

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**CUMAOVASI (MENDERES) HAVZASININ
KUVATERNER JEOLJİSİ VE AKTİF TEKTONİĞİ**

Bora UZEL

Ocak, 2007

İZMİR

CUMAOVASI (MENDERES) HAVZASININ KUVATERNER JEOLJISI VE AKTIF TEKTONIđI

Dokuz Eylöl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

Bora UZEL

Ocak, 2007

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Bora UZEL tarafından **Doç.Dr. Hasan SÖZBİLİR** yönetiminde hazırlanan
“**CUMAOVASI (MENDERES) HAVZASININ KUVATERNER JEOLJİSİ VE
AKTİF TEKTONİĞİ**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği
açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

.....

Doç.Dr. Hasan SÖZBİLİR

.....

Jüri Üyesi

.....

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Yüksek Lisans Tezi kapsamında hazırlanmıştır. Çalışma, 04.KB.FEN.043 No' lu Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi tarafından desteklenmiştir.

Bu çalışmayı yöneten, yönlendiren ve hertürlü problemimde daima yanımda olan danışman hocam Hasan Sözbilir' e teşekkürü bir borç biliyorum.

Bilimsel katkılarının yanısıra manevi desteklerini de esirgemeyen çalışma arkadaşlarım Araş. Gör. Dr. Fuat Erkül, Araş. Gör. Emrah Yalçın Ersoy, Araş. Gör. Ökmen Sümer' e; arazi çalışmalarına katılan Berk Çakmakoğlu ve Gökhan Çiçek' e; ayrıca maddi ve manevi desteklerini sürekli yanımda hissettiğim aileme teşekkür ederim.

CUMAOVASI (MENDERES) HAVZASININ KUVATERNER JEOLJİSİ VE AKTİF TEKTONİĞİ

ÖZ

Bu çalışmanın ana amacı, elde edilen verilerin ışığında Cumaovası havzasının Kuvaterner’deki yapısal evrimini inceleyerek bu evrimi Batı Anadolu genişleme bölgesi içerisindeki rolünü ortaya koymaktır. Çalışma, havza çökelleri ve havza faylarının tanımlamaları ve ilişkili yapıların kinematik analizlerini içerir.

Yaklaşık 5-17-km uzunluğunda, 35-km genişliğinde, KKD-uzanımlı ve asimetrik bir çek-ayır havza olan Cumaovası havzası Gediz ve Küçük Menderes grabenlerinin batısında yer almaktadır. Havza çökelleri birbirinden yersel uyumsuz bir dokanakla ayrılan iki farklı alüvyonal birim ile karakterize olur. Görece formasyonu ve Alüvyon birimleri olarak adlandırılan bu alüvyonal çökeller, Menderes masifine ait metamorfik kayalar ve İzmir-Ankara Zonu ile Neojen volkano-sedimanter birimlerine ait kaya topluluklarının üzerinde gelişmiştir.

Cumaovası havzasının batı sınırındaki faylar normal ve/veya ters bileşenli doğrultu atımlı faylar iken havzanın kuzey ve güney sınır fayları sol doğrultu atım bileşenine sahip verev-normal atımlı fay karakterindedir. Buca, Değirmendere, Orhanlı, Yeniköy ve Kunerlik fayları olarak haritalanan bu ana faylar boyunca elde edilen kinematik veriler Pliyo-Kuvaterner döneminde Cumaovası çevresinde üç farklı gerilme tipinin varlığını ortaya koymaktadır: (1) KKD-GGB yönlü açılma ve BKB-DGD yönlü sıkışma, (2) KD-GB yönlü açılma ve (3) KKB-GGD yönlü açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışma gerilmeleri.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu, Cumaovası havzası, Kuvaterner, doğrultu atımlı faylanma, normal faylanma, kinematik analiz.

QUATERNARY GEOLOGY AND ACTIVE TECTONICS OF THE CUMAOVASI (MENDERES) BASIN

ABSTRACT

Main objective of this study is to reconstruct the Quaternary structural evolution of the Cumaovası basin, combined with correlation of the west Anatolia extensional province. The study consists of basin deposits, basin faults and associated kinematic analysis.

Cumaovası basin, which located at the western parts of Gediz and Küçük Menderes grabens, is a 5-17-km wide and 35-km long, NNE-trending, assymetric pull-apart basin that formed under the control of normal and strike-slip faults. Basin infill is characterized by two alluvial succsesions separated by local unconformity. These are named as Görece formation and Alluvium and developed upon metamorphic rocks of Menderes Massif, sedimentary rocks of the İzmir-Ankara zone and Neogene volcano-sedimantery units.

Both of the northern and southern margin-bounding faults of the Cumaovası basin are oblique-slip normal faults with left-lateral strike-slip components, while the western margin is bounded by dextral strike-slip faults with normal- and/or reverse components. These faults are mapped and identified as the Buca, Değirmendere, Orhanlı, Yeniköy and Kunerlik faults, respectively. The fault kinematic analysis along this master faults within the Cumaovası basin show that there are three different stress regime in Plio-Quaternary time: (1) NNE-SSW extension directions with WNW-ESE compression directions, (2) NE-SW extension directions, (3) NNW-SSE extension directions with WSW-ENE compression directions.

Keywords: western Anatolia, Cumaovası basin, Quaternary, strike-slip faulting, normal faulting, kinematic analysis.

İÇİNDEKİLER

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	v
BÖLÜM BİR - GİRİŞ	1
1.1 Bölgesel Tektonik	1
1.2 Çalışma Alanının Yeri	5
1.3 Amaç ve Yöntemler	6
1.4 Önceki Çalışmalar	7
BÖLÜM İKİ - STRATİGRAFİ.....	9
2.1 Havza Temel Kayaları	9
2.1.1 Menderes Masifi	9
2.1.2 İzmir-Ankara Zonu Kayaları.....	12
2.1.3 Neojen İstifi	13
2.1.3.1. Çatalca Formasyonu.....	13
2.1.3.2 Ürkmez Formasyonu.....	15
2.1.3.3 Yeniköy Formasyonu.....	18
2.1.3.4 Cumaovası Volkanikleri	19
2.2 Havza Dolgusu.....	21
2.2.1 Görece formasyonu.....	21
2.2.2 Alüvyon.....	27

BÖLÜM ÜÇ - YAPISAL JEOLojİ	30
3.1 Doğrultu Atımlı Faylar	35
3.1.1 Orhanlı Fay Zonu.....	35
3.1.2 Yeniköy Fayı.....	37
3.1.3 Göllükaya Fayı.....	38
3.1.4 Kunerlik Fayı	39
3.1.4 Pancarköy Fayı.....	41
3.2 Normal Faylar	41
3.2.1 Buca Fayı	41
3.2.2 Kısıkköy Fayı.....	43
3.2.3 Değirmendere Fayı.....	43
3.3 Çalışma Alanındaki Fayların Kinematik Analizi.....	45
3.3.1 Doğrultu Atımlı Faylar	47
3.3.2 Normal Faylar	52
3.3.2 Analiz Sonuçları.....	55
BÖLÜM DÖRT - SONUÇ ve ÖNERİLER.....	59
KAYNAKLAR.....	63

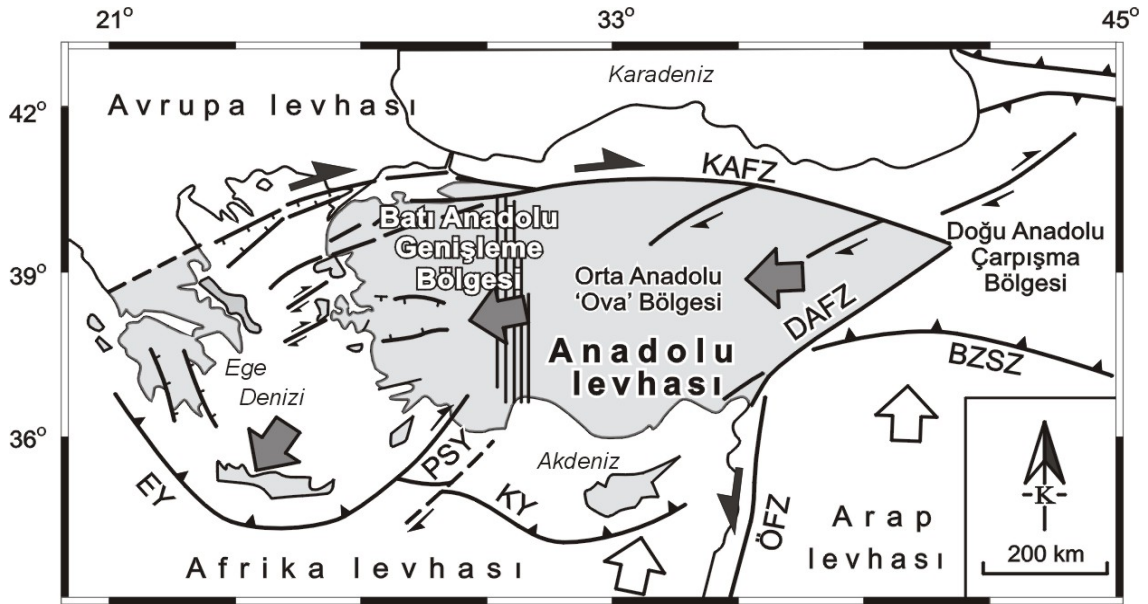
BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Bölgesel Tektonik

Bölgesel ölçekte Türkiye ve yakın çevresinin bugünkü şeklini almasını sağlayan ana neotektonik yapılar sağ yönlü Kuzey Anadolu fay zone (KAFZ), sol yönlü Doğu Anadolu (DAFZ) ve Ölüdeniz fay zonları (ÖFZ) ve güneyde Ege-Kıbrıs aktif dalma-batma zonudur. Bu yapılar boyunca Afrika ve Avrasya levhaları birbirine yaklaşırken, Anadolu levhası batı-güneybatıya doğru saat yönünün tersi yönde hareket eder ve böylece Afrika ve Arap levhaları; Ege yayı (EY), Kıbrıs yayı (KY) ve Bitlis-Zagros suture zone (BZSZ) boyunca Anadolu ve Avrasya levhalarının altına dalar (Şengör, 1979; Barka, 1999; Bozkurt, 2001a). Cımaovası havzası, Anadolu levhasının batısında, “Batı Anadolu genişleme bölgesi” olarak adlandırılan ve Miyosen’den bu yana K-G doğrultusundaki genişleme kuvvetleri etkisinde şekil değiştiren bir kesimde yer alır (Şekil 1.1; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğer., 1985; Bozkurt, 2001a).

Batı Anadolu orojenik sıkışmanın kıtasal genişlemeyi izlediği, dünyanın yönden aktif sismik bölgelerinden birisidir (Dewey and Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğer. 1985; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Bozkurt, 2001a). Bölgede neotektonik dönemde gelişen havzalar, geniş ölçekte (1) Batı Anadolu horst-graben sistemini oluşturan D-B uzanımlı, eğim atımlı normal faylarla sınırlanan havzalar ve (2) yaklaşık KD-GB ve KB-GD uzanımlı, verrev atımlı normal faylar yada doğrultu atımlı faylarla sınırlanan havzalar olarak tanımlanabilir. Bu havzalar genel olarak Mesozoyik-Alt Tersiyer yaşlı kırıntılı, karbonat, ofiyolit ve metamorfik kayalar üzerine tektonik dokanaklarla açılmış, kısıtlı oranda denizel katkılar içeren baskın karasal havza dolguları içeren, yer yer volkanizmanın eşlik ettiği havzalardır.



Şekil 1.1 Türkiye çevresindeki ana tektonik yapıları gösteren basitleştirilmiş yapısal harita (Barka, 1992; 1999 ve Bozkurt, 2001a' dan değiştirilerek). Kalın oklar, Avrupa levhasına göre diğer levhaların hareketlerini göstermektedir. BAHGS- Batı Anadolu horst-graben sistemi, KAFZ- Kuzey Anadolu fay zone, DAFZ- Doğu Anadolu fay zone, ÖFZ- Ölüdeniz fay zone, BZSZ- Bitlis Zagros suture zone, EY- Ege yayı, PSY- Pliny-Strabo yayı, KY-Kıbrıs yayı.

Literatürde Batı Anadolu' yu şekillendiren sözkonusu genişleme ile ilgili dört farklı görüş bulunmaktadır:

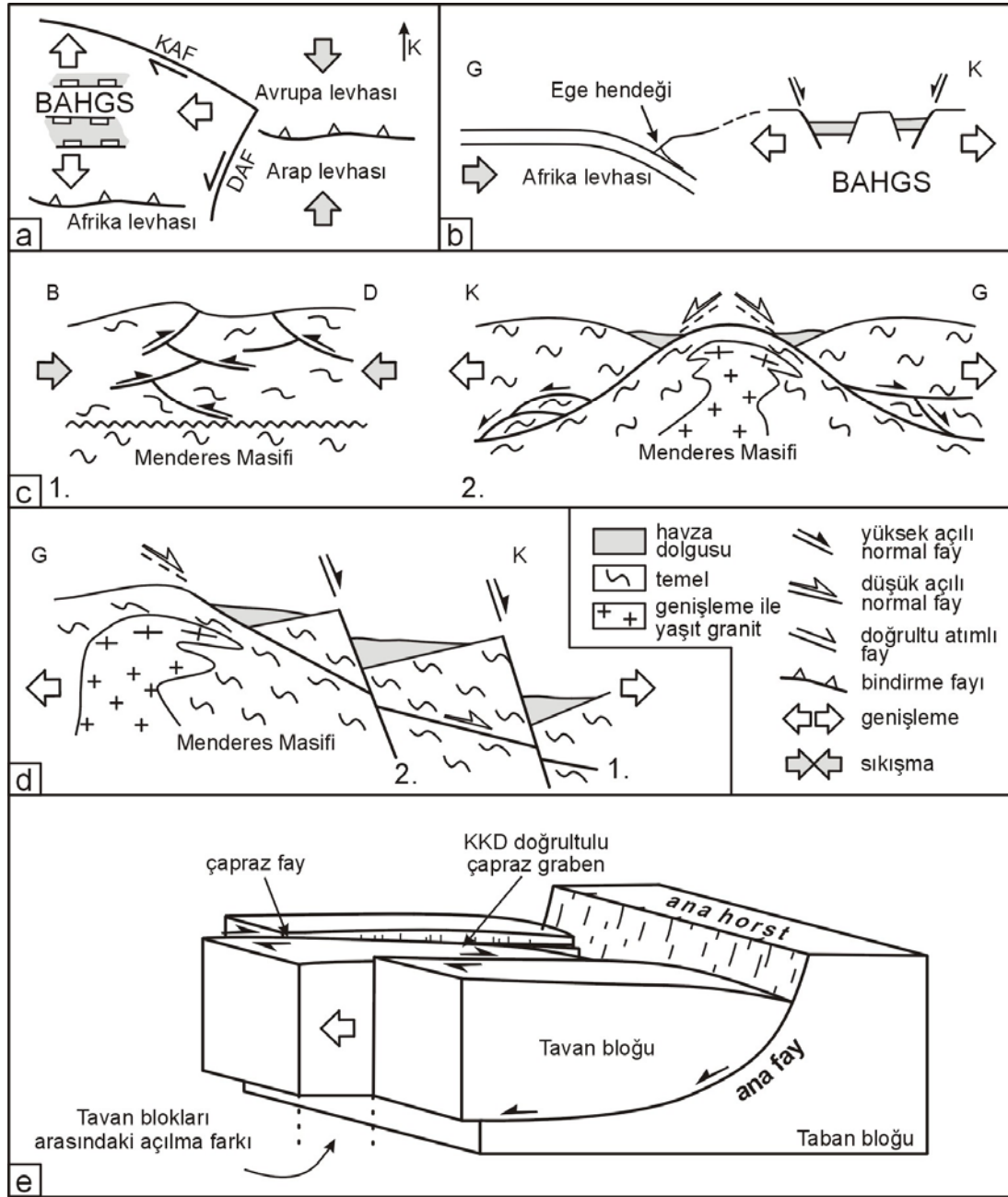
- *Tektonik kaçış modeli:* Arap ve Avrasya levhalarının BZSZ boyunca çarpışmaları sonucu, Anadolu levhası KAFZ ve DAFZ boyunca batıya hareket etmekte ve bu hareket Batı Anadolu' nun K-G genişlemesine sebep olmaktadır (Şekil 2a). Şengör (1982) bu modelin temelini Becker-Platen (1970)' in D-B uzanımlı Büyük Menderes grabenindeki paleontolojik verilerine dayandırır ve K-G açılmanın başlangıç yaşını Tortoniyen olarak verir. Bu modele göre Batı Anadolu' daki KD havzalar, Tortoniyen öncesi Neotetise dik doğrultuda gelişen K-G sıkışmanın yarattığı paleotektonik Tibet-tipi capraz-grabenlerdir. Bu grabenler Tortoniyen sonrası tektonik kaçışın sonuçladığı K-G açılma ile yeniden düzenlenerek, Ege-tipi capraz grabenler şeklinde bugünkü konumlarını almışlardır (Şekil 1.2.e; Dewey ve

Şengör, 1979; Şengör, 1979, 1980, 1982, 1987; Şengör ve diğer., 1985; Görür ve diğer., 1995).

- *Yay gerisi açılma modeli*: Ege yayındaki yitimin güney ve güneybatıya göçü bu model için başlangıç noktasıdır. Burada Ege yayının göç etmesi sebebi ile yay gerisi olan Batı Anadolu’ da K-G genleşme gerçekleşmektedir. Araştırmacılar yay gerisindeki bu açılmanın geç Miyosen’ de başladığını ileri sürmektedir (Şekil 1.2.b; McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Jackson ve McKenzie, 1988; Meulenkamp ve diğer., 1994; Okay ve Satır, 2000).

- *Orojenik çökme modeli*: Bu modele göre, Geç Paleosen sonunda sıkışma nedeni ile kalınlaşan kıtasal kabuk geç Oligosen - erken Miyosen’ de incelererek yayılmakta ve K-G doğrultulu kıtasal genleşmeyi sonuçlamaktadır (Şekil 1.2.c; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğer., 1992).

- *İki evreli grabenleşme modeli*: Bu modelde Batı Anadolu’ daki havzaları oluşturan orojenik çökme iki evrede gerçekleşmektedir. İlk evrede (Oligosen-erken Miyosen) düşük açılı normal fayların (detachment) denetlediği orojenik çökme, ikinci evrede (Pliyo-Kuvaterner) ise Anadolu levhasının batıya kaçışı ile ilişkili K-G gerilme ve yüksek açılı normal fayların denetlediği riftleşme söz konusudur (Şekil 1.2.d; Sözbilir ve Emre, 1996; Koçyiğit ve diğer. 1999; Bozkurt, 2000, 2001a, 2003; Işık ve Tekeli, 2001; Lips ve diğer. 2001; Sözbilir, 2001, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Koçyiğit, 2005).



Şekil 1.2 Batı Anadolu' daki neotektonik dönem havzaların oluşumlarına ilişkin literatürdeki bazı modellerin şematik çizimleri; (a) tektonik kaçış modeli, (b) yay gerisi açılma modeli, (d) orojenik çökme modeli, 1. D-B sıkışma ve 2. K-G açılma, (e) iki evreli açılma modeli, 1. düşük açılı normal faylanma (detachment fayları), 2. yüksek açılı normal faylanma (Referanslar için metine bakınız).

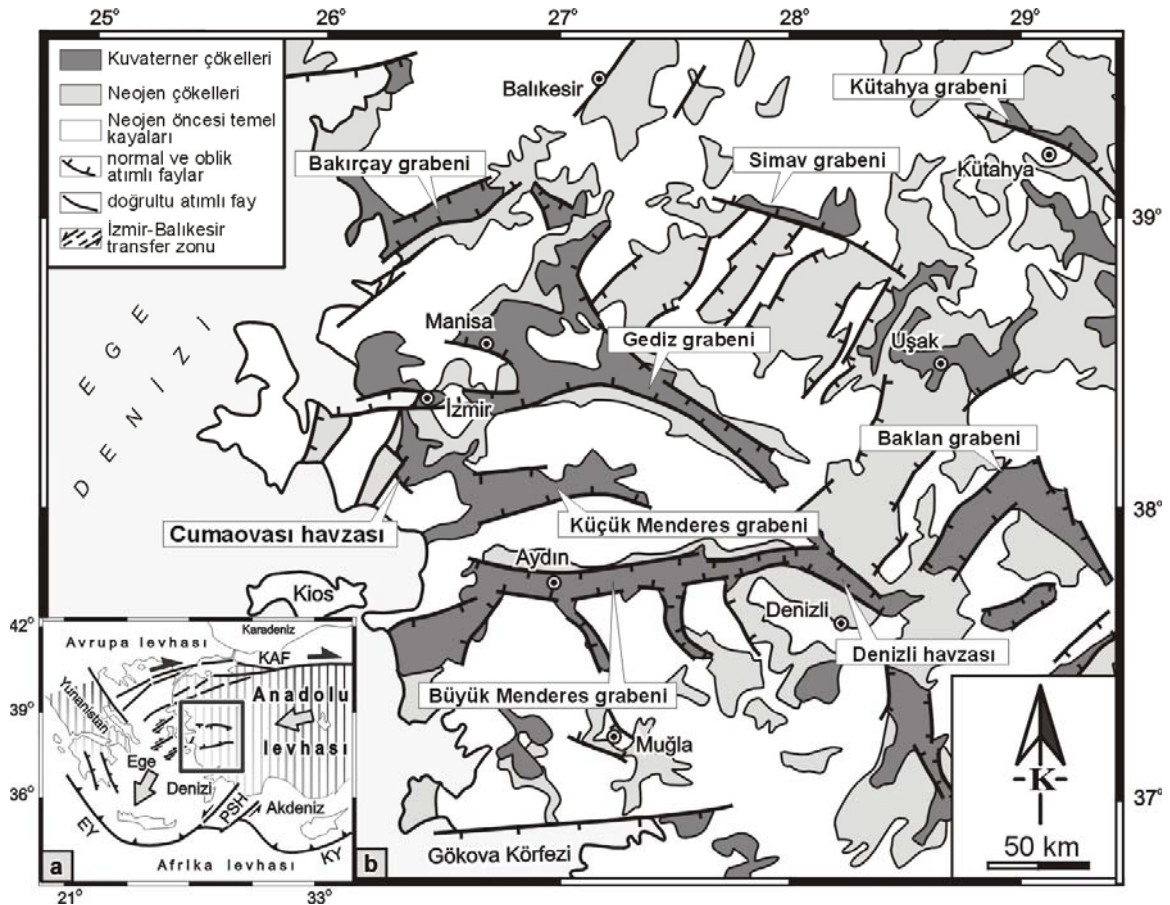
Batı Anadolu’ da yapılan jeolojik çalışmalar daha çok D-B uzanımlı horst-graben sistemi havzalarına odaklanıldığından, bu havzaların Neotektonik dönemdeki evrimleri iyi bilinmektedir (Bozkurt, 2000, 2001, 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Sözbilir & Bozkurt, 2004; Koçyiğit, 1999; Koçyiğit ve diğer., 2000; Yılmaz ve diğer., 2000; Kaya, 1981; Cohen ve diğer., 1995; Hakyemez ve diğer., 1999; Koçyiğit, 2005). Buna karşın, KD-GB doğrultulu havzalarla ilgili çalışmalar oldukça sınırlıdır (Şengör ve diğer., 1985; Şengör, 1987; Genç ve diğer., 2001; Bozkurt, 2003; Erkül ve diğer., 2005a; Erkül ve diğer., 2005b). Literatürde KD havzaları denetleyen fayların türleri, geometrileri ve denetledikleri havza çökelleri genel anlamda ortaya konmuş ancak, detaylı çalışmalar Neojen çökelleri ile sınırlı kalarak bu havzaların Kuvaterner jeolojilerine değinilmemiştir. Bu çalışmada sözkonusu KD havzalardan biri olan Cumaovası havzasının Kuvaterner jeolojisi ve aktif tektoniği ile ilgili veriler ortaya konarak Batı Anadolu’ nun güncel deformasyonu tartışılacaktır.

1.2 Çalışma Alanının Yeri

Batı Anadolu’ daki Kuvaterner havzalar kuzeyden güneye Bakırçay grabeni, Simav grabeni, Kütahya grabeni, Gediz grabeni, Cumaovası havzası, Küçük Menderes grabeni, Büyük Menderes grabeni ve Denizli havzası olarak özetlenebilir (Şekil 1.3).

Batı Anadolu’ daki Kuvaterner havzalardan biri olan Cumaovası havzası yaklaşık 5-17-km genişliğinde ve 35-km uzunluğunda, KKD uzanımlı, asimetrik, aktif ve potansiyel aktif doğrultu atımlı ve normal fayların birlikte işlediği bir havza niteliğindedir. Havzanın kuzeyinde İzmir ili, güneyinde ise Seferihisar, Ürkmez ve Gümüldür ilçeleri yer alır. Buca, Gaziemir, Cumaovası, Görece, Kunerlik, Pancarköy, Çatalca, Değirmendere ve Kısıkköy havzadaki önemli yerleşim yerleridir. Topoğrafya havzanın batısından doğusuna azalır. Havzadaki önemli yükseltiler kuzeyde Buca yükseltisi, güneyde Değirmendere yükseltisi ve Dikmen Dağı, batıda ise Seferihisar

yükseltisi ve Çubuklu Dağ' dır. Havzanın orta ve doğu kesimlerinde ise alüvyonal düzlükler mevcuttur.



Şekil 1.3 (a) Ege ve çevresindeki ana tektonik yapılar; BAHGS; Batı Anadolu horst-graben sistemi, KAF: Kuzey Anadolu Fayı, PSH: Pliny-Strabo hendeği, EY: Ege hendeği, KY: Kıbrıs hendeği. Oklar Anadolu levhasının Avrupa levhasına göre bağlı hareketini göstermektedir (Barka, 1992; 1999 ve Bozkurt, 2001' den değiştirilerek). (b) Batı Anadolu' daki Kuvaterner havzalar, ana tektonik hatlar ve bunlarla ilişkili Neojen-Kuvaterner çökellerinin dağılımını gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (MTA, 2002; Bozkurt, 2000; 2001; b; 2003' den değiştirilerek).

1.3 Amaç ve Yöntemler

Bu çalışmanın amacı Cumaovası havzasının Kuvaterner' deki yapısal evrimini inceleyerek Batı Anadolu genişleme bölgesi içerisindeki konumunu ortaya koymaktır.

Cumaovası Kuvaterner havzası istifinin stratigrafisi ve havzanın tektonik özellikleri çalışmanın çatısını oluşturur. Bu doğrultuda arazi çalışmalarında, önceki çalışmalarda tanımlanmamış olan Kuvaterner istifleri tanımlanarak genel özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca havzanın geometrisini denetleyen kenar fayları ile tortul dolgusu arasındaki ilişki ilk kez bu çalışmayla ortaya konmuştur. Havza alüvyal istifini deforme eden tektonik ve bu tektoniğin sonuçladığı yapılar bu projede kapsamında incelenmiştir.

Arazi çalışmalarının yoğunlukta olduğu bu proje kapsamında; İzmir L18-a3, a4, d1, d2 paftalarının jeoloji haritaları yapılmış, gerekli lokasyonlarda ayrıntılı ölçülü stratigrafik kesit alımı gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmaları sırasında saptanan fay yüzeylerinde, fay yüzeylerinin doğrultlu-eğimi, fay yüzeyindeki çizikleri ile doğrultu arasındaki açısının ölçümü yapılarak, fayın türünü belirten parametreler saptanmış ve toplanan veriler bilgisayar ortamına aktarılarak Angelier (1984) stress analizi programında değerlendirilmiştir.

1.4. Önceki Çalışmalar

Akartuna (1962), İzmir ve Manisa dolaylarında yaptığı çalışmada, bölgedeki Neojen tortullarını iki seri altında sınıflar: (1) kumtaşı, çakıltası, marn, kil, kireçtaşı, volkanit tüften oluşan “alt seri”; (2) kireçtaşı, marn, kil, volkanit tüften oluşan “üst seri”. Çalışmacı ayrıca Cumaovası çevresinde Pliyosen yaşlı kırmızı renkli kumtaşı, marn, çakıltası, kiltası ve güncel alüvyon çökellerinden bahseder.

Eşder ve Şimşek (1975), Çubukludağ grabeni olarak adlandırdığı ve bugün Cumalı ve Yeniköy arasında uzanan Miyosen çöküntü havzasını detaylı olarak çalışmış, bu havzaya ait birimlerin jeolojik özelliklerini ortaya koymuştur. Miyosen

birimlerini alttan üste doğru; Bahçecik formasyonu, Yeniköy formasyonu ve Cumaovası volkanikleri olmak üzere üç grupta incelemiştir.

Özgenç (1978), Cumaovası çevresinde volkanizma ve jeokimya ağırlıklı yaptığı çalışmada volkanik kayalar, masif kireçtaşı, çakıltası, kumtaşı, kireçtaşı ve alüvyon birimlerinden bahseder. Çalışmacı bölgedeki volkanizmanın KD uzanımlı çıkışlar boyunca gerçekleştiğini ve bunun KD uzanımlı tektonik hatlarla kontrol edildiğini söyler.

Kaya (1979), Ortadoğu Ege genelinde Neojen çökellerini epiklastik çakıltası, kireçtaşı ve killi oluşuklar, volkanoklastik türevler, riyolit-riyodasit bileşimli tuf, bazalt-latitbazalt, riyolit-riyodasit, andezit-latitandezit-riyodasit birimlerine böler. Çalışmaya göre, Ege bölgesi kendine özgü çöküntü-yükselti alanlarından oluşmuştur. Bunlar yaşlıdan gence: (1) KD ve K, (2) KB ve BKB, (3) BKB ve B arasında değişen gidişli oynak çizgilerle sınırlandırılmış olarak üç grup içerisinde toplanmıştır.

Çalışma alanı ve çevresini kapsayan önemli çalışmalardan biri de Genç ve diğ. (2001)' dir. Çalışmacılar Neojen birimlerinin yayılım sunduğu alanı Çubukludağ grabeni olarak tanımlar. Çalışmacılara göre, sol yönlü doğrultu atımlı Orhanlı Fay zonu Çubukludağ grabenini batıdan sınırlar ve paralelindeki Yeniköy ve Göllükaya fay zonları ile birlikte Neojen volkano-sedimanter istifinin oluşumunu denetler. Çalışmacılar bu istifi alttan üste; (1) temel kayalarıyla tektonik dokanaklı olan, laküstrin fasiyeste çökelmiş, mikaca zengin kumtaşı, gri renkli silttaşı ve sarı renkli bitümlü şeyl bileşimli Çatalca Formasyonu; (2) yüksek enerjili ortamda çökelmiş kırmızı renkli çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Ürkmez Formasyonu; (3) düşük enerjili gölsel fasiyes ürünü, alttan üste doğru kırmızıdan sarıya renk alan, gastropod ve lamelli branşça zengin, kireçtaşı, fluviyal çakıltası ve linyit mercekleri içeren marn, şeyl, kiltası ve silttaşından yapılmış Yeniköy Formasyonu; (4) volkanik kayalardan oluşan Cumaovası volkanikleri olarak ayırtlamıştır.

BÖLÜM İKİ

STRATİGRAFİ

Bu bölümde, inceleme alanı içerisindeki kaya birimleri ve litolojik özellikleri tanımlanarak birbirleri arasındaki alt ve üst dokanak ilişkileri açıklanacaktır. Cumaovası havzası, Neojen ve öncesi temel kayalar üzerinde gelişmiş karasal-kırıntılı bir havzadır. Havza istifi temel kayaları ve havza dolgusu olarak iki ana grupta incelenmiştir.

Havza temel kayaları, (1) Menderes masifi, (2) İzmir-Ankara zonu kayaları ve (3) Çatalca, Ürkmez, Yeniköy formasyonları ve Cumaovası volkaniklerinden oluşan Neojen istifi olarak üç grupta incelenmiştir. Havza dolgusu ise (1) Görece formasyonu ve (2) Alüvyon olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.1 ve 2.2).

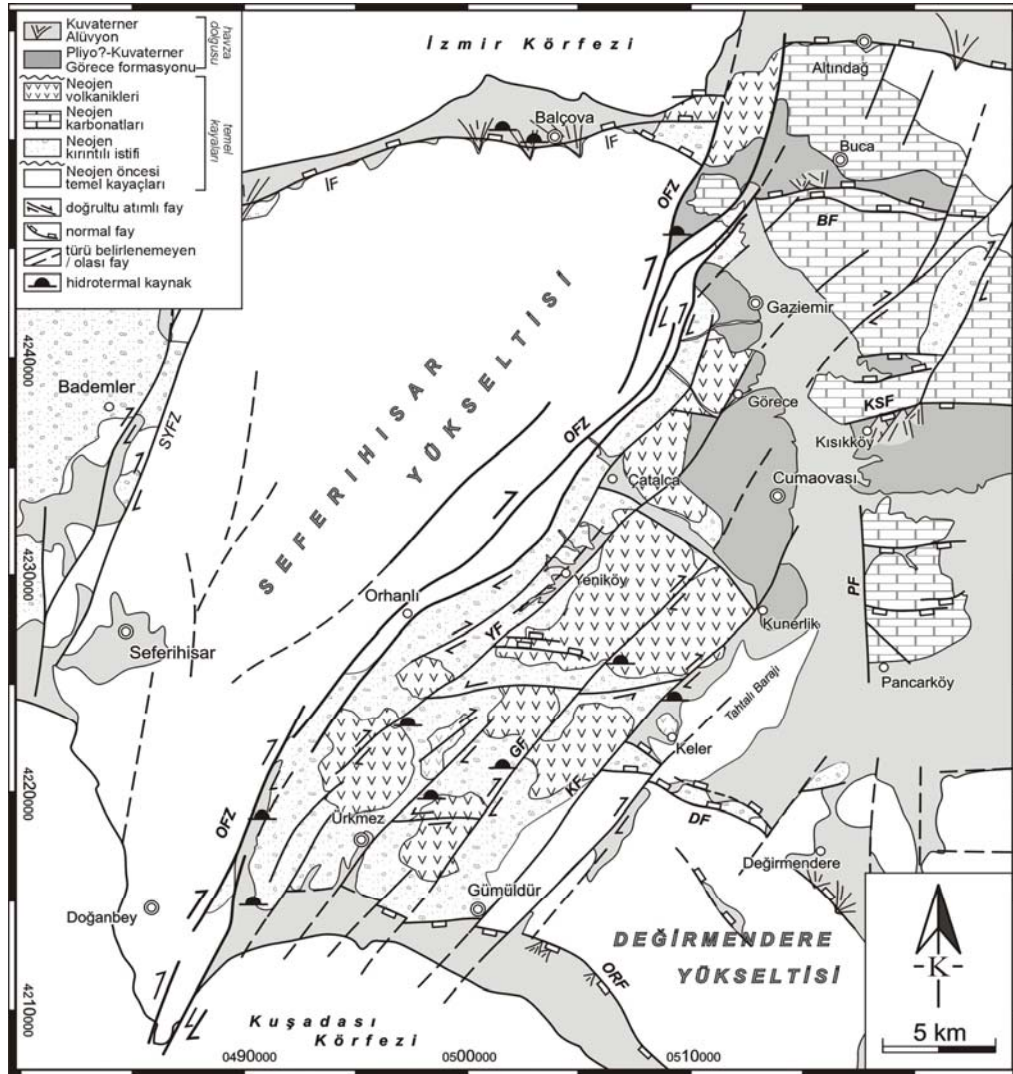
2.1. Havza Temel Kayaları

2.1.1. Menderes Masifi

Tüm Batı Anadolu' nun da temelini oluşturan Menderes masifi metamorfik kayalardan yapılıdır. Havzanın güneyinde Değirmendere yükseltisinin güneyi ve Gümüldür-Torbalı-Kuşadası körfezi arasında yüzlek veren Menderes masifine ait kayalar, bu bölgede şist, fillit ve mermerlerden yapılıdır (Şekil 2.3.a).

Menderes masifi bölgesel ölçekte, gnays türü yüksek derece metamorfik kayalardan yapılı bir çekirdek ile şist, fillit, metakuvarsit ve rekristalize kireçtaşıdan yapılı örtü kayalarından oluşan “çekirdek kompleksi (core complex) olarak tanımlanmıştır (Hetzl ve diğer., 1995; Bozkurt ve Park, 1997). Literatürde birimin yaşı Paleozoyik-Mesozoyik olarak verilmesine karşın (Şengör ve

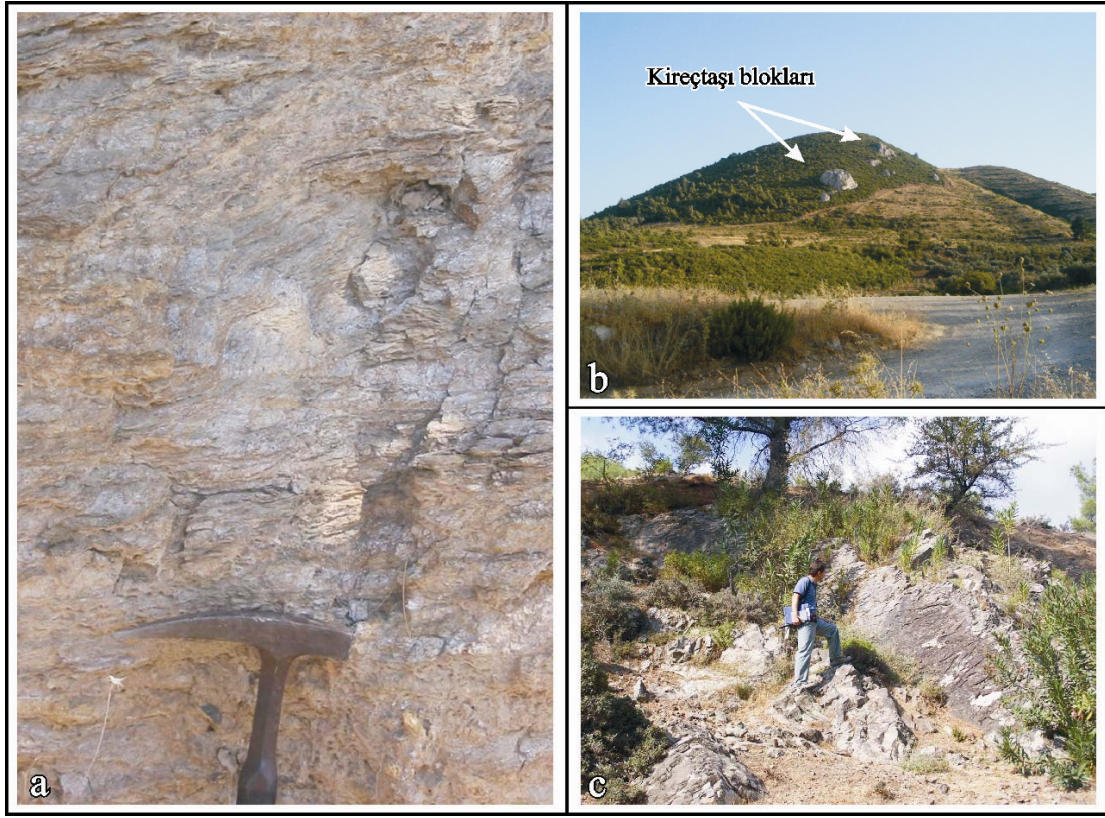
diğer., 1984; Dora ve diğer., 1990; Güngör, 1998; Yılmaz ve diğer., 2000; Güngör ve Erdoğan, 2002) yapılan son çalışmalar bu yaşın Eosen' e kadar çıktığını göstermektedir (Özer ve Sözbilir, 2003). Birim tektonik bir dokanla İzmir-Ankara zonu kayaları tarafından üstlenir (Başarır ve Konuk, 1981; Erdoğan, 1990).



Şekil 2.1 Cumaovası havzası ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası. OFZ: Orhanlı fay zonu; YF: Yeniköy fayı; GF: Göllükaya fayı; KF: Kunerlik fayı; DF: Değirmendere fayı; PF: Pancarköy fayı; BF: Buca fayı; KSF: Kısıkköy fayı; IF: İzmir fayı; SYFZ: Seferihisar-Yelki fay zonu.

YAŞ	BİRİM	Kalınlık (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Kuvaterner	Alüvyon	~ 15 m		Alüvyon yelpazesi ve akarsu çökelleri: Pekleşmemiş çakıllı kum, kumlu ve killi çakıl — ? yersel uyumsuzluk
Pliyo-Kuvaterner	Görece Formasyonu	~ 50 m		Alüvyon yelpazesi çökelleri: Kırmızı, çapraz katmanlı, orta-kalın katmanlı çakıllı kum — uyumsuzluk
Alt Miyosen - Üst Pliyosen	Cumaovası volkanikleri	~ 400 m		Riyolit; tüf, lav ve perlit
	Yeniköy Fm.	~ 130 m		Sarı, ince-orta katmanlı killi kireçtaşı
	Ürkmez Fm.	~ 170 m		Sarı-pembe, ince katmanlı kumtaşı, çamurtaşı ve silttaşı
	Çatalca Fm.	~ 120 m		Kırmızı çakıltaşı ve kumtaşı ardalanması
				İnce-orta katmanlı algal, mikritik kireçtaşı
NEOJEN ÖNCESİ TEMEL				Tabanı aşınmalı, gri, aramadde destekli, masif çakıltaşı
				Gri, yeşil, ince lamineal şeyl, silttaşı ve çamurtaşı
				Bitümlü şeyl, linyit katmanları
				İzmir-Ankara zonu kayaları
				Menderes masifi

Şekil 2.2 Cumaovası havzasının genelleştirilmiş litostratigrafik kolon kesiti.



Şekil 2.3 Paleotektonik dönem temel kayalarından arazi görünümüleri; (a) Menderes metamorfiklerine ait şistler, (b) İzmir-Ankara zonuna ait kumtaşı-şeyl matriks içerisindeki kireçtaşı blokları, (c) İzmir-Ankara zonuna ait kumtaşı-şeyller

2.1.2 İzmir-Ankara Zonu Kayaları

Batı Anadolu’ daki paleotektonik birimlerden biri olan İzmir-Ankara zonu kayaları havzanın batısında, İzmir-Kuşadası körfezleri arasında Seferihisar yükseltisi boyunca ve Değirmendere yükseltisinin kuzey kesimlerinde yüzlek verir. Aşırı deforme kumtaşı-şeyl matriksten oluşan filiş fasiyesindeki kayaçlar ile bu matriks içerisindeki olistolit konumlu kireçtaşı ve serpantin bloklarından yapıldır (Şekil 2.3.b-c). Erdoğan (1990) tarafından Bornova Karmaşığı, Okay ve Siyako (1991) tarafından ise Bornova filiş zonu olarak tanımlanan birimin yaşı bu iki çalışmaya göre Geç Kretase-Paleosen’ dir ve Neojen istifinden uyumsuz üstlenir.

2.1.3 Neojen İstifi

Havza çevresinde geniş yayılım sunan ve kırıntılı-karbonat-volkanik kayalardan yapıli istif Neojen istifi olarak ayırtlanmıştır. Neojen istifi önceki çalışmalarda, alttan üste Çatalca, Ürkmez, Yeniköy formasyonları ve Cumaovası volkanikleri olarak tanımlanır.

2.1.3.1 Çatalca Formasyonu

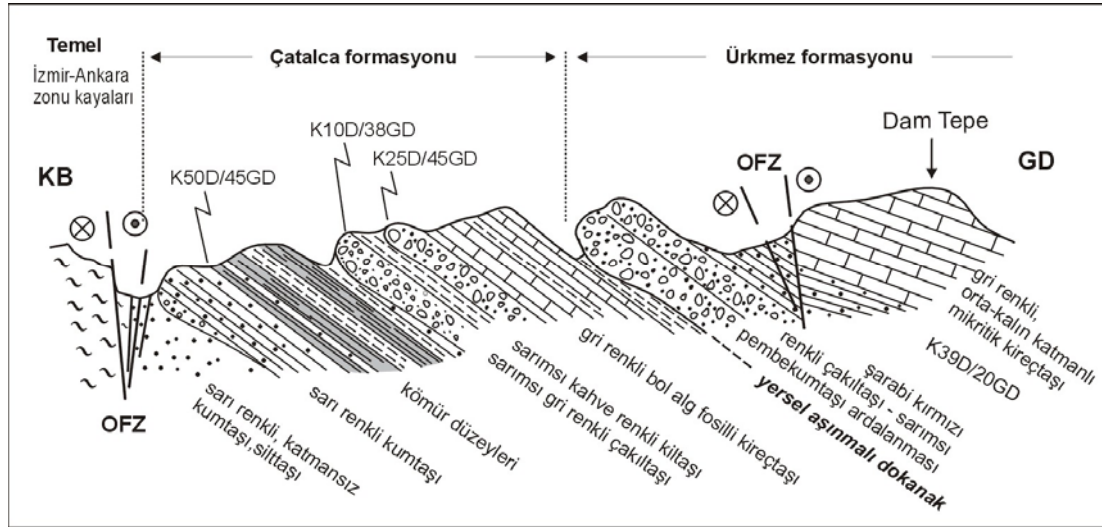
Neojen istifin temelini yer yer kömür düzeyleri içeren ince taneli kırıntıların baskın olduğu bir birim oluşturur. Çalışma alanında Çatalca ve Yeniköy batısında, Karahayıt tepe ve Kızılgeliş tepe doğu yamaçlarında Balaban ve Sarımustafa dereleri boyunca gözlenir. Genç ve diğ er., (2001) tarafından Çatalca formasyonu adı ile tanımlanan birim genel olarak şeyl, silttaş ı ve kumlaş ından yapılidir. Organik maddece zengin şeyl ve ç amurtaş ı düzeyleri ile göl sel kireç taş ı mercekleri olağ andır.

Balaban deresi boyunca birimin toplam kalınlığı yaklaşık 120 m civarındadır. Altta laminealı, sarıms ı kahverenkli ç amurtaş ıları; siyah renkli, bitki parçaları içeren ş ilttaş ıları ve organik siyah renkli, maddece zengin, yer yer kömür düzeyleri içeren şeyllerle baş lar (Ş ekil 2.4.a). İzmir-Ankara zonu kayalarına ait tane bileş enli ç akıltaş ı ara katmanları ile devam eder. Üst kesimlerine doğ ru pembemsi sarı renkli, gastropod fosilleri içeren kumtaş ıları ve gri renkli, alg fosilli göl sel kireç taş ı düzeyleri içeren bol ç apraz katmanlı ç akıltaş ılarına geçilir (Ş ekil 2.4.b ve c). Birim iç erisindeki ç akıltaş ıları taban aş ınmalı sınırlarla alttaki katmanı üzerler ve zaman zaman iç türümlü beslenme olduğ unu gösteren algal kireç taş ı ve kumtaş ı taneleri iç erir. Ayrıca birimin üst kesimlerine doğ ru bazı katmanlar iç erisinde tortullaş ma ile yaşı t küçük ölçekli kıvrımlar saptanmıştır.



Şekil 2.4 Çatalca formasyonuna ait arazi görünümleri; (a) istifin tabanında gözlenen kömür içerikli şeyl, silttaşı ve kumtaşları, (b) bol alg fosilli ve konkresyonlu kireçtaşı düzeyleri, (c) çapraz katmanlı çakıltaşları ve kumtaşları, (d) kireçtaşı ve kumtaşı çakıl ve blokları içeren iç türümlü düzeyler.

Çatalca formasyonunun temel ile dokanağı çalışma alanında tektoniktir. Birim Orhanlı fay zonu boyunca İzmir-Ankara zonu kayaları ile yanyana gelir. Ancak bögenin güneyinde Ürkmez civarında Çatalca formasyonu ile İzmir-Ankara zonu kayalarının dokanağı birkaç yerde net olarak gözlenir. Uyumsuzluk niteliğinde olan dokanakta tabandan türeme çakıltaşları ve demiroksitli bir düzey göze çarpar. Birimin üst dokanağında ise, uyumlu bir dokanakla baskın olarak çakıltaşlarından yapılı bir istif olan Ürkmez formasyonu bulunur. Dokanak yer yer aşınmalı olarak gözlenir (Şekil 2.5). Bu dokanak Ürkmez formasyonu içerisinde detaylı olarak tartışılacaktır.



Şekil 2.5 İzmir-Ankara zonu kayaları, Çatalca formasyonu ve Ürkmez formasyonu arasındaki ilişkiyi gösteren şematik arazi kesiti (OFZ: Orhanlı fay zone).

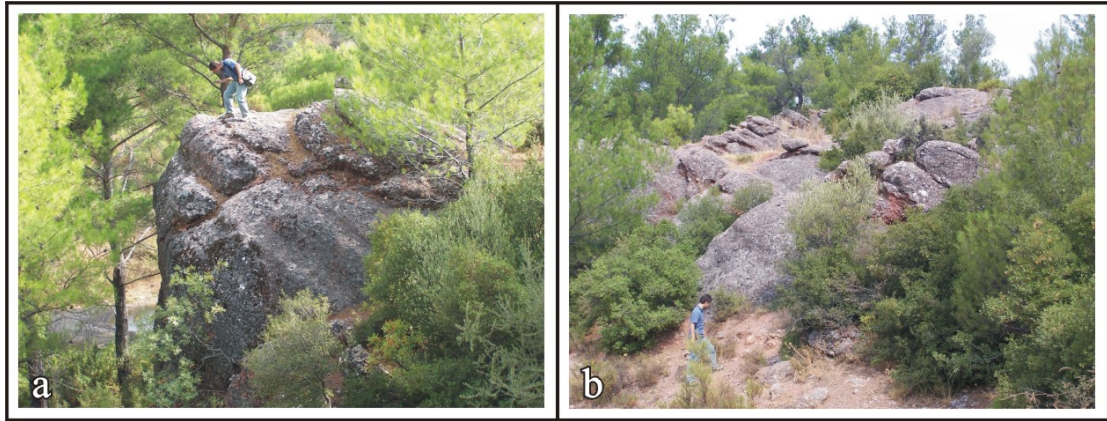
Akartuna (1962) ve Kaya (1979, 1981)' e göre Çatalca formasyonu stratigrafik olarak Orta Miyosen yaşındadır. Genç ve diğer. (2001), Batı Anadolu'daki benzer istiflere dayanarak birime Alt-Orta Miyosen yaşını vermiştir. Kayseri ve diğer. (2006) birim içerisindeki kömürlü düzeylerden yaptığı sporomorf incelemelerinde Akitaniyen, Langiyen ve Geç Serravaliyen (Alt-Orta Miyosen) yaşlarını elde etmiştir.

Çatalca formasyonunun alg ve bitkilerden oluşan fosil içeriği ve litolojik özellikleri göl ortamında çöktüğünü göstermektedir. Bu ortam Batı Anadolu'daki diğer Miyosen çökellerinin oluşum ortamları gözönüne alındığında uyumluluk göstermektedir.

2.1.3.2 Ürkmez Formasyonu

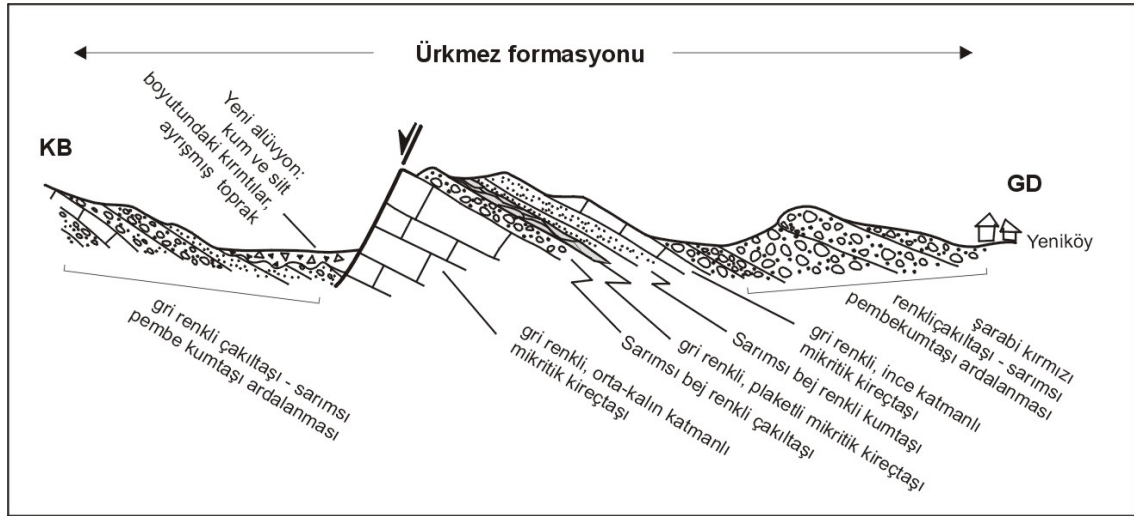
Genel olarak kırmızı-şarabi renkli, kaba taneli ve kalın katmanlı çakiltaları baskın olan istif tarafından Ürkmez formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.6). Bu

çalışmada Ürkmez ve Yeniköy formasyonları olarak tanımlanan kaya birimleri, Eşder ve Şimşek (1975) tarafından Yeniköy formasyonu adı altında tek bir formasyon olarak incelenmiştir. Havzanın batısı ve güneybatısında geniş yüzlekler sunan Ürkmez formasyonu çalışma alanı içerisinde kırmızımsı sarı renkli kumtaşı ve gri renkli, bol alg fosilli kireçtaşı düzeyleri ile tanımlanır. Bu kireçtaşları mercek ve ara katmanlar olarak gözlenir.



Şekil 2.6 Ürkmez formasyonuna ait arazi görünümü; (a, b) karakteristik şarabi kırmızımsı renkteki çok kalın katmanlı, yer yer masif, kanal tipi çakıltaşları.

Balaban deresi boyunca birimin toplam kalınlığı yaklaşık 170-m civarındadır. Altta 15-m' yi bulan kalınlıktaki masif çakıltaşları ile başlar. Tane boyu yer yer blok boyutuna erişir. İzmir-Ankara zonu kayalarına ait çakıllar baskın olmakla birlikte birim içerisinde Çatalca formasyonuna ait algal kireçtaşı ve çakıltaşı taneleri de gözlenir. Aşınmalı bir sınır ile gelen her yeni tortul tabaka üste doğru belli-belirsiz bir tane incelmesi gösterir. Üst kesimlerine doğru birim içerisinde çapraz katmanlı kumtaşı mercekleri ve algal kireçtaşı düzeyleri gözlenir. Çakıltaşlarının da tane boyu incelenerek ince-orta çakıl boyutuna gelir. Çakıltaşı-kireçtaşı-kumtaşı ardalanması ile devam eder (Şekil 2.7).



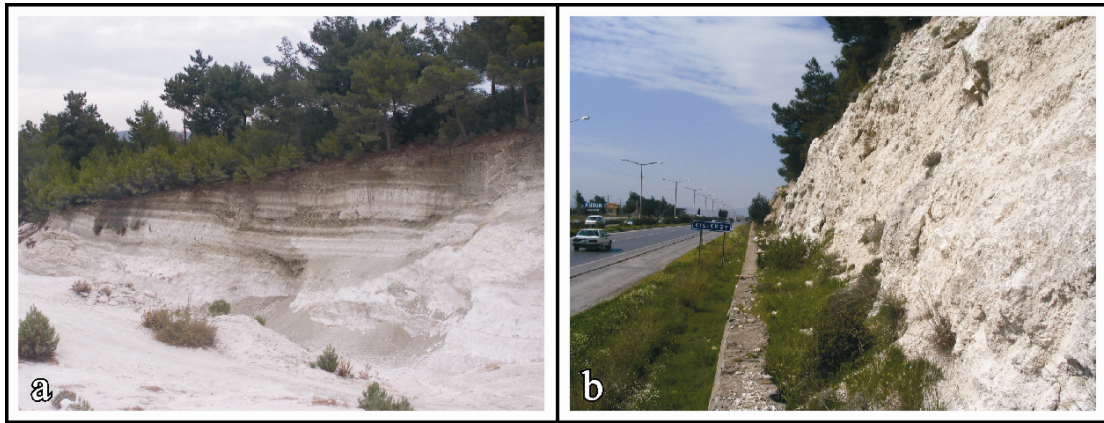
Şekil 2.7 Ürkmez formasyonunun Yeniköy civarındaki litolojik değişimini gösteren şematik arazi kesiti.

Ürkmez ve Çatalca formasyonları arasındaki dokanak ilişkisi problemlidir. Eşder ve Şimşek (1975) ve Genç ve diğer., (2001)' ne göre Ürkmez formasyonu içerisindeki Çatalca formasyonuna ait çakıllar ve bazı lokasyonlarda gözlenen iki birim arasındaki düşük açı farkı iki birim arasındaki dokanağın uyumsuz olduğunu gösterir. Ancak Balaban deresi kesitinde olduğu gibi iki formasyon da farklı düzeylerinde iç türümlü çakılları içermektedir. Bu iki birimin sınırı çoğu kez taban oygusu tipinde aşınmalı olduğundan düşük bir açı farkı gözlenmekle birlikte uyumsuzluk olarak yorumlanmamıştır. Çatalca formasyonunun en üst kesimlerinde tortullaşma ile yaşıt küçük ölçekli kıvrımlar ile kaba taneli Ürkmez formasyonuna geçmesi, iki birim arasında, uyumsuzluktan çok ortamsal farklılığın getirdiği farklı özellikler (deformasyon ve sedimanter yapılar) olduğunu düşündürmektedir. İki birimin harita ifadesi de uyumlu oldukları görüşünü desteklemektedir. Ürkmez formasyonu ise genel anlamda üste doğru tane incemesi ile yine ince taneli olan Yeniköy formasyonuna uyumlu geçer.

Kaya (1979, 1981)' in Miyosen olarak verdiği Ürkmez formasyonunun yaşını Genç ve diğer. (2001) ise çevredeki diğer Neojen istifleri ile korele ederek Orta-Geç Miyosen olarak verir. Birim Çatalca formasyonuna benzer şekilde göl sel ortamı simgeleyen algal kireçtaşları içerir. Karakteristik şarabi-kırmızımsı renkteki yassı, köşeli ve dokusal olarak zayıf çakıltaşları, karasal ve akarsu ortamını yansıtmaktadır.

2.1.3.3 Yeniköy Formasyonu

Eşder ve Şimşek (1975) ve Genç ve diğerleri (2001) tarafından Yeniköy formasyonu olarak adlandırılan birim çalışma alanının kuzey ve kuzeybatısında geniş yüzlekler boyunca gözlenir (Şekil 2.8). Çalışma alanının batısında Yeniköy, Bahçecik, Dereköy ve Gaziemir civarında daha çok ince kırıntılı baskın olarak gözlenen birim, çalışma alanının doğusunda Pancarköy, Kısıkköy ve Buca civarında ise ince kırıntılı ara katkılı baskın karbonatlar ile karakterize olur. Birim Yeniköy güneydoğusundan Akyar tepelerine doğru yaklaşık 130-m kalınlığa sahiptir. Genel olarak, tabanda kırmızımsı sarı renkli çakıltaşları ile başlar, orta kesimlerinde yeşil renkli kıltaşı-kumtaşı ardalanması ile devam eder. Üste doğru yeşil renkli kıltaşı-sarımsı beyaz renkli mikritik kireçtaşları ve killi kireçtaşlarına geçilir.



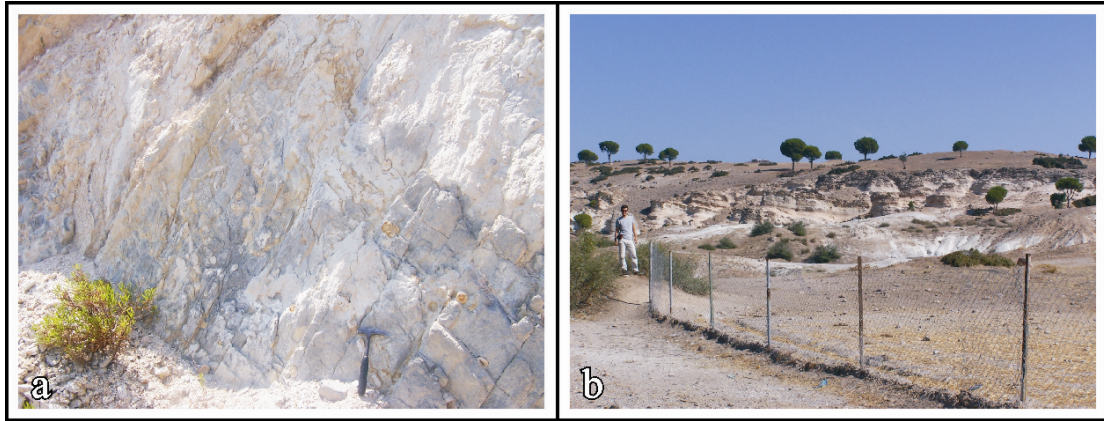
Şekil 2.8 Yeniköy formasyonu olarak tanımlanan (a) kıltaşı, kumtaşı ve killi kireçtaşı ardalanması, (b) killi kireçtaşları

Kaya (1979, 1981) ise İzmir-Seferihisar-Karaburun-Foça alanı içerisinde ayırtladığı ve Ürkmez ve Yeniköy formasyonlarına karşılık gelen Çamlı çakıltası ve Urla kireçtaşı birimlerinin uyumlu olduğunu söyler. Eşder ve Şimşek (1975) ise Ürkmez ve Yeniköy formasyonlarını tek bir birim olarak kabul eder. Bu çalışmada ise Bahçecik civarında gözlenen iki birimin dokanağı uyumlu olarak yorumlanmıştır. Yeniköy formasyonu Cumaovası volkanikleri tarafından üstlenir.

Eşder ve Şimşek (1975), Yeniköy formasyonu olarak isimlendirdiği Ürkmez ve Yeniköy formasyonlarına Orta Miyosen yaşını vermiştir. Birimi Kaya (1979, 1981) Miyosen olarak yaşlandırırken, Akartuna (1962) paleontolojik verilere dayanarak birimin yaşının Geç Miyosen-Pliyosen olduğunu söyler. Birimin geneline hakim olan ince taneli-karbonat litoloji, çökelim ortamının enerjisinin düştüğünü göstermektedir. Kireçtaşlarında gözlenen gastropod fosilleri, yeşil kilttaşları ve silttaşları sığ ve sakin bir göl ortamını yansıtmaktadır.

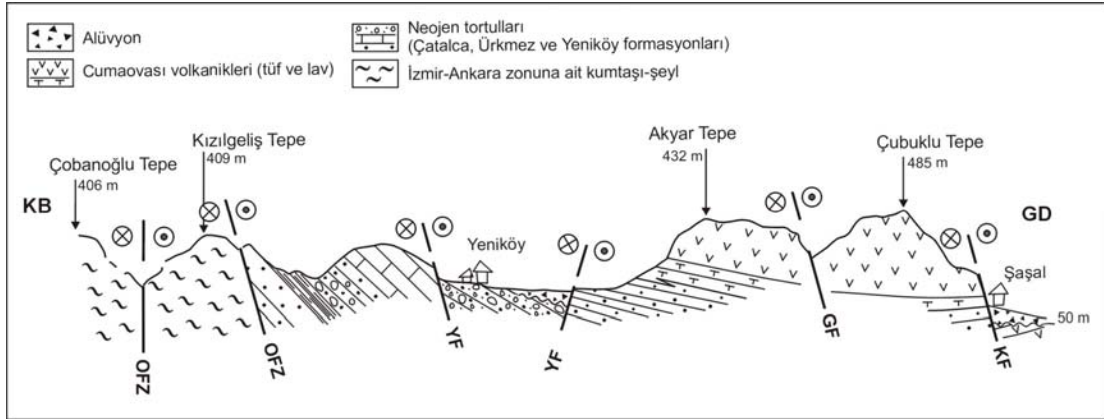
2.1.3.4 Cumaovası Volkanikleri

Çalışma alanının batı ve güney batısındaki yüksek kotlu tepeler halinde gözlenen volkanik kayalar Cumaovası volkanikleri olarak tanımlanmıştır (Eşder ve Şimşek, 1975; Özgenç, 1978; Kaya, 1979, 1981; Genç ve diğer., 2001). Çubukludağ, Karakaya, Dededağ, Karadağ, Dikmen Dağı, Kızılcaagaç Dağı ve Keler Köyü çevresinde yüzlek veren birim riolitik tüfler, domlar, lav akmaları ve perlitten yapılıdır (Şekil 2.9). Yaklaşık 400-500-m kalınlığa



Şekil 2.9 Cumaovası volkaniklerine ait (a) riyolitik tüfler ve (b) tüfler ve lavlar

Cumaovası volkaniklerinin Yeniköy formasyonu ile dokanağı Balaban deresi-Yeniköy güneydoğusu-Akyar Tepe arasında gözlenir. Bu bölgede ince kırıntılarla temsil edilen Yeniköy formasyonu, üst kesimlerine doğru tüf ara katkılar ile uyumlu olarak Cumaovası volkaniklerine geçer (Şekil 2.10).



Şekil 2.10. İzmir-Ankara zonu kayaları, Neojen tortulları ve Cumaovası volkanikleri arasındaki ilişkiyi gösteren şematik arazi kesiti (OFZ: Orhanlı fay zonu, YF: Yeniköy fayı, GF: Göllükaya fayı, KF: Kunerlik fayı).

Cumaovası volkaniklerinin yaşı, birimden yapılan K/Ar yaş tayinlerine (9-11.5 my./Borsi ve diğer., 1972; Özgenç, 1978) ve stratigrafik konumuna göre (Genç ve

diğer., 2001) Üst Miyosen-Alt Pliyosen olarak verilmiştir. Harita ifadesinde Cumaovası volkaniklerinin yüzeye çıkış yerlerinin KD uzanımlı yapısal hatlara paralellik sunması bölgedeki volkanizmanın KD uzanımlı hatların kontrolünde gelişmiş olabileceğini gösterir (Özgenç, 1978). Cumaovası volkanikleri, Batı Anadolu' daki Neotektonik dönem kıta içi volkanizmanın ürünlerinden biri olarak yorumlanabilir.

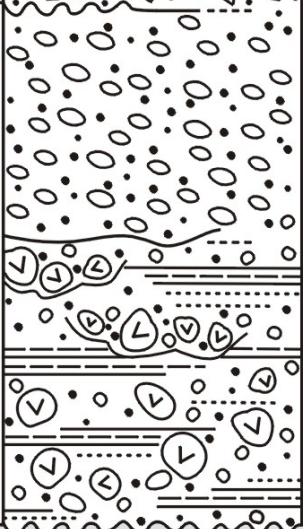
2.2 Havza Dolgusu

Cumaovası havzasında çökelimini tamamlamış ve çökelimine devam eden iki farklı alüvyonal istif gözlenir. Bunlar stratigrafik ve litolojik özelliklerine göre alttan üste çökelimini tamamlamış olan Görece formasyonu ve çökelimine devam eden Alüvyon birimi olarak ayırtlanmıştır (Şekil 1.4, 1.5 ve 2.11).

2.2.1 Görece formasyonu

Havza içerisinde Cumaovası, Görece, Gaziemir ve Buca çevresinde yaklaşık 30 km² alanda gözlenen kaya topluluğu Görece formasyonu adı ile ayırtlanmıştır. Görece formasyonu İzmir-Gümüldür karayolunun Görece köyü civarında net gözlenir ve bölgede kırmızımsı rengi ile karakteristiktir.

Görece formasyonu içerisinde alüvyon yelpazesi ortamı ürünü çökel topluluklarını barındırır. Alüvyon yelpazeleri, oluştukları tektonik ortam, fasiyes geometrileri ve bunların dağılımlarına göre üç ana grupta toplanırlar (Sranistreet ve McCarthy, 1993); (1) döküntü akması baskın yalpazeler, (2) örgülü akarsu yelpazeleri, (3) düşük kıvrımlı menderesli akarsu yelpazeleridir. Tektonik olarak aktif bir bölgede çökelen birimler, genel anlamda döküntü akması baskın yelpazeler ile temsil edilir (Sranistreet ve McCarthy, 1993). Görece formasyonu da olduğu tektonik ortam ve içerdiği fasiyeslere göre döküntü akması baskın yelpaze tanımlamasına uymaktadır.

YAŞ	BİRİM	Kalınlık (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
KUVATERNER	ALÜVYON	~ 15 m		1. Güncel akarsu ve alüvyon düzlüğü çökelleri: Pekleşmemiş çakıllı, killi kum 2. Güncel alüvyon yelpazesi çökelleri: Orta-kötü pekleşmiş çakıllı kum, kumlu ve killi çakıl ?-yersel-uyumsuzluk
PLİYO-KUVATERNER	GÖRECE FORMASYONU	~ 50 m		Alüvyon yelpazesi çökelleri: Kırmızı renkli, bol çapraz katmanlı, orta-kalın katmanlı kumtaşı-çakıltası Kırmızımsı kahverenkli, bol kanal dolgulu, kiltası ve kumtaşı düzeyleri içeren çakıltası-bloktası uyumsuzluk
TEMEL KAYALARI				

Şekil 2.11 Cumaovasında yüzlek veren alüvyonal birimleri gösteren genelleştirilmiş litostratigrafik kolon kesit.

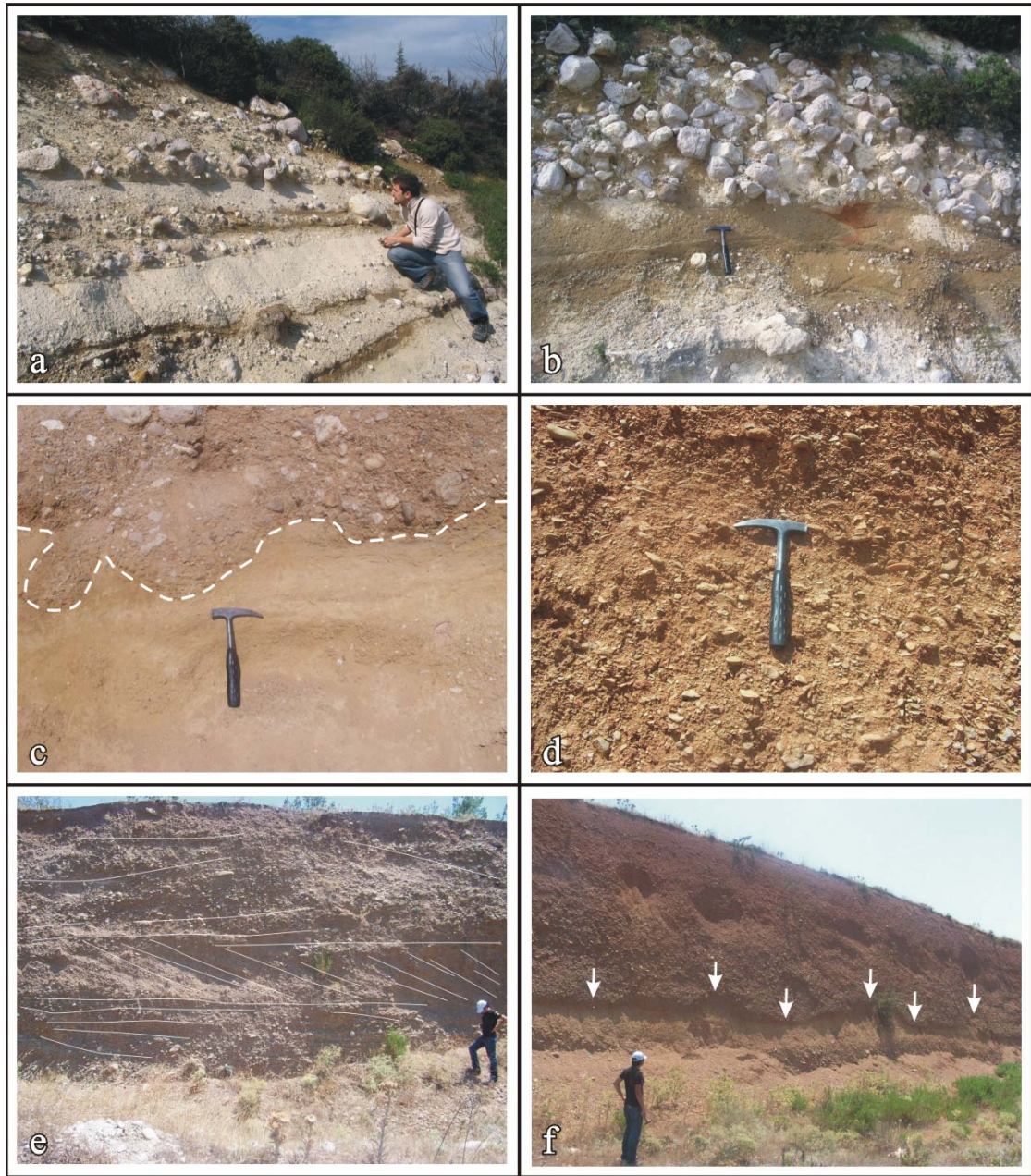
Beslendiği kaynağa göre iç, orta ve dış yelpaze olarak üç bölümde incelenen birim; iç yelpazede, ortalama tane boyu birkaç on santimetre olan, bol kanal dolgulu, normal ve ters derecelenmeli baskın yakınsak döküntü akması çökelleri; orta yelpazede, birkaç santimetre ortalama tane boyu olan, kalın katmanlı, normal ve ters derecelenmeli, bol çapraz katmanlı baskın ıraksak döküntü akması çökelleri; dış

yelpazede ise ince taneli baskın, katmanlı ve yer yer laminalı taşkın ve havza düzlüğü çökelleri içerir.

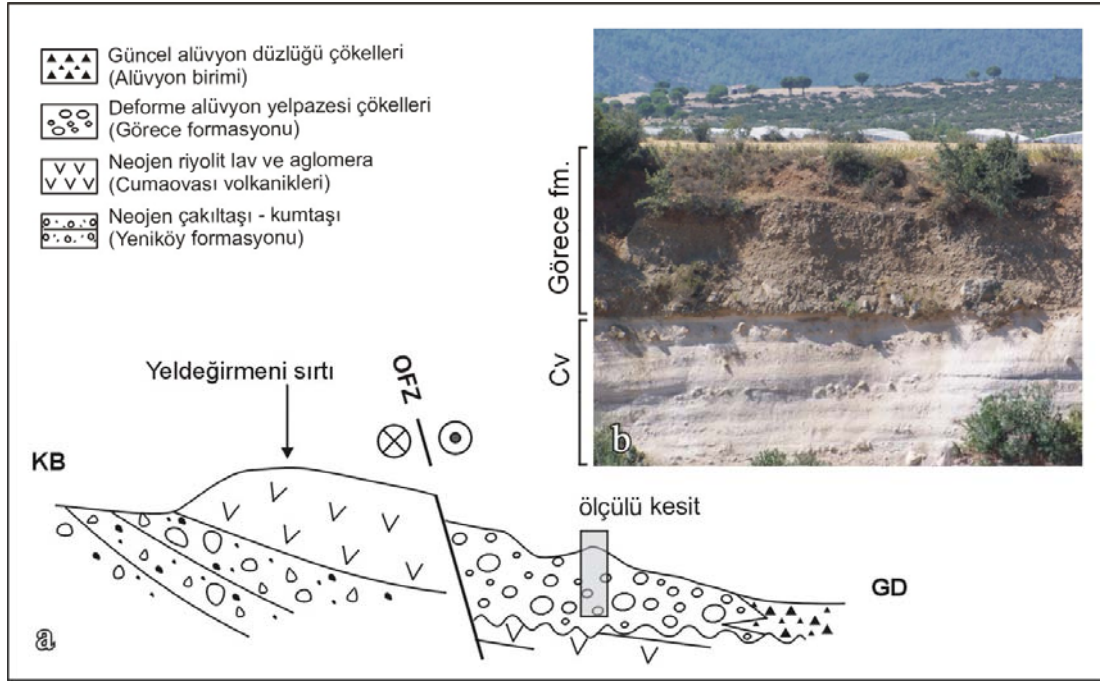
Görece kuzeybatısında Görece formasyonuna ait iç yelpaze bölümleri gözlenir. Birim bu bölgede ara madde destekli döküntü akması fasiyesi çökelleri ile temsil edilir. Ortalama tane boyu 25-cm, maksimum tane boyu ise 75-cm civarındadır. Bol miktarda kanal dolgusu gözlenen birimde ayrıca kumtaşı çamurtaşı düzeyleri olağandır (Şekil 2.12.a-c).

Görece doğusunda birimin orta yelpaze bölümünden alınan ölçülü kesitte tane büyüklüğü, tortul yapı ve doku özelliklerine göre; tane akması, akıntı akması ve baskın döküntü akması olmak üzere üç farklı fasiyes ayırtlanmıştır (Şekil 2.13). Bu kesitte Görece formasyonunun sedimentolojik özellikleri ortalama tane boyu 7-cm, maksimum tane boyu 54-cm, kötü küreselleşmiş ve kötü boylanmış olarak saptanmıştır. Yer yer tane yönlenmeleri ve küçük ölçekli çapraz katmanlanmalar gözlenir. Kunerlik güneybatısında bu tane yönlenmeleri oldukça belirgindir ve gözlenen çapraz katmanların boyu yer yer 1,5-m' ye varır (Şekil 2.12.d-e). Birimin farklı çökelim evrelerini yansıtan katmansız-yarı katmanlı düzeyler birbirini aşınmalı sınırlarla örter (Şekil 2.12.f). Doğuya doğru tane boyu iyice incelerek dış yelpaze bölümüne geçilir.

Görece formasyonuna ait çökeller, Neojen ve öncesi temel kayalarını uyumsuzlukla üstlemektedir (Şekil 2.14). Birimin üst dokanağı genelde örtülüdür. Alüvyon birimi tarafından yersel uyumsuz (erozyonal) bir dokanakla örtülür.



Şekil 2.12 Görece formasyonuna ait arazi görünümleri; (a) birimin iç yelpaze bölümündeki kumtaşı ve çamurtaşı katkılı düzeyler, (b, c) kanal dolguları, (d) birimin orta yelpaze bölümünde gözlenen yönlendirilmiş/yarı yönlendirilmiş taneler, (e) büyük ölçekli çapraz katmanlanmalar, (f) birbirini aşınmalı sınırlarla üzerleyen ince taneli ve kaba taneli düzeyler.



Şekil 2.14 (a) Neojen tortullarına ait Yeniköy formasyonu, Görece formasyonu ve Alüvyon birimi arasındaki ilişkiyi gösteren şematik arazi kesiti (OFZ: Orhanlı fay zonu), (b) Görece güneyindeki bir akarsu kanalında gözlenen Görece formasyonu ile Cumaovası volkaniklerine (Cv) ait tüfler arasındaki dokanak ilişkisi.

Birim yer yer organik maddece zengin düzeyler içermesine rağmen bölgede ve diğer KD uzanımlı havzalardaki eşleniklerinde herhangi bir yaş tayini bulunmamaktadır. Ünay ve diğer. (1995) Büyük Menderes grabeninde tabanda yeralan alüvyon yelpazesi çökellerinde saptadıkları memeli fosillerinde Geç Pliyosen-Geç Pleyistosen yaşlarını elde ederler. Bu birim olasılıkla Cumaovası havzasının tabanındaki alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan Görece formasyonunun eşleniği olduğundan, bu çalışmada Görece formasyonunun yaşı Pliyosen-Kuvaterner olarak kabul edilmiştir. Genel anlamda alüvyon yelpazesi fasiyesinde olan Görece formasyonu, havzayı denetleyen KD-GB ve D-B uzanımlı fayların kontrolünde gelişmiştir. Bu faylar sonraki aşamada, Görece formasyonunu kesmiş ve deforme etmiştir. Söz konusu deformasyon yapısal jeoloji bölümünde tartışılacaktır.

2.2.2 Alüvyon

Cumaovası havzasındaki güncel drenaj ağı ile çökelimi denetlenen genç alüvyon yelpazesi ve alüvyon düzlüğü çökelleri, Alüvyon birimi olarak adlandırılmıştır.

Alüvyon yelpazesi çökelleri Buca, Kısıkköy ve Değirmendere civarında gözlenir ve D-B uzanımlı yapısal hatların tavan bloklarında gelişmiştir. Birim genel olarak sarımsı gri-kahverenkli, orta-kötü pekleşmiş aramadne destekli kumlu çakıl ve tane destekli çakıllı kumdan yapılıdır. Tane bileşenini yükselen bloktaki kaya birimleri oluşturur. Yer yer çapraz katmanlanma gözlenen birim genelde katmanlanmasızdır. İçerisindeki yassı taneler önünde bulunduğu fayın tersi yönde paralel dizilme eğiliminde olduğundan belli belirsiz bir katmanlan gözlenir.

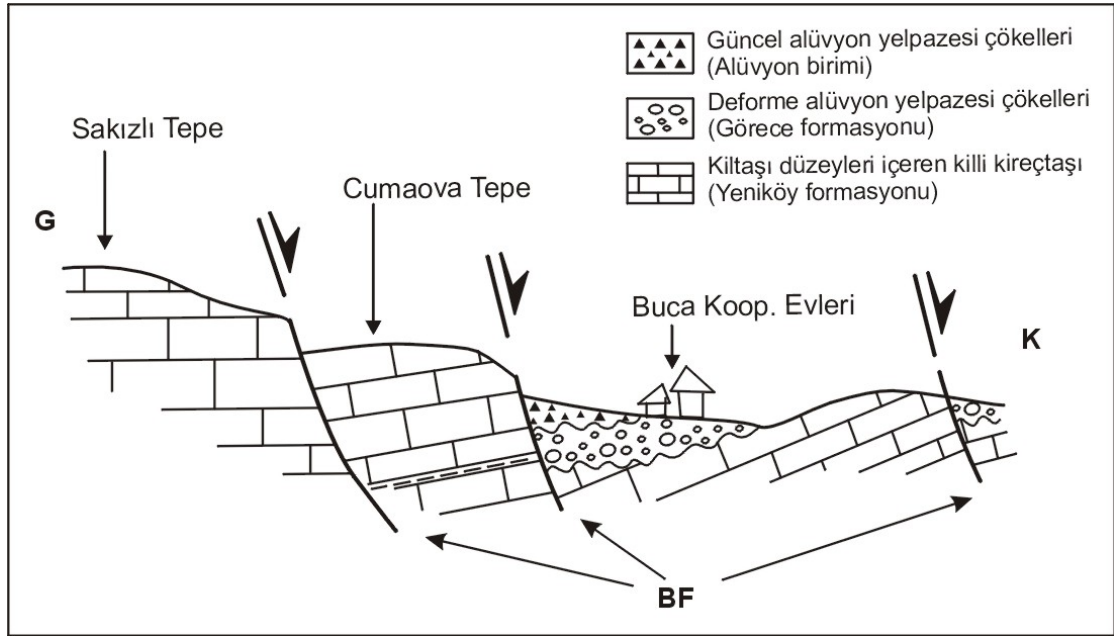
Alüvyon düzlüğü çökelleri ise güncel akarsularca beslenir ve havzanın merkezinde geniş yüzlekler verir (Şekil 2.15). Bu akarsulara ait kanal ve taşkın düzlükleri boyunca tane destekli çakıl, çakıllı çamur ve yer yer çakıl ve blok içerikli ayrıışmış topraktan oluşur.

Alüvyon birimi, üzerinde geliştiği Neojen ve öncesi temel kayaçlarını uyumsuz dokanakla üstlemektedir. Çoğu yerde erozyonal olarak gözlenen Alüvyon birimi ile Görece formasyonu arasındaki dokanak yer yer geçişli olarak gözlenmektedir. Bu iki birimin dokanağı yersel uyumsuz olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.14, 2.15 ve 2.16).

Havza içerisindeki çökelimi halen devam etmekte olan Alüvyon birimine stratigrafik olarak Kuvaterner yaşı verilmiştir.



Şekil 2.15 (a) Görece doğusundaki bir akarsu kanalında gözlenen Cumaovası volkaniklerine ait tüfler ile Alüvyon birimi arasındaki uyumsuz dokanak, (b) kanal içerisindeki Alüvyon çökelleri, (c) Alüvyon birimi ile Görece formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi, (d) Alüvyon birimi ile Görece formasyonunun arazi görünüşleri.



Şekil 2.16 Yeniköy formasyonuna ait kilitaşı-kireçtaşı, Görece formasyonu ve Alüvyon birimi arasındaki ilişkiyi gösteren şematik arazi kesiti (BF: Buca fayı).

BÖLÜM ÜÇ

YAPISAL JEOLojİ

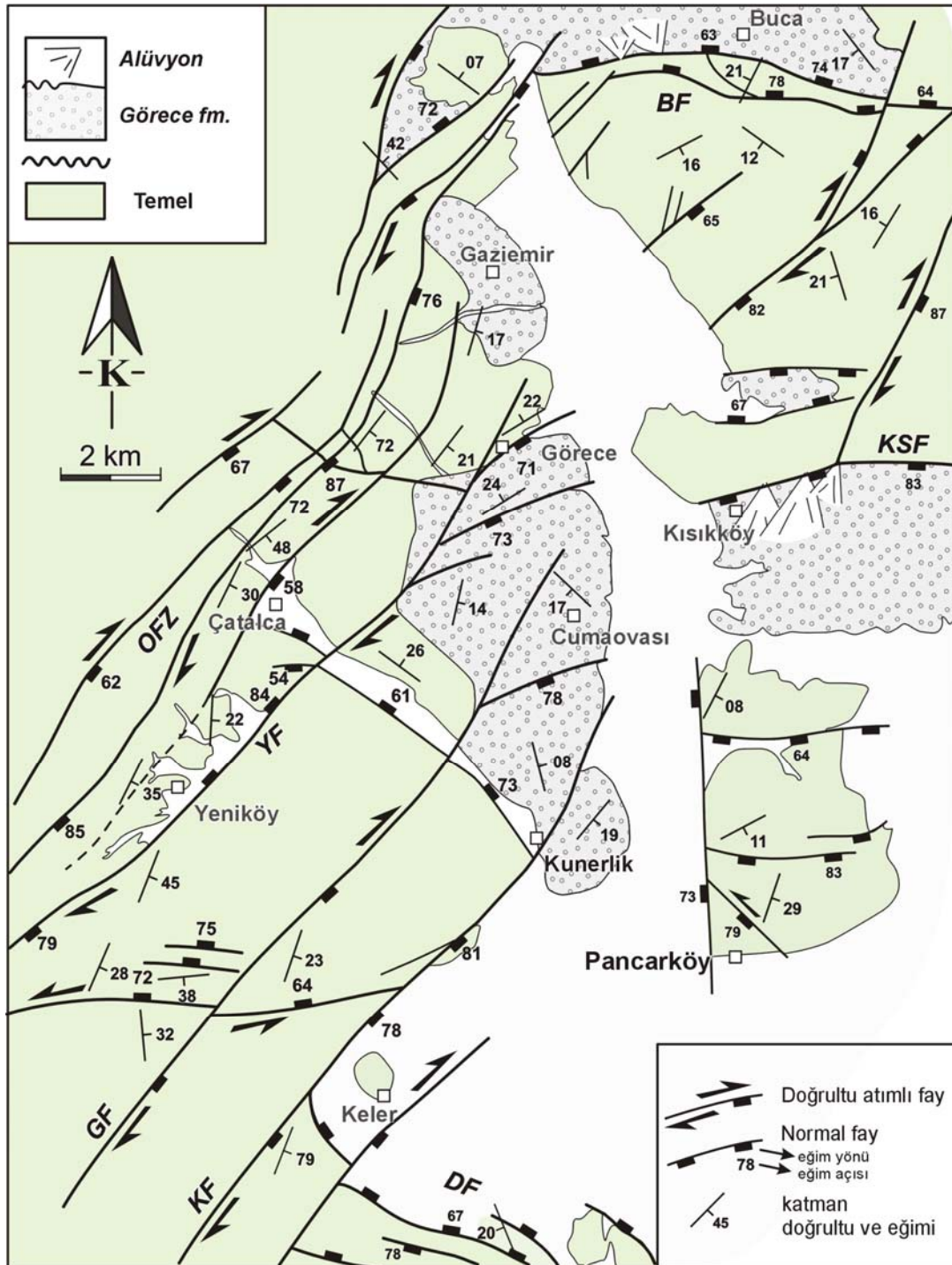
İzmir ve çevresindeki aktif tektonik yapılar doğrultu atımlı ve normal faylardan oluşur. Zeytindağ-Bergama, Gülbahçe (Karaburun), Seferihisar-Yelki ve Orhanlı fay zonları doğrultu atımlı fay karakterinde olup genel gidişleri KB-GD ile KD-GB arasında değişmektedir. Normal faylar ise Batı Anadolu horst-graben sisteminin sınır faylarıdır ve yaklaşık D-B uzanımlıdır (Şekil 3.1). Cumaovası havzası Gediz ve Küçük Menderes grabenleri ile Orhanlı fay zonunun yapısal sınırında gelişmiştir (Şekil 1.3). Havza, yaklaşık 5-17-km genişliğinde ve 35-km uzunluğunda, KKD uzanımlı, asimetrik, aktif ve/veya potansiyel aktif doğrultu atımlı ve normal fayların birlikte işlediği, yapısal anlamda tipik bir “çek-ayır” havzadır. Havzanın batı sınırını KD uzanımlı doğrultu atımlı faylar boyunca doğrusal-yarı doğrusal dağönü çizgiselliği sunan, İzmir-Ankara zonu kayaçları ve Neojen istifinden yapılı Seferihisar yükseltisi oluşturur. Havzanın güney sınırında ise, yaklaşık D-B gidişli bir dizi normal fay basamakları boyunca İzmir-Ankara zonu kayaçlarından yapılı, yarı doğrusal dağönü çizgiselliği sunan ve yer yer alüvyon yelpazelerinin geliştiği Değirmendere yükseltisi bulunur (Şekil 3.2).

Bu çalışmada Cumaovası havzasının oluşumunu denetleyen, havza sınırını oluşturan veya havzayı deforme eden aktif ve potansiyel aktif Kuvaterner faylar belirlenirken; (1) genç fay şevleri, (2) kesilen dereler, (3) fay dilimi sırtları (üçgen fay düzlemi yapıları), (4) Pliyo-Kuvaterner çökellerinin kesilmesi, (5) genç tortullardaki deformasyon yapıları (breşlenme, eğimlenme vs.) gibi özellikler gözönüne alınmıştır.

Fay türleri tanımlanırken fay düzlemleri üzerinde gelişen ve kinematik gösterge olarak hareket yönünü saptamada kullanılan yapılar araştırılmıştır. Bu yapılar üç grupta toplanabilir: (a) Riedel kırıkları ve açılma çatlaklarının geometrileri, (b) fay yüzeyi üzerindeki saplanma/alet izleri, (c) fiber lineasyonu ile fay kertikleri/basamaklar (chatter marks/steps; elle dokunma yöntemi).



Şekil 3.1 (a) Ege ve çevresini deforme eden ana tektonik yapılar; KAF: Kuzey Anadolu Fayı, PSH: Pliny-Strabo hendeği, EY: Ege hendeği, KY: Kıbrıs hendeği. Oklar Anadolu levhasının Avrupa levhasına göre bağlı hareketini göstermektedir (Barka, 1992; 1999 ve Bozkurt, 2001a' dan değiştirilerek). (b) Batı Anadolu' daki aktif tektonik yapılar (ZBFZ: Zeytindağ-Bergama fay zone, GF: Gülbahçe fay zone, SYFZ: Seferihisar-Yelki fay zone, İF: İzmir fayı, OFZ: Orhanlı fay zone fay zone; Şaroğlu ve diğer., 1992; Ocakoğlu ve diğer., 2004; MTA, 2002' ten değiştirilerek).

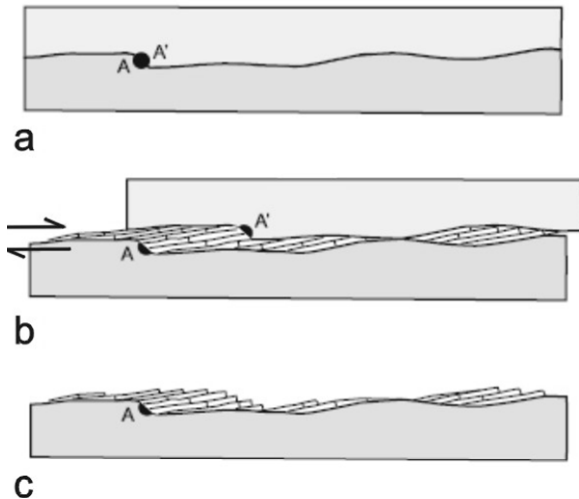


Şekil 3.2 Cumaovası havzası ve çevresinin detaylı yapısal haritası.

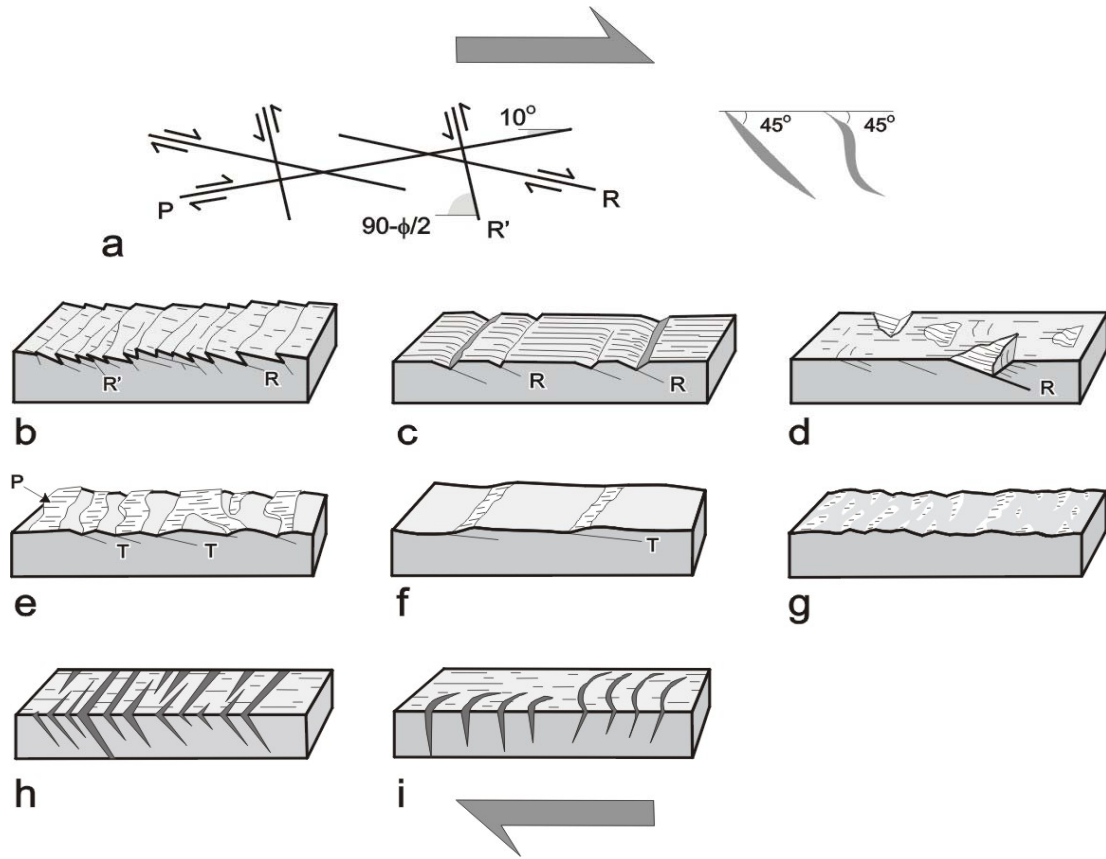
- *Riedel kırıkları ve açılma çatlaklarının geometrileri*: İlk kez Tchalenko ve Ambraseys (1970) ve Wilcox ve diğer. (1973) tarafından tanımlanan Riedel kırık geometrisi, ana yer değiştirme zonu boyunca bu zona yaklaşık paralel doğrultulu ve aynı atım yönlü R-kırıkları; yaklaşık dik doğrultulu ve ters atım yönlü R'-kırıklarını içerir ve bunlar gelişen diğer yapısal elemanlarla ideal geometrik bir dağılım sunar. Bu geometri fayın türünü ve hareket yönünü saptamada kullanılmaktadır (Şekil 3.3).

- *Fay yüzeyi üzerindeki saplanma / alet izleri*: Faylanma sırasında matriksten daha sert bir parçanın, hareket yönüne paralel bir şekilde fay yüzeyinde sürüklenerek oyması ve geride bir oluk yada saplanma izi bırakması ile oluşur. Eğer fay yüzeyinde oluk izi gözleniyorsa bu hareketin doğrultusu, parçanın kendisi ve saplandığı yer görünüyorsa hareketin yönü bulunabilir.

- *Fiber lineasyonu ile fay kertikleri/basamaklar (chatter marks/steps)*: Fay düzlemi üzerinde Riedel kırıklarından farklı, fay çiziklerine dik olarak gelişen, birkaç milimetre ile birkaç santimetre boyutundaki asimetrik yapılardır. Hareket yönüne paralel açılmayla ilişkili olan kristal lif lineasyonu ile birlikte gelişen bu yapılar yüzeydeki küçük basamaklar halinde gözlenir (Şekil 3.4). Bu anlamda elin fay düzlemi üzerinde hiç bir pürüze rastlamadan hareket ettiği yön, aşınmış olan bloğun hareket yönü olarak kullanılmıştır (elle dokunma yöntemi). Ancak elle dokunma yöntemi yalnızca, fay kertiği / basamakların geliştiği düzlemlerde kullanılmakta, Riedel kırıklarının geliştiği düzlemlerde doğru sonuç vermemektedir.



Şekil 3.4 Kristal lif lineasyonu ve basamaklı yapının oluşumu; (a) fay yüzeyinin oluşumu, (b) fayın hareketi ve kristal liflerinin gerilimin en düşük olduğu doğrultuda büyümesi ve (c) aşınma ile kristal liflerinin asimetrik sırtlar-basamaklar oluşturacak şekilde yüzeylenmesi (Durney ve Ramsey, 1973).



Şekil 3.3 (a) Bir fay yüzeyinde oluşabilecek sintetik Riedel kırıkları (R), antitetik Riedel kırıkları (R'), P-kırıkları (P) ve damarların ana fayla ilişkisini gösteren diyagram (ϕ : içsel sürtünme açısı); (b) tümü R ve R' düzlemlerinden oluşan fay yüzeyi; (c) yaklaşık 5-15° eğimli R-kırıkları içeren yoğunca çizilmiş fay yüzeyi; (d) R-kırıklarının oluşturduğu "yarım ay" şeklindeki içbükey yapı; (e) düşük eğimli düzlemsel ve çiziksiz "T" yüzeyleri ve fay çizikleri içeren P-yüzeyleri (Petit, 1987); (f) fay çizikleri içeren P-yüzeyleri hareket yönüne doğru gelişmektedir; (g) T-yüzeylerinin gelişmediği, ancak çizikli P-yüzeylerinin hareket yönüne doğru geliştiği durum, (h) ana fay düzlemi ile yaklaşık 45° açı yapan açılma çatlakları (burada ilerleyen deformasyon nedeniyle bu açı büyüyebilir (Hancock & Barka, 1987); (i) hilal izleri, aşınmış bloğun hareketi doğrultusunda içbükey şeklini alan damarlar bu yapıyı oluşturur (b-i arasındaki diyagramlar Petit (1987)'den değiştirilerek alınmıştır).

Bu doğrultuda arazi çalışmaları sırasında saptanan kinematik parametreler daha sonra bilgisayar ortamında Angelier stres analizi programı kullanılarak yersel gerilmenin saptanmasında tekrar değerlendirilmiştir.

Yapılan arazi çalışmalarında KD-GB, KB-GD ve D-B baskın olmak üzere hemen her doğrultuda aktif ve potansiyel aktif faylar/fay zonları haritalanmıştır (Şekil 3.2). Bunlar, (1) doğrultu atımlı faylar ve (2) normal faylar olmak üzere iki grupta toplanabilir.

3.1 Doğrultu Atımlı Faylar

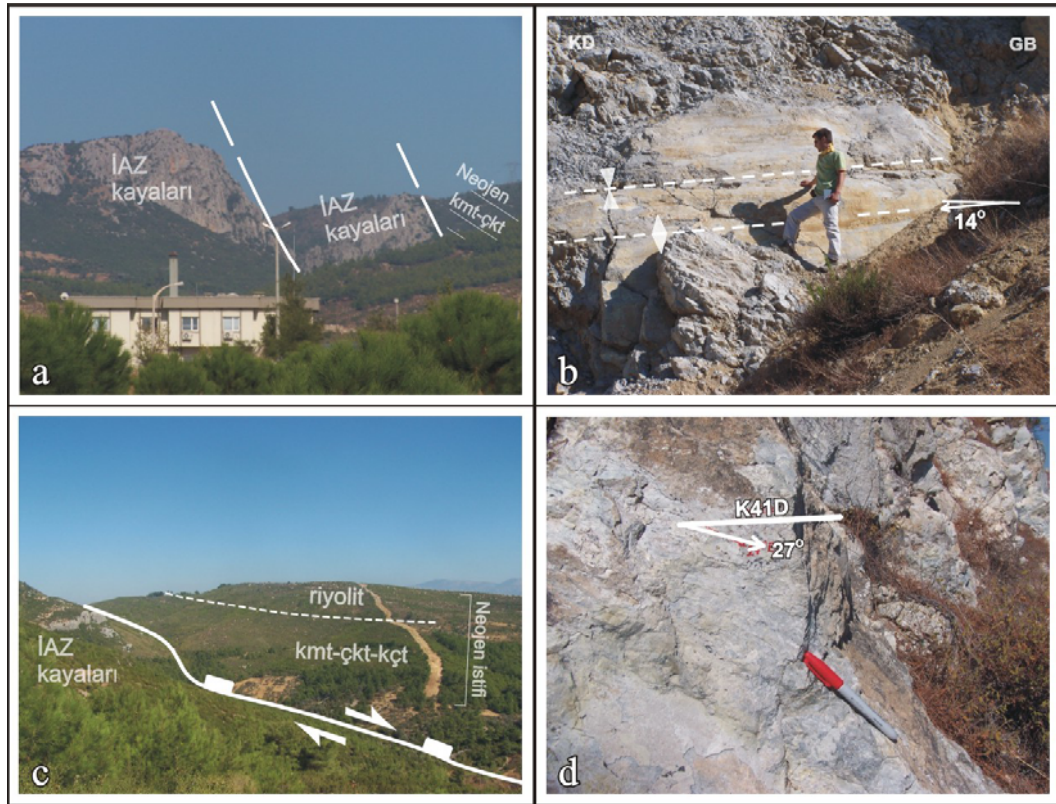
Cumaovası havzası ve çevresinde KD-GB doğrultulu baskın olmak üzere KB-GD ve D-B uzanımlı birçok doğrultu atımlı fay havzanın batı sınırı boyunca haritalanmıştır. Bu fay zonları batıdan doğuya doğru Orhanlı fay zone, Yeniköy fayı, Göllükaya fayı ve Kunerlik fayı olarak adlandırılmıştır (Şekil 1.4 ve 3.2).

3.1.1 Orhanlı Fay Zonu

İzmir ili güneyinde, İzmir Körfezi ile Kuşadası Körfezi arasında uzanan ve Seferihisar yükseltisini doğudan sınırlayan yapısal hat Orhanlı fay zone olarak ayırtlanmıştır (Şekil 3.2). Aynı fay çeşitli araştırmalarda değişik isimlerle anılmaktadır. Fay, Türkiye Diri Fay Haritası'nda Cumaovası çizgiselliği (Şaroğlu ve diğer.,1992), Eşder ve Şimşek (1975)' de Cumalı ters fayı, Emre ve Barka (2000)' da Tuzla fayı, Genç ve diğerleri (2001)' nde ise Orhanlı fayı olarak adlanmıştır.

Bu çalışmada, yaklaşık 40-45-km karada izlenebilen Orhanlı fay zone, 1-3-km genişliğinde, yaklaşık KKD uzanımlı, sağ yönlü aktif doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanmıştır. Birbirine paralel-yarı paralel 6 segmentten oluşur. Çalışma alanı içerisinde İzmir-Ankara zone kayaçları, Neojen istif, Görece formasyonu ve Alüvyon birimini keser ve deforme eder.

Orhanlı fay zone, Gaziemir (Evka 7) civarında İzmir-Ankara zone kayaçlarını keser ve Görece formasyonu ile dokanağını oluşturarak kuzeye doğru kollara ayrılır (Şekil 2.2). Yaklaşık K35D doğrultulu fay zone boyunca korunmuş olan fay düzlemlerinde yataya yakın fay çizikleri gözlenir. Bu düzlemlerdeki kinematik veriler sağ yönlü doğrultu atımlı fayı belirtir. Orhanlı fay zonuna ait fay düzlemleri 62° ile 88° arasında eğime ve 09°G ile 22°G arasında rake açlarına sahiptir (Şekil 3.5.a-c).



Şekil 3.5 Orhanlı fay zonuna ait arazi görünimleri; (a) İAZ kayaları ile Yeniköy sormasyonuna ait kumtaşı-çakıltaşıyı ayıran birbirine paralel segmentler, (b) Evka 7 yakınlarındaki kıvrımlı fay düzlemi, (c) İAZ kayaları ile Neojen istifi arasındaki yapısal sınır, (d) Çatalca batısındaki yataya yakın fay çizikleri gözlenen fay düzlemi.

Çatalca batısında fay zone İzmir-Ankara zone kayaçları ile Neojen istifi arasındaki tektonik dokanağı oluşturur. Doğrultuları yaklaşık K45D olarak ölçülen

fay düzlemleri 65° ile 75° arasında güneydoğuya eğimlidir. Fay düzlemi üzerinde gözlenen fay çizikleri ile doğrultu arasındaki açı 8° ile 27° arasındadır. Fay zonu sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterindedir (Şekil 3.5.d).

3.1.2 Yeniköy Fayı

Gaziemir ilçesinin güneyinden Görece köyü ve Yeniköy boyunca Ürkmez ilçesi batısına kadar uzanan tektonik hat Yeniköy fayı adı ile tanımlanmıştır (Şekil 3.2). Yaklaşık 35-km uzunluğunda ve 1-3-km genişliğindeki Yeniköy fayı, genel olarak K35D doğrultuludur. Yeniköy' ün doğusundan ve batısından geçen, birbirine paralel-yarıparalel iki segmentten oluşur.

Cumaovası volkaniklerinden yapıları olan Çubukludağ, Dededağ ve Karadağ morfolojik yükseltilerini batıdan sınırlayarak Çatalca ve Yeniköy arasındaki koridorunun doğu kanadını oluşturur. Yeniköy fayı burada Neojen volkano-sedimanter istifini keser. Bahçecik köyü civarında Cumaovası volkaniklerine riyolitik tüf düzeylerinde korunmuş fay yüzeyleri saptanmıştır. Fay düzlemleri 56° ile 84° eğim değerlerine sahiptir. Bu fay yüzelerinde saptanan yataya yakın fay çizikleri ile doğrultu arasındaki açı 14° ile 21° arasındadır. Fay eğim yönünü değiştirdiği yerlerde ters bileşen kazanmaktadır. Fay boyunca sağ doğrultu atımlı faylanmayı karakterize eden Riedel geometrisi gözlenir (Şekil 3.6).

Gaziemir güneyi ve Görece köyü çevresinde çatallanarak Görece formasyonuna ait çökelleri kesen Yeniköy fayı segmentleri, bu birimi farklı yönlerde eğimlendirmiştir. Korunmuş fay yüzeyleri oblik fay çizikleri içerir. Fayın bu bölgedeki geometrisi sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmayı destekler niteliktedir.

Fay boyunca gözlenen genç fay şevleri fayın Holosen’ deki aktivitesine işaret kabul edilebilir. Ayrıca Pliyo-Kuvaterner çökellerini kesmesi ve eğimlendirmesi, Yeniköy fayının potansiyel aktif olduğunu göstermektedir.



Şekil 3.6 Yeniköy fayına ait arazi görüntüleri; (a) fayın ters bileşene sahip kesimindeki morfoloji, (b) fay boyunca gözlenen alterasyonlar, (c) yataya yakın fay çizikleri, (d) Riedel ikincil fay geometrisi.

3.1.3 Göllükaya Fayı

Yaklaşık 20-22-km uzunluğunda ve 1-km genişliğindeki Göllükaya fayı genel olarak K25D gidişlidir. Cumaovası ilçesinin batı-güneybatısından Gümüldür ilçesinin batısına, oradan da Kuşadası körfezine doğru uzanır (Şekil 3.2).

Çubukludağ, Dikmendağı ve Kızılcağağ dağları boyunca Neojen istifine ait Cumaovası volkaniklerini kesen fay boyunca korunmuş fay yüzeyleri sınırlıdır. Kunerlik köyü kuzeybetısındaki pomza işletmesi civarında saptanan fay yüzeyleri yataya yakın fay çizikleri içerir. Fay düzlemleri 78° den yüksek, düşeye yakın eğim değerlerine sahiptir. Fay çizikleri ile doğrultu arasındaki açı 12° ile 7° arasındadır. Sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmayı karakterize eden fay kertikleri gözlenen bu yüzeyler daha kuzeyde, KB doğrultulu yapısal bir hat ile morfolojik olarak sonlanmaktadır.

Göllükaya fayı daha güneyde, Ürkmez ve Gümüldür ilçeleri civarında KD ve GD doğrultulu birkaç segment halinde gözlenmektedir. Neojen istifindeki tortul-volkanik dokanaklarını sağ ve sol yönde öteleyen bu segmentlerin geometrisi fayın sağ yönlü doğrultu atımlı olduğunu gösterir.

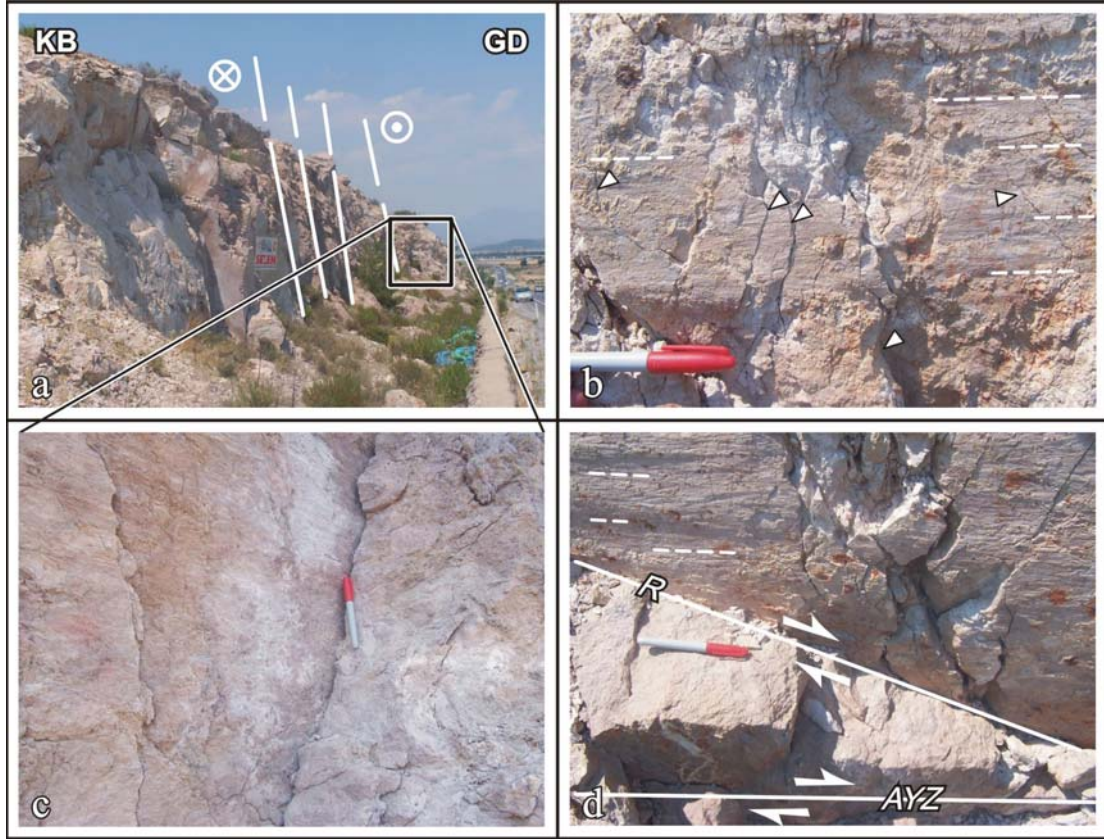
Morfolojik açıdan oldukça belirgin olan Göllükaya fayı boyunca aktivitesi ile ilgili veriler sınırlıdır. Kuzeyde yapısal bir hat tarafından olasılıkla kesilmesi bu fayın aktif olmayabileceğini göstermekle birlikte, zon boyunca gözlenen sıcak su çıkışları ve paralelindeki diğer doğrultu atımlı fayların aktif olması sebebiyle Göllükaya fayı, potansiyel aktif bir fay olarak yorumlanabilir.

3.1.4 Kunerlik Fayı

Gümüldür ile Kunerlik arasında uzanan yapısal hat Kunerlik fayı olarak ayırtlanmıştır. Yaklaşık 20-km uzunluğunda ve 1-3-km genişliğindedir. Genel olarak K25D doğrultulu olan zon, Çubukludağ, Dikmendağ ve Kızılcağağ dağı morfolojik yükseltilerini doğudan sınırlar (Şekil 3.2).

Kunerlik fayı, Gümüldür çevresinde Menderes masifi, İzmir-Ankara zonu kayaları ve Neojen istifini keser. Bu bölgede 77° ve 88° arasında batıya eğimli birçok

korunmuş fay yüzeyi saptanmıştır. Bu yüzeylerdeki fay çizikleri ile doğrultu arasındaki açı 15° ile 25° arasında değişmektedir. Fay boyunca gözlenen Riedel kırık geometrisine göre fay sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.7).



Şekil 3.7 Kunerlik fayına ait arazi görünümü; (a) doğrultu atımlı faylarda karakteristik olan paralel makaslama zonu, (b) fay düzlemi üzerinde gözlenen hilal şekilli kırık sistemi ve fay kertikleri, (c) yataya yakın fay çizikleri ve (d) Riedel fay geometrisi (R: sentetik Riedel kırığı, AYZ: ana yer desistirme zonu).

Kuzeye doğru Şaşal, Keler ve Kunerlik ilçeleri civarında Alüvyon birimi ile Neojen istifinin sınırını oluşturan Kunerlik fayı, doğuya eğilmenerek normal bileşen kazanır. Kunerlik köyü civarında Görece formasyonuna ait kayalarda yüzlekleri gözlenen Kunerlik fayı, bu birimi deforme ederek eğimlendirmiştir. Bu bölgede saptanan korunmuş fay yüzeyleri düşeye yakın eğim değerlerine sahiptir. Fay çizikleri ile doğrultu arasındaki açı 0° ile 11° arasında değişmektedir.

Yer yer Alüvyon biriminin sınırını oluşturması ve Görece formasyonunu deforme etmesi, Kunerlik fayının aktif olduğunu göstermektedir.

3.1.4 Pancarköy Fayı

Pancarköy fayı, KB-GD doğrultusunda yaklaşık 3-km izlenebilen sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Pancarköy kuzeyinde yüzlek veren Neojen kireçtaşlarından oluşan morfolojik yükseltinin batı sınırını oluşturur (Şekil 3.2).

Saptanan fay düzlemleri yaklaşık K35-60B doğrultulu ve 60° ve 90° arasında değişen eğim açılarıyla batıya eğimlidir. Fay çizikleri ile doğrultu arasındaki rake açısı 15° ' den düşüktür. Zon boyunca doğrultu atımlı faylanmaya eşlik eden yaklaşık D-B doğrultulu normal faylar saptanmıştır. Bu faylar ise ortalama 80° güneye eğimli düzlemler içerir. Bu düzlemlerdeki fay çizikleri ile doğrultu arasındaki rake açısı 70° ' den büyüktür.

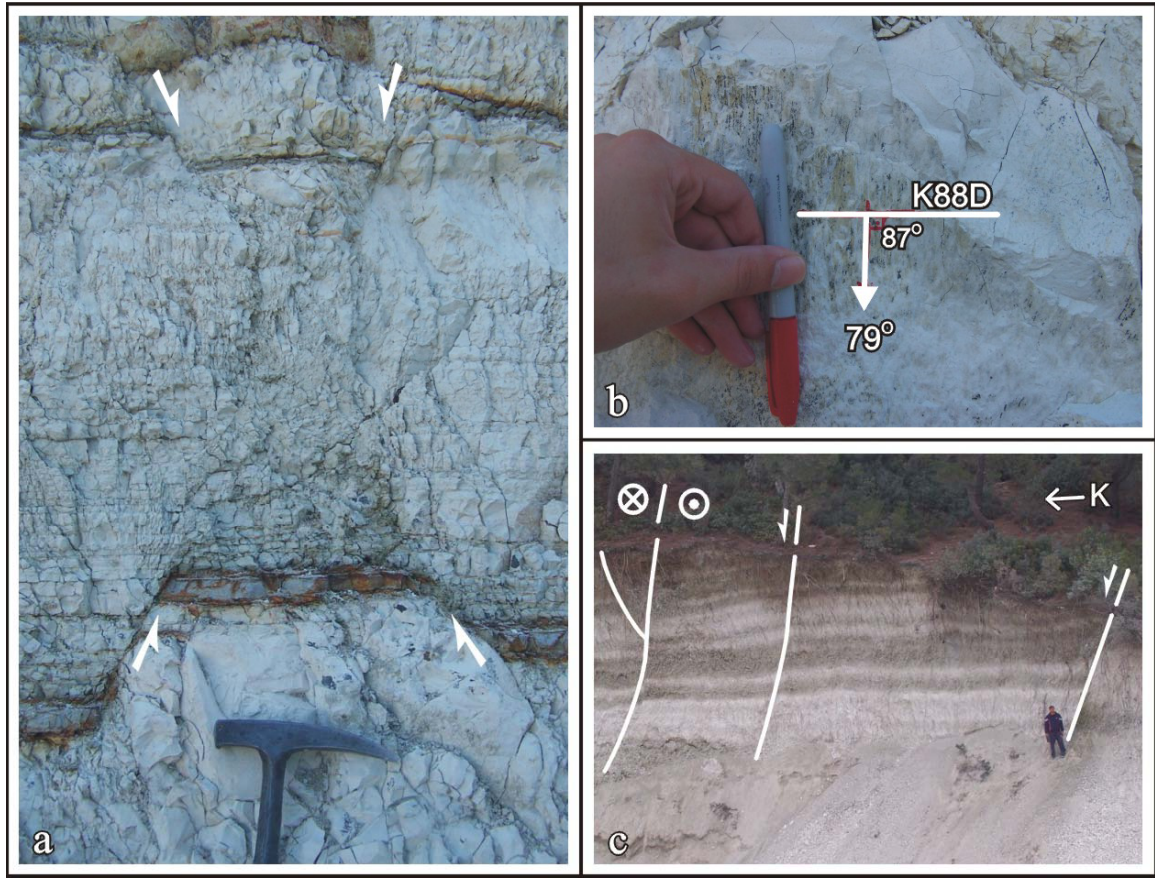
3.2 Normal Faylar

Cumaovası havzası ve çevresinde D-B doğrultulu baskın olmak üzere birçok normal fay, havzanın kuzey ve güney sınırları boyunca haritalanmıştır. Bu fay zonları kuzeyden güneye doğru Buca fayı, Kısıkköy fayı ve Değirmendere fayı olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.2).

3.2.1 Buca Fayı

Buca' nın güneyinde birbirine paralel iki ana segmentten oluşan Buca fayı, yaklaşık 6-8-km uzunluğunda ve 0.5-1-km genişliğindedir. Kısıkköy ile Buca arasında kalan morfolojik yükseltiyi kuzeyden sınırlar.

Buca fayı bu bölgede Neojen istifine ait kilaşları-kireçtaşları ile Görece formasyonu ve Alüvyon birimin dokanağını oluşturur. Yerleşimin yoğunluğu ve otoyol nedeni ile kuzey segmente ait korunmuş fay düzlemleri nadiren gözlenir. Ancak hemen paralelindeki güney segmente ait birçok korunmuş fay düzlemi saptanmıştır. Tipik normal fay morfolojisinin hakim olduğu fay bu bölgede yaklaşık 75-85KB doğrultulu ve 65-85° kuzeye eğimlidir. Korunmuş fay düzlemlerinde normal faylanmayı belgeleyen kinematik yapılar mevcuttur. Fay çizikleri ile doğrultu arasındaki açı 65° ile 90° arasında ölçülmüştür (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 Buca fayına ait arazi görünüşleri; (a) zon boyunca genişlemeli tektoniği işaret eden yapılar, (b) bir fay düzlemi üzerindeki düşeye yakın fay çizikleri, (c) doğrultu atımlı ve normal faylanmanın birlikte gözlemlendiği kil ocağı yarması.

Fay boyunca Görece formasyonuna ait katmanların faya doğru eğimlenmeleri ve Alüvyon birimine ait alüvyonal yelpazelerin gözlenmesi, Buca fayının aktif bir fay olduğunu göstermektedir.

3.2.2 Kısıkköy Fayı

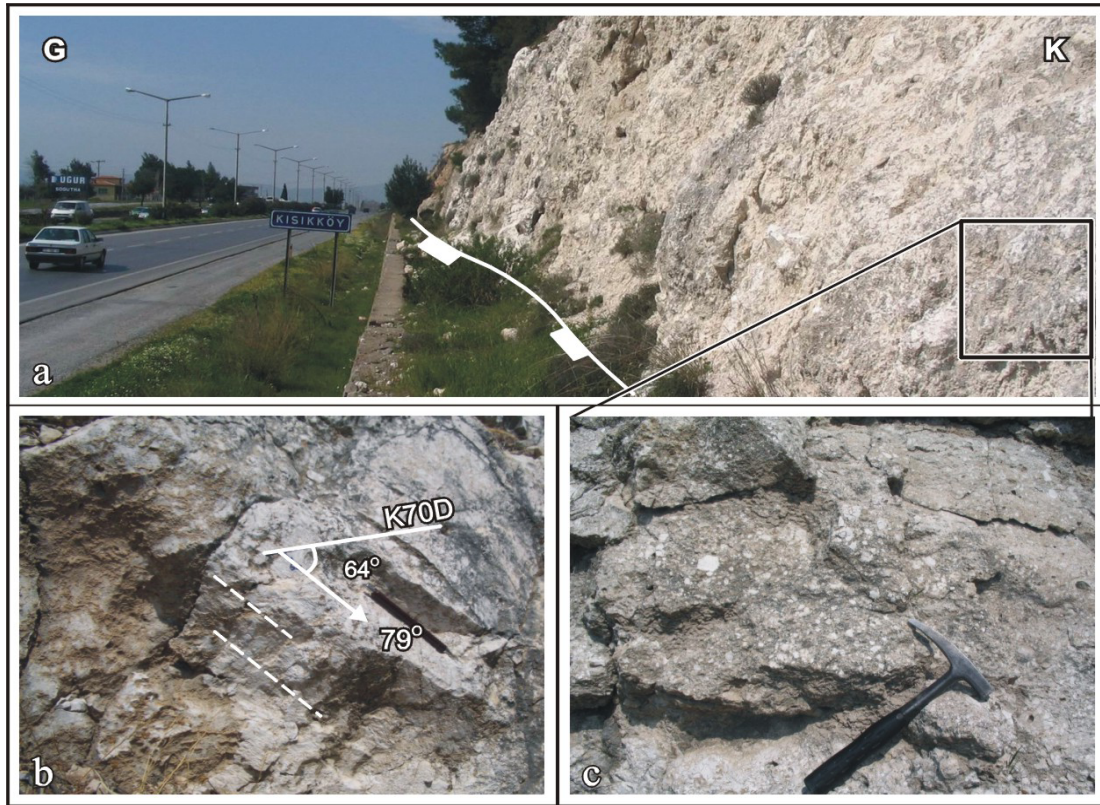
Kısıkköy ile Torbalı ilçesi arasında uzanan yapısal hat Kısıkköy fayı olarak ayırtlanmıştır. Yaklaşık 6-km uzunluğunda ve 0.5-km genişliğindedir. Kunerlik Köyü ile Buca arasında kalan morfolojik yükseltiyi güneyden sınırlar.

Bu bölgede Neojen istifine ait kireçtaşları ile Görece formasyonu ve Alüvyon birimin dokanağını oluşturan Kısıkköy fayı yaklaşık D-B uzanımlıdır. Fay boyunca saptanan fay düzlemleri 70-80° kuzeye eğimlidir. Fay çizikleri ile doğrultu arasındaki açı 50° ile 67° arasında değişmektedir. Bu yüzeylerden elde edilen kinematik verilere ve fay zonu morfolojisine göre Kısıkköy fayı normal fay olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.9).

Fay boyunca Görece formasyonuna ait çökellerde gözlenen deformasyon ve Alüvyon birimine ait alüvyon yelpazeleri, Kısıkköy fayının aktif bir fay olduğunu göstermektedir.

3.2.3 Değirmendere Fayı

Batıda Şaşal Köyü, Keler Köyü ve Tahtalı barajından, doğuda Değirmendere Köyüne doğru uzanan ve Değirmendere yükseltisini kuzeyden sınırlayan bir dizi fay Değirmendere fayı olarak adlandırılmıştır.



Şekil 3.9 Kısıkköy fayına ait arazi görünümleri (a) Torbalı-Kısıkköy otoyolu boyunca gözlenen fay sarplığı ve düzlemleri, (b) fay düzlemi üzerindeki fay çizikleri ve (c) breşik düzeyler.

Eğim atımlı normal fay karakterindeki fay zonu boyunca fayın taban bloğunda Neojen ve öncesi temel kayaları, tavan bloğunda ise Alüvyon birimi bulunur. Değirmendere fayı morfolojik açıdan oldukça belirgin fay sarplıkları ile dikkat çeker. Keler güneyinde birbirine paralel iki segment olarak gözlenir. Bu bölgede fay yaklaşık K75B doğrultulu ve 65° kuzeye eğimlidir. Korunmuş fay düzlemlerinde gözlenen fay çizikleri ile doğrultu arasındaki açı 70° ile 80° arasında değişmektedir (Şekil 3.10).

Fayın Alüvyon biriminin dokanağını oluşturması ve zon boyunca gelişmiş Alüvyona ait alüvyonal yelpazeler, Değirmendere fayının aktif bir fay olduğunu göstermektedir.



Şekil 3.10 Değirmendere fayına ait arazi görünümü. Bu bölgede kuzeye eğimli ve birbirine paralel iki segmentten oluşan fay zonu İzmir-Ankara zonlu kayalar, Yeniköy formasyonu ve Alüvyon biriminin yapısal sınırını oluşturur.

3.3 Çalışma Alanındaki Fayların Kinematik Analizi

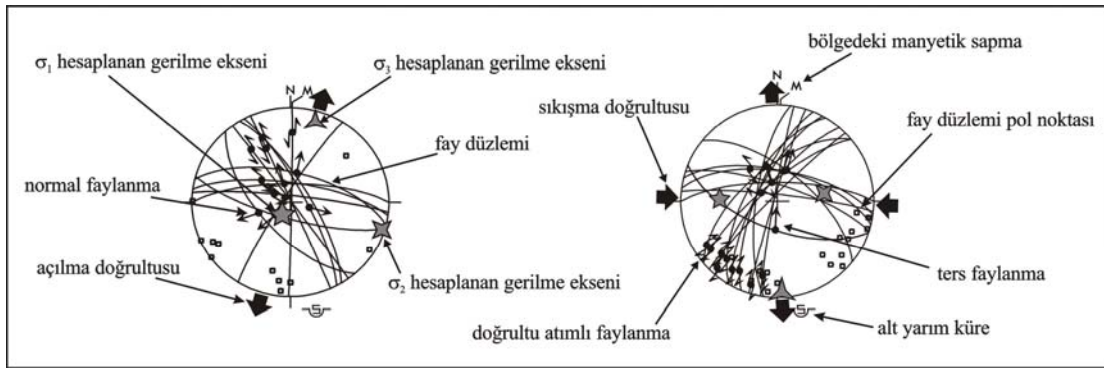
Bu çalışmadaki kinematik analiz/stres analizi çalışmaları, arazi çalışmalarında haritalanarak ayrırtlanan fay zonları boyunca elde edilen fay düzlemi verileri kullanarak o bölgedeki yersel gerilme durumunu ortaya koymak olarak özetlenebilir. Kinematik analizde kullanılan fay düzlemi verileri; fay düzleminin doğrultusu, eğimi, fayın doğrultusu ile fay çizikleri arasında kalan açı (Rake açısı) ve fayın atım yönü olarak arazide saptanır.

Bölgesel paleostres ters çözümü ve bölgeyi deforme eden kuvvetlerin saptanması ile ilgili birçok grafiksel (Angelier, 1984; Krantz, 1988) ve sayısal (Angelier ve diğer., 1982; Angelier, 1984; Carey ve Mercier, 1987; Marret ve Almandinger, 1990;

Nemcok ve Lisle, 1997) metod geliştirilmiştir. Bilgisayar destekli sayısal analiz yöntemlerinde kayma vektörünün ters çözüm (inversion) işlemi ile bölgesel deformasyondan sorumlu gerilme (stres) tensörü saptanabilmektedir.

Fay kinematiği ile ilgili ilk çalışmaları yapan Anderson (1942), homojen ve izotropik bir ortamda fay geometrisi ile kinematiğini karşılaştırarak bunların ana gerilme yönleriyle ilişkili olduğunu göstermiştir. Ancak kayalar gibi kayalardaki gerilme de genelde anizotropiktir ve ana gerilmelerin büyüklükleri ile karakterize edilen stres elipsoidi eksenleri ile tanımlanmaktadır. Stres elipsoidinin en uzun ekseninde en büyük asal gerilme (σ_1), ortanca ekseninde ortanca asal gerilme (σ_2) ve en kısa ekseninde ise en küçük asal gerilme (σ_3) bulunur ve stres elipsoidinin şekli veya asal gerilmeler olan σ_1 , σ_2 ve σ_3 ' ün büyüklükleri, o alandaki deformasyonu kontrol eden faylanmanın türü, dağılımı ve hareket yönü ile ilişkilidir (Jeager ve Cook, 1969; Angelier, 1984). Bu mekanik yaklaşımların geliştirilmesiyle birçok araştırmacı tarafından, kırılmış (faylanmış) kaya kütlelerindeki fayların yorumlanması için bilgisayar destekli kinematik analiz yöntemleri hazırlanmıştır. Bu yöntemlerin geçerliliği için birkaç önkoşul vardır: (1) Faylanmaya uğrayan kaya kütlesi fiziksel olarak homojen ve izotropdur. Eğer kaya çok kırıklı ise mekanik olarak izotropdur, (2) Fay bloklarının hareketi fay düzlemindeki fay çiziklerine ve o faya etkiyen maksimum makaslama gerilmesine (τ) paralel, bağımsız ve fayın büyüklüğünden küçüktür, (3) Bloklar arasındaki deformasyon sürekli değildir ve deformasyon sırasında fay düzlemi rotasyona uğramamıştır (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1979; Angelier, 1984; Lisle, 1987; Means, 1987). Bu koşullar sağlandığında bir tektonik faz ile ilişkili gerilme tensörü bu fazın sonucunda ortaya çıkan bağımsız kayma vektörlerinin ters çözümü ile elde edilebilir. Gerçekte kaya kütlelerinin homojen ve izotrop değildir ancak birkaç yüz metre ile birkaç kilometre arasında değişen kaya kütlelerinde yukarıda belirtilen varsayımlar geçerlidir ve elde edilen sonuçlar da genellikle bölgesel gerilme tensörü ile uyumludur (Mercier ve diğer., 1991).

Bu çalışmada Cumaovası havzasında ölçülen kayma vektörlerinin ters çözüm (inversion) ile paleostres tensörünün saptanmasını temel alan fay kinematiği analizi, Angelier (1984) tarafından geliştirilen sayısal metod ile yapılmıştır. Angelier stres analizi metodu sonuçlarında ana asal gerilmelerin sayısal hesabı dışında grafiksel olarak, stereografik projeksiyon üzerinde girilen fay düzlemlerini ve bu düzlemlere ait kutup noktalarını, bu yapısal öğeyi oluşturacak ana asal gerilmeleri ve bölgedeki yersel açılma ve sıkışma yönlerini görmek mümkündür (Şekil 3.11).



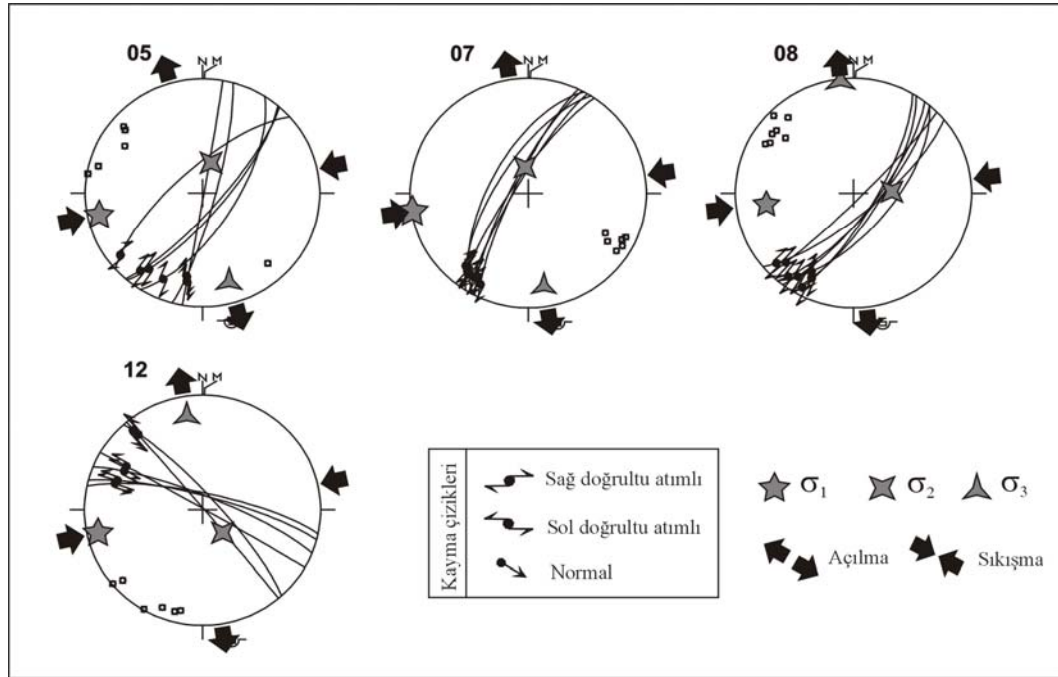
Şekil 3.11 Angelier ters çözüm metodu kullanılarak elde edilen Schmidth projeksiyonu üzerinde görülebilecek semboller ve açıklamaları

Kinematik analiz çalışmalarında Angelier ters çözümünde kullanılmak üzere Cumaovası havzasındaki 21 lokasyondan toplanan yaklaşık 150 veri kullanılmıştır. 01, 10, 16, 18, 19, 21 ve 22 nolu lokasyonlar normal faylanma, diğerleri ise doğrultu atımlı faylanma gözlenen lokasyonlardır.

3.3.1 Doğrultu Atımlı Faylar

Orhanlı fay zonu boyunca 05, 07, 08 ve 12 nolu lokasyonlardan fay düzlemi verileri toplanmıştır. 05 nolu lokasyondan elde edilen verilere göre en büyük ana gerilmenin (σ_1) yönlem ve dalımı 281/51 olarak hesaplanmıştır. Diğer ana gerilmeler olan σ_2 ve σ_3 ' ün konumu ise sırasıyla 108/39 ve 015/03 olarak bulunmuştur. Bu

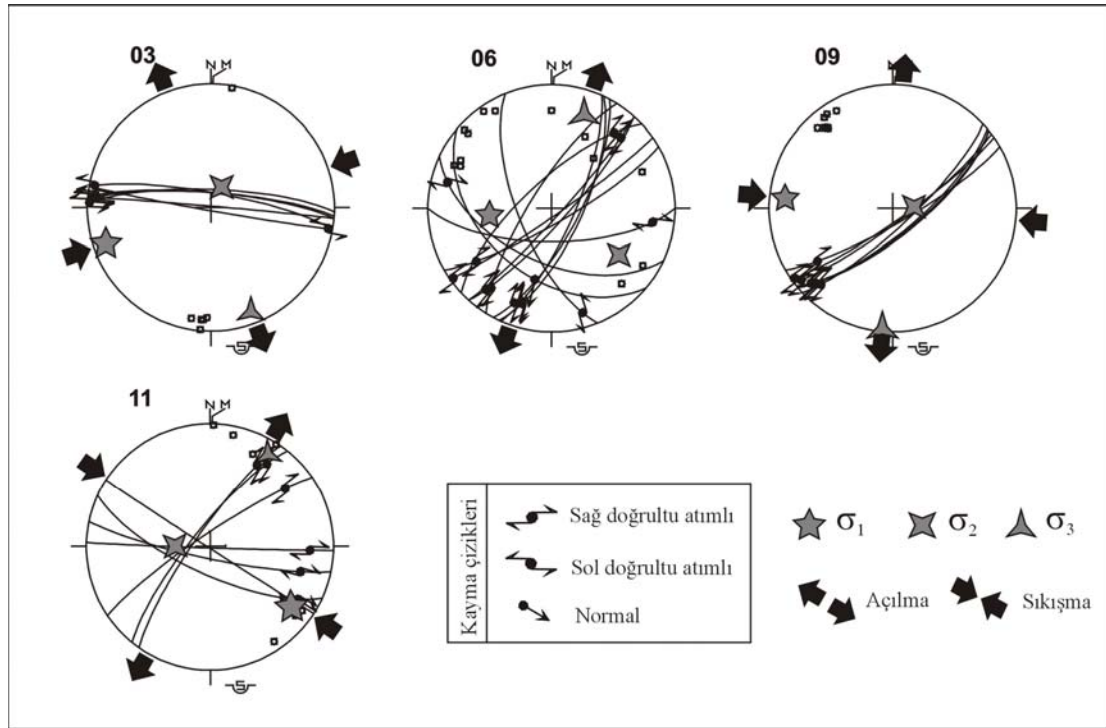
verilere göre yersel gerilme KKB-GGD doğrultulu açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışma ile ilişkilendirilebilir. 07 nolu lokasyondan elde edilen kinematik analiz verileri Angelier ters çözüm programında değerlendirildiğinde ana gerilmeler olan σ_1 , σ_2 ve σ_3 yönlem ve dalımları sırası ile 261/01, 353/71 ve 171/19 olarak hesaplanmıştır. Bu veriler KKB-GGD doğrultulu açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışmayı işaret etmektedir. Diğer bir lokasyon 08' den alınan veriler 263° yönlem açısına sahip ve 27° eğimli σ_1 değeri ve sırası ile 087/63 ve 354/02 yönlem ve dalım açılarına sahip σ_2 ve σ_3 değerleri ile karakterize olur. Bu değerler KKB-GGD doğrultulu açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışma kuvvetlerini vermektedir. Orhanlı fay zonu üzerindeki dördüncü lokasyon olan 12 nolu lokasyondan ölçülen fay düzlemi verileri analiz edildiğinde σ_1 ' in yönlem ve dalımı 257/10 olarak hesaplanmıştır. σ_2 ve σ_3 ise 140/69 ve 351/18 yönlem ve dalım açılarına sahiptir ve tüm bu gerilme değerleri diğer üç lokasyonda olduğu gibi KKB-GGD doğrultulu açılma ve buna eşlik eden BGB-DKD yönlü sıkışmayı karakterize etmektedir (Şekil 3.12).



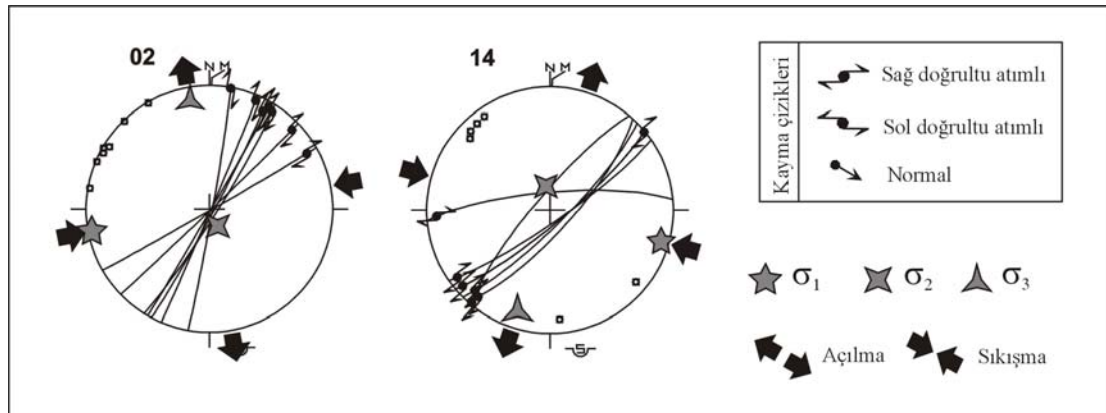
Şekil 3.12 Orhanlı fay zonu boyunca gözlenen doğrultu atımlı fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidt alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu

Yeniköy fayı boyunca 03, 06, 09 ve 11 nolu lokasyonlardan kinematik veriler toplanarak Angelier ters çözüm programında değerlendirilmiştir. Analiz sonuçlarında doğrultu atımlı faylanmayı karakterize eden yataya yakın σ_1 ve σ_3 değerleri göze çarpar. 03 nolu lokasyondan elde edilen fay düzlemi verilerine göre en büyük asal gerilme olan σ_1 ' e ait yönlem ve dalım değerleri 251/11; en küçük asal gerilem olan σ_3 ' e ait yönlem ve dalım değerleri 159/01 olarak hesaplanmıştır. Ortanca asal eksen σ_2 ise 027° yönlemli ve 27° dalımlıdır. Analiz sonuçlarına göre bu asal gerilmeler KKB-GGD doğrultulu açılma ve buna eşlik eden BGB-DKD yönlü sıkışma kuvvetleri altında gelişmiştir. 13 adet fay düzlemi ölçümü yapılan 06 nolu lokasyona ait hesaplamalar σ_1 , σ_2 ve σ_3 değerlerini sırası ile 264/48, 124/34 ve 019/21 olarak vermektedir. Bu gerilmelerle ilişkili kuvvetler ise KKD-GGB açılma kuvvetleridir. Yeniköy fayı üzerindeki diğer bir lokasyon olan 09 nolu lokasyondan 7 adet fay düzlemi verisi ölçülmüştür. Bu veriler Angelier programında değerlendirildiğinde 275° yön açısına ve 14° dalım açısına sahip σ_1 değeri hesaplanır. σ_2 ve σ_3 değerleri ise sırasıyla 086/76 ve 185/02 olarak hesaplanmış ve yersel gerilme yaklaşık K-G açılma ve D-B sıkışma kuvvetleri olarak saptanmıştır. 11 nolu lokasyonda ise ana asal gerilmelerin konumları σ_1 , σ_2 ve σ_3 ; 130/19, 274/67 ve 035/12 yönlem ve dalımlarına sahiptir. Bu asal gerilmeler KD-GB açılma ve buna eşlik eden HB-GD sıkışma kuvvetleri altında oluşmuştur (Şekil 3.13).

02 ve 14 nolu lokasyonlar Kunerlik fayı boyunca ölçüm yapılan lokasyonlardır. 02 nolu lokasyondan elde edilen 7 adet fay düzlemi verisi kullanılarak en büyük ana gerilme olan σ_1 ' in yönlem ve dalımı 259/03 olarak hesaplanmıştır. Diğer ana gerilmeler olan σ_2 ve σ_3 ' ün konumu ise sırasıyla 154/77 ve 350/12 olarak bulunmuştur. Bu verilere göre bölgedeki yersel gerilme KKB-GGD doğrultulu açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışma kuvvetleri ile ilişkilendirilebilir. 14 nolu lokasyondan ölçülen 6 adet fay düzlemi verisinin analiz sonuçları ise KKD-GGB açılma ve DGD-BKB sıkışma ile ilişkili, σ_1 , σ_2 ve σ_3 sırası ile 106/07, 350/74 ve 198/15 ana gerilme değerlerini içermektedir (Şekil 3.14).



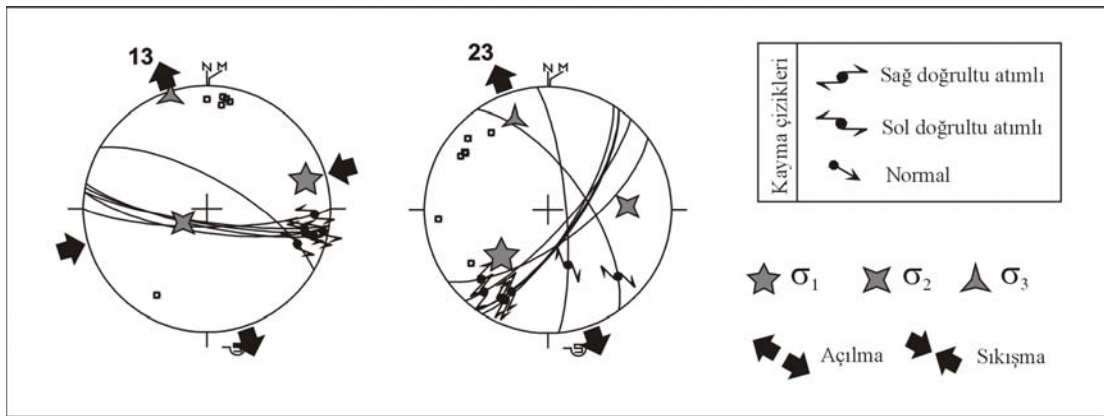
Şekil 3.13 Yeniköy fayı boyunca gözlenen doğrultu atımlı fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidt alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu



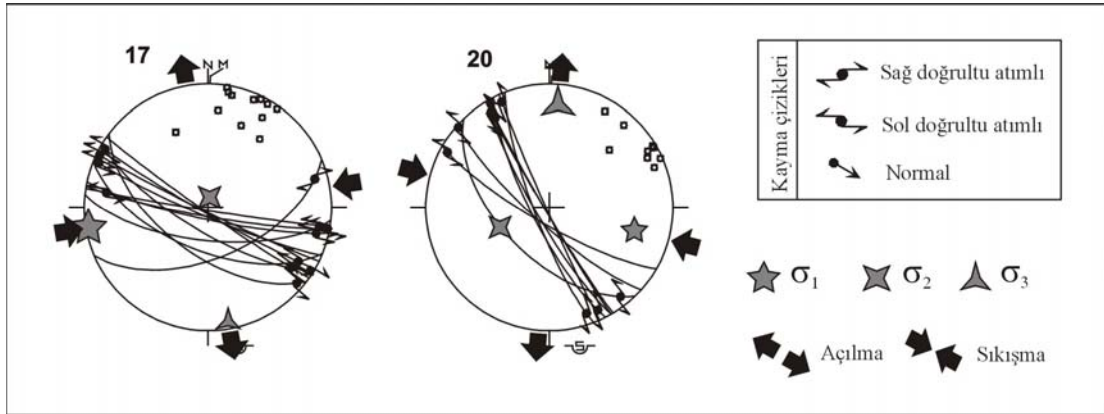
Şekil 3.14 Kunerlik fayı boyunca gözlenen doğrultu atımlı fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidt alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu

13 nolu lokasyon Kunerlik ve Göllükaya fay zonları arasındaki çapraz doğrultu atımlı faydan alınan kinematik verileri içerir. Bu verilerin analiz sonuçlarına göre σ_1 , σ_2 ve σ_3 asal gerilmelerinin konumları sırasıyla 074/18, 239/72 ve 342/04 olarak hesaplanmış ve KKB-GGD doğrultulu açılma ile buna eşlik eden BGB-DKD yönlü sıkışma kuvvetleri ile ilişkilendirilmiştir. 23 nolu lokasyon ise Gaziemir havaalanı KD' sinden alınan verileri kapsar. Bu veriler yersel kuvvetlerin KD-GB açılma ile ilişkili olduğunu ve bu kuvveti oluşturan σ_1 , σ_2 ve σ_3 asal gerilmelerinin sırasıyla 225/46, 087/36 ve 340/22 konumlu olduğunu gösterir (Şekil 3.15).

Cumaovası havzasının merkezinde yüzlek veren Pancarköy fayı içerisinde doğrultu atımlı faylanmanın gözlendiği 17 ve 20 nolu lokasyonlardan toplam 21 fay düzlemi verisi kullanılmıştır. 17 nolu lokasyonda ölçülen veriler analiz edildiğinde en büyük asal gerilme olan σ_1 ' in yataya yakın ve konumunun 260/02 olduğu hesaplanmıştır. Yine yataya yakın konumlu olan σ_3 değerinin yönlem ve dalımı 170/07 olarak saptanmıştır. Bu gerilme değerleri ise KKB-GGD doğrultulu açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışma ile ilişkilendirilmiştir. 20 nolu lokasyona ait Angelier ters çözüm sonuçlarına bakıldığında σ_1 , σ_2 ve σ_3 asal gerilmelerinin konumlarının sırası ile 105/29, 248/55 ve 005/18 ve bu bölgeki yersel gerilmenin yaklaşık K-G açılma ve D-B sıkışmayı işater ettiği görülmektedir (Şekil 3.16).



Şekil 3.15 Bölgedeki çapraz doğrultu atımlı faylar boyunca gözlenen fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidt alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu

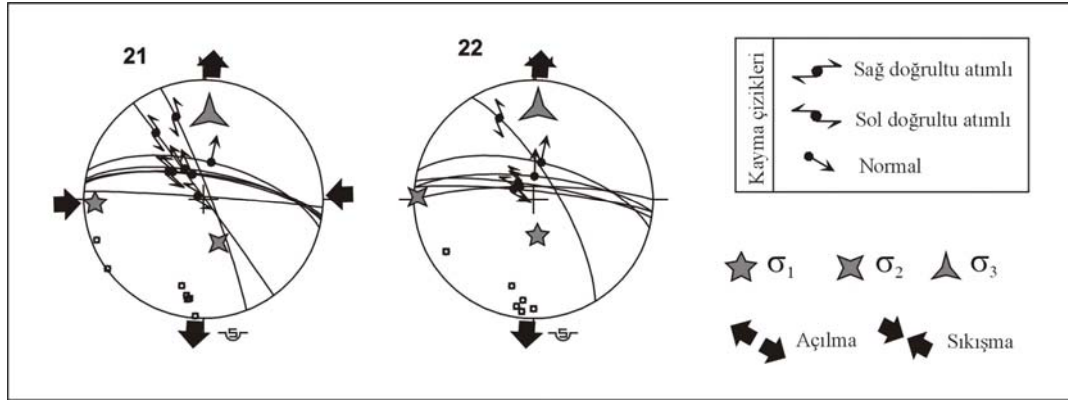


Şekil 3.16 Pancarköy fayı boyunca gözlenen doğrultu atımlı fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidth alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu

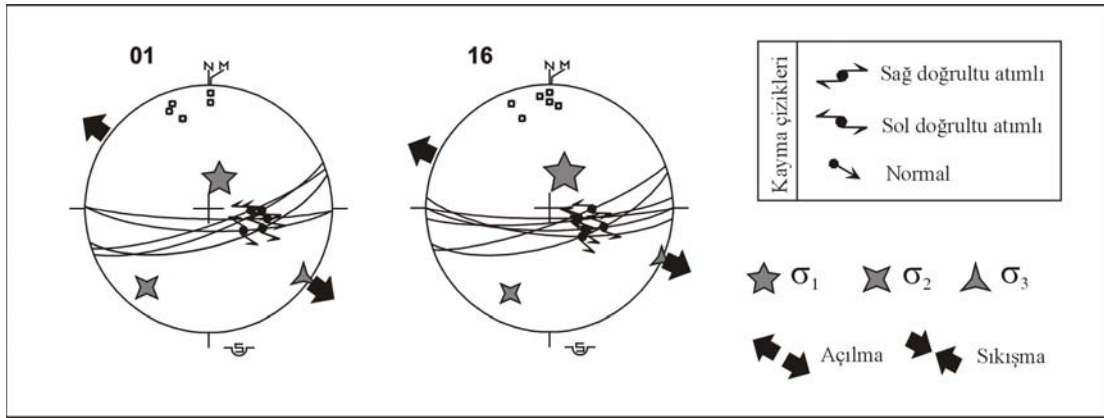
3.3.2. Normal Faylar

21 ve 22 nolu lokasyonlardan toplam 14 fay düzlemi verisi Buca fayı kapsamında toplanmıştır. Her iki lokasyona ait stres analizi sonuçlarında da yataya yakın yakın σ_1 değeri karakteristiktir. 21 nolu lokasyondaki verilere göre σ_1 , σ_2 ve σ_3 asal gerilmelerinin konumları 268/10, 161/58 ve 004/30 olarak hesaplanmıştır. 22 nolu lokasyonda ise bu asal gerilmeler 271/04, 174/65 ve 003/25 konumudur. Her iki lokasyona ait verilerin analiz sonuçları Buca fayının yaklaşık K-G doğrultulu açılma kuvveti etkisinde oluştuğunu göstermektedir (Şekil 3.17).

Kısıkköy fayı boyunca 1 ve 16 nolu lokasyonlardan toplanan 6' şar fay düzlemi verisi analiz edilmiştir. 1 nolu lokasyona ait analiz sonuçlarına göre σ_1 düşeye yakın ve 020/69 yönlem ve dalımına sahiptir. Diğer asal gerilmeler olan σ_2 ve σ_3 ' ün konumları ise 218/20 ve 126/06 olarak hesaplanmıştır. Analiz sonuçları bu asal gerilmeleri KB-GD yönlü açılma kuvveti ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Aynı fay üzerindeki ikinci lokasyon 16 nolu lokasyondur. Buradan elde edilen kinematik veriler Angelier ters çözüm programında değerlendirildiğinde yersel gerilmenin KB-GD yönlü açılma olduğu ve σ_1 , σ_2 ve σ_3 asal gerilmelerinin konumlarının sırasıyla 023/65, 205/25, 114/00 olduğu görülmektedir (Şekil 3.18).

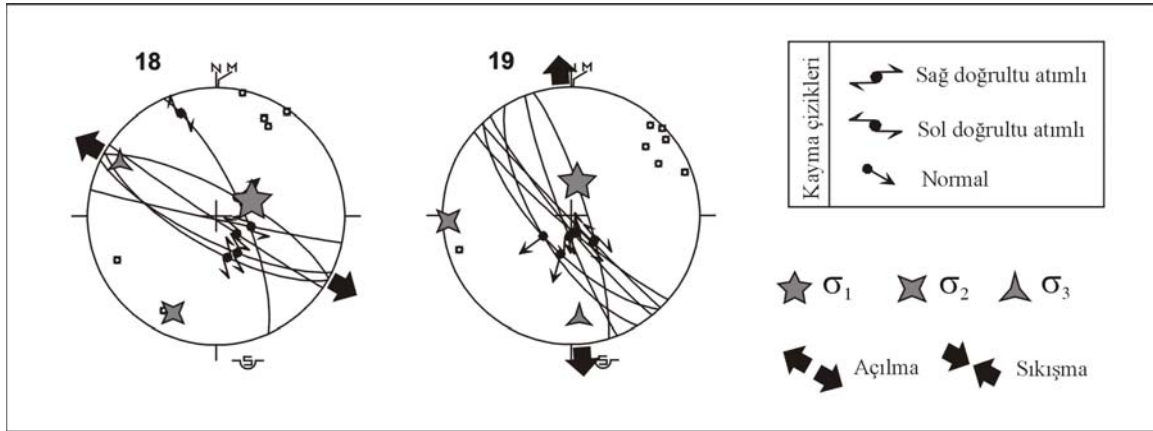


Şekil 3.17 Buca fayı boyunca gözlenen normal fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidth alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu



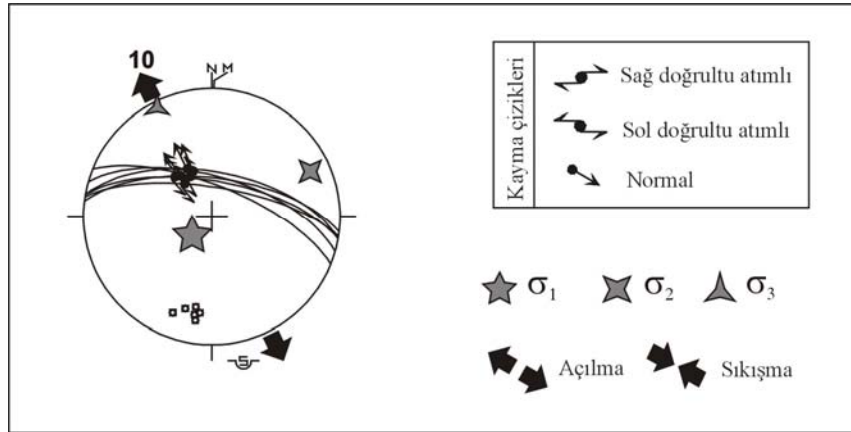
Şekil 3.18 Kısıkköy fayı boyunca gözlenen normal fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidth alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu

18 ve 19 nolu lokasyonlar Pancarköy fayı içerisindeki normal fayları karakterize eder. Her iki bölgeye ait analizde de düşeye yakın σ_1 asal gerilmesi göze çarpar. Bu gerilme 18 nolu lokasyonda 067/65, 19 nolu lokasyonda 010/68 konumludur. 18 nolu lokasyondan elde edilen veriler 204/19, 299/16 konumlu σ_2 ve σ_3 asal gerilmeleri ile yersel KB-GD açılma kuvvetini verirken 19 nolu lokasyon verileri 0267/05, 175/21 σ_2 ve σ_3 asal gerilmeleri ile yersel K-G yönlü açılma vermektedir (Şekil 3.19).



Şekil 3.19 Pancarköy fayı boyunca gözlenen normal fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidth alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu

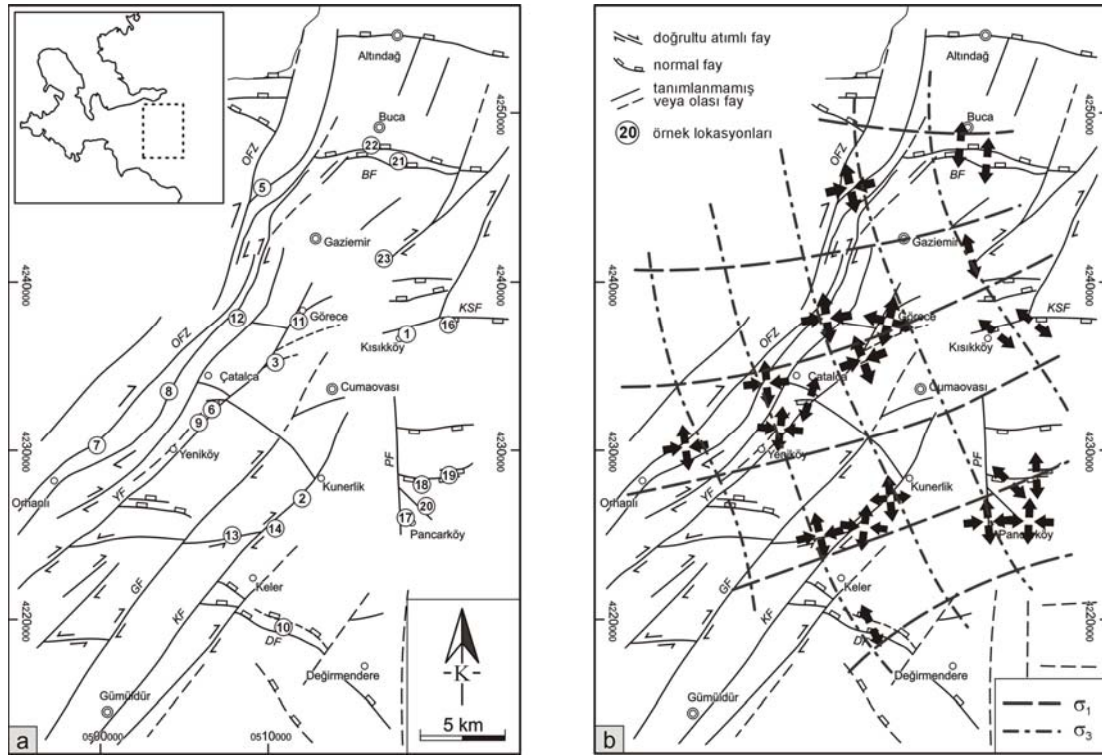
10 nolu lokasyon, Değirmendere fayı boyunca korunmuş fay düzlemlerinden toplanan kinematik veri yansıtmaktadır. Bu verilerin Angelier ters çözüm metodu kullanılarak analizi düşeye yakın ve 225/73 konumlu σ_1 gerilmesi, 065/ 16 konumlu σ_2 gerilmesi ve yataya yakın 333/06 konumlu σ_3 gerilmesini ortaya koymaktadır. Yersel gerilme ise KB-GD yönlü açılma kuvvetleridir (Şekil 3.20).



Şekil 3.20 Değirmendere fayı boyunca gözlenen normal fay düzlemlerine ait ölçümlerin değerlendirildiği Schmidth alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu

3.3.2 Analiz Sonuçları

Cumaovası havzasındaki Neojen öncesi kayalarda, Neojen volkano-sedimanter kayalarında ve Kuvaterner çökellerinde yüzlekleri saptanan aktif faylardan ölçülen kayma vektörleri Angelier (1984) tarafından geliştirilen bilgisayar destekli stres ters çözüm yöntemi ile değerlendirilmiştir. Kinematik analiz sonuçları Schmidth alt yarım küre eşit-alan projeksiyonu üzerine iz düşürülmüş ve asal gerilme eksenlerinin konumları ile ϕ değerleri tablo halinde verilmiştir (Şekil 3.21, Tablo 1).



Şekil 3.21 (a) Çalışma alanının yapısal haritası ve kinematik analiz verilerinin lokasyon noktaları ve (b) hesaplanan açılma ve sıkışma doğrultuları ile σ_1 ve σ_3 asal gerilmelerinin doğrultuları.

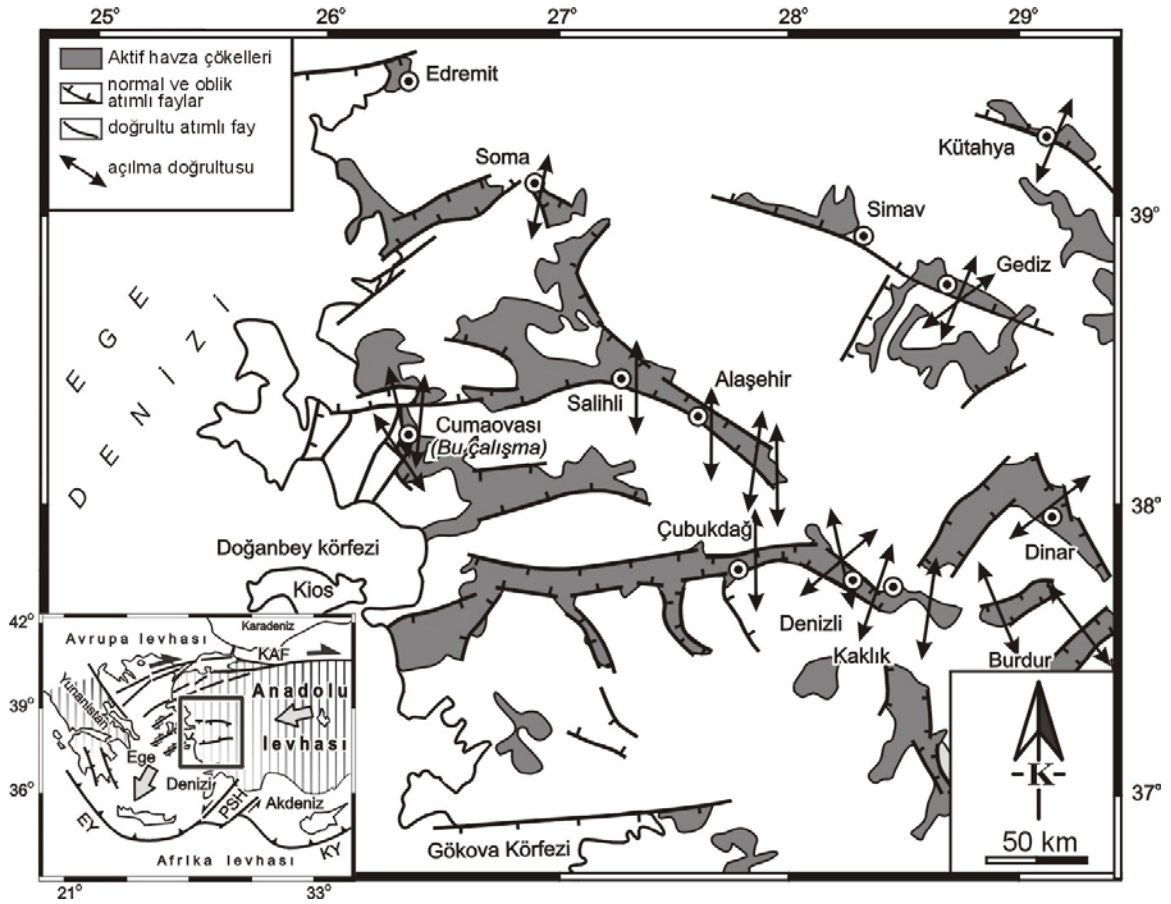
Doğrultu atımlı faylanmayı karakterize eden 02, 03, 05, 07, 08, 12, 13 ve 23 nolu lokasyonlardan elde edilen analiz sonuçları yersel gerilme tensörünün KKB-GGD yönlü açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışma kuvvetleri ile ilişkili olduğunu göstermektedir. 06, 09, 11, 14 ve 20 nolu lokasyonlardan elde edilen veriler ise KKD-

GGB yönlü açılma ve BKB-DGD yönlü sıkışma kuvvetlerini belirtir. Normal faylanmanın gözlemlendiği lokasyonlara bakıldığında 19 ve 22 nolu lokasyonlara ait kinematik analiz sonuçları yaklaşık K-G açılma ve 21 nolu lokasyonda da K-G açılma ve bununla ilişkili D-B sıkışma kuvvetlerini içeren gerilme tensörünü belirtmektedir. 01, 10, 16 ve 18 nolu lokasyonlara ait analiz sonuçları ise yersel gerilmeyi KD-GB yönlü açılma olarak vermektedir.

Gerek arazi verileri gerekse kayma vektörlerinin ters çözümü ile gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları, Pilo-Kuvaterner döneminde Cumaovası havzasını denetleyen-deforme eden doğrultu atımlı ve normal fayların birlikte işlediğini ve bunun çok evreli yersel gerilmenin kontrolünde gerçekleştiğini göstermektedir. Bu gerilmeler: (1) KKD-GGB yönlü açılma ve BKB-DGD yönlü sıkışma, (2) KD-GB yönlü açılma ve (3) KKB-GGD yönlü açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışma gerilmeleridir. Bu tensör dağılımı batı Anadolu' nun saat yönünün tersine rotasyonu düşünüldüğünde, birçok havzada elde edilen gerilme yönleri ile de uyumluluk göstermektedir (Şekil 3.22).

Tablo 1
Cumaovası havzasından elde edilen gerilme tensörlerinin detaylı bilgileri

Lokasyon	σ_1 (derece)		σ_2 (derece)		σ_3 (derece)		Φ [($\sigma_2 - \sigma_3$)/($\sigma_1 - \sigma_3$)]	#
	Doğrultu	Dalım	Doğrultu	Dalım	Doğrultu	Dalım		
01	020	69	218	20	126	06	0,320	06
02	259	03	154	77	350	12	0,516	07
03	251	11	027	75	159	01	0,299	06
05	281	51	108	39	015	03	0,700	06
06	264	48	124	34	019	21	0,607	13
07	261	01	353	71	171	19	0,286	06
08	263	27	087	63	354	02	0,705	07
09	275	14	086	76	185	02	0,688	07
10	225	73	065	16	333	06	0,220	06
11	130	19	274	67	035	12	0,341	07
12	257	10	140	69	351	18	0,430	06
13	074	18	239	72	342	04	0,252	06
14	106	07	350	74	198	15	0,715	06
16	023	65	205	25	114	00	0,162	06
17	260	02	009	83	170	07	0,261	12
18	067	65	204	19	299	16	0,321	06
19	010	68	267	05	175	21	0,316	07
20	105	29	248	55	005	18	0,758	09
21	268	10	161	58	004	30	0,779	08
22	271	04	174	65	003	25	0,910	06
23	225	46	087	36	340	22	0,307	07



Şekil 3.22 Orta Miyosen – Güncel zaman aralığı için saptanmış açılma doğrultularını gösteren basitleştirilmiş tektonik harita. Veriler deprem odak mekanizma çözümleri, ana havza sınır fayları ve çatlak sistemlerinden elde edilen kinematik verilere dayanır (Koçyiğit, 2005 ve referanslarından basitleştirilerek).

BÖLÜM DÖRT

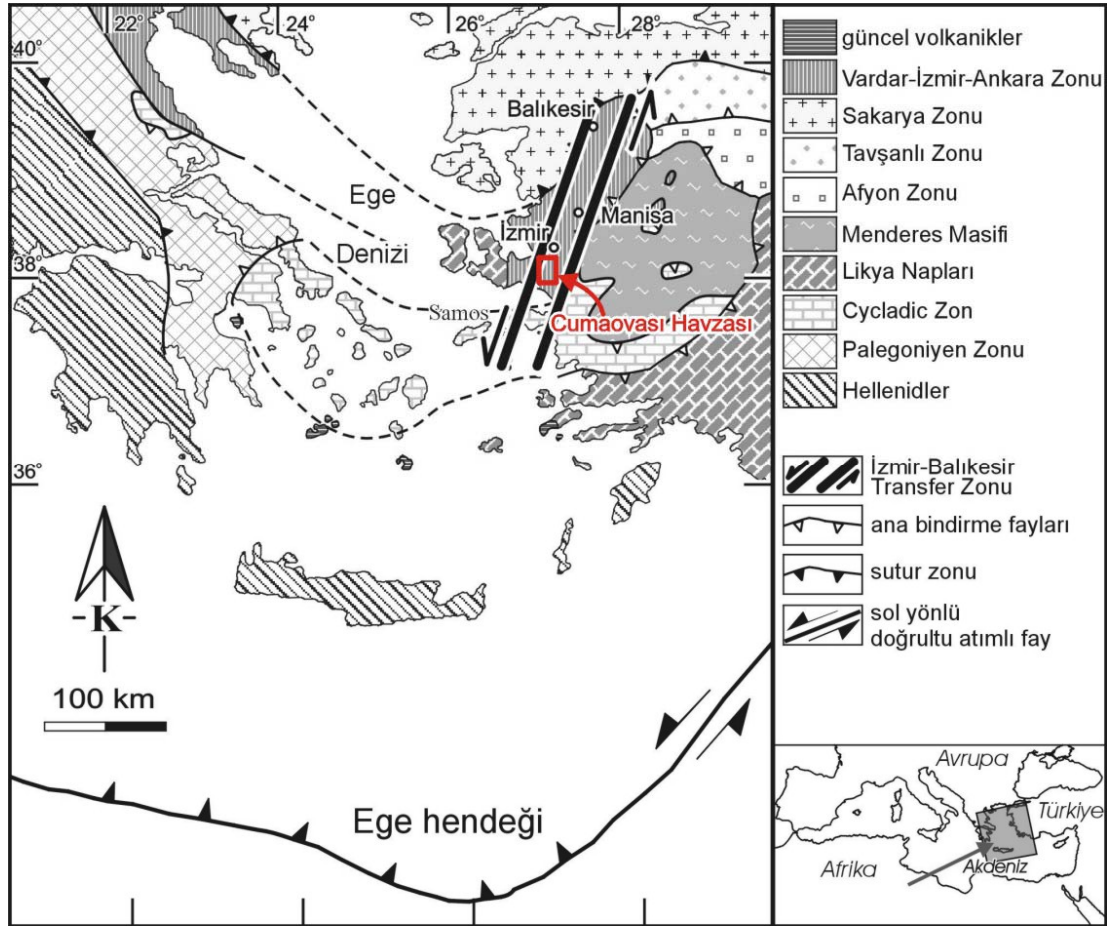
SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışma kapsamında Batı Anadolu’ daki güncel havzalardan biri olan KKD-doğrultulu Cumaovası havzası ve çevresinin jeolojik haritası yapılmıştır. Çalışmaya ait ilk veriler Uzel ve Sözbilir (2005a, b) tarafından sunulmuştur.

Havzanın Neojen öncesi temelini Menderes masifi ve İzmir-Ankara zonunun metamorfik ve tortul kayalar oluşturur. Neojen temel kayalarını ise Çatalca, Ürkmez, Yeniköy formasyonları ve Cumaovası volkaniklerinin kırıntılı-karbonat-volkanik kayalardan yapıları oluşturur. Bu temel üzerinde gelişen havza çökelleri ise alttan üste Görece formasyonu ve Alüvyon birimleri olarak tanımlanmıştır. Görece formasyonu kırmızı renkli, bol çapraz katmanlı alüvyon yelpazesi fasiyesi çökellerinden yapılarıdır. Açık gri-kahve renkli Alüvyon birimi ise baskın döküntü akması ve akıntı akması çökellerinden oluşan alüvyon yelpazesi ve alüvyon düzlüğü fasiyesi ürünlerini içerir.

Havza geniş ölçekte İzmir-Balıkesir transfer zonu olarak tanımlanan kabuksal ölçekteki bir doğrultu atımlı fay zonu içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.1). Bu zon ilk kez Okay ve diğer. (1999) tarafından tanımlanmış ve Geç Kretase’ de Bornova filiş zonunun çökelişini denetlediği ortaya konmuştur. Ring ve diğer. (1999), Sözbilir ve diğer. (2003a, b) ve Erkül ve diğer. (2005a) bu zonun Miyosen-Güncel zaman aralığındaki aktivitesini tartışmaktadır. İzmir ve Balıkesir arasında uzanan K20D doğrultulu İzmir-Balıkesir transfer zonu, yaklaşık 60 km genişliğinde ve 150 km uzunluğundadır (Sözbilir ve diğer., 2003; Erkül ve diğer., 2005a). Araştırmacılar Batı Anadolu için hesaplanan GPS vektörlerindeki, Ege denizi sahillerinde aniden güneybatıya sapmasındaki yaklaşık 20° lik vektörel değişimi bu zon ile

ilişkilendirmektedir. Batı Anadolu' nun karakteristik D-B uzanımlı normal fayları İzmir ve Balıkesir arasında, Cumaovası çevresinde oluşu gibi yerlerini doğrultu atımlı faylara bırakmaktadır.



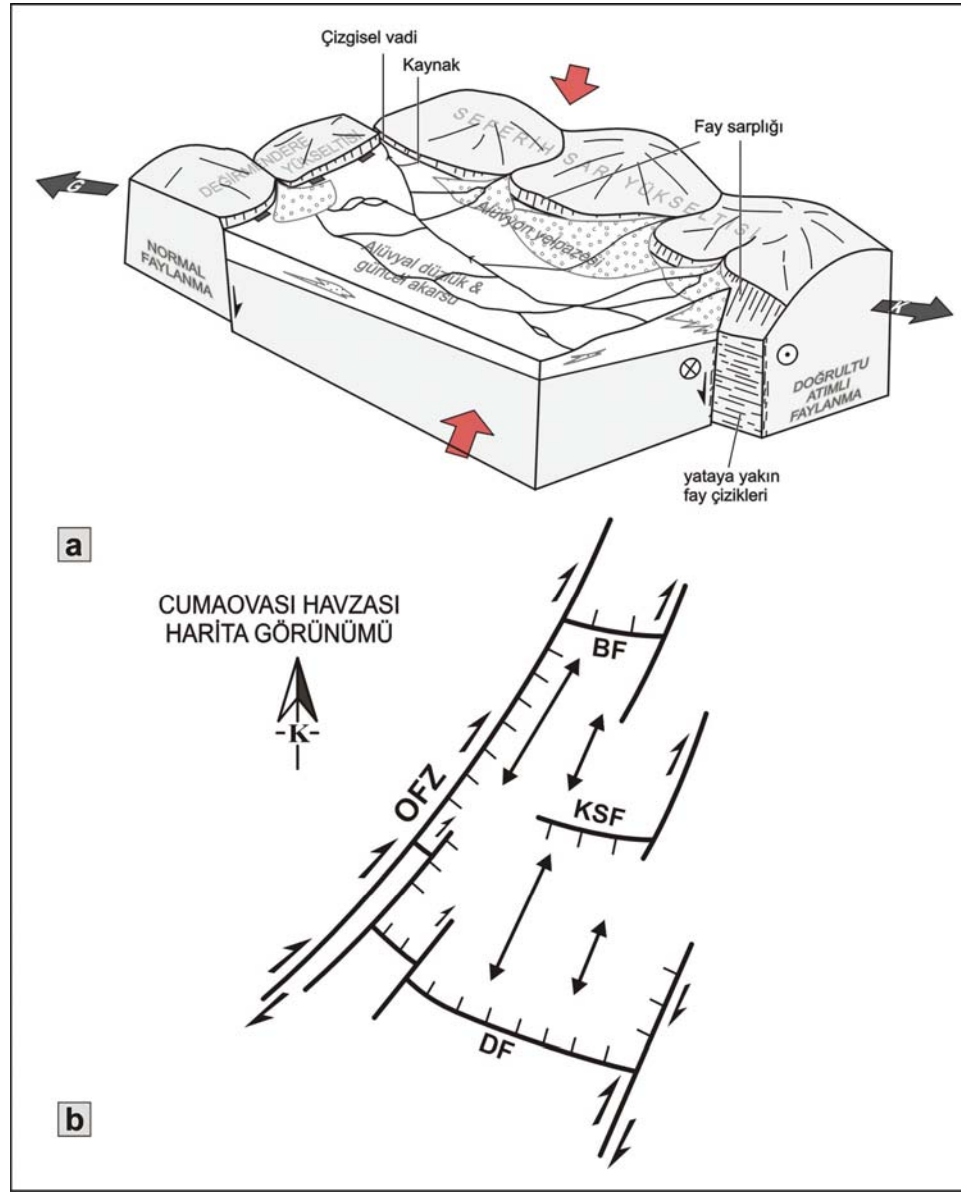
Şekil 4.1 Cumaovası havzasının da içerisinde yer aldığı İzmir-Balıkesir transfer zonunun Batı Anadolu' daki yerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haitası (Ring ve diğer., 1999; Erkül ve diğ., 2005a).

Cumaovası havzasını denetleyen faylar yaklaşık KD-GB doğrultulu doğrultu atımlı faylar ve yaklaşık D-B doğrultulu normal faylar olarak tanımlanmıştır. Havzanın batı sınırını doğrusal-yarı doğrusal dağönü çizgiselliği sunan, KD uzanımlı Orhanlı fay zonu oluşturur. Havzanın güney sınırını ise, yaklaşık D-B gidişli bir dizi

normal fay basamakları boyunca yarı doğrusal dağönü çizgiselliği sunan Değirmendere yükseltisi oluşturur.

Gerek arazi verileri gerekse kinematik analiz sonuçları, Pilo-Kuvaterner döneminde Cumaovası havzasını denetleyen-deforme eden doğrultu atımlı ve normal fayların birlikte işlediğini ve bunun çok evreli bir yersel gerilmenin kontrolünde gerçekleştiğini göstermektedir. Bu gerilmeler: (1) KKD-GGB yönlü açılma ve BKB-DGD yönlü sıkışma, (2) KD-GB yönlü açılma ve (3) KKB-GGD yönlü açılma ve BGB-DKD yönlü sıkışma gerilmeleridir.

İlk saha verileri Uzel ve Sözbilir (2005a ve b)' de sunulan bu çalışma süresince elde edilen tüm verilerin ışığında Cumaovası havzası, hem doğrultu atımlı hem normal fayların kontrolünde gelişen tipik bir çek-ayır havza olarak tanımlanabilir (Şekil 4.2). Batı Anadolu' daki diğer KD uzanımlı havzalarda da bu tip aktif tektonik ve Kuvaterner jeolojisi çalışmaları yapılmalı ve özellikle İzmir-Balıkesir transfer zonu içerisinde kalan alanda Cumaovası havzasına benzer özellikler aranmalıdır. Ayrıca İzmir-Balıkesir transfer zonu içerisindeki doğrultu atımlı fayların aktivitesi bölgenin depremselliği ve yeni yerleşim alanlarının planlanması açısından tekrar ele alınmalıdır. Bölgede yaşanan 1992-Seferihisar, 2003-Urla ve 2005-Sığacık depremleri de, bu doğrultu atımlı faylanma mekanizmasının Batı Anadolu' nun deprem potansiyeli içerisinde önemli rol oynadığını göstermektedir.



Şekil 4.2 (a) Cumaovası havzasının Kuvaterner dönemindeki gelişimini gösteren blok diyagram ve (b) havzayı denetleyen havza sınır faylarının şematik harita görünümleri (OFZ:Orhanlı fay zone, BF: Buca fayı, KSF: Kısıkköy fayı, DF: Değirmendere fayı).

KAYNAKLAR

- Akartuna, M. (1962). İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla Bölgesi Jeolojisi Hakkında. *MTA Enstitüsü Dergisi*, Ankara, 59, 1-18.
- Anderson, E.M. (1942). The Dynamics of Faulting, 1st ed.: Oliver and Boyd, Edinburgh, 183 p.
- Angelier, J., A., Tarantola, B., Valette, S., & Manoussis. A. (1982). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—1. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 69, 607-621.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 80, 5835-5848.
- Barka, A.A. (1992). The North Anatolian fault zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Barka, A.A. (1999). The 17 August 1999 İzmit earthquake. *Science*, 285, 1858-1859.
- Becker-Platen, J.D. (1970). Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei) (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei, 2). *Beihefte zum geologischen Jahrbuch*, 97, 1-243.
- Başarır, E., & Konuk, Y.T. (1982). Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allohton birimleri. *TJK Bülteni*, 24, 1-6,.

- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., & Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and Petrology of Recent Volcanics in the Eastern Aegean sea (West Anatolia and Leovos Island). *Bull. Volcano.*, 36, 473-496.
- Bozkurt, E., & Park, R.G. (1994). Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of Geological Society*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E., & Park, R. G. (1997). Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes Massif, western Turkey. *Societe Geologique de France Bulletin*, 168, 3.14.
- Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications, in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Geological Society Special Publication no. 173. *Geological Society of London*, 385–403.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., & Oberhänsli, R. (2001b). Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution: a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679.708.
- Bozkurt, E. (2002). Discussion on the extensional folding in the Alaşehir (Gediz) Graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 159, 105.09.

- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E., & Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Carey, E., (1979). Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue des Geologie Dynamique Géographique et Physique*, 21, 57-66.
- Carey, E. & Mercier, J.L. (1987). A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 165–179.
- Carey, E. & Brunier, B. (1974). Analyse théorique et numérique d'une modèle mécanique élémentaire appliqué a l'étude d'une population des failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, D 279, pp. 891-894
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S., & Barka, A. (1995). Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes Graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 629-638.
- Dewey, J.F., & Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84–92.

- Dora, O., Kun, N., & Candan, O. (1990). Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes massif: *International Earth Sciences Congress on Aegean Regions*, İzmir, Turkey, Proceedings, p. 102–115.
- Durney, D.W., & Ramsay, J.G. (1973). Incremental strain measured by syntectonic crystal growths. In: K.A. Dejong, and R. Scholten (eds.), *Gravity and Tectonics* (67-96), John Wiley & Sons, New York.
- Emre, Ö., & Barka, A. (2000). Active faults between Gediz graben and Aegean Sea (İzmir region). *Batı-Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu* (131–132), Dokuz Eylül Üniversitesi Yayınları, İzmir.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *TPJD Bülteni*, 2/1, 1-20.
- Erkül, F., Helvacı, C., & Sözbilir, H. (2005a). Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadic borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40, 1-16.
- F. Erkül, C. Helvacı, & H. Sözbilir (2005b). Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanics in the Bigadiç borate basin, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 14, 227-253.
- Eşder, T. & Şimşek, Ş., 1975, Geology of İzmir (Seferihisar) Geothermal Area Western Anatolia of Turkey Determination of Reservoirs by Means of Gradient Drilling. 2. *UN. Symposium*, San Francisco, 349-361.
- Eyidoğan, H., & Jackson, J. A. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquake of 1969.1970 in western Turkey:

implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 81, 569-607.

Genç, S.C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., & Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ graben, Karaburun peninsula: it's tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 14, 45-55.

Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F.Y., Barka, A.A., Sarıca, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C., & Akyol, A. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132, 637-650.

Güngör, T. (1998). Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Menderes Massif in the Söke-Selçuk Region (PhD Thesis). Dokuz Eylül University Graduate School of Natural and Applied Sciences.

Güngör, T., & Erdoğan, B. (2002). Tectonic significance of mafic volcanic rocks in a Mesozoic sequence of the Menderes Massif, West Turkey. *International Journal of Earth Science*, 91, 386-397.

Hakyemez, Y.H., Erkal, T., & Göktaş, F. (1999). Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 549-554.

Hancock, P.L., & Barka, A.A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9, 419-427.

- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., & Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of Geological Society*, 152, 639-654.
- Işık, V., & Tekeli, O. (2001). Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 757-765.
- Jackson, J., & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 185-264.
- Jackson, J., & D. McKenzie (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 93(1): 45-73.
- Jaeger, J.C., & Cook, N.G.W. (1969). *Fundamentals of Rock Mechanics*. London. Methuen.
- Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün Neojen stratigrafisi ve tektoniği. *TJK Bülteni*, 7. 22, 35-58.
- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10, 164-191.
- Kayseri, M., Akgün, F. ve Sözbilir, H. (2006). KD Doğrultulu Kemalpaşa-Torbalı Havzası ve Çubukludağ Grabeni'nin Palinostratigrafisi ve Bu Havzaların

Oluşumu Sırasındaki İklimsel Değişimler, Batı Anadolu. 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Bildiri Özleri, Ankara, 250-251.

Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., & Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of Geological Society of 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 key study in the Akşehir-Afyon graben, Turkey, in: E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper, (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London, Special Publication*, 173, pp. 405-421.

Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18/3, 167–208.

Krantz, R.W. (1988). Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology* ,10, 225–237.

Le Pichon, X., & Angelier, J. (1979). The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1–42.

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, 781-92.

- Lisle, R. J. (1987). Principle stress orientations from faults: an additional constraints. *Annales Tectonica*, 1, 155-158.
- Marrett, R., & Almandinger, R.W., (1990). Kinematic analysis of fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973–986.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 55, 217–254.
- Means, W.D. (1987). A newly recognized type slickenside striation. *Journal of Structural Geology*, 9, 585-590.
- Mercier, J. L., Carey-Gailhardis, E., & Sebrier, M. (1991). Paleostress determinations from fault kinematics: application to the neotectonics of the Himalayas Tibet and the Central Andes. *R. Soc. Lond. A.*, 337, 41-52.
- Meulenkamp, J. E., Van Der Zwaan, G. J., & Van Wamel, W.A. (1994). On Late Miocene to recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 234, 53-72.
- MTA (2002). 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, No:7, MTA Yayınları.
- Nemcok, M., & Lisle, R.J. (1997). A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. *Journal of Structural Geology*, 17, 1445–1453.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ E., & Kuşcu İ. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics*, 391, 67-83.

- Okay, A.İ., & Siyako, M. (1991). The New Position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan Suture Between İzmir and Balıkesir. *Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium*, Ankara, 333-355.
- Okay A. İ., Demirbağ E., Kurt H., Okay N., & Kuşçu İ. (1999). An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey. *Tectonics*, 18, 129-148.
- Okay, A. İ., & Satır, M. (2000). Coeval Plutonism and Metamorphism Core Complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.
- Özer, S., & Sözbilir, H. (2003). Presence and tectonic significance of Cretaceous rudist species in the so-called Permo-Carboniferous Göktepe Formation, central Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 397-404.
- Özgenç, İ. (1978). Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki göreceli yaş ilişkisi. *TJK Bülteni*, c.21/1, 31-34.
- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9 (5/6), 597-608.
- Ring, U., Susanne, L., & Matthias, B. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence and late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21, 1575-1601.
- Seyitoğlu, G., & Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 15-166.

- Seyitoğlu, G., & Scott, B.C. (1992). Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern 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 of London*, 149, 533-538.
- Sözbilir, H., & Emre, T., 1996, Supra-detachment basin and rift basin developed during the neotectonic evolution of the Menderes Massif, *The Geological Congress of Turkey*, Abstracts, 30–31.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 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, 277-88.
- Sözbilir, H., Erkül, F., & Sümer, Ö. (2003a). Gümöldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) Arasında Uzanan Miyosen Sonrası Yaşlı KD-Doğrultulu Accommodation Zonuna ait Saha Verileri, Batı Anadolu. 56. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, 85-86.
- Sözbilir, H., İnci, U., Erkul, F., & Sümer, Ö. (2003b). An Active Intermitten transform zone accommodating N-S Extension in Western Anatolia and its relation to the North Anatolian Fault System, *International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology, and Field Training Course in Paleoseismology*, 31 Augst to 12 September 2003, Poster Session P:2/2, Ankara.

- Sözbilir, H., & Bozkurt, E. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141 (1), 2004, pp. 63–79.
- Stanistreet, I.G., & McCarthy, T.S (1993). The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85, 115-133.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Kuşçu, İ. (1992). *Türkiye Diri Fay Haritası*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 269–282.
- Şengör, A.M.C. (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları. *Türk. Jeol. Kur. Konf. Ser. 2*, 40.
- Şengör, A.M.C., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. (1982). Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler, Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli. *Congress of the Geological Society of Turkey*, 59.72
- Şengör, A.M.C., Satır, M., & Akkök, R. (1984). The timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implication 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 faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K. & Christie-Blick, N. (eds), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications 37, 227-64.
- Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication, 28, 575-589.
- Tchalenko, J.S., & Ambraseys, N.N. (1970). Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 41-60.
- Ünay, E., Göktaş. F., Hakyemez, H., Y., Avşar, M., & Şan, Ö. (1995). Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması. *TJK Bülteni*, 38 (2) 75-80.
- Uzel, B., ve Sözbilir, H. (2005a). Batı Anadolu' daki transtansiyonel ortama ait yapısal veriler: Kuvaterner yaşlı Cumaovası havzasından bir örnek. 58. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Bildiri Özleri, 52-53, Ankara.
- Uzel, B., & Sözbilir, H. (2005b). First record of Quaternary pull-apart basin in western Analolia: the Cumaovası basin, İzmir-Turkey, *International Earth Sciences Colloquium on the Aegen Regions*, 4-7 October, Dokuz Eylül University, İzmir, Turkey.
- Wilcox, R., Ronald, E., Harding, T. P. & Seely, D. R. (1973). Basic wrench tectonics. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57, 74-96.

Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, O.F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak Ş., & Elmas A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, *Geological Society of London*, Special Publication, 173, 353–384.

