolsal-Çevikbilen vd., 2014). Simav Fayı'nın kuzeyinde kuzey-gidişli Akdere havzası yarı sıkılaşmış bloklu konglomera, kaba kumtaşları ve beyaz tüf ünitesi içerir, üste doğru pembe konglomera, kumtaşı ve tüflerin ardışımını Naşa volkanikleri örter. Naşa volkaniklerinin yaşı (15.8±0.3 My ve 15.2±0.3 My) olarak belirlendiğine (Ercan vd. 1997) göre Akdere havzası'nın çökel dolgusu 15.8 My'dan daha yaşlı olmalıdır. Akdere havzası simetrik graben olarak gelişmeye başlamış, doğu kenar aktivitesini batı kenara göre daha uzun sürdürmüştür (Seyitoğlu, 1997a).

### 3.1.6. Orta Menderes Masifinde Doğu - Batı Grabenlerin Erken Miyosen - Kuvaterner Paleocoğrafik Gelişimi

Erken Miyosen - Kuvaterner aralığında Alaşehir, Büyük Menderes, Denizli ve Küçük Menderes grabenlerinin paleocoğrafik gelişim şekil 29'da özetlenmiştir. Menderes masifinin dom şekilli ilk yüzeylenmesinden sonra (Bölüm 4) devam eden kuzey - güney genişleme sonucu Erken Miyosen'de ilksel Alaşehir, Büyük Menderes Denizli ve Sarıcaova grabenleri

oluşmaya başlamıştır (Şekil 29a). Bu dönemdeki çökelmenin kanıtları Alaşehir, Büyük Menderes ve Sarıcaova grabenlerindeki Eskişehir sporomorf topluluğundan gelmektedir (Becker-Platen, 1970; Seyitoğlu ve Scott, 1992; 1996; Ediger vd., 1996). Denizli grabeninde ise Bostanyeri ve Kabağaç lokalitelerindeki memeli bulguları Erken Miyosen'deki sedimantasyonun verileridir (Saraç, 2003; Alçiçek vd., 2007). Gawthrope ve Hurst (1993)'deki tanımlamalara uygun olarak Büyük Menderes grabeni ile Denizli grabeni arasında kalan alan antitetik transfer zonu, Denizli grabeni ile Alaşehir grabeni arasındaki alan sinetik transfer zonu olarak değerlendirilebilir (Şekil 29a). Orta Miyosen'de Büyük Menderes grabeni ile Denizli grabeni arasındaki antitetik transfer zonunda Denizli grabenini kontrol eden Babadağ fayına yarı paralel konumda Bozdoğan ve Karacasu grabenleri oluşmuştur ve ilksel Küçük Menderes grabeni meydana gelmiştir (Şekil 29b). Geç Miyosen'de Karacasu grabeni ile Denizli grabeni bağlantılı hale gelmiştir (Şekil 29c). Pliyosen'de Alaşehir ve Büyük Menderes grabenlerinde ilk fayların düşen bloklarında ikinci faylar gelişmiş, ilk faylar bükülerek dönme modeline uygun olarak düşük açılı hale gelmişler ve sıyrılma fayları yüzeyde görülmeye başlamıştır. Denizli grabeninde ise Babadağ Fayı kontrolünde gelişim devam etmektedir (Şekil 29d). Kuvaterner'de Alaşehir ve Büyük Menderes grabenlerinde üçüncü faylar geliştikten sonra tüm yarı grabenler antitetik fayların devreye girmesi ile tam graben haline gelmiştir (Şekil 29e). Kuvaterner-Günümüz aralığında genç faylar ile Buldan yükselimi meydana gelmiş ve üzerinde Denizli grabenine ait çökeller askıda kalmıştır. Büyük Menderes grabeni ile Denizli grabeni birleşmiş ve Denizli grabeni kuzeyi ile Alaşehir grabeni doğusu birbirlerine morfolojik olarak çok yaklaşmışlardır (Şekil 29f).

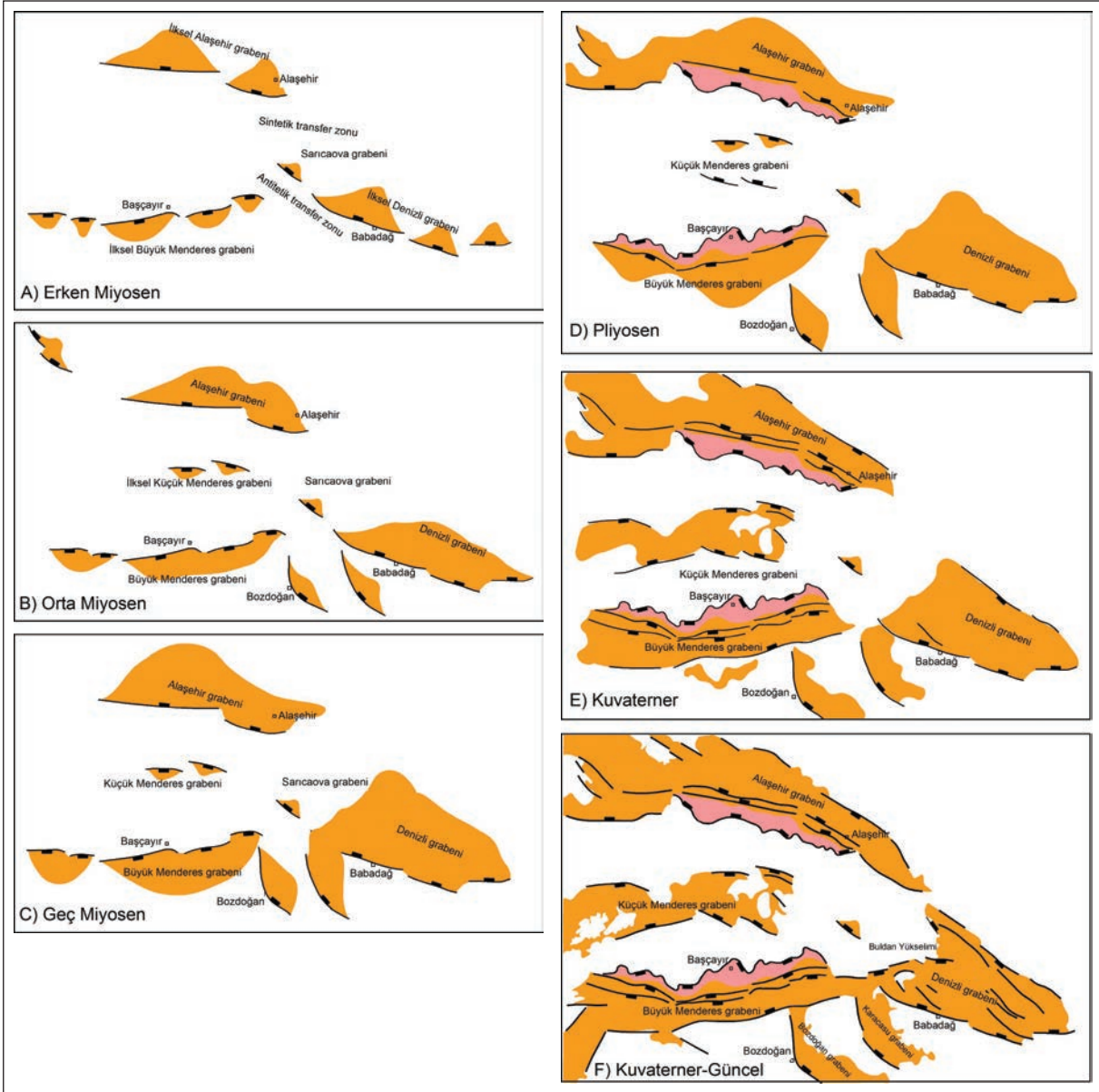
### 3.2. KD-GB Doğrultulu Havzalar

D-B doğrultulu Alaşehir grabeninin kuzeyinde birbirine paralel uzanan KD-GB doğrultulu havzalar uzun yıllar önce araştırmacıların dikkatini çekmiştir (Kaya, 1981; Şengör, 1987). Giriş bölümünde kısaca söz edildiği ve gelecek bölümlerde açıklanacağı üzere batı Anadolu'nun genişlemeli tektonik içerisindeki rolleri bugün hala tartışılmaktadır (Ersoy vd., 2011; Karaoğlu ve Helvacı, 2014).

#### 3.2.1. Gördes Havzası

Havza üzerine ilk gözlemler Nebert (1961) ve Yağmurlu (1986) çalışmalarında yer alır. Seyitoğlu



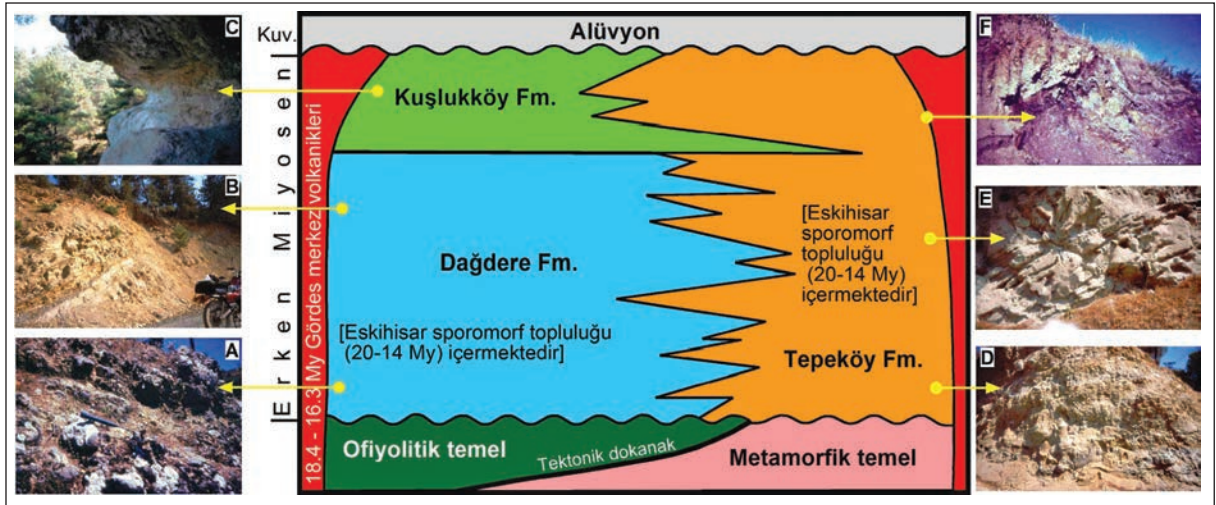


Şekil 29- Alaişehir, Büyük Menderes, Denizli ve Küçük Menderes grabenlerinin Erken Miyosen - Kuvaterner paleocoğrafik gelişimi. Pembe alanlar bükülerek dönen Alaişehir ve Büyük Menderes sıyrılma faylarına karşılık gelmektedir.

vd. (1992), Seyitoğlu vd. (1994) ve Seyitoğlu ve Scott (1994) havzanın volkanik kayalarının izotopik yaş tayinlerini, palinoloji ve stratigrafisini incelemiştir. Bu çalışmalara göre havzanın kuzeybatı bölümünde İzmir-Ankara kenet zonu kayalarının temel olarak bulunduğu kesimde baskın olarak ofiyolitik temelden türemiş yuvarlak kaba taneli (cobble) konglomeralarla başlayan ve metamorfik temelden çakıllar almış orta taneli (pebble) konglomeralar ile ardalanmış Dağdere formasyonu üstü doğru kumtaşları, çamurtaşları, linyit seviyeleri (Çıtak linyitleri) ve marnlara geçer. Dağdere formasyonunda üç lokasyondan alınan linyit

örnekleri L. Benda tarafından incelenmiş ve Eskişehir sporomorf topluluğu (20-14 My) saptanmıştır (ayrıntılı polen listesi için Seyitoğlu, 1992'ye bakınız; Seyitoğlu vd., 1994) (Şekil 30).

Gördes havzasının güney ve doğu kenarında yüzlek veren Tepeköy formasyonunun alt seviyeleri merkez volkaniklerinin etkisi ile yükseltilerek yukarı çıkartılan Azimdağı çevresinde görülür (Şekil 31). Ofiyolitlerden türeme ince bir konglomeradan sonra metamorfik temelden türemiş bloklu konglomeralar, kaba kumtaşları ve kırmızı renkli sıkışmış kumtaşları



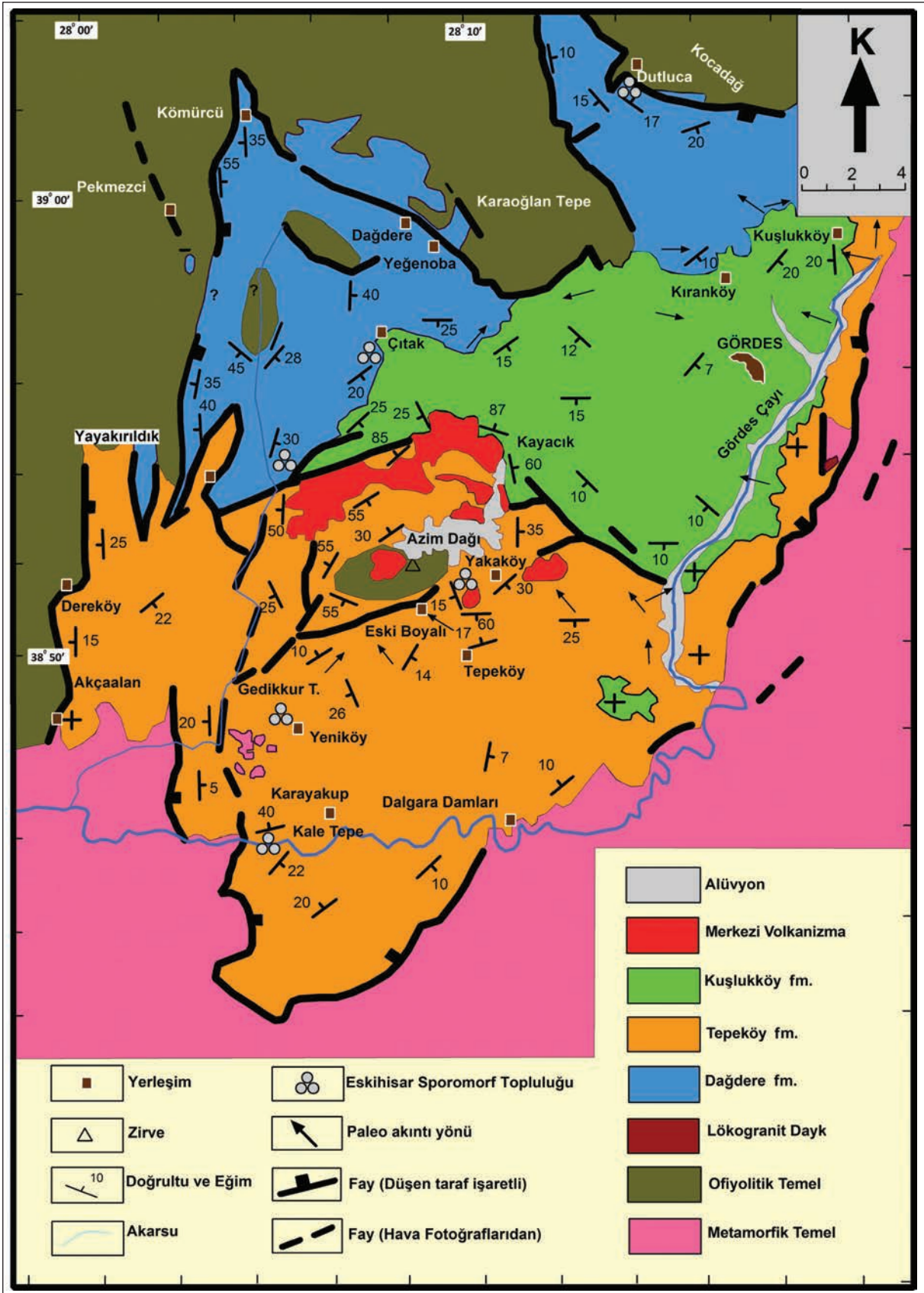
Şekil 30- Gördes havzasının stratigrafisi (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1994'den alınmıştır). A) Dağdere formasyonuna ait baskın olarak ofiyolitik temelden türemiş rekrystalize kireçtaşı bloklarından oluşan konglomera. B) Dağdere formasyonunun üst seviyeleri ince kumtaşı ve çamurtaşından oluşur ve linyit seviyeleri içerir. C) Kuşlukköy formasyonu tüflerin gözlenmesi ile ayırd edilir, tüf, marn, kireçtaşı ardalanmasından oluşur. D) Tepeköy formasyonuna ait metamorfik temelden türemiş bloklu konglomeralar, bloklar milonitik kayaları da içermektedir. E) Tepeköy formasyonunun üst seviyelerini oluşturan sarı kumtaşları. F) Gördes merkez volkaniklerinin havza dolgusunu kesme ilişkisi.

Tepeköy formasyonunun alt seviyelerini oluşturur. Tepeköy formasyonunun üst seviyeleri Kuşlukköy formasyonu ile parmaklanır ve genel litolojisini konglomera seviyeleri içeren koyu sarı renkli kumtaşları ve çamurtaşları oluşturur. Tepeköy formasyonu iki lokasyonda Eskihisar sporomorf topluluğu (20-14My) içermektedir (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu vd., 1994). Kuşlukköy formasyonu Dağdere formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve Tepeköy formasyonunun üst seviyeleri ile yanall geçişlidir (Şekil 30). Genel litolojisini tüf, kumtaşı, marn ve silisifiye kireçtaşı ardışımı oluşturur. Tüf seviyeleri formasyonun ayırd edici elemanıdır (Seyitoğlu ve Scott, 1994). Merkez volkanikleri (18.4±0.8My - 16.3±0.5My) tüm havza dolgusunu keser ve doğusundaki lökogradit daykına (24.2±0.8 My-21.1±1.1My) ait çakıllar havza dolgusunda bulunurlar. Dolayısı ile Gördes havza dolgusu en geniş anlamda 24 ile 16 My arasında Erken Miyosen yaşlıdır (Seyitoğlu vd., 1992) (Şekil 30).

Gördes havzasında son dönemde daha yeni teknikler ile yapılan yaşlandırma çalışmalarında volkanik kayaların izotopik yaş tayinleri yaklaşık olarak aynı sonuçları vermiştir (Purvis ve Robertson, 2005; Ersoy vd., 2011). Purvis ve Robertson (2005) havza dolgusunu sedimanter fasiyeler üzerinden değerlendirirken, Ersoy vd. (2011) formasyon bazında ayırma gitmiştir. Havza tabanında yer aldığı belirtilen Kızıldam formasyonunun havza kenar fayları etrafında ha-

ritalandığı görülmektedir. Oysa Dağdere kuzeyinde üzerleme yapan kesim Dağdere formasyonunun üst seviyelerine ait baskın kireçtaşları olup, kırıntılı bir birim değildir. Ersoy vd. (2011)'de tanımlanan Kızıldam formasyonu içinde hem ofiyolitik temelden türemiş yuvarlak çakıllar içeren konglomeratik birim, hemde metamorfik temelden türemiş köşeli çakıllar içeren konglomeratik birim bulunmaktadır. Kızıldam formasyonunun Seyitoğlu ve Scott (1994)'de adlandırılan Dağdere ve Tepeköy formasyonlarının alt kesimine karşılık geldiği belirtilmiştir (Ersoy vd., 2011). Bu ifadeye uygun olmayan biçimde Kızıldam formasyonu için tip lokalite Kuşlukköy formasyonu ile parmaklanma yapan daha üst stratigrafik kesimden seçilmiştir (Ersoy vd., 2011). Gördes'in hemen doğusunda bulunan bu kırıntılı birimler Tepeköy formasyonunun üst kesimleri olup, Kuşlukköy formasyonu ile parmaklanma yaparak bu formasyonun hem altında hem üzerinde bulunmaktadır (Seyitoğlu ve Scott, 1994). Oysa Ersoy vd. (2011)'e ait genel stratigrafik istifte Kızıldam formasyonu, Kuşlukköy formasyonunun altında gösterilmiştir. Kızıldam formasyonu üzerine gelen Kuşlukköy formasyonunda (Ersoy vd., 2011) kullanılan isim Seyitoğlu ve Scott (1994) ile aynı fakat tanımlama farklıdır. Orijinal Kuşlukköy formasyonunda istifte ilk görülen tüf üniteleri ile sınır çizilir (Seyitoğlu, 1992), bu durumda Çıtak kömürleri Dağdere formasyonu içinde kalırlar, oysa Ersoy vd. (2011) Çıtak kömürlerini Kuşlukköy formasyonu





Şekil 31- Gördes havzasının jeoloji haritası (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1994'ten alınmıştır).

içine dahil eder. Ersoy vd. (2011)'e göre Kuşlukköy formasyonu geniş alanlar kaplar, buna merkez volkanikleri tarafından kesilerek dikleştirilen havza dolgusunun alt kesimine ait bloklu konglomeralar da dahildir. Ersoy vd. (2011)'inde sunulan jeolojik haritada havzanın güneybatı kesiminde yer alan faylı / üzerlemeli ilişkiler gösterilmemiştir. Seyitoğlu (1992) ve Seyitoğlu ve Scott (1994)'da havzanın doğu kesiminde ise havza dolgusunun metamorfik temel üzerinde üzerlemesi gösterilmiş olup, bu verilerin ve yeni tanımlanan Kızıldam formasyonunun öne sürülen bölgesel model üzerindeki etkileri aşağıda tartışılacaktır (Bölüm 5.2).

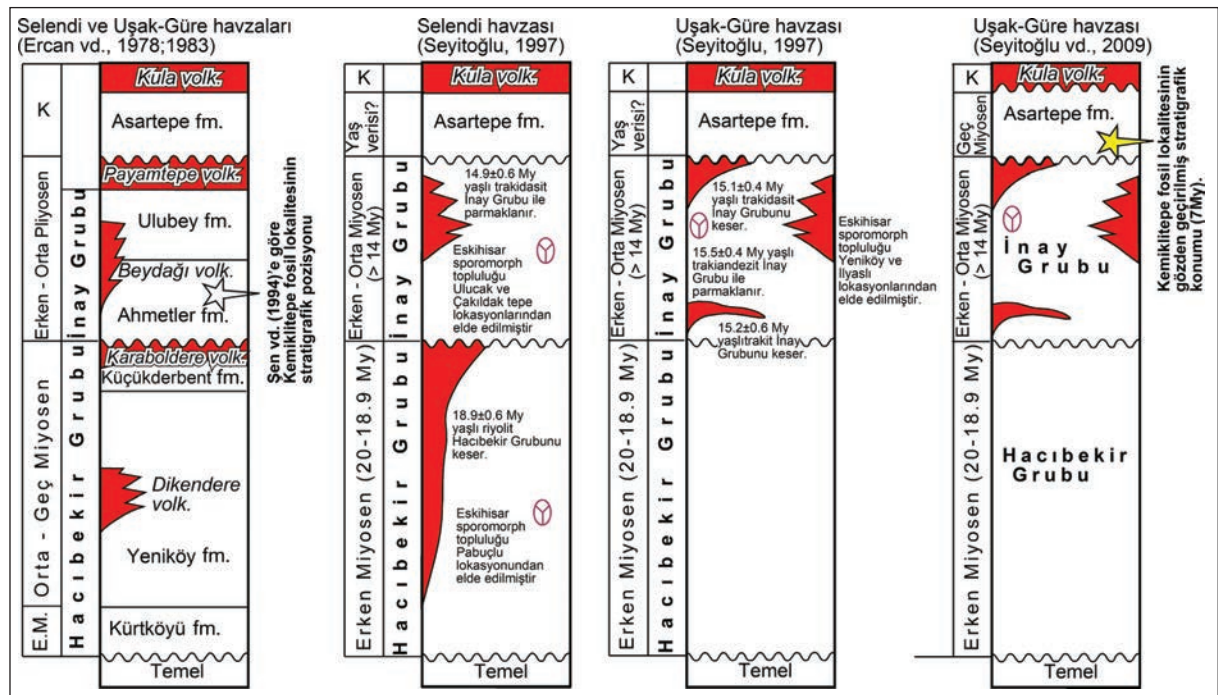
### 3.2.2. Demirci Havzası

Demirci havzası çökelleri İnci (1984) tarafından incelenmiş ve birbirinden uyumsuzlukla ayrılan iki istif belirlenmiştir. Havza dolgusunun en altına bulunan Kürtköyü formasyonunun orijinal tanımlamasının (Ercan vd., 1978) aksine baskın olarak metamorfik temelden türemiş çakıllar içeren konglomeralardan meydana geldiği rapor edilmiştir (İnci, 1984). Havza stratigrafisi Yılmaz vd. (2000) tarafından da incelenmiş, Erken-Orta Miyosen istif ve Pliyosen kireçtaşları ayrılmıştır. Ersoy vd. (2011) tarafından da birbirinden uyumsuzlukla ayrılan iki istifin varlığı öne sürülmüştür. Burada alt kesimde bulunan ve hav-

zanın kuzeyinde yüzelediği belirtilen Kürtköyü formasyonunun metamorfik temelden türemiş malzeme içeren bloklu konglomeralardan meydana geldiği belirtilmiş olup, bu durumun Bölüm 5.2'deki tartışma bölümünde veri olarak kullanılacak olmasından dolayı vurgulanması gerekir (Ersoy vd., 2011; Seyitoğlu, 1997a).

### 3.2.3. Selendi ve Uşak-Güre Havzaları

Batı Anadolu'da klasik hale gelen havza stratigrafisi Uşak civarı için Ercan vd. (1978) ve Selendi için Ercan vd. (1983) tarafından oluşturulmuştur. Altta bulunan Hacıbekir Grubu, Kürtköyü, Yeniköy ve Küçükderbent formasyonlarından oluşur (Şekil 32). Kürtköyü formasyonu altta ofiyolitik temelden malzeme alan tek kökenli konglomeralardan oluşurken üstte doğru şist ve mermer parçaları da gözlenir ve alüvyal yelpaze çökelleri olarak yorumlanmıştır. Uyumlu olarak gelen Yeniköy formasyonu, koyu sarı renkli konglomera, kumtaşı, kıltaşı, tüffit ve killi kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Yeniköy formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelen Küçükderbent formasyonu, kumtaşı, kıltaşı, tüffit ve marnlı kireçtaşından oluşur ve organik maddece zengin çamurtaşları ve jips düzeyleri içerir. Hacıbekir Grubu üzerine uyumsuzluk ile gelen İnay Grubu, altta Ahmetler ve üstte Ulubey formasyonlarından meydana gelir (Şekil 32).



Şekil 32- Selendi ve Uşak-Güre havzalarının stratigrafisi ve Kemiklitepe fosil lokasyonunun düzeltilmiş konumu (Seyitoğlu vd., 2009'dan alınmıştır).



Ahmetler formasyonu üç üyeye bölünmüştür, genel olarak açık renkli konglomera, kumtaşı, kilitaşı, tüfit ve marlardan oluşur. Ulubey formasyonu ise gölsel kireçtaşlarından oluşmaktadır (Ercan vd., 1978; 1983). Hem Hacibekir Grubunu hem de İnay Grubunu uyumsuzluk ile örten Asartepe formasyonu kızıl ve turuncu / kahverengi konglomera ve kumtaşı arda lanmasından meydana gelmektedir. Bu stratigrafi ile birlikte gelişen volkanik ürünlere de isimler verilerek stratigrafik pozisyonları belirlenmiştir ve Hacibekir Grubunun Erken - Geç Miyosen'de çökeldiği belirtilirken, İnay Grubu'nun Erken - Geç Pliyosen'de oluştuğu bildirilmiş ve Asartepe formasyonu ise Kuvaterner olarak değerlendirilmiştir (Ercan vd., 1978; 1983).

Daha sonra yapılan çalışmalarda Uşak-Güre ve Selendi havzalarında volkanik birimlerin sedimenter birimlerle olan ilişkileri saptanıp izotopik yaş tayinleri yapılmış ve istif içindeki linyit seviyelerinden palinolojik yaş verileri elde edilmiştir (Seyitoğlu, 1997b; Seyitoğlu vd., 1997; Seyitoğlu ve Benda, 1998).

Selendi havzasında Hacibekir Grubu içinden Eskihisar sporomorf topluluğu (20-14 My) saptanmış, aynı zamanda bu grubu kesen riyolitlerin yaşı  $18.9 \pm 0.6$  My olarak belirlenmiştir. Açısız uyumsuz olarak Hacibekir Grubu üzerinde bulunan İnay Grubu içinden hem Selendi havzasında hem Uşak-Güre havzasında Eskihisar sporomorf topluluğu belirlenmiş, Selendi havzasındaki  $14.9 \pm 0.6$  My yaşındaki trakidasitlerin İnay Grubu ile parmaklandığı, Uşak-Güre havzasında  $15.2 \pm 0.6$  My ve  $15.1 \pm 0.4$  My yaşındaki trakit ve trakidasitlerin İnay Grubunu kestiği ve  $15.5 \pm 0.4$  My trakiandezitlerin İnay Grubu ile parmaklandığı saptanmıştır (Şekil 32). Tüm bu yaş verileri Hacibekir Grubu'nun Erken Miyosen'de çökeldiğini gösterirken İnay Grubu'nun ise erken Orta Miyosen'de oluştuğunu göstermektedir. İnay Grubu'nun içerdiği Eskihisar sporomorf topluluğu nedeniyle 14 My'dan daha genç olamayacağı düşünülmüş ve İnay Grubu içinde değerlendirilen ve Geç Miyosen yaşı veren Kemiklitepe fosil lokasyonunun da (Şen vd., 1994) yeniden değerlendirilmesi gerektiği belirtilmiştir. Bu çalışma ile batı Anadolu'da D-B grabenlerin ve kuzey-gidişli havzaların K-G genişlemeli tektonik rejim altında birlikte eş zamanlı olarak oluşmaya başladıkları bir kez daha kapsamlı veriler ile ortaya konmuştur (Seyitoğlu, 1997b).

İnay Grubu'nun erken Orta Miyosen yaşı ve yatay konumu ile Koçyiğit vd. (1999)'deki iki evreli genişleme modelinde aradaki bölgesel sıkışma önerisi için yanlıştır verisi olarak kullanılmasından sonra (Se-

yitoğlu, 1999), İnay Grubu'nun yaşı hakkında tartışmalar özellikle bölgesel yükselmeyi araştıran bir seri makalede yer almıştır. Westaway vd. (2003; 2004) batı Anadolu'nun yükselme tarihçesini Gediz nehri-nin Kula volkanikleri tarafından örtülen taraçalarını kullanarak incelemiştir. İnay Grubu içinde gösterilen Kemiklitepe fosil lokasyonu'nun memeli fosil içeriği ve manyetostratigrafisi (~7 My) kullanılarak Gediz nehri aşındırmasının İnay Grubunun çökelişinin sona ermesinden sonra Geç Pliyosen'de yaklaşık 3 My önce başladığı önerilmiştir (Westaway vd., 2005, Şekil 11; Westaway vd., 2006). Bölgedeki yükselme hesapları bu kabul üzerine kurulmuş, ve Uşak-Güre havzası kenar faylarının bulunmadığı ve İnay Grubunda izotopik yaşlar ile memeli fosil yaşları arasında sorun olduğu ve palinolojik yaşların taşınmış olması gerektiği öne sürülmüştür (Westaway vd., 2005; 2006). Seyitoğlu vd. (2009)'de Kemiklitepe fosil lokalitesinin stratigrafik konumu gözden geçirilmiş ve ilk tanımlanarak yaşının saptandığı çalışmada (Şen vd., 1994) belirtildiği gibi İnay Grubu içinde olmadığı, bunun aksine İnay Grubu'nu uyumsuzluk ile üzerleyen Asartepe formasyonu içinde olduğu belirtilmiştir. Ayrıca Asartepe formasyonu içinde bulunan Kemiklitepe fosil lokalitesi ile Uşak-Güre havzasında KD gidişli normal fayların önünde çökelen aynı formasyon içinde yeni bulunan Karabeyli fosil lokasyonunun karşılaştırılması yapılarak Asartepe formasyonunun Geç Miyosen'de çökeldiği ortaya konmuştur. Bu veri İnay Grubu'nun yaşını erken Orta Miyosen olduğunu bildiren ve bunu izotopik yaş verileri ile palinolojik bulgularla gösteren çalışmaları (Seyitoğlu, 1997b; Seyitoğlu vd., 1997; Seyitoğlu ve Benda, 1998) doğrulamakta ve batı Anadolu'da memeli fosil yaşları ile palinolojik ve izotopik yaş verileri arasında çelişki olduğunu öne süren çalışmaları yanlışlamaktadır (Şekil 32). Dolayısı ile İnay Grubu'nun çökelişini Pliyosen'e kadar çıkartan ve aşındırılmasını 3 My civarında başlatan, buna ilave olarak KD gidişli faylanmayı gözardı eden tüm yükselme model çalışmalarının (Westaway vd., 2003; 2004; 2005; 2006) yeniden gözden geçirilmesi gerekmektedir (Seyitoğlu vd., 2009).

Asartepe formasyonunun Geç Miyosen'de çökeldiğini gösteren diğer bir veri ise Selendi havzasının doğusunda bulunmaktadır (Ersoy ve Helvacı, 2007). Burada Asartepe formasyonunun eş değeri olarak kabul edilen Kocakuz formasyonu,  $8.5 \pm 0.2$  My ve  $8.37 \pm 0.07$  My yaşlı trakibazaltlar (Ercan vd., 1996; Innocenti vd., 2005) ile örtülmüştür (Ersoy ve Helvacı, 2007).

Selendi ve Uşak-Güre havzalarındaki volkanik kayalar daha hassas metod (Ar/Ar) ile tarihlenmiş (Purvis vd., 2005) ve Seyitoğlu vd. (1997)'nin K-Ar sonuçları ile yaklaşık aynı değerler elde edilmiştir. Ersoy vd. (2008), Hacıbekir Grubu ile parmaklanan iki farklı bileşimde Erken Miyosen (20.03-17.87 My) kalkalkalen ve alkali volkanik ürün tanımlamış ve bimodal volkanizmanın varlığı belirlenmiştir. Bu çalışmaların önerdiği tektono-sedimenter gelişim Menderes masifinin yüzeylenmesi mekanizmaları hakkında son gelişmeler bölümünde tartışılacaktır (Bölüm 5.2).

#### 4. Menderes Çekirdek Kompleksinin Yüzeyleme Mekanizması

Menderes masifinin neredeyse tamamından elde edilen termokronolojik verilere göre (Gessner vd., 2001; Ring vd., 2003) Menderes masifi yaklaşık 25 - 20 My öncesinde yüzeye çıkmış bulunmaktaydı. Alaşehir ve Büyük Menderes sıyrılma faylarının kontrolünde Orta Menderes masifinin ise 5 My'dan itibaren ikinci kez hızla yüzeylediği görülmektedir. Bu verilere dayanarak Ring vd. (2003) Menderes masifinin Geç Oligosen - Erken Miyosen'de kuzeye eğimli Simav Sıyrılma Fayı ve güneye eğimli Likya Sıyrılma Fayı ile simetrik çekirdek kompleksi (symmetrical core complex) olarak yüzeylediğini belirtmiştir. Miyosen-Pliyosen döneminde ise orta Menderes masifinin Alaşehir ve Büyük Menderes sıyrılma faylarının bükülerek dönme modeline uygun olarak çalışması ile yine simetrik çekirdek karmaşığı olarak bir kez daha yüzeylediğini belirtmiştir.

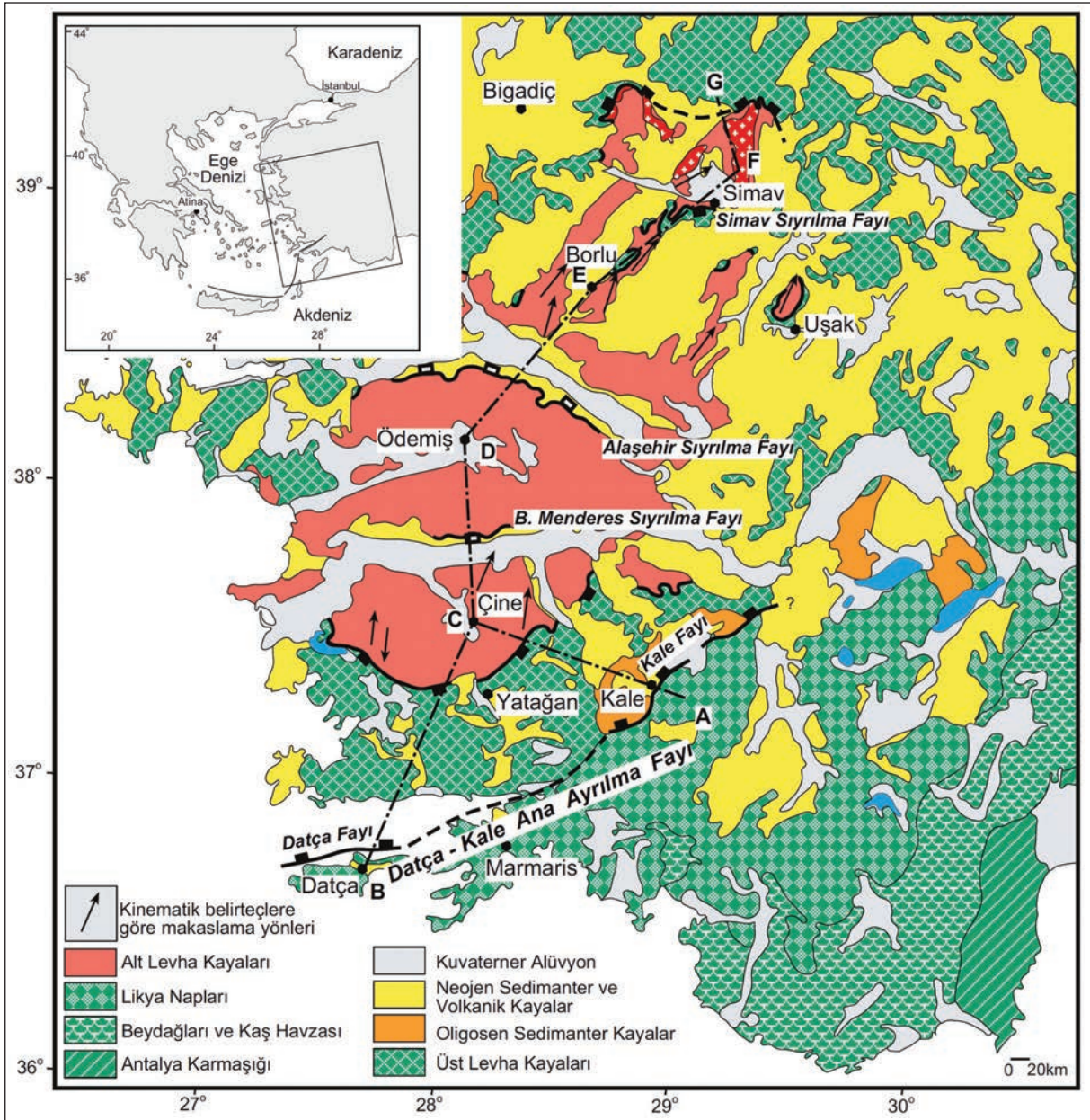
Seyitoğlu vd. (2004) ise Menderes masifinin tüm yüzeyleme tarihçesi için önceki çalışmalar ve masifteki mikrotektonik veriler kullanılarak alternatif bir model önermiştir (Şekil 33). Buna göre Menderes masifi ilk olarak asimetrik çekirdek kompleksi olarak yüzeylemiştir.

Ana ayrılma fayı (main breakaway fault) batıdan doğuya Gökova körfezi güneyinden Kale havzası güneyini takip ederek kuzeydoğuya uzanmaktadır (Şekil 33). Kuzeye eğimli bu normal fay "Datça - Kale Ana Ayrılma Fayı" olarak isimlendirilmiş olup (Seyitoğlu vd., 2004), Gökova körfezi içindeki denizaltı sismik yansıma kesitlerinde açıkça görülmektedir (Kurt vd., 1999). Sismik yansıma kesitlerinde görülen kuzeye eğimli listrik normal fay kuzey doğuya doğru kara içinde de devam etmekte (Çağlar ve Duvarcı, 2001) ve düşen blok üzerinde ana faya doğru kalınlaşan kama geometrisi net bir şekilde gözlenen ve faylanma ile eş yaşlı çökeldiği söylenebilen bir çökel istif barındırmaktadır (Kurt vd., 1999) (Şekil 34).

Bu istifin yaşı Kurt vd. (1999) tarafından Geç Miyosen-Kuvaterner olarak yorumlanmasına rağmen bu konuda somut bir veri yoktur. Gökova körfezinin kuzeyinde karada Oligosen konglomeralar haritalanmış (Gürer ve Yılmaz, 2002) ve Datça Fayı'nın antitetikleri tarafından kontrol edilmiştir, dolayısı ile Datça Fayı'nın düşen bloğunda gözlenen istifin Oligosen olma ihtimali mevcuttur (Özdemir vd., 2002). Kuzeydoğu'ya doğru Oligosen-Erken Miyosen'de gelişmiş Kale havzası (Dürr, 1975; Yılmaz vd., 2000; Akgün ve Sözbilir, 2001) ofiyolitik temelden türemiş iri konglomeralar ile başlar ve konglomera, kumtaşı, silttaşı, şeyl ve kireçtaşı ardışımı ile devam eder. Sedimenter istifin tabanındaki iri kırıntılılar kütle akmaları (debris flow), akarsu çökelleri (fluvial deposits) güneydoğudan kuzeybatıya eski akıntı (paleocurrent) yönleri gösterir ve havzanın güneyindeki Kale Fayı tarafından kontrol edilirler (Gürer ve Yılmaz, 2002). Kale havzasının üste doğru incelen Oligosen - Alt Miyosen istifi, Üst Miyosen - Pliyosen istif tarafından uyumsuzlukla örtülür. Datça - Kale Ana Ayrılma Fayı'nın yukarı doğru bükülerek yüzeye ulaştığı kesim Yatağan-Çine yolunda Yatağan'ın 6 km kuzeyinde bulunmaktadır (Şekil 35).

Taban blokta üst-KKD makaslanma dağınık olarak kırılğan yapılarla üzerlenmiştir. Benzer makaslama yönü Likya ofiyolitleri ile Menderes masifi arasında gözlenmiştir (Bozkurt ve Park, 1999; Rimmel vd., 2003). Üst-KKD makaslamanın yukarı doğru bükülen Datça-Kale Ayrılma Fayı'nın ana makaslama zonu tarafından oluşturulduğu düşünülmektedir (Seyitoğlu vd., 2004) (Şekil 34). Bu değerlendirmeye göre Gökova ve Kale havza dolguları, Likya ofiyolitleri ve Menderes masifinin örtü kayaları ana ayrılma fayının üzerinde üst levhayı oluşturmaktadır. Yatağan-Çine yolundan kuzeyde Simav Dağardına kadar olan tüm Menderes masifi Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı ve onun kuzeydeki devamı olan Simav Sıyrılma Fayı'nın alt levha kayalarıdır. Bunun haricinde masif üzerinde bu ilk sıyrılmadan kalan üst levha parçaları günümüzde Aydın güneyinde Dalama'da, Gördes havzası güneydoğusunda, Demirci havzası doğusunda, Simav güneyinde bulunmaktadır. Eldeki tüm veriler değerlendirildiğinde termokronolojik veriler ile uyumlu, havza gelişimlerini açıklayan, Likya naplarının birbiri ile çelişen kuzeye ve/veya güneye hareketine mantıklı açıklamalar getiren, bölgede yapılan jeolojik gözlemler ile çelişmeyen modele göre (Seyitoğlu vd., 2004) Menderes masifinin yüzeylenmesi şu şekilde meydana gelmiştir (Şekil 36 ve 37).





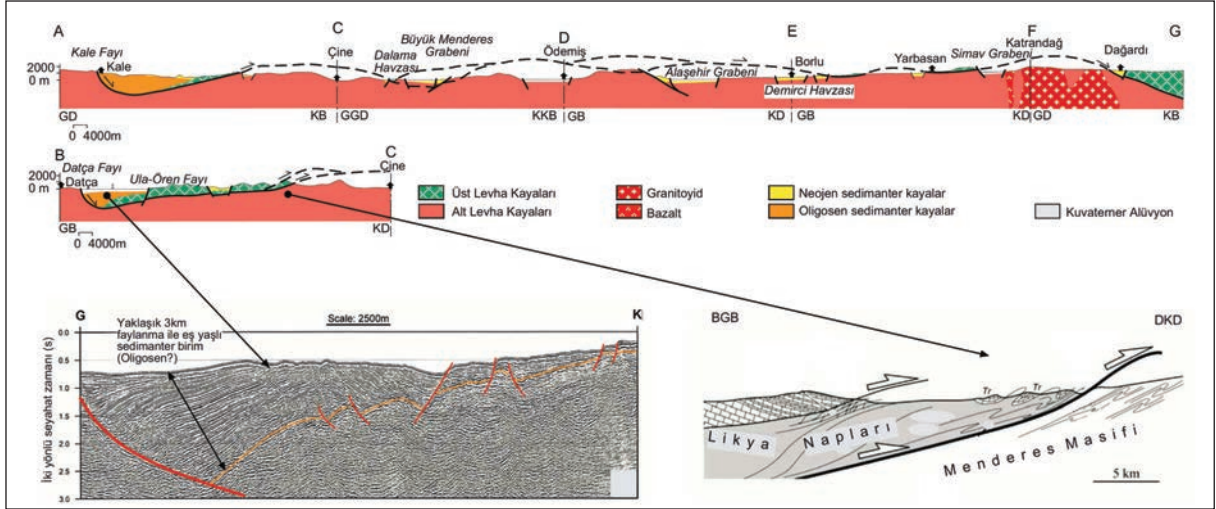
Şekil 33- Batı Anadolu'da Menderes çekirdek kompleksi ve ana tektonik elemanların konumları (Seyitoğlu vd., 2004'den alınmıştır).

Geç Paleosen - Erken Eosen'de Menderes - Toros bloğu ile Sakarya kıtası arasındaki kıtalararası çarpışma İzmir-Ankara kenet zonu boyunca gerçekleşmiş ve Likya napları Menderes masifi üzerine yerleşerek Geç Eosen'de ana Menderes metamorfizmasını oluşturmuştur (Şengör vd., 1984) (Şekil 36a).

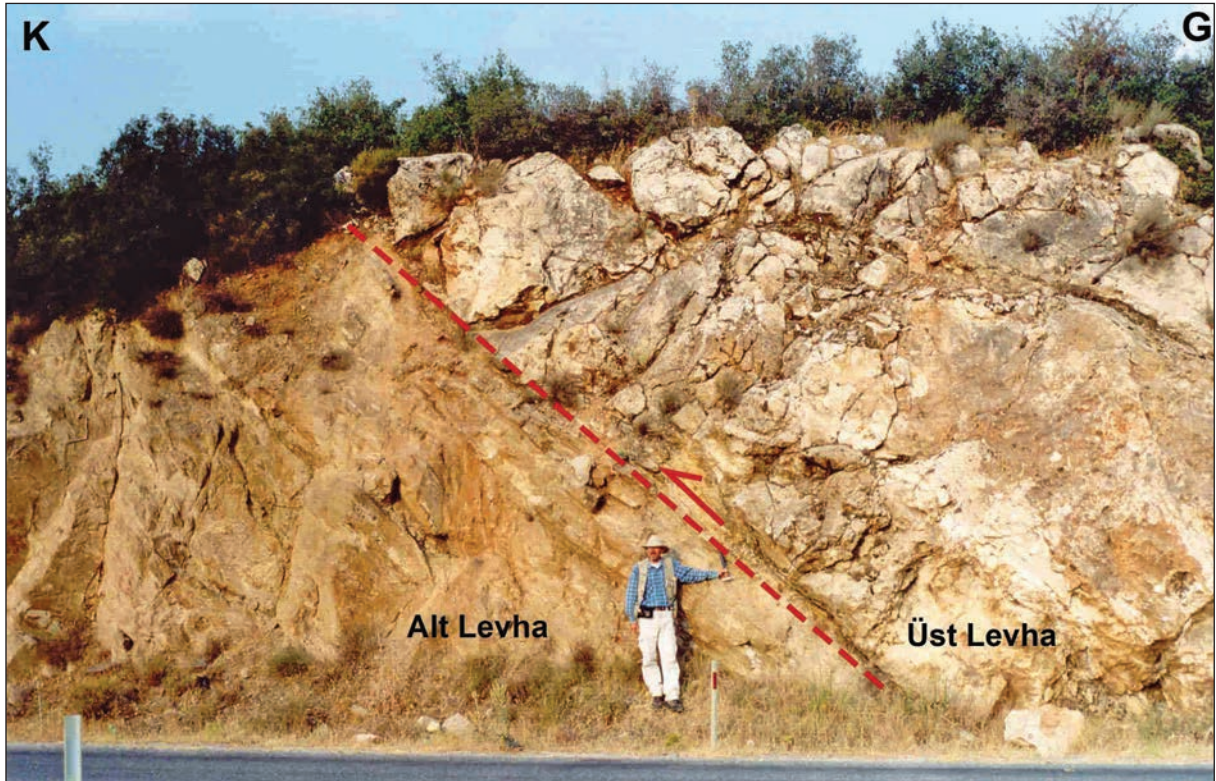
Likya naplarının yerleşimi tamamlandıktan sonra, çarpışma sonucu gelişen dağoluşum sistemi K-G yönlü genişlemeye başlamıştır. Oligosen'de yüzeyde kuzeye eğimli Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı Gökova ve

Kale havzalarındaki çökelmeyi kontrol ederken, orta kabukta üst-K yönlü makaslama gerçekleşmektedir. Bu makaslama güney Menderes masifinde 43-30 My olarak tarihlenmiştir (Hetzel ve Reischmann, 1996; Lips vd., 2001; Catlos vd., 2002) fakat bu yaş üzerine tartışmalar devam etmektedir (Gessner vd., 2004; Bozkurt, 2004; Erdoğan ve Güngör, 2004). Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nın kuzeydeki devamı olan Simav makaslama zonuna tektonizma ile eş yaşlı Eğri-göz granitoidi 22 My'da sokulum yapmıştır (Işık vd., 2003; 2004) (Şekil 37a,b). Bu yaş verilerinin (Ar-Ar



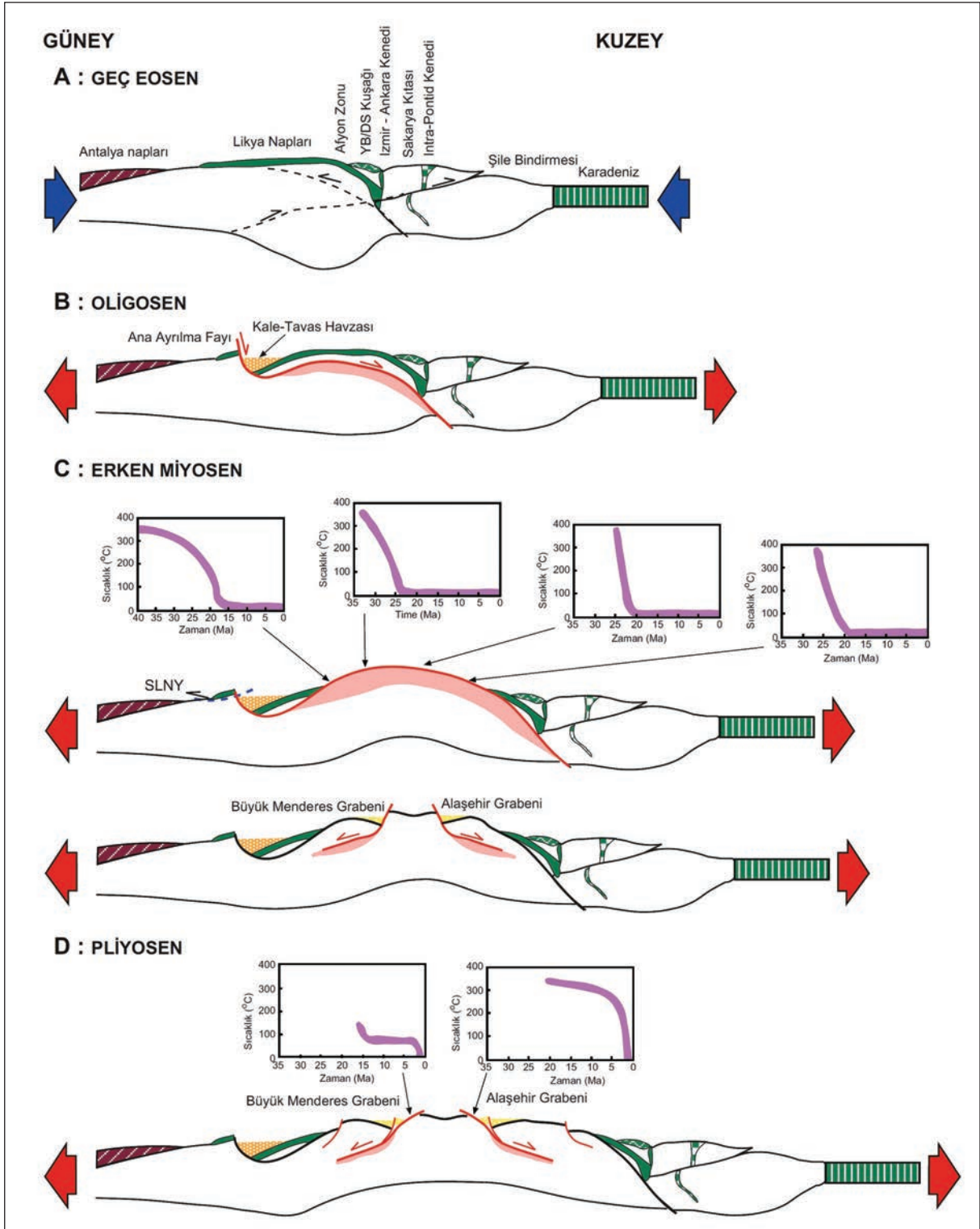


Şekil 34- Üstte, Datça-Kale Ana Ayrılma Fayından kuzeyde Simav Sıyrıma Fayını içeren enine jeolojik kesit (Seyitoğlu vd., 2004). Alt solda Datça Fayına ait Gökova körfezinden sismik yansıma kesiti Kurt vd. (1999)'den tekrar yorumlanmıştır. Alt sağda, Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nın bükülerek yüzeye çıktığı kesim olarak yorumlanan bölgeden enine kesit (Rimmele vd., 2003). Ayrıntı için metne bakınız.



Şekil 35- Yatağan -Çine yolunda Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nın bükülerek yüzeye ulaştığı kesim.





Şekil 36- Menderes masifinin asimetrik ve simetrik çekirdek kompleksi olarak iki evrede yüzeylenmesi modeli (Seyitoğlu vd., 2004'ten alınmıştır). Termokronolojik yaşlar Gessner vd. (2001) ve Ring vd. (2003)'e aittir. SLNY: Son Likya Nap Yerleşimi.

ve apatite fission - track) genel olarak kuzeye doğru gençleştiği izlenebilmektedir. Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nın yukarı doğru bükülmesi termokronolojik verilere göre 25 My civarında başlamış olmalıdır. Bu bükülme güney Menderes masifinde güneye doğru gençleşen apatite fission- track yaşlarının gelişmesine neden olmuştur. Sonuçta ana ayrılma fayının bükülmesi alt levha kayalarını yaklaşık 20 My'da termokronolojik verilerin gösterdiği gibi (Gessner vd., 2001) yüzeye ulaştırmıştır (Şekil 36c ve 37b). Menderes masifinden elde edilen mikro tektonik veriler Eosen sonrası hareket yönünün üst-KKD olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte masifin güneybatısında üst-KKD yapılar, daha zayıf üst-GGB yapılar tarafından üzerlenmiştir (Hetzl vd., 1998; Lips vd., 2001; Bozkurt, 2004). Bu durum dom şeklini almış Menderes masifinde ana ayrılma fayının hafif güneye kayması ile ilişkili olmalıdır (Seyitoğlu vd., 2004).

Oligosen - Erken Miyosen aralığında Datça - Kale Ana Ayrılma Fayı'nın taban bloğunda meydana gelen yükselme Likya naplarının güneye doğru gravite kayması ile hareketlenmesine ve Burdigaliyen'de son Likya nap hareketlerine neden olmuştur (Seyitoğlu vd., 1992; Collins ve Robertson, 1998; 2003; Seyitoğlu vd., 2004).

Dom şeklinde yükselmiş olan Menderes masifi D-B Alaşehir, Büyük Menderes, Denizli grabenleri ve kuzey gidişli havzalarla Erken Miyosen'den itibaren parçalanmış (Seyitoğlu, 1997; Seyitoğlu vd., 2002; Şen ve Seyitoğlu, 2009; Alçiçek vd., 2007) ve Alaşehir ile Büyük Menderes grabenlerinde bükülerek dönme (flexural rotation/rolling hinge) nedeniyle orta Menderes masifi bu defa simetrik çekirdek kompleksi olarak ikinci defa yüzeylenmiştir (Gessner vd., 2001; Seyitoğlu vd., 2002) (Şekil 36c,d ve 37c,d,e). Pliyosen-Kuvaterner'de genç grabenler oluşmuş (örneğin Simav) diğer ana grabenler simetrik hale gelmiş ve yüksek açılı faylar eski yapıları parçalayarak Menderes masifinin daha önceki genişlemeli tarihçesini maskeleymiştir (Seyitoğlu vd., 2004) (Şekil 37f).

## 5. Tartışma

### 5.1. Güneybatı Türkiye'de Likya Naplarının Hareketleri ve Menderes Masifinin İlk Yüzeylemesi

Güneybatı Anadolu'da Bafa Gölü ile Gökova körfezi arasındaki alanda Likya naplarının hareketinin Menderes masifi üzerine, kuzeye doğru olduğu ortaya konmuştur (Bozkurt ve Park, 1999; Rimmele vd., 2003). Bu veriler Menderes masifinin Oligosen-Erken Miyosen'de güneye eğimli Likya Sıyrılma Fayı ile üst-G makaslandığı (Ring vd., 2003) varsayımına

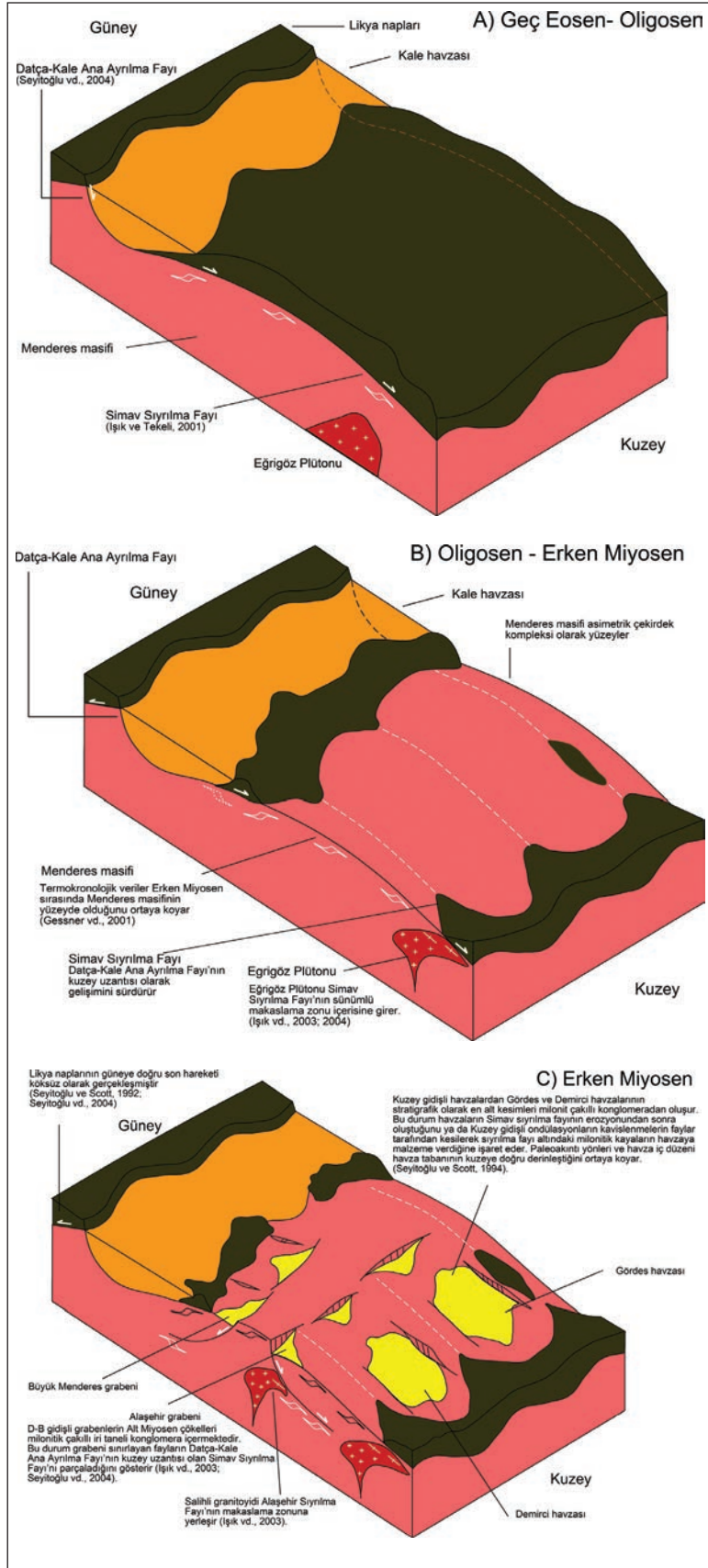
uygun değildir (Seyitoğlu vd., 2004). Diğer taraftan Menderes masifi ile Beydağları arasında Likya naplarının G-GD'ya hareketi (Collins ve Robertson, 2003) güneybatı Anadolu'da Likya naplarının hareket yönü hakkında karmaşa olduğu izlenimi uyandırmaktadır (van Hinsbergen, 2010; sayfa 66). Aslında Menderes masifinin ilk sıyrılmasını asimetrik olarak gerçekleştirdiğini savunan model (Seyitoğlu vd., 2004) bu iki zıt yönlü Likya nap hareketlerine mantıklı bir açıklama getirmektedir. Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nın kuzeyinde kalan alanda, Bafa gölü ile Gökova körfezi arasındaki kesimde gözlenen Likya naplarının kuzeye hareketi (Rimmele vd., 2003) yukarı doğru bükülen Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nın yüzeye ulaşması sırasında oluşan makaslama ile uyumludur. Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nın güneyinde Likya naplarının güney -güney doğuya hareketi ise ana ayrılma fayının taban bloğundaki yükselme sonucu Likya naplarının güneye köksüz olarak gravite kayması ile ilişkili olmalıdır (Seyitoğlu vd., 2004).

### 5.2. Menderes Masifinde Yüzeyleme Mekanizmaları Hakkında Son Gelişmeler

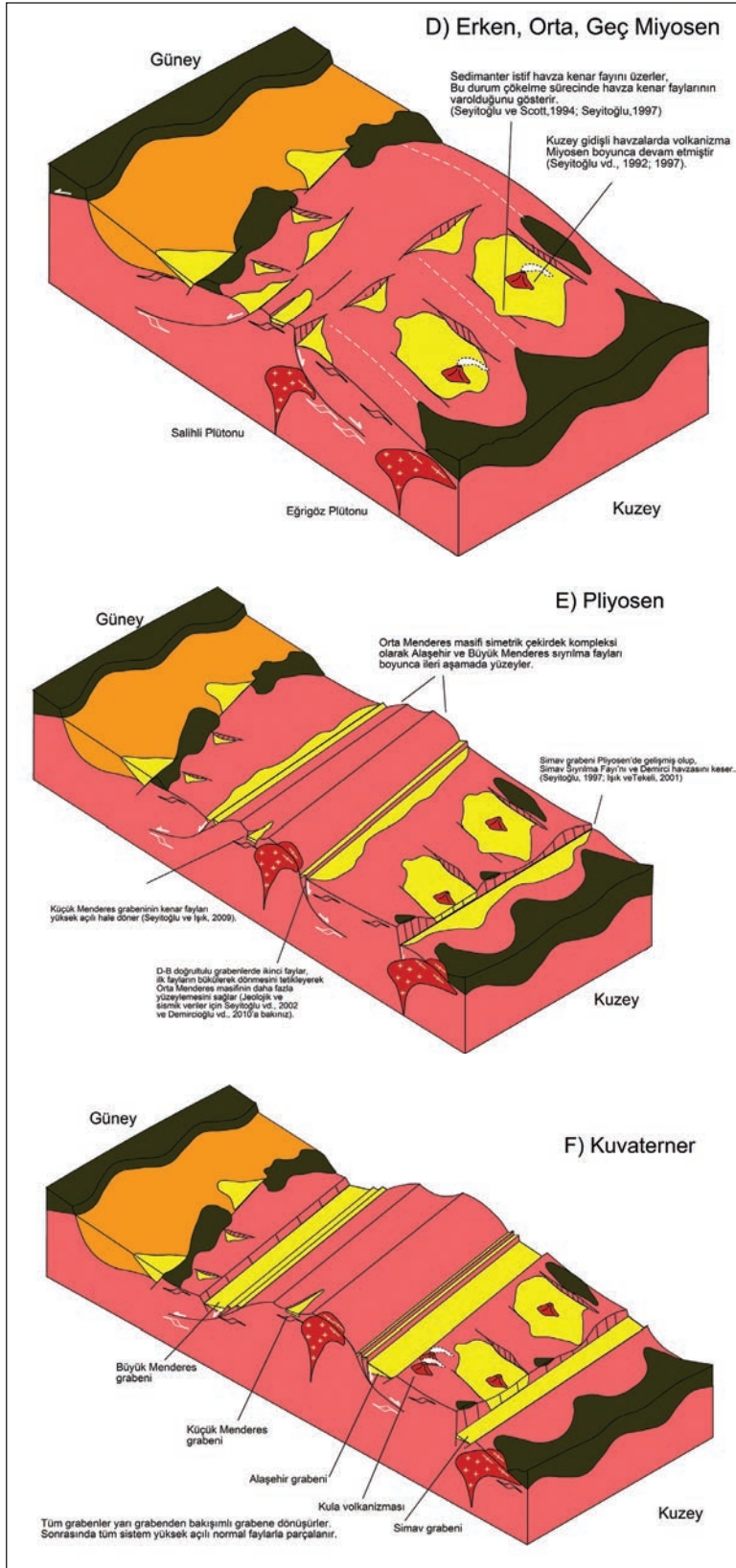
Menderes masifinin yüzeylemesi hakkında van Hinsbergen (2010), Menderes masifinin Simav Sıyrılma Fayı ile üst-KD yönde yüzeyleyken, Likya naplarının da masif üzerinden güneydoğuya sıyrıldığını önermiştir. Bu öneride açıklanması gereken husus, kuzey Menderes masifinde Simav Sıyrılma Fayı ile gelişen hareket masif üzerinde izlerini bırakmış iken, van Hinsbergen (2010) tarafından önerilen Likya sıyrılmasının neden masif üzerinde iz bırakmadığı konusudur. Güney Menderes masifinde baskın kinematik veri üst-K yönlü olup, üst-G yönlü hareket hafif olarak onu üzerlemiştir (Seyitoğlu vd., 2004). van Hinsbergen (2010) önerisi de Ring vd. (2003) gibi güney Menderes masifindeki kinematik belirteçler ile uyumlu gözükmemektedir.

Menderes masifinin tüm olarak yüzeyleme tarihçesini inceleyen yakın zamandaki çalışmada (Gessner vd., 2013) masifin ilk sıyrılmasının üst-K yönlü tek taraflı makaslama ile gerçekleştiğinin önerilmesi aynı araştırmacıların simetrik yüzeyleme modelinden (Ring vd., 2003) bir adım daha asimetrik yüzeyleme modeline yaklaştıklarını göstermektedir. Ancak bu önerilerinde ana ayrılma fayı önünde oluşması gereken sedimanter havzaya ilişkin bir öneri bulunmamaktadır (Gessner vd., 2013). Bu çalışmada Gessner vd. (2013) "Batı Anadolu Transfer Zonu" adıyla Menderes masifi batısında bir sol yönlü makaslamanın bulunduğunu önermektedir. Seyitoğlu vd. (2004)'de Girit adası kuzeyinde Faure vd. (1991)





Şekil 37- (A-B-C) Menderes masifinin asimetric ve simetric çekirdek kompleksleri olarak yüzeylenmesinin 3 boyutlu gösterimi.



Şekil 37- (D-E-F) Menderes masifinin asimetric ve simetrik çekirdek kompleksleri olarak yüzeylenmesinin 3 boyutlu gösterimi.



tarafından önerilen ana ayrılma fayı ile Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nı birbirine bağlayan bir transfer zonu olması gerektiğini belirtmiş, bu yolla Kikladlar ile batı Anadolu'nun ortak bir genişlemeli tarihçeye sahip olduğu savunulmuştur (Seyitoğlu vd., 2004; sayfa 363) (Şekil 33, ekli küçük çizim).

Yakın zamanda sadece kuzey Menderes masifini kapsayan ve Simav, Alaşehir sıyrılma fayları ve kuzey-gidişli havza gelişimlerini açıklama amacını taşıyan çalışmaların arazi gözlemlerine olan uyumları aşağıda tartışılacaktır.

Ersoy vd. (2010) makalesinde kuzey Menderes masifinin evrimi için önerilen model, hepsi genişlemeli tektonik rejim içinde gelişmiş aşamalardan meydana gelmektedir. Geç Oligosen- Erken Miyosen'de Simav Sıyrılma Fayı ve bunun üzerinde gelişen Hacıbekir Grubuna ait çökeller ve bimodal volkanizma gelişmiştir. Orta Miyosen'de Gediz (Alaşehir) sıyrılma fayı oluşmuş ve üzerinde İnay Grubu'na ait çökeller yer almıştır. Gediz (Alaşehir) sıyrılma fayı üstünde bulunan tavan blokta kenarları oblik normal/doğrultu atımlı faylarla sınırlı çapraz grabenler gelişmiş ve İnay Grubu ve Kocakuz (Asartepe) formasyonunun çökeli denetlenmiştir. Bu aşamada önerilen modelde dikkati çeken hususlar: (a) Gediz (Alaşehir) grabeninin (havzasının) başlangıçta düşük açılı sıyrılma fayı ile başlıyor olması ve (b) Orta Miyosen yaşlı İnay Grubu eşdeğeri çökeller barındırmasıdır. (c) Pliyo-Kuvaterner döneminde yüksek açılı normal faylar, D-B gidişli simetrik Gediz (Alaşehir) ve Simav grabenlerini oluşturur; şeklinde sıralanabilir. Ersoy vd. (2010) makalesinde önerilen yukarıdaki model hakkındaki karşı görüşler şöyle özetlenebilir.

(1) Kuzey Menderes masifinin Simav Sıyrılma Fayı ile ilk yüzeylemesi, masifin ofiyolitik örtüden (Likya napları) kurtulması evresi Simav Sıyrılma Fayı üzerinde geliştiği öne sürülen Hacıbekir Grubu çökellerine çok az yansımış durumdadır. Ersoy vd. (2010, şekil 8)'de verilen ölçülü stratigrafik kesitlerde ofiyolit kökenli kırıntılı kalınlığı sadece 10 m civarındadır. Bu kadar az bir ofiyolitik malzemeden sonra alttaki masife ait kayaç parçalarından türemiş konglomeralar yer almaktadır.

Ersoy vd. (2010, 2011, 2014) makalelerinde yaratılmak istenen izlenim tüm kuzey-gidişli havzalarda en altta ofiyolitik temelden türemiş iyi gelişmiş Kürtköyü formasyonunun varlığıdır. Eğer bu gösterilebilirse Simav Sıyrılma Fayı ile eş yaşlı gelişen Hacıbekir Grubunun çökeli desteklenebilecektir.

Kürtköyü formasyonu ilk olarak Ercan vd. (1978) makalesinde Uşak-Güre havzasında incelenmiş olup, baskın olarak ofiyolitik temelden türemiş kırıntılı malzemeler olarak (çoğunlukla konglomera, kumtaşı) tanımlanmıştır. Ancak Selendi havzasındaki Kürtköyü formasyonu Ersoy vd. (2010) makalesinde Selendi havzası jeolojik haritasında ayırtlanmamıştır (veya o ölçekli bir haritada gösterilemeyecek kadar küçük bir alanda bulunmaktadır), metinde ise Kürtköyü formasyonunun tabanındaki konglomeraların metamorfik kökenli olduğu söylenmekte ve Uşak-Güre havzasındaki gözleme geçilerek buradaki konglomeraların ofiyolit kökenli olduğu vurgulanmaktadır. Diğer taraftan her iki havzada ölçülen stratigrafik kesitlerde ise ofiyolitik kökenli konglomeraların bulunduğu görülmektedir. Bunların kalınlıkları ise Menderes masifini ana metamorfizmaya uğratan Likya naplarının devasa varlığı düşünüldüğünde ilk sıyrılma malzemesi olamayacak kadar incedir.

Ersoy vd. (2011)'de Demirci havzası kuzeyinde varlığını öne sürdüğü Kürtköyü formasyonuna ait bloklu konglomeralar metamorfik temelden (kişisel gözlemlerimize göre bu bloklu konglomeralar sıyrılma fayı altında gözlenen milonitik kaya parçaları da içermektedir) türemiş olup, ilksel Kürtköyü formasyonu tanımına uymamaktadır. Bu formasyon Yılmaz vd. (2000)'deki Borlu formasyonu tanımına daha uygundur. Yılmaz vd. (2000)'de Demirci havza tabanında gösterilen Borlu formasyonu ise, Ersoy vd. (2011) tarafından istifin üst kesimlerine taşınmıştır (bakınız Ersoy vd., 2011, şekil 3). Demirci havzasında Yeniköy formasyonunun altında gösterilen (Ersoy vd. 2011, şekil 9b) Kürtköyü formasyonu, Ercan vd. (1978) tarafından tanımlanan orijinal ofiyolitik kökenli kayaç parçalarından oluşan Kürtköyü formasyonu değildir.

Gördes havzasında Hacıbekir Grubu ile eş yaşlı olduğu izotopik yaş tayinleri ile ortaya konan, detayları bölüm 3.2.1'de anlatılmış olan Tepeköy formasyonu, tamamı ile metamorfik kayaçlardan türemiş (milonitik) malzemeden oluşurken, bu formasyon ile girik olarak bulunan Dağdere formasyonu baskın olarak ofiyolitik kayaçlardan türemiş malzeme içermektedir (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1994). Bu gözlem bize masifin bazı alanlarında ofiyolitik kayaçlardan sıyrılıp kurtulduktan sonra kuzey-gidişli havzaların oluştuğunu, yersel olarak temel konumunda bulunan kayaçlar hangi malzemeden oluşuyor ise bu litolojiden türeyen kırıntılıların havzaları doldurduğunu göstermektedir. Ancak Ersoy vd. (2011) Gördes havzasında yapılmış bu ayrımı gözardı ederek farklı bileşenlerden oluşan konglomera içe-

ren formasyonları birleştirerek bunlara Kızıldam formasyonu adını vermiştir. Bu formasyonu da diğer kuzey- gidişli havzalarda görülen Kürtköyü formasyonu ile korele etmiştir (Ersoy vd. 2010, sayfa 166, 2. kolon). Demirci havzasındaki Kürtköy formasyonunun orijinal tanımına uygun olmadığı yukarıda açıklandığı düşünülürse yapılan korelasyonların havza stratigrafilerinde karmaşa yaratacağı açıktır.

Ersoy vd. (2011) tarafından sunulan Gördes havzasına ait jeoloji haritasında merkez volkanikleri civarında bu volkaniklerin deforme ettiği havza tabanına yakın konglomeratik birimler, havza stratigrafisinde üst seviyeler olan Kuşlukköy formasyonu olarak gösterilmiştir. Bunun dışında orijinal Kuşlukköy formasyonu tanımında (Seyitoğlu, 1992, Seyitoğlu ve Scott, 1994) karakteristik belirteç olarak kullanılan tüflü seviyelerin bulunmasının, Ersoy vd. (2011) tarafından dikkate alınmadığı görülmektedir. Dağdere kuzeyinde havza tabanındaki kırıntılı Kızıldam formasyonu tarafından ofiyolitik temele yapılan üzerleme ise (Ersoy vd. 2011, şekil 4), aslında Dağdere formasyonunun üst seviyelerine ait kireçtaşları tarafından gerçekleşmiştir (Seyitoğlu, 1992). Gördes havzasının güney batısında linyit seviyelerindeki palinolojik örneklerden Eskihisar sporomorf topluluğu içerdiği saptanan Tepeköy formasyonunun faylı / üzerlemeli ilişkisi Gördes havzasının başından itibaren yüksek açılı fay denetiminde çökeldiğini belirtmekte olup, (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1994), havzanın bu kesimine ait harita Ersoy vd. (2011) çalışmasında izlenememektedir.

Sonuç olarak; (1) Simav Sıyırılma Fayı üzerinde çökelmiş olduğu iddia edilen Hacıbekir Grubu veya eşdeğeri sedimanter birimlerin alt kesimde üst levhadan (büyük oranda ofiyolitik kayalar) türemiş önemli kalınlıkta sedimanter malzeme bulunmamakta, bazı havzalarda ilk çökel olarak sıyırılma fayının altındaki milonitik kayalar parçalarının havzalar içinde bulunduğu gözlenmektedir. Kürtköyü formasyonunun orijinal tanımına (Ercan vd., 1978) uygun olarak bulunduğu yerler ise Simav Sıyırılma Fayı'nın üst levhasına ait ofiyolitik parçaların yamalar olarak bulunduğu kesimlerdir. Bu nedenle Hacıbekir Grubu'nun Simav Sıyırılma Fayı ile eşzamanlı olarak çökeldiği iddiası şüphe taşımaktadır.

(2) Simav Sıyırılma Fayı ile eş yaşlı çökeldiği önerilen Hacıbekir Grubu arasındaki ilişkinin gösterildiği fotoğraf (Ersoy vd. 2010, şekil 9b) sıyırılma fayının üzerinden kaymış çökelleri değil, bir dayanma uyumsuzluğu (buttress unconformity) bulunduğunu göstermektedir.

(3) Ersoy vd. (2010) modelinde, Gediz (Alaşehir) havzasının ilk aşamada düşük açılı sıyırılma fayı tarafından kontrol edildiği önerilmiştir. Benzer öneride bulunan Öner ve Dilek (2011) çalışmasına gösterilen karşı veriler (Bölüm 3.1.1) Ersoy vd. (2010) modeli için de geçerlidir. Ayrıca Alaşehir (Gediz) grabeninde bulunan ilk çökel ünite olan Alaşehir formasyonu Erken Miyosen'de çökelmiş olup, Ersoy vd. (2010)'da öne sürülen Gediz (Alaşehir) grabeninin başlangıcının Orta Miyosen olarak sunulması ile tutarsızlık oluşturmaktadır. Ersoy vd (2010) modeli Alaşehir Sıyırılma Fayı üzerinden elde edilen Erken Miyosen yaş verilerini de (Catlos vd. 2010) açıklayamamaktadır.

(4) Ersoy vd. (2010) modelinde son evrede (Pliyo-Kuvaterner) yüksek açılı faylar, düşük açılı Gediz (Alaşehir) sıyırılma fayını kesmektedir. Dolayısı ile bu düşük açılı fay üzerinde hareket olması beklenmez. Ancak Alaşehir Sıyırılma Fayı üzerinden alınan yaş verileri (Gessner vd., 2001; Buscher vd., 2013) Pliyo-Kuvaterner döneminde de Alaşehir Sıyırılma Fayı'nda aktivite olduğunu göstermektedir. Alaşehir Sıyırılma Fayı üzerindeki Erken Miyosen - Kuvaterner aralığındaki yaş verileri, Alaşehir (Gediz) grabeni için öne sürülen başlangıçta dik açılı normal fayların dönerek ve aktivitelerini devam ettirerek gelişmeleri yönündeki "bükülerek dönme" modelinin (Seyitoğlu vd., 2002), diğer bir deyişle "Alaşehir tipi - bükülerek dönme" modelinin (Alaşehir type - rolling hinge model) geçerli olduğunu göstermektedir. Okuyucu Alaşehir Sıyırılma Fayı üzerindeki yaş verilerine toplu olarak ulaşmak için Seyitoğlu vd. (2014) makalesine başvurabilir.

Karaoğlu ve Helvacı (2012), yukarıda tartışılan Ersoy vd. (2010) ile benzer bir model öne sürmüştür. Karaoğlu ve Helvacı (2012; şekil 3) sundukları tektono-stratigrafik istifle Ahmetler ve Ulubey formasyonlarını Gediz (Alaşehir) sıyırılma fayı ile fiziksel dokanakta göstermişlerdir (ayrıca Ersoy vd., 2010, şekil 3'e bakınız). Böyle bir fiziksel dokanak arazide görülmemekte olup, arazi ilişkisini yansıtmamakta ve kabule dayanmaktadır. Karaoğlu ve Helvacı (2012; sayfa 636) iddialı şekilde Uşak-Güre civarında Menderes masifinin Erken Miyosen'de yüzeye ulaşmadığını ve Hacıbekir Grubu'nun Menderes masifine ait kayalar parçası içermediğini belirtmektedir. Oysa Hacıbekir Grubu en altında bulunan Kürtköyü formasyonu içinde bile üst seviyelerde metamorfik çakıllarının bulunduğu rapor edilmiştir (Ercan vd., 1983; sayfa 12). Hacıbekir Grubu ile eş zamanlı çökeller barındıran Gördes ve Demirci havzalarında Menderes masifinden türemiş bloklu konglomeralar



açık şekilde izlenmektedir. Benzer olarak Selendi havzasında Pabuçlu Köy’de Hacıbekir Grubu içinde metamorfik kayaç parçaları açık şekilde görülmektedir (Şekil 38). Ayrıca Uşak-Güre havzasında Hacıbekir Grubu içindeki Yeniköy formasyonunun tipik olarak görüldüğü Uşak-Kütahya yolu üzerinde metamorfik çakıllar konglomeratik seviyeler içinde yer alırlar. Eynehan Köyü’nde İnay Grubu tarafından uyumsuzlukla örtülen eğimli Yeniköy formasyonu içindeki konglomeratik seviyelerde metamorfik çakıllar net olarak gözlenirler (Şekil 39).

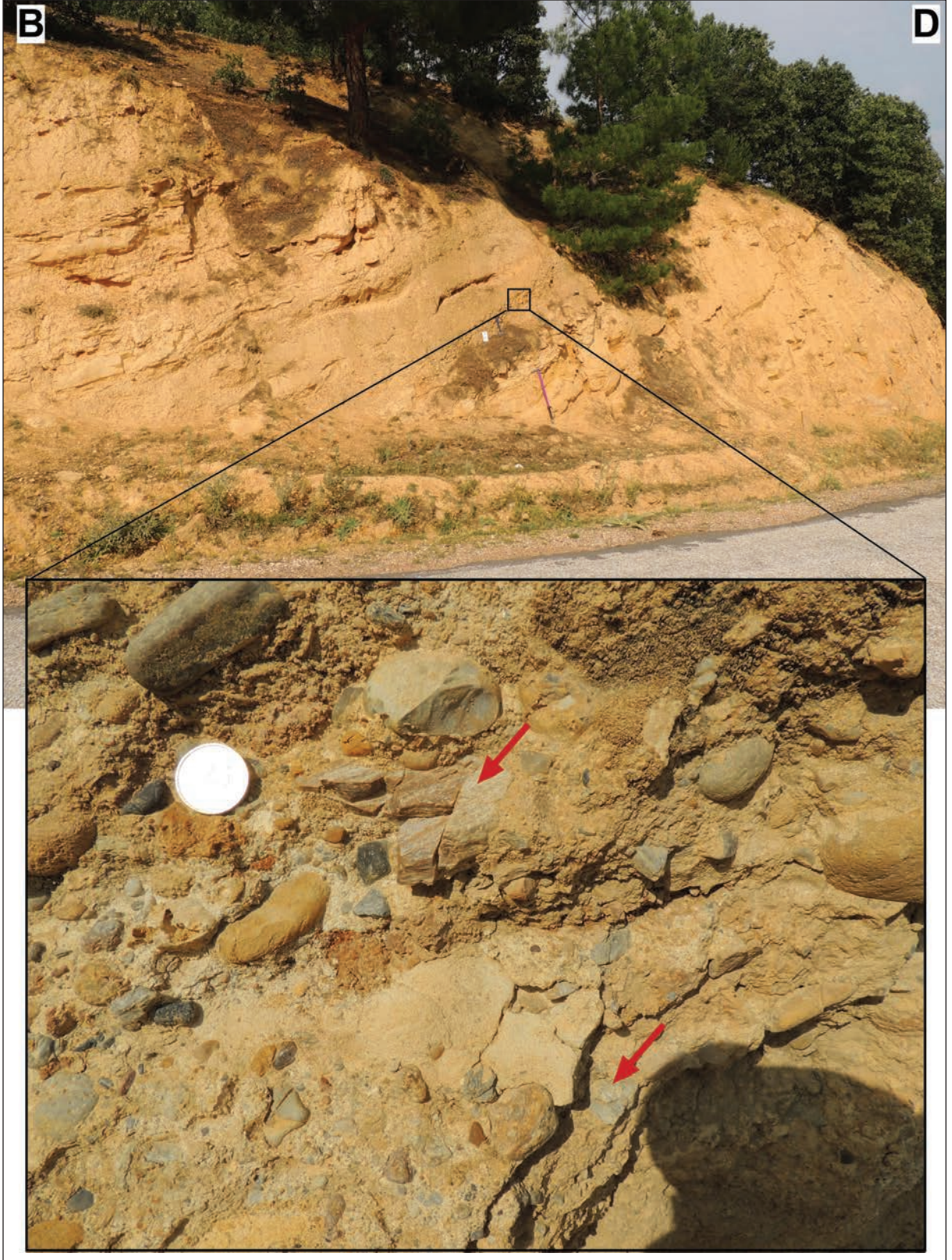
Tüm bu gözlemler Yeniköy formasyonu (Hacıbekir Grubu) çökelişi sırasında Menderes masifinin Simav Sıyrılma Fayı altından halihazırda yüzeyleşmiş olduğunu ve Yeniköy formasyonu’na malzeme verdiğini göstermektedir. Karaoğlu ve Helvacı (2012; şekil 7) makalesinde sunulan jeolojik haritada Kurtçamı KB’sında Menderes masifi ile Yeniköy formasyonu arasında gösterilen fay “detachment” özelliği taşı-

maktan ziyade orta açılı normal fay niteliğindedir. Bu fayı örten birimler ise bu haritada gösterildiği gibi Merdivenlikuyu üyesi olmayıp, İnay Grubu’nu uyumsuzla örten Asartepe formasyonu’na aittir. Karaoğlu ve Helvacı (2012; şekil 7)’de haritalanan en çarpıcı ilişki Kadiroğlu köyü yakınlarındaki çok düşük açılı sıyrılma fayına doğru eğimlenen Yeniköy formasyonuna ait sedimanların varlığıdır (Karaoğlu ve Helvacı 2012; şekil 9b). Bu alanda metamorfik kayaçların yapraklanması ile üzerine gelen sedimanter birimin tabakalanması yaklaşık birbirine paralel konumda olup, üzerleme (overlap) ilişkisi bulunmaktadır. Kadiroğlu köyünün hemen altında ise Zahman volkaniklerinin İnay Grubu sedimanlarını pişirme etkisi ile sarı renge döndürdüğü görülmektedir. Buradan hareketle bu alanda pişirme etkisi ile sarı renk kazanan sedimanter birimler Yeniköy formasyonu ile karıştırılmış olabilir. Gerçek Yeniköy formasyonu ise Kadiroğlu köyü doğusunda daha alt kotlarda vadi içinde yüzeylenmektedir.



Şekil 38- Selendi havzası GB’sında Pabuçlu köyü yakınında yataya yakın İnay Grubu tarafından uyumsuzlukla örtülen Hacıbekir Grubu’na ait eğim kazanmış bloklu konglomeratlar içinde metamorfik bloklar. Belirgin olanları kırmızı oklar ile gösterilmiştir. Kazmanın uzunluğu 80 cm dir.





Şekil 39- Uşak-Güre havzasında Eynehan yolu üzerinde eğimli sarı renkli Hacıbekir Grubu içindeki konglomera seviyesindeki metamorfik çakıllar kırmızı oklarla gösterilmiştir. Kazmanın boyu 80 cm dir. Yakın plan görüntüde ölçek olarak kullanılan para 25 kuruş'tur.



Kuzey gidişli havzalarda alt kesimde bulunan sedimanlar içinde metamorfik çakılların yer alması Gördes havzasında Tepeköy formasyonunun (Seyitoğlu ve Scott 1994), Demirci havzasında Borlu formasyonunun (Yılmaz vd. 2000), Selendi ve Uşak-Güre havzalarında Hacıbekir Grubu'nun (Seyitoğlu 1997) çökelişi sırasında Menderes masifinin halihazırda yüzeyde olduğunu ve dolayısı ile Karaoğlu ve Helvacı (2012; Şekil 13)'de sunulan modelin de geçersiz olduğunu göstermektedir.

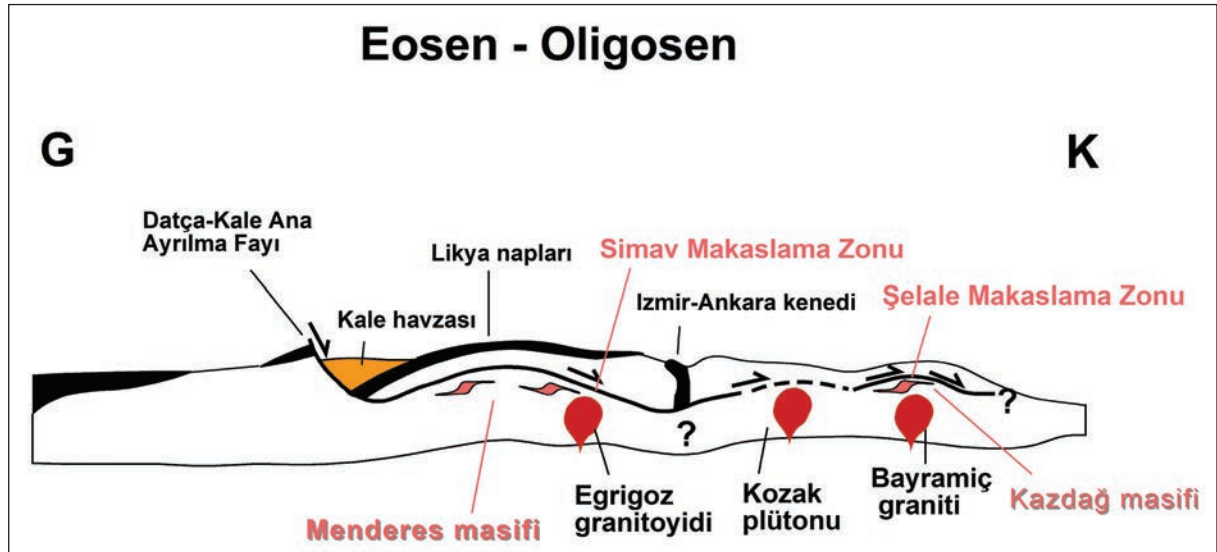
## 6. Sonuç ve Öneriler

Menderes masifinin Oligosen'de asimetrik çekirdek kompleksi olarak yüzeylenmesi Datça – Kale Ana Ayrılma Fayı önünde Oligosen Kale havzası'nın oluşumuna neden olmuştur (Seyitoğlu vd., 2004). Bu ayrılma fayının kuzeydeki devamı olan Simav Sıyrılma Fayı ile eş yaşlı çökellerin ise kuzey-gidişli havzalarda görülen Hacıbekir Grubu'na ait çökeller olduğu ileri sürülmesine rağmen gösterilen arazi ilişkileri ve diğer gözlemler bu iddianın şüpheli olduğunu göstermektedir. Bu durumda Simav Sıyrılma Fayı ile eş yaşlı çökeller Hacıbekir Grubu değilse hangi çökelilerdir sorusuna yanıt aranmalıdır. Kuzey Menderes masifinde çok küçük bir alanda yüzeyleyen Eosen-Oligosen (?) sedimanter ünite Başlamış formasyonu olarak tanımlanmıştır (Akdeniz, 1980) ve başka bir Oligosen yaşlı çökel yüzleği bilinmemektedir. Biga Yarımadası'nda bulunan Kazdağ çekirdek kompleksi

üzerinde yapılan ayrıntılı kinematik analizler Kazdağ çekirdek kompleksinde ilk sıyrılmanın üst-K yönlü olduğunu göstermektedir (Kurt vd., 2010). Bu gözlem bize Simav Sıyrılma Fayı'nın İzmir-Ankara Kenet Zonu ofiyolitleri altından geçerek Kazdağ çekirdek kompleksi üzerinden Marmara'ya ulaştığı yönünde spekülasyon yapmamıza izin vermektedir. Eğer bu doğru ise güney Marmara'da bulunan Oligosen magmatizmasının sıyrılma ile olan ilişkilerinin incelenmesi ve olasılıkla alt levhada kalmaya aday Uludağ masifi ve Marmara adası granitlerinin bu gözle tekrar incelenmesi gereklidir. Bu durumda Simav Sıyrılma Fayı üzerinde daha kuzeyde gelişebilecek çökel havza adayı olarak Eosen-Oligosen Trakya havzası bulunmaktadır. Bunun gösterilmesi halinde İzmir-Ankara kenet zonu olarak bildiğimiz ofiyolitlerin de gerçek kenet zonunu işaret ettiği şüphe altında kalacak olup, bunların Simav Sıyrılma Fayı üzerinde hareket etmiş olmaları gerekir (Şekil 40). Kazdağ çekirdek kompleksi üzerindeki ilk sıyrılma yönü üst-K verisine dayanan bu hipotezin arazide test edilmesi, batı Anadolu'daki geç Senozoyik genişlemeli tektoniğini daha iyi anlamamıza yardımcı olacaktır.

## Katkı Belirtme

Batı Anadolu'da doktora çalışmalarımızı yaparken yönlendirmeleri ile önümüzü aydınlatan danışmanlarımız Barry C. Scott'u ve Okan Tekeli'yi minnetle anıyoruz. Batı Anadolu'nun jeolojisine emek



Şekil 40- Menderes çekirdek kompleksi ile Kazdağ çekirdek kompleksi arasında olası ilişkiyi gösteren taslak.

vermiş ve bugün aramızdan ayrılmış olan Tuncay Er-  
can, Orhan Kaya, Erol Akyol, Okan Tekeli ve Leo-  
pold Benda'nın aziz hatıraları önünde saygı ile eğili-  
yoruz. Batı Anadolu'da alinteri dökerek jeolojik veri  
üretip bilimsel tartışmaları mümkün kılan tüm mes-  
lektaşlarımıza ve bu özel sayıda makale teklifinde bu-  
lunan Taner Ünlü'ye teşekkür ederiz.

Geliş Tarihi: 08.05.2015

Kabul Tarihi: 25.07.2015

Yayınlanma Tarihi: Aralık 2015

## Değerlenen Belgeler

- Akçığ, Z. 1988. Batı Anadolu'nun yapısal sorunlarının gra-  
vite verileri ile irdelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülte-  
ni*, 31, 63-70.
- Akdeniz, N. 1980. Başlanmış Formasyonu. *Jeoloji Mühen-  
disliği*, 10, 39-47.
- Akgün, F., Akyol, E. 1999. Palynostratigraphy of the coal  
bearing Neogene deposits in Büyük Menderes gra-  
ben, western Anatolia. *Geobios*, 32, 367-383.
- Akgün, F., Sözbilir, H. 2001. A palynostratigraphic appro-  
ach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Ta-  
vas molasse and Denizli molasse. *Geodynamica  
Acta*, 14, 71-93.
- Akyol, E., Akgün, F. 2001. Response a Seyitoğlu G. & Sen  
S. 1999. 'Discussion on Akgün F. & Akyol E.  
1999, Palynostratigraphy of the coal bearing Ne-  
ogene deposits in Büyük Menderes graben, wes-  
tern Anatolia. *Geobios*, 32,6:915. *Geobios*, 34,  
109-112.
- Alçıçek, H. 2007. Denizli havzası (Sarayköy-Buldan bölge-  
si, GB Türkiye) Neojen çökellerinin sedimentolo-  
jik incelemesi. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi.
- Alçıçek, H., Varol, B., Özkul, M. 2007. Sedimentary faci-  
es, depositional environments and palaeogeograph-  
ic evolution of the Neogene Denizli Basin of SW  
Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, 202, 596-  
637.
- Altunel, E. 1996. Pamukkale travertenlerinin morfolojik  
özellikleri, yaşları ve neotektonik önemleri. *Maden  
Tetik ve Arama Dergisi*, 118, 47-64.
- Armstrong, R.L. 1972. Low-angle (denudation) faults, hin-  
terland of the Sevier orogenic belt, eastern Nevada  
and western Utah. *Geological Society of America  
Bulletin*, 83, 1729-1754
- Arpat, E., Bingöl, E. 1969. The rift system of the Western  
Turkey; thoughts on its development. *Maden  
Tetik ve Arama Dergisi*, 73, 1-9.
- Ateş, A., Kearey, P., Tufan, S. 1999. New gravity and mag-  
netic anomaly maps of Turkey. *Geophysical Jour-  
nal International*, 136, 499-502.
- Axen, G.J., Bartley, J.M. 1997. Field test of rolling hinges:  
Existence, mechanical types and implications for  
extensional tectonics. *Journal of Geophysical Re-  
search*, 102, 20515-20537.
- Becker-Platen, J.D. 1970. Lithostratigraphische Untersuch-  
ungen im Kanozoikum Südwest- Anatoliens  
(Türkei). *Beihefte zum geologischen Jahrbuch* 97.
- Becker-Platen, J.D. 1971. Stratigraphic division of the Ne-  
ogene and oldest Pleistocene in Southwest Anato-  
lia. *Newsletters on Stratigraphy*, 1-3, 19-22.
- Benda, L. 1971. Principles of the palynologic subdivision  
of the Turkish Neogene. *Newsletters on Stratig-  
raphy* 1-3, 23-26.
- Benda, L., Innocenti, F., Mazzuoli, R., Radicati, F., Stef-  
fens, P. 1974. Stratigraphic and radiometric data of  
the Neogene in Northwest Turkey. *Zeitschrift der  
Deutschen Geologischen Gesellschaft* 125, 183-  
193.
- Benda, L., Meulenkamp, J.E. 1979. Biostratigraphic correla-  
tions in the Eastern Mediterranean Neogene.5. Calibration of sporomorph associations, marine  
microfossils and mammal zones, marine and  
continental stages and the radiometric scale. *Anna-  
les Geologiques Des Pays Helleniques* (hors ser.)  
1, 61-70.
- Benda, L., Meulenkamp, J.E. 1990. Biostratigraphic correla-  
tions in the Eastern Mediterranean Neogene.9. Sporomorph associations and event stratig-  
raphy of the Eastern Mediterranean. *Newsletters  
on Stratigraphy*, 23, 1-10.
- Besang, C., Eckhardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, H., Müller,  
P. 1977. Radiometrische altersbestimmungen an  
neogenen eruptivgesteinen der Türkei. *Geologisch-  
es Jahrbuch*, B25, 3-36.
- Bozkurt, E. 2000. Timing of extension on the Büyük Men-  
deres Graben, western Turkey, and its tectonic  
implications. Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Pi-  
per, J.D.A. (eds) Tectonics and Magmatism in Tur-  
key and the Surrounding Area. *Geological Society  
of London. Special Publication*, 173, 385-403.
- Bozkurt, E. 2003. Origin of NNE-trending basins in Wes-  
tern Turkey. *Geodynamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E. 2004. Granitoid rocks of the southern Mende-  
res massif (southwestern Turkey): field evidence  
for Tertiary magmatism in an extensional shear zone. *International Journal of Earth Sciences*, 93,  
52-71.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1993. Menderes massif: A  
Cordilleran type metamorphic core complex in  
western Turkey. EUG VII, Strasbourg, *Terra  
Abstracts v.5*, p.255.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1994. Southern Menderes Massif: an  
incipient metamorphic core complex in western



- Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Park, R.G. 1995. Geochemistry and tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes massif (west Turkey). *Geological Magazine*, 132, 287-301.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1997a. Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 168, 1, 3-14.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1997b. Microstructures of deformed grains in the augen gneiss of southern Menderes massif, western Turkey and their tectonic significance. *International Journal of Earth Sciences*, 86, 109-119.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1999. The structure of the Paleozoic schists in the southern Menderes Massif, western Turkey: a new approach to the origin of the Main Menderes metamorphism and its relation to the Lycian Nappes. *Geodinamica Acta*, 12, 25-42.
- Bozkurt, E., Sözbilir, H. 2004. Tectonic Evolution of the Gediz Graben: Field Evidence for an Episodic, Two-Stage Extension in Western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Bozkurt, E., Rojay, B. 2005. Episodic, two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in Western Turkey: field evidence from the Kiraz Basin and Bozdağ Horst. *Geodinamica Acta*, 18, 299-316.
- Buck, W.R. 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7, 959-973.
- Buscher, J.T., Hampel, A., Hetzel, R., Dunkl, I., Glotzbach, C., Struffert, A., Akal, C., Ratz, M. 2013. Quantifying rates of detachment faulting and erosion in the central Menderes massif (western Turkey) by thermochronology and cosmogenic <sup>10</sup>Be. *Journal of Geological Society London*, 170, 669-683.
- Candan, O., Dora, Ö.O. 1998. Menderes masifi'nde granulit, eklojit ve mavişist kalıntıları: Pan-Afrikan ve Tersiyer metamorfik evrimine bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41/1, 1-35.
- Candan, O., Koralay, E., Akal, C., Kaya, O., Oberhansli, R., Dora, O.Ö., Konak, N., Chen, F. 2011. Supra-Pan-African unconformity between core and cover series of the Menderes Massif / Turkey and its geological implications. *Precambrian Research*, 184, 1-23.
- Catlos, E. J., Çemen, I., Işık, V., Seyitoğlu, G. 2002. In-situ timing constraints from the Menderes massif, western Turkey. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 180.
- Catlos, E.J. Çemen, I. 2005. Monazite ages and the evolution of the Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 204-217.
- Catlos, E.J., Baker, C., Sorensen, S.S., Çemen, İ., Hançer, M. 2010. Geochemistry, geochronology and cathodoluminescence imagery of the Salihli and Turgutlu granites (Central Menderes Massif, western Turkey): Implications for Aegean tectonics. *Tectonophysics*, 488, 110-130.
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S., Barka, A.A. 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 152, 629-638.
- Collettini, C. 2011. The mechanical paradox of low-angle normal faults: Current understanding and open questions. *Tectonophysics*, 510, 253-268.
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F. 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 155, 759-772.
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F. 2003. Kinematic evidence for Late Mesozoic - Miocene emplacement of the Lycian allochthon over western Anatolide belt, SW Turkey. *Geological Journal*, 38, 295-310.
- Coney, P.J. 1980. Cordilleran metamorphic core complexes; an overview. In: Crittenden, M.D., Coney, P.J. and Davis, G.H. (Ed.). *Cordilleran Metamorphic Core Complexes. Geological Society of America. Memoir*, 153, 7-31.
- Çağlar, I., Duvarcı, E. 2001. Geoelectric structure of inland area of the Gökova rift, southwest Anatolia and its tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 31, 33-48.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U. 1980. Menderes masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Jeoloji Mühendisliği*, 10, 9-19.
- Çiftçi, G., Pamukçu, O., Çoruh, C., Çopur, S., Sözbilir, H. 2011. Shallow and deep structure of a supradetachment basin based on geological, conventional deep seismic reflection sections and gravity data in the Büyük Menderes graben, western Anatolia. *Surveys in Geophysics*, 32, 271-290.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E. 2009. Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49-79.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E. 2010. Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey. temporal and spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22, 846-873.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons Inc., 776s.
- Davis, G.A., Lister, G.S. 1988. Detachment faulting in continental extension: Perspectives from the south western U.S. Cordillera. Clark, S.P. *Processes in con-*

- tinental lithospheric deformation. *Geological Society of America Special Publication*, 218, 133-159.
- de Graciansky, P.C., Lorenz, C., Magne, J. 1970. Sur les étapes de la transgression du Miocene inferieur observée dans les fenetres de Göcek (sud-ouest de la Turquie). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 12, 557-564.
- Demircioğlu, D., Ecevitöğlü, B., Seyitoğlu, G. 2010. Evidence of a rolling hinge mechanism in the seismic records of hydrocarbon-bearing Alaşehir graben, western Turkey. *Petroleum Geoscience*, 16, 155-160.
- Delaloye M, Bingöl, E. 2000. Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Dewey, J.F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7, 1123-1139.
- Dewey, J.F., Şengör, A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. *Bulletin of Geological Society of America*, 90, 84-92.
- Dora, Ö.O., Kun, N., Candan, O. 1990. Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes massif. I.E.S.C.A. Proceedings, 2, 102-115.
- Dora, Ö.O., Candan, O., Dürr, S., Oberhansli, R. 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes massif. I.E.S.C.A. Proceedings, 1, 53-72.
- Dürr, S. 1975. Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Aegaeis. Doctoral Dissertation, University Marburg Lahn.
- Dürr, St., Allherr, R., Keller, J., Okrusch, M., Seidel, E. 1978. The median Aegean crystalline belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In Closs, H. Poeder, D.H. and Schmidt, K. (Eds), Alps, Apennines, Helienides., 455-477, Schweizerbart, Stuttgart.
- Ediger, V., Batı, Z., Yazman, M. 1996. Paleopalynology of possible hydrocarbon source rocks of the Alaşehir - Turgutlu area in the Gediz graben (western Anatolia). *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 8, 94-112.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S. 2011. Kütahya (NJ 35-4) Paftası, 1:250.000 ölçekli Türkiye diri fay haritası serisi no: 10. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Ankara-Türkiye.
- Emre, T. 1992. Gediz grabeni'nin (Salihli-Alaşehir arası) jeolojisi. 45. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özeri*, s.60.
- Emre, T. 1996. Gediz grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-185.
- Emre, T., Sözbilir, H. 1997. Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia. İç: IESCA Proceedings (Ed: Ö. Pişkin, M. Ergün, M.Y. Savaşçın, G. Tarcan), s. 74-93.
- Emre, T., Sözbilir, H., Gökçen, N., 2006. Neogene-Quaternary stratigraphy of Kiraz – Beydağ vicinity, Küçük Menderes graben, west Anatolia. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 132, 1-32.
- Emre, T., Sözbilir, H. 2007. Tectonic evolution of the Kiraz basin, Küçük Menderes graben: Evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in west Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 441-470.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A., Günay, A. 1978. Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 21, 97-106.
- Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A., Günay, E. 1983. Kula - Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği*, 17, 3-28.
- Ercan, T., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A. 1996. Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 119, 103-112.
- Erdoğan, B., Güngör, T. 2004. The problem of the core-cover boundary of the Menderes massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, western Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 15-36.
- Ersoy, Y., Helvacı, C. 2007. Stratigraphy and geochemical features of the Early Miocene bimodal (ultrapotassic and calc-alkaline) volcanic activity within the NE-trending Selendi basin, western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 117-139.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., Sözbilir, H., Erkül, F., Bozkurt, E. 2008. A geochemical approach to Neogene-Quaternary volcanic activity of western Anatolia: An example of episodic bimodal volcanism within the Selendi basin, Turkey. *Chemical Geology*, 255, 265-282.
- Ersoy, Y.E., Helvacı, C., Sözbilir, H. 2010. Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW trending superimposed Selendi basin: Implications for late Cenozoic crustal extension in western Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 488, 210-232.
- Ersoy, Y.E., Helvacı, C., Palmer, M.R. 2011. Stratigraphic, structural and geochemical features of the NE-SW trending Neogene volcano-sedimentary basins in western Anatolia: Implications for associations of supra-detachment and transtensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 159-183.



- Ersoy, Y.E., Çemen, İ., Helvacı, C., Billor, Z. 2014. Tectono-stratigraphy of the Neogene basins in western Turkey: Implications for tectonic evolution of the Aegean extended region. *Tectonophysics*, 635, 33-58.
- Eyidoğan, H., Jackson, J. 1985. A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1967-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society London*, 81, 569-607.
- Faure, M., Bonneau, M., Pons, J. 1991. Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegea (Greece). *Bulletin de la Societe geologique de France*, 162, 3-11.
- Fletcher, J. M., Bartley, J. M., Martin, M. W., Glazner, A. F., Walker, J. D. 1995. Large-magnitude continental extension: An example from the central Mojave metamorphic core complex. *Geological Society of America Bulletin*, 107/ 12, 1468-1483.
- Fossen, H. 2010. Structural Geology. *Cambridge University Press*. 463p.
- Friedmann, S.J., Burbank, D.W. 1995. Rift basins and supradetachment basins: intracontinental extensional end-members. *Basin Research*, 7, 109-127.
- Gans, P.B., Mahood, G.A., Schermer, E.R. 1989. Syn-extensional magmatism in the Basin and Range province; a case study from the eastern Great Basin. *Geological Society of America. Special Publication* 233, 60 p.
- Gawthorpe, R.L., Hurst, J.M. 1993. Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of the Geological Society London* 150, 1137-1152.
- Gessner, K., Piazzola, S., Güngör, T., Ring, U., Kröner, A., Passchier, C.W. 2001a. Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolide belt, southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 766-780.
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel R., Passchier, C. W., Güngör, T. 2001b. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29, 611-614.
- Gessner, K., Collins, A. S., Ring, U., Güngör, T. 2004. Structural and thermal history of poly-orogenic basement: U–Pb geochronology of granitoid rocks in the southern Menderes Massif, western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 161, 93–101.
- Gessner, K., Gallardo, L.A., Markwitz, V., Ring, U., Thomson, S.N. 2013. What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey. *Gondwana Research*, 24, 243-274.
- Glodny, J., Hetzel, R. 2007. Precise U–Pb ages of syn-extensional Miocene intrusions in the central Menderes Massif, western Turkey. *Geological Magazine*, 144, 235-246.
- Güleç, N. 1991. Crust-mantle interaction in western Turkey: Implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine* 128, 417-435.
- Gürer, F., Yılmaz, Y. 2002. Geology of the Ören and surrounding areas, SW Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 1-13.
- Gürer, Ö.F, Sarıca-Filoreau, N., Özbüran, M., Sangu, E., Doğan, B. 2009. Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, western Turkey. *Geological Magazine*, 146, 652-673.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, Ö.O. 1995a. Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, 23, 455-458.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M. 1995b. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey. *Journal of Geological Society London*, 152, 639-654.
- Hetzel, R., 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.
- Hetzel, R., Romer, R.L., Candan, O., Passchier, C.W. 1998. Geology of the Bozdağ area, central Menderes massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. *Geologische Rundschau*, 87, 394-406.
- Hetzel, R., Zwigmann, H., Mulch, A., Gessner, K., Akal, C., Hampel, A., Güngör, T., Petschick, R., Mikes, T., Wedin, F. 2013. Spatiotemporal evolution of brittle normal faulting and fluid infiltration in detachment fault systems: a case study from Menderes massif, western Turkey. *Tectonics*, 32, 1-13.
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., Tonarini, S. 2005. Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: Magma sources and geodynamic evolution. *Marine Geology*, 221, 397-421.
- İşık, V., Tekeli, O., Çemen, İ. 1997. Mylonitic fabric development along a detachment surface in northern Menderes massif, western Anatolia, Turkey. *Geol Soc Am., Annual Meeting*, Abstracts with programs 29, A-220.
- İşık, V., Tekeli, O. 1998. Structure of Lower Plate Rocks in Metamorphic Core Complex; Northern Menderes

- massif, Western Turkey. 3th Int. *Turkish Geology Sym.*, METU, Ankara, Turkey, p. 268.
- Işık, V., Tekeli, O. 1999. Microstructure of deformed grains in the granitic mylonites of lower plate: northern Menderes massif, western Turkey. *EUG 10, J. Conference Abstracts*, 4 (1), 730.
- Işık, V., Tekeli, O. 2001. Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): Evidences for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 757-765.
- Işık, V., Seyitoğlu, G., Çemen, İ. 2003a. Extensional structures of the Menderes core complex, western Turkey. *GSA, Annual Meeting Abstracts with Programs*, Seattle, USA, v.35, p.27-28.
- Işık, V., Seyitoğlu, G., Çemen, İ. 2003b. Ductile-brittle transition along the Alasehir shear zone and its structural relationship with the Simav detachment, Menderes massif, western Turkey. *Tectonophysics*, 374, 1-18.
- Işık, V., Gürsu, S., Göncüoğlu, C., Seyitoğlu, G. 2004a. Deformational and geochemical features of syn-tectonic Koyunoba and Egrigöz granitoids, western Turkey. *Chatzipetros, A.A., Pavlides, S.B. (Ed.), 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, Thessaloniki, Greece, 3, pp. 1143-1146.
- Işık, V., Tekeli, O., Seyitoğlu, G. 2004b. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of extensional ductile deformation and granitoid intrusions in the northern Menderes core complex: Implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Science*, 23, 555-566.
- Işık, V., Seyitoğlu, G. 2006. Menderes metamorfik çekirdek kompleksinde sıyrılmaya fayları ve ilişkili makaslama zonları, Batı Anadolu. 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, s. 21-24
- Işık, V., Seyitoğlu, G. 2007. Menderes Masifinin Geç Senozoyikte Asimetrik ve Simetrik Çekirdek Kompleksi Olarak Yüzeyleme ve Parçalanma Tarihiçesi. *Menderes Masifi Kolokiyumu, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı*, 88-97.
- Işık, V., Seyitoğlu, G. 2010. Cenozoic Exhumation and Sedimentary Basin Formation in the Menderes Massif, Western Turkey. *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia. Abstracts with Programs* (36-1), p.70.
- İnci, U. 1984. Demirci ve Burhaniye bitümlü şeyllerinin stratigrafisi ve organik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni*, 5, 27-40.
- İztan, H., Yazman, M. 1990. Geology and hydrocarbon potential of the Alaşehir (Manisa) area, western Turkey. *Proceedings to International Earth Sciences Congress on Aegean regions*, İzmir, 327-338.
- Jackson, J.A., McKenzie, D. 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors and rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal*, 93, 45-73.
- Janecke, U.S., Vandenburg, J.C., Blankenau, J.J. 1998. Geometry, mechanisms and significance of extensional folds from examples in the Rocky Mountain Basin and Range province, USA. *Journal of Structural Geology*, 20, 841-856.
- Jolivet, L., Faccenna, C., D'agostina, N., Fournier, M., Worrall, D. 1999. The kinematics of back-arc basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. *MAC Niocaill, C., Ryan, P.D. (Ed.). Continental Tectonics. Journal of the Geological Society London Special Publication*, 164, 21-53.
- Jolivet, L., Faccenna, C. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095-1106.
- Jolivet, J., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.P., Philippon, M., Paul, P., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monié, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier R., Gadenne, L., Driussi, O. 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597-598, 1-33.
- Karaoğlu, Ö., Helvacı, C. 2012. Structural evolution of the Uşak-Güre supradetachment basin during Miocene extensional denudation in western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 169, 627-642.
- Kaya, O. 1981. Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10, 164-191.
- Kaya, S., Esat, K., Ecevitöğlu, B., Işık, V., Kaypak, B., Uyar Aldaş, G., Can, A.Z., Baksı, E.E., Akkaya, İ. Seyitoğlu, G. 2014. Afyon-Akşehir grabeni batı kenarının tektonik özellikleri üzerine jeolojik ve jeofizik gözlemler: İki evreli genişleme modeli hakkındaki tartışmalara bir katkı. *Yerbilimleri*, 35, 1-16.
- Kaymakçı, N. 2006. Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkey): implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 207-222.
- Kaypak, B., Gökkaya, G. 2012. 3-D imaging of the upper crust beneath the Denizli geothermal region by local earthquake tomography, western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211, 47-60.
- Ketin, İ., Abdüsselamoğlu, Ş. 1969. 23 Mart 1969 Demirci ve 28 Mart 1969 Alaşehir-Sarıgöl depremleri hakkında makro-sismik gözlemler. *Maden Mecmuası*, 4, 21-26.



- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E. 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 156, 605-616.
- Koçyiğit, A., Ünay, E., Saraç, G. 2000. Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon graben, Turkey. İç: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area (Ed: E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper), Geological Society London, *Special Publications* 173, s. 405-421.
- Konak, N. 1979. Simav grabeni ve getirdiği kentleşme sorunları. Türkiye Jeoloji Mühendisliği 1. Bilimsel ve Teknik Kongresi Bildirileri, 157-164.
- Konak, N. 1982. Simav dolayının jeolojisi ve metamorfik kayaların evrimi. *İ.Ü.M.F. Yerbilimleri Dergisi*, 3, 313-337.
- Konak, N., Akdeniz, N., Öztürk, E.M. 1987. Geology of the south of Menderes massif, correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean Mountain Belt (Guide book for the field excursion along western Anatolia, Turkey) IFCP Project No. 5, 42-53.
- Koralay, E., Dora, O.Ö., Chen, F., Satır, M., Candan, O. 2004. Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) area, Eastern part of the Ödemiş-Kiraz submassif, Menderes Massif: Pan-African magmatic activity. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 37-61.
- Kurt, H., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. 1999. Investigation of submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean sea, by multi-channel seismic reflection data. *Tectonophysics*, 305, 477-496.
- Kurt, F.S., Işık, V., Seyitoğlu, G. 2010. Alternative Cenozoic exhumation history of the Kazdağ core complex. Tectonic Cross Roads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia. Abstracts with Programs (36-3), METU Ankara, s.70.
- Le Pichon, X., Angelier, J. 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 69, 1-42.
- Le Pichon, X., Angelier, J. 1981. The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, A300, 357-372.
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, H. 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781-792.
- Lister, G.S., Banga, G., Feensta, A. 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- Lister, G.S., Davis, G.A. 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11, 65-94.
- Lister, G.S., Baldwin, S.L. 1992. Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 21, 607-610.
- Loos, S., Reischmann, T. 1999. The evolution of the southern Menderes massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *Journal of Geological Society London*, 156, 1021-1030.
- Malavieille, J. 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics*, 12, 1115-1130.
- Manning, A.H., Bartley, J.M. 1994. Postmylonitic deformation in the Raft River metamorphic core complex, northwestern Utah: Evidence of a rolling hinge. *Tectonics*, 13, 596-612.
- McClay, K.R. 1989. Physical models of structural styles during extension. İç: Extensional tectonics and stratigraphy of the north Atlantic margins (Ed: A.J. Tankard, H.R. Balkwill). *AAPG Memoir* 46, s. 95-110.
- McClay, K.R. 1990. Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems. İç: Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics (Ed: R.J. Knipe, E.H. Rutter). *Geological Society Special Publication* 54, s. 445-453.
- McKenzie, D.P. 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239-243.
- McKenzie, D.P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- McKenzie, D. 1978. Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: The Aegean sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 55, 217-254.
- Mercier J.L. 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Phil. Trans. Royal Society London*, A 300, 337-355.
- Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., van Wamel, W.A., Spakman, W., Hoogerduyn Strating, E. 1988. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Nebert, K. 1961. Gördes bölgesindeki Neojen volkanizması hakkında bilgiler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 57, 50-54.
- Oberhansli, R., Partzsch, J., Candan, O., Çetinkaplan, M. 2001. First occurrence of Fe-Mg-carpholite docu-

- menting a high-pressure metamorphism in metasediments of the Lycian Nappes, SW Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 867–873.
- Okay, A.I. 1989. Geology of the Menderes Massif and the Lycian Nappes south of Denizli, western Taurides. *Miner. Res. Explor. Bull.*, 109, 37–51.
- Öner, Z., Dilek, Y. 2011. Supradetachment basin evolution during continental extension: The Aegean province of western Anatolia, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 2115–2141.
- Özerdem, C., Çemen, İ., Işık, V. 2002. The conglomerate member of the Gökçeören formation, Ören basin, western Turkey: its age, sedimentology, and tectonic significance. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 250.
- Pamir, H.N., Erentöz, C. 1974. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Denizli Paftası İzahnamesi. Maden Tetkik ve Arama Yayını, 83 s.
- Phillipson, A. 1915. Reisen und Forschungen in Westlichen Kleinasien. *Pet. Mitt. Erg. M.*, 167, 173, 177, 180 Cotha.
- Purvis, M., Robertson, A.H.F. 2005. Sedimentation of the Neogene - Recent Alaşehir (Gediz) continental graben system used to test alternative tectonic models for western (Aegean) Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 373–408.
- Prante, M.R., Evans, J.P., Janecke, S.U., Steely, A. 2014. Evidence for paleoseismic slip on a continental low-angle normal fault: Tectonic pseudotachylite from the west Salton detachment fault, CA, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 387, 170–183.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I. 1987. The techniques of modern structural geology (Volume 2: Folds and Fractures). Academic Press London, 700s.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I., Marcoux, J. 1975. L’Axe calcaire du Taurus un alignement de fenêtrages arabo-africains sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 17, 1024–1044.
- Reynolds, S.J. 1985. Geology of the South Mountains, central Arizona. *Arizona Bureau of Geology and Mineral Technology, Geological Survey Bulletin* 195, 61 p.
- Reynolds, S.J., Rehring, W.A. 1980. Mid-Tertiary plutonism and mylonitization, South Mountains, central Arizona. *Geological Society of America. Memoir* 153, 159–175.
- Rimmele, G., Jolivet, L., Oberhänsli, R., Goffe, B., 2003. Deformation history of the high-pressure Lycian Nappes and implications for tectonic evolution of SW Turkey. *Tectonics*, 22, 1007–
- nic denudation of a Late Cretaceous-Tertiary collisional belt-regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, 140, 1–21.
- Ring, U., Collins, A.S. 2005. U–Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 162, 289–298.
- Saraç, G. 2003. Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10609, 208s.*, Ankara (yayımlanmamış).
- Sarı, C., Şalk, M. 2006. Sediment thicknesses of the western Anatolia graben structures determined by 2D and 3D analysis using gravity data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 39–48.
- Sarıca, N. 2000. The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in west Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geological Journal*, 35, 1–24.
- Savaşçın, M.Y. 1991. Magmatic activities of Cenozoic compressional and extensional tectonic regimes in western Anatolia. *Proceedings of International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, İzmir Turkey*, s. 420–434.
- Savaşçın, M.Y., Güleç, N. 1990. Neogene volcanism of western Anatolia-Field excursion B3. *International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, İzmir Turkey*.
- Seyitoğlu, G. 1992. Late Cenozoic Crustal Extension, Basin Formation and Volcanism in West Turkey. PhD Thesis, University of Leicester, England, UK.
- Seyitoğlu, G. 1997a. The Simav graben: An example of young E-W trending structures in the Late Cenozoic extensional system of western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 135–141.
- Seyitoğlu, G. 1997b. Late Cenozoic tectono-sedimentary development of Selendi and Uşak-Güre basins: a contribution to the discussion on the development of east-west and north-trending basins in western Turkey. *Geological Magazine*, 134, 163–175.
- Seyitoğlu, G. 1999. Discussion on evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society London* 156, 1240.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155–166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. 1992a. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129, 239–242.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. 1992b. Late Cenozoic volcanic



- evolution of the NE Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., Rundle, C.C. 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 149, 533-38.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. 1994. Late Cenozoic basin development in west Turkey. Gördes basin: tectonics and sedimentation. *Geological Magazine*, 131, 631-637.
- Seyitoğlu, G., Benda, L., Scott, B.C. 1994. Neogene palynological and isotopic age data from Gördes basin, West Turkey. *Newsletters on Stratigraphy*, 31, 133-142.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. 1996a. Age of Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. 1996b. The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: Tectonic escape vs. Back-arc spreading vs. Orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22, 145 - 153.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., Scott, B.C. 1997. The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.
- Seyitoğlu, G., Benda, L. 1998. Neogene palynological and isotopic age data from Selendi and Uşak-Güre basins, western Turkey: a contribution to the upper limit of Eskişehir sporomorph association. *Newsletters on Stratigraphy*, 36, 105-115.
- Seyitoğlu, G., Şen, Ş. 1998. The contribution of first magnetostratigraphical data from E-W trending graben fill to the style of late Cenozoic extensional tectonics in western Turkey. Third International Turkish Geology Symposium, Abstracts 188.
- Seyitoğlu, G., Şen, Ş. 1999. Discussion on "Akgün F., Akşol E. 1999. Palynostratigraphy of the coal bearing Neogene deposits in Büyük Menderes graben, Western Anatolia. *Geobios*, 32(3), 367-383". *Geobios*, 32, 934.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ., Tekeli, O. 2000. Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 157, 1097 -1100.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş., Işık, V. 2002. The role of the flexural rotation / rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139, 15-26.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Çemen, İ. 2004. Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, 16, 358-364.
- Seyitoğlu, G., Alçiçek, M.C., Işık, V., Alçiçek, H., Mayda, S., Varol, B., Yılmaz, I., Esat, K. 2009. The stratigraphical position of Kemiklitepe fossil locality (Eşme, Uşak) revised: Implications for the Late Cenozoic sedimentary basin development and extensional tectonics in western Turkey. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie*, 251, 1-15.
- Seyitoğlu, G., Işık, V. 2009. Meaning of the Küçük Menderes Graben in the tectonic framework of the central Menderes metamorphic core complex. *Geologica Acta*, 7, 323-331.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Esat, K. 2014. A 3D model for the formation of Turtleback surfaces: The Horzum Turtleback of Western Turkey as a case study. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23, 479-494.
- Seyitoğlu, G., Cahill, N.D., Işık, V., Esat, K. 2015a. Morphotectonics of the Alaşehir graben with a special emphasis on the landscape of the ancient city of Sardis, western Turkey. İç: Landforms and Landscapes of Turkey (Ed: C. Kuzucuoglu, N. Kazancı, A. Çiner), Springer, in press.
- Seyitoğlu, G., Ecevitöglu, B., Kaypak, B., Güney, Y., Tün, M., Esat, K., Avdan, U., Temel, A., Çabuk, A., Telsiz, S., Uyar Aldaş, G. 2015b. Determining the main strand of the Eskişehir strike-slip fault zone using subsidiary structures and seismicity: a hypothesis tested by seismic reflection studies. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24, 1-20.
- Sickenberg, O., Tobien, H. 1971. New Neogene and Lower Quaternary vertebrate faunas in Turkey. *Newsletters on Stratigraphy*, 1, 51-61.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R., Vlaar, N.J. 1988. The Hellenic subduction zone; a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophysical Research Letters*, 15, 60-63.
- Spencer, J.E. 1982. Origin of folding of Tertiary low-angle fault surfaces insoutheastern California and western Arizona, U. S. Geological Survey Professional Paper, Report: P 1375, pp.66.
- Spencer, J. E. 1984, Role of denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology* 12, 95-98.
- Steininger, F.F., Rögl, F. 1984. Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., Eds). Geological Society London, Special Publication, 17, 659-668.
- Sözbilir, H. 2001. Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51-67.
- Sözbilir, H. 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277-288.
- Sözbilir, H., Emre, T. 1990. Neogene stratigraphy and

- structure of the northern rim of the Büyük Menderes graben. Proceedings to International Earth Sciences Congress on Aegean regions, İzmir, 314-322.
- Sun, S. 1990. Denizli-Uşak Arasının Jeolojisi ve Linyit Olanakları. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 9985, 92s.* Ankara (yayımlanmamış).
- Şan, O. 1998. Ahmetli (Manisa) güneyinde Menderes masifi ve Tersiyer örtü kayalarının jeolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi.
- Şen, Ş., De Bonis, L., Dalfes, N., Geraads, D., Koufos, G. 1994. Les gisements de mammifères du Miocène supérieur de Kemiklitepe, Turquie: 1. Stratigraphie et magnétostratigraphie. İç: Les gisements de mammifères du Miocènesupérieur de Kemiklitepe, Turquie (Ed: Ş. Şen), *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 4e sér.,16, sec. C, no. 1, s. 5-17.
- Şen, Ş., Seyitoğlu, G. 2009. Magnetostratigraphy of early - middle Miocene deposits from E-W trending Alaşehir and Büyük Menderes grabens in western Turkey, and its tectonic implications. İç: Geodynamics of Collision and Collapse at the Africa – Arabia-Eurasia subduction zone. (Ed: D.J.J. van Hinsbergen, M.A. Edwards, R. Govers), *The Geological Society London, Special Publications* 311, 321–342.
- Şengör, A.M.C. 1979. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society London*, 13, 269-282.
- Şengör, A.M.C. 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferanslar Dizisi:2, Ankara, 40 s.
- Şengör, A.M.C. 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, *Türkiye Jeoloji Kurultayı* 59-71.
- Şengör, A.M.C. 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. İç: Continental Extensional Tectonics. (Ed: M.P. Coward., J.F. Dewey, P.L. Hancock), *The Geological Society of London Special Publications* 28; 575-589.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181– 241.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök R. 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. Biddle, K.T. and Christie-Blick, N. (Ed.). Strike-slip Faulting and Basin Formation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist. Special Publication* 37, 277-264.
- Şimşek, Ş. 1984. Denizli - Kızıldere - Tekkehamam - Tosunlar - Buldan - Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 7846, 85s.*, Ankara (yayımlanmamış).
- Taner, G. 1974a. Denizli bölgesi Neojeni'nin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Der-gisi*, 82, 89-126.
- Taner, G. 1974b. Denizli bölgesi Neojeni'nin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Der-gisi*, 83, 145-177.
- Taner, G. 1975. Denizli bölgesi Neojeni'nin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Der-gisi*, 85, 45-66.
- Tchihatcheff, P. 1867-1869. *Asie Mineure (Description Physique)* Paris.
- Thomson, S.N., Stöckhert, B., Brix, M.R. 1998. Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks on Crete, Greece: implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26, 259–262.
- Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar, M., Şan, Ö. 1995. Dating of the sediments exposed at the northern part of the Büyük Menderes graben (Turkey) on the basis of Arvicolidae (Rodentia, Mammalia). *Geological Bulletin of Turkey*, 38, 75-80.
- Ünay, E., De Bruijn, H. 1998. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO* 60, 431-466.
- van Hinsbergen, D.J.J. 2010. A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: The Menderes massif of western Turkey. *Earth-Science Reviews*, 102, 60-76.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending in an extending orogen. *Nature*, 291, 645-648.
- Wernicke, B.P. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 1, 108-125.
- Wernicke, B., Axen, G.J. 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16, 848-851.
- Westaway, R. 1990. Block rotation in western Turkey. 1. Observational evidence. *Journal of Geophysical Research* 95/B12, 19857-19884.
- Westaway, R. 1993. Neogene evolution of the Denizli region of western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 15, 37-53.
- Westaway, R. 2006. Cenozoic cooling histories in the Men-



- deres Massif, western Turkey, may be caused by erosion and flat subduction, not low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, 412, 1-25.
- Westaway, R., Pringle, M., Yurtmen, S., Demir, T., Bridgland, D., Rowbotham, G., Maddy, D. 2003. Pliocene and Quaternary surface uplift of western Turkey revealed by long-term river terrace sequences. *Current Science*, 84, 1090–1101.
- Westaway, R., Pringle, M., Yurtmen, S., Demir, T., Bridgland, D., Rowbotham, G., Maddy, D. 2004. Pliocene and Quaternary regional uplift in western Turkey: the Gediz river terrace staircase and the volcanism at Kula. *Tectonophysics*, 391, 121–169.
- Westaway, R., Guillou, H., Yurtmen, S., Demir, T., Scaillet, S., Rowbotham, G. 2005. Constraints on the timing and regional conditions at the start of the present phase of crustal extension in western Turkey, from observations in and around the Denizli region. *Geodinamica Acta*, 18, 209-238.
- Westaway, R., Guillou, H., Yurtmen, S., Beck, A., Bridgland, D., Demir, T., Scaillet, S., Rowbotham, G. 2006. Late Cenozoic uplift of western Turkey: Improved dating of the Kula Quaternary volcanic field and numerical modelling of the Gediz River terrace staircase. *Global and Planetary Change*, 51, 131–171
- Yağmurlu, F. 1984. Akhisar doğusundaki kömür içeren Miyosen tortullarının stratigrafisi, depolanma ortamları ve tektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni* 5, 3-20.
- Yazman, M. 1997. Western Turkey poses exploration challenges on/offshore. *The Leading Edge*, 16, 897-899.
- Yılmaz, M., Gelişli, K. 2003. Stratigraphic – Structural interpretation and hydrocarbon potential of the Alaşehir Graben, Western Turkey. *Petroleum Geoscience*, 9, 277 – 282.
- Yılmaz, Y. 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. İç: *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* (Ed: A.M.C. Şengör), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, s.159-189.
- Yılmaz, Y. 1990. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-77.
- Yılmaz, Y., Genç, S. C., Güner, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, S., Elmas, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? İç: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding area*. (Ed: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A.). *The Geological Society London Special Publication* 173, s. 353-384.
- Yolsal-Çevikbilen, S., Taymaz, T., Helvacı, C. 2014. Earthquake mechanisms in the Gulfs of Gökova, Sığacık, Kuşadası and the Simav region (western Turkey): Neotectonics, seismotectonics and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 635, 100-124.
- Yin, A. 1991. Mechanism for the formation of the domal and basinal detachment faulting : A three-dimensional analysis. *Journal of Geophysical Research*, 96, 14577-14594.
- Yin, A., Dunn, J.F. 1992. Structural and stratigraphic development of the Whipple-Chemehuevi detachment fault system,, southeastern California: Implications for the geometrical evolution of domal and basinal low-angle faults. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 659-674.

