

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KEMALPAŞA HAVZASINI KONTROL EDEN
HOLOSEN DÖNEMİ AKTİF FAYLARININ
JEOLOJİK, JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ
ve KİNEMATİK ANALİZİ, GEDİZ GRABENİ
GÜNEYBATI KOLU, BATI ANADOLU**

Çiğdem TEPE

Ocak, 2013
İZMİR

**KEMALPAŞA HAVZASINI KONTROL EDEN
HOLOSEN DÖNEMİ AKTİF FAYLARININ
JEOLJİK, JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ
ve KİNEMATİK ANALİZİ, GEDİZ GRABENİ
GÜNEYBATI KOLU, BATI ANADOLU**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

Çiğdem TEPE

Ocak, 2013

İZMİR

Bu çalışma, çok sevdiğim ablam ŞAFAK SEVGİ TEPE'nin değerli anısına ithaf edilmiştir.

Canım Ablam...17.12.2012'de bir rüzgâr gibi sonsuzluklara uçtuğunda, kalbimde koca bir fay hattıydı kırılan...Yerle bir olan ruhumu, hatıra bıraktığın gülümseyişin iyileştirecek artık...Ama bilmeni isterim ki sen hep benimle yaşayacaksın. Hayata dair her şey, senin yansıman olacak bende.

Benim için yaptığın her şeye çok teşekkür ederim.

Seni seviyorum.

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ÇİĞDEM TEPE tarafından PROF. DR. HASAN SÖZBİLİR yönetiminde hazırlanan “KEMALPAŞA HAVZASINI KONTROL EDEN HOLOSEN DÖNEMİ AKTİF FAYLARININ JEOLojİK, JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ ve KİNEMATİK ANALİZİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.




Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Danışman



Jüri Üyesi



Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalıőmamın tasarlanıp hazırlanmasında, bilgi ve tecrubesini esirgemeyerek değerli fikirleriyle yolumu aydınlatan danışman hocam Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR'e teőekkürü bir borç bilirim.

Yaőamım boyunca hiçbir fedakârlıktan kaçınmayarak maddi ve manevi destekleriyle her zaman yanımda olan; güven, sabır ve saygılarıyla eğitim yolunda sağlam ve özgür adımlar atmamı sağlayan baőta ablam Dr. Birgül TEPE olmak üzere, babam İdris TEPE, annem Zinnet TEPE, ablam şafak Sevgi TEPE ve kardeőim ağla TEPE'ye, yüksek lisans eğitimim sırasında desteklerini gördüğüm dayım Yunus TEPE ve sevgili ailesine, manevi destekleriyle her zaman varlıklarını yanımda hissettiğim değerli dostlarıma en içten teőekkürlerimi sunuyorum.

Çiğdem TEPE

KEMALPAŞA HAVZASINI KONTROL EDEN HOLOSEN DÖNEMİ AKTİF FAYLARIN JEOLJİSİ, JEOMORFOLOJİSİ ve KİNEMATİK ANALİZİ, GEDİZ GRABENİ GÜNEYBATI KOLU, BATI ANADOLU

ÖZ

Bu çalışmanın amacı, Kemalpaşa Havzası'nı kontrol eden aktif fayların jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerini inceleyerek güncel aktivitesini tartışmaktır. Çalışma havza faylarının tanımlamaları, kinematik ve jeomorfolojik analizlerini içerir.

Bilindiği gibi Batı Anadolu Genişleme Bölgesi sismik yönden aktif ve K-G doğrultusunda genişleyen bir bölgedir. Bölge Miyosen'den bu yana Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ege Hendeği'nin denetimindeki hareketlerle şekil değiştirmektedir. Bu tektonik aktivite Batı Anadolu'da normal faylarla sınırlı havzalar oluşturmuştur. Kemalpaşa Havzası da bu havzalardan biridir.

Yaklaşık DKD uzanımlı, asimetrik graben niteliğindeki Kemalpaşa Havzası, Gediz Grabeni'nin güneybatısında yer alır. Çalışma alanında Menderes Masifi ve Bornova Karmaşığı havzanın temel kayalarını oluşturur. Kızılca Formasyonu, Sütçüler Formasyonu ve Alüvyon, temel kayaları uyumsuz olarak üzerler. Kemalpaşa Havzası'nı sınırlayan ana faylar, kuzeyde Spildağı Fay Zonu ile güneyde Kemalpaşa Fayı'dır. Havzanın kuzey ve güney sınırındaki bu faylar oblik (verev) atımlı normal fay niteliğindedir. Kinematik verilere göre, Kemalpaşa Havzası yaklaşık K-G doğrultulu çekme kuvvetlerinin etkisi altında şekillenmiştir.

Kemalpaşa Havzası'nı sınırlayan güncel fayların aktivitesini ortaya koymak için havzadaki jeomorfolojik yapılar belirlenerek bunlarla ilişkili indisler hesaplanmıştır. Yapılan jeomorfolojik analizler, bölgenin farklı tektonik etkilere maruz kaldığını göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Batı Anadolu, Kemalpaşa Havzası, aktif fay, kinematik analiz, jeomorfoloji

**THE GEOLOGICAL, GEOMORPHOLOGICAL FEATURES AND
KINEMATIC ANALYSIS OF HOLOCENE ACTIVE FAULTS
CONTROLLING KEMALPAŞA BASIN, SOUTHWESTERN PART OF
GEDİZ GRABEN, WESTERN ANATOLIA**

ABSTRACT

The purpose of this study is to discuss the geological and geomorphological features of active faults controlling Kemalpaşa Basin. The study consists of basin faults expressions, kinematic and geomorphological analysis.

The West Anatolian Extensional Province is a seismically active region extending in N-S direction. This province has been shaped with the movements caused by North Anatolian Fault, East Anatolian Fault and Aegean Trench since the Miocene. As a result of this tectonic activity, West Anatolia has been taken its form with basin-bounding normal faults. The Kemalpaşa Basin is one of the active structures in Western Anatolia.

Kemalpaşa Basin, which is approximately E-NE trending and asymmetric graben is located in the southern part of Gediz Graben. Menderes Massif and Bornova Complex comprise the basement rocks of basin. Kızılca Formation, Sütçüler Formation and Alluvium unconformably overlie the basement rocks. The main faults of Kemalpaşa Basin are Spildağı Fault Zone in the north and Kemalpaşa Fault in the south. Both the north and south margin-bounding faults of Kemalpaşa Basin are oblique-slip normal faults. According to the results of kinematic analysis, Kemalpaşa Basin has been formed under N-S trending extensional regime.

In order to find out the recent activities of faults bounding Kemalpaşa Basin, the geomorphological structures in the basin has been determined and the indexes related to this has been calculated. The geomorphological analysis made have shown that the region has been exposed to distinct tectonic effects.

Keywords: Western Anatolia, Kemalpaşa Basin, active fault, kinematic analysis, geomorphology

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	v
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanının Yeri	1
1.2 Amaç ve Yöntem	4
1.3 Önceki Çalışmalar	4
BÖLÜM İKİ – STRATİGRAFİ	8
2.1 Havza Temel Kayaları	8
2.1.1 Menderes Masifi	8
2.1.2 Bornova Karmaşığı	11
2.1.3 Kemalpaşa Grubu	11
2.1.3.1 Dereköy Formasyonu	11
2.1.3.2 Vişneli Formasyonu	12
2.2 Havza Çökelleri	12
2.2.1 Kızılca Formasyonu	12
2.2.2 Sütçüler Formasyonu	13

2.2.3 Alüvyon	14
BÖLÜM ÜÇ – YAPISAL JEOLJİ	15
3.1 Bölgesel Tektonik	15
3.2 Kemalpaşa Havzası'nın Tektoniği	21
3.2.1 Kemalpaşa Havzası Güney Kenar Fayları	26
3.2.1.1 Kemalpaşa Fayı	26
3.2.1.2 Kalkancatepe Fayı	28
3.2.1.3 Gediz Sıyrılma Fayı	28
3.2.2 Kemalpaşa Havzası Kuzey Kenar Fayları	29
3.2.2.1 Akalan Fayı	30
3.2.2.2 Söğüt Fayı	31
3.2.2.3 Kolonkaya Fayı	31
BÖLÜM DÖRT – KİNEMATİK ANALİZ	33
4.1 Çalışma Alanındaki Fayların Kinematik Analizi	34
BÖLÜM BEŞ – JEOMORFOLOJİ	39
5.1 Jeomorfolojik Yapılar	39
5.1.1 Drenaj Havzası	40
5.1.2 Ütüaltı Yapısı (Fay Sarplığı)	42

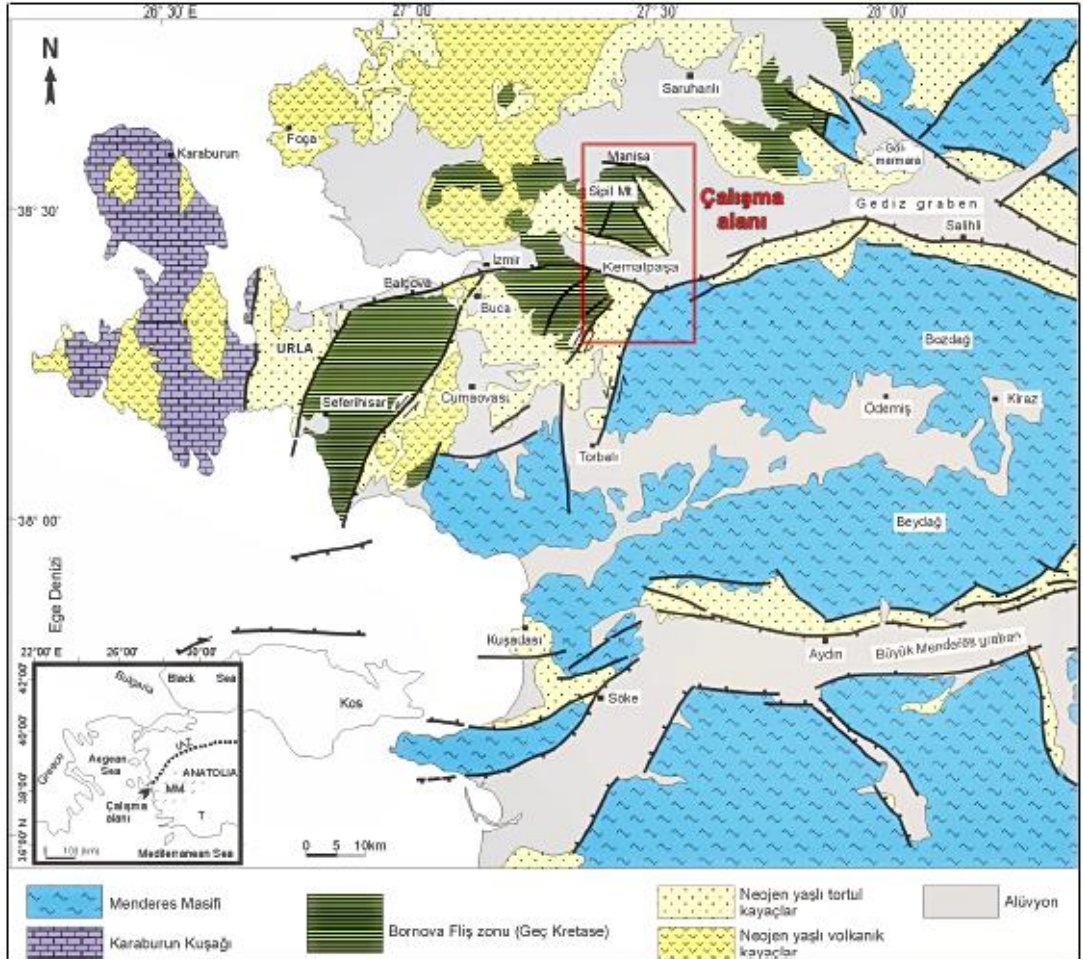
	Sayfa
5.1.3 Alüvyon Yelpazesi (Birikinti Konisi)	42
5.1.4 Eksenel Nehir	43
5.1.5 Dağönü Çizgiselliği	43
5.2 Jeomorfolojik İndisler	44
5.2.1 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral	44
5.2.2 Drenaj Havzası Simetrisi	46
5.2.2.1 Asimetri Faktörü	46
5.2.2.2 Transvers Topografik Simetri Faktörü	47
5.2.3 Dere Boy-Gradyan İndisi	48
5.2.4 Dağ Cephesi Sinüslük Oranı	49
5.2.5 Vadi Tabanı Genişliği-Vadi Yüksekliği Oranı	50
5.3 Kemalpaşa Havzası'nın Jeomorfolojisi ve Morfometrik Analizi	51
5.3.1 Kemalpaşa Havzası Jeomorfolojisi	51
5.3.2 Kemalpaşa Havzası'nın Morfometrik Analizi	60
5.3.2.1 Kemalpaşa Havzası Kuzeyinin Morfometrik Analizi	60
5.3.2.2 Kemalpaşa Havzası Güneyinin Morfometrik Analizi	65
BÖLÜM ALTI – SONUÇLAR ve ÖNERİLER	71
KAYNAKLAR	74

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanının Yeri

Batı Anadolu Genişleme Bölgesi içinde yer alan çalışma alanı, 1/25.000 ölçekli K18-c3, K19-d4, L18-b2, L19-a1, L18-b3 ve L19-a4 paftalarında, 34-75 enlem ve 33-54 boylamlarıyla sınırlandırılan bir alanı kapsamaktadır. Çalışma alanı ortasında yer alan ve yaklaşık D-B uzanımlı Kemalpaşa Havzası, Batı Anadolu'daki Kuvaterner havzalardan biri olup Gediz Grabeni'nin güneybatı kolunda yer alır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (Genç ve diğ., 2001'den)

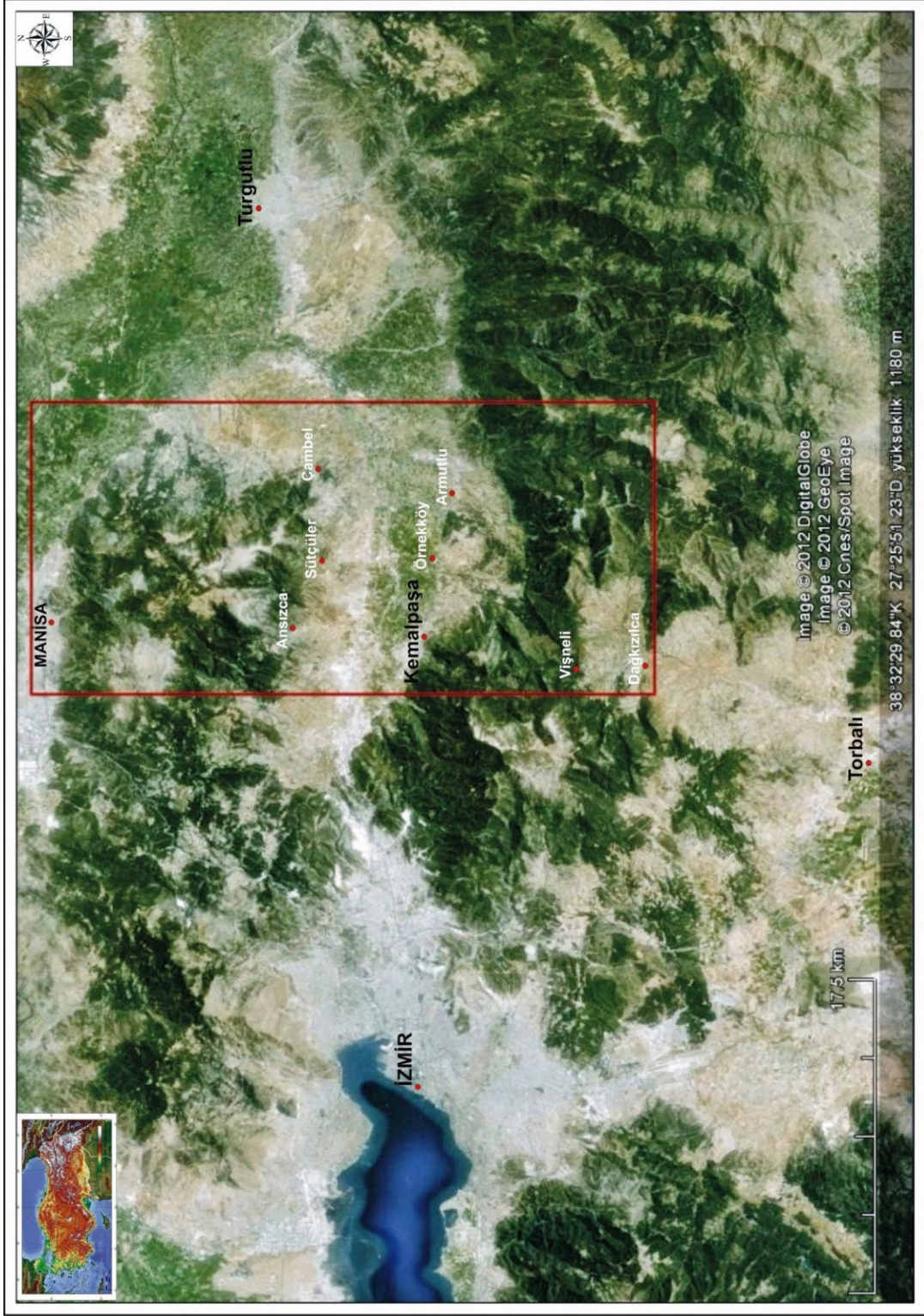
Çalışma alanı içinde yer alan en büyük yerleşim yeri, İzmir ilinin yaklaşık 29 km. doğusundaki Kemalpaşa ilçesidir. İlçenin yüzölçümü 658 km² olup nüfusu 93 bin civarındadır. Nüfusun büyük bir çoğunluğu tarım ve sanayi alanlarında faaliyet göstermektedir. İlçe yüzölçümünün yaklaşık %60'ı ormanlarla kaplıdır. Bölge tipik Akdeniz İklimi etkisi altındadır.

İlçenin doğusunda Turgutlu ilçesi, batısında İzmir, kuzeyinde Manisa, güneyinde ise Torbalı ilçeleri yer almaktadır. Çalışma alanı içerisindeki diğer önemli yerleşim yerleri ise kuzeyde Ansızca, Sütçüler, Akalan, Çambel köyleri ile güneyde Örnekköy, Vişneli Köyü, Armutlu, Örenköy ve Yiğitler Köyüdür (Şekil 1.2).

Çalışma alanının kuzey ve güney kesimlerinde derin vadilerin bulunduğu sarp bir topografya görülür. Çalışma alanının kuzeyi nispeten daha engebelerlidir. Kemalpaşa Havzası'nın orta ve doğu kesimlerinde alüvyal düzlükler yer alır.

Çalışma alanı, morfolojik olarak kuzeyde Manisa (Spil) Dağı'nın güney uzantıları, güneyde Bozdağlar'ın batı uzantısı olan Mahmut Dağı (1382m) ve Nif (Kemalpaşa) Dağı (1446m) ile sınırlıdır. Yaklaşık D-B uzanımlı Kemalpaşa Havzası KB-GD doğrultulu bir yükselti ile Bornova Havzası'ndan ayrılır. Çalışma alanında yer alan diğer önemli yükseltiler; güneyde Kesme Dağı (715m), Manastır Tepe (1205m), Kandil Tepe (1249m), Kartal Tepe (1159m) ve kuzeyde ise Çaldağ (1084m), Bozburun Tepe (1200m), Çırpıcıdede Dağı (1447m) ve Küçükdede Dağı (1333m)'dir. Yaklaşık D-B uzanımlı Kemalpaşa (Nif) çayı çalışma alanının merkezinden geçmektedir. Bornova Çiçekli Köyü'nden doğan bu çay, Kemalpaşa Havzası'ndan doğuya doğru akarak Manisa'da Gediz ırmağına dökülür.

Çalışma alanına ulaşım İzmir-Ankara otoyoluyla iç kesimlerde stabilize yollar ile sağlanır.



Şekil 1.2 Çalışma alanına ait uydu görüntüsü

1.2 Amaç ve Yöntem

Yüksek Lisans Tezi kapsamındaki bu çalışma ile çalışma alanı içerisinde yer alan Kemalpaşa Havzası'nı oluşturan yaklaşık D-B uzanımlı normal fayların, Kuvaterner'deki evriminin incelenerek, havzanın aktivitesi ve jeomorfolojik gelişimine olan etkisi hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır.

Kemalpaşa Havzası'nın tektonik ve jeomorfolojik özelliklerinin saptanması çalışmanın esasını oluşturmaktadır. Bu kapsamda daha önceki çalışmalardan yararlanılarak bölgenin jeolojisine ait veriler değerlendirilmiş, çalışma alanına ait 1/25.000 ölçekli topografya ve jeoloji haritaları kullanılarak oluşturulan jeomorfoloji haritası ile bölgedeki morfolojik yapılar belirlenmiştir. Mapinfo programı kullanılarak sayısallaştırılan haritalardan elde edilen jeomorfolojik parametreler Microsoft Excel programında değerlendirilerek, elde edilen grafikler doğrultusunda yorumlanmıştır. Vertical Mapper programı kullanılarak çalışma alanının 3 boyutlu görüntüsü elde edilmiş, diğer görsel öğeler ise Corel Draw programında düzenlenmiştir. Bunun yanı sıra, önceki çalışmalardan yararlanılarak çalışma alanına ait yapısal veriler incelenmiş ve elde edilen parametreler ışığında faylara ait kinematik veriler değerlendirilmiştir.

1.3 Önceki Çalışmalar

Batı Anadolu'daki Kuvaterner çökelleri ve aktif faylara yönelik bilinen ilk çalışmalar, Angelier ve diğ. (1981) ve Hancock ve Barka (1987)'in Batı Türkiye'deki aktif normal fayların kinematik belirteçleri üzerinde yaptığı çalışmalardır.

Akartuna (1962), İzmir ve Manisa dolaylarında yaptığı çalışmasında, Neojen tortulları kumtaşı, çakıltası, marn, kil, kireçtaşı ve volkanit tüften oluşan "alt seri"; kireçtaşı, marn, kil ve volkanit tüften oluşan "üst seri" olmak üzere ikiye ayırarak incelemiş ve bu kayaların Menderes Masifi üzerine uyumsuz olarak geldiğini saptamıştır.

Verdier (1963), Kemalpaşa Dağı'nın 29 km. çapında kalker bir masif olduğunu ve yapısının oldukça karmaşık olduğuna değinerek, başka bir masif olan Manisa Dağı'ndan D-B yönlü faylarla ayrıldığını belirtmiştir.

Arpat ve Bingöl (1969), Batı Anadolu'da yer alan Menderes metamorfikleri ile Neojen tortul birimler arasındaki dokanağın faylı olduğunu belirtmişlerdir.

McKenzie (1972), Batı Anadolu'da normal faylarla sınırlandırılmış graben sistemlerinin fay düzlemi çözümlerine göre, ilk hareketin D-B doğrultulu normal faylanma ve küçük sağ yönlü kayma olduğunu göstermiştir.

Kaya (1979), yaptığı çalışmasında Ortadoğu Ege genelinde Neojen birimleri, epiklastik çakıltası, kireçtaşı ve killi oluşuklar, volkanoklastik türevler, riyolit-riyodasit bileşimli tuf, bazalt-latitbazalt, andezit-latitandezit-riyodasit olarak sınıflamıştır. Çalışmacı Batı Anadolu'nun kendine özgü çöküntü-yükselti alanlarından meydana geldiğini belirterek bu alanları yaşlıdan gence (1) KD ve K, (2) KB ve BKB, (3) BKB ve B arasında değişen oynak çizgilerle sınırlandırılmış üç grupta toplamıştır. Ayrıca yaptığı çalışmalar sonucu Kemalpaşa-Torbalı Havzası'nın kuzey kesiminin Akhisar çöküntüsü içinde olduğunu belirtmiştir.

Dumont ve diğ. (1980), Güneybatı Anadolu'da Miyosen-Kuvaterner çökellerindeki fayları değerlendirerek bu zaman aralığındaki tektonik basınç ve çekim yönlerini saptamaya çalışmıştır. Yazarlar buralardaki grabenleşmelerle ilgili bir mekanizma saptamış, önce bir basınç fazı ve onu izleyen bir çekim fazı olduğunu ortaya koymuştur. Bölgesel değerlendirmeler sonucunda Miyosen sonu-pliyosen başı basınç fazı, bu fazdan sonra Pliyosen grabenleşmesi, eski Kuvaterner basınç fazı ve bu fazdan sonra da Kuvaterner grabenleşmesi olmak üzere dört faz saptamışlardır. Bunlardan yola çıkarak arka arkaya gelen basınç ve çekim modeli içinde yer alan grabenleşmenin tüm Ege ve Anadolu'yu etkilediğini belirtmişlerdir. Bu basınç ve çekim fazlarına bakıldığında birbirlerinden ayırtlanabildiği, basınç fazı ile çekim fazının yönlerinin yaklaşık birbirine dik olduğu ve basınç tektoniğinin daha çok doğrultu atımlı faylar ile ortaya çıktığı sonucuna ulaşmışlardır.

Üstüntaş (1984), Kemalpaşa ve çevresinde yaptığı çalışmada, filiş türü birimleri Bornova grubu altında toplamış, Üst Kretase yaşlı birimlerin gravite kaymaları ile yerleşmiş allokton kütleler olduğunu ve Neojen yaşlı birimlerin açısız uyumsuzlukla transgresif olarak tüm birimleri üstlediğini belirtmiştir.

Koçyiğit (1984), Üst Miyosen sonunda, Türkiye güneybatısının yükselmeye başlayarak günümüzde de etkinliği devam eden genişleme tektoniği rejimi altında blok faylanmasına uğradığını ve oluşan çöküntü alanlarına Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal birimlerin yağış ve iklim kontrollü çökeldiğini belirtmiştir.

Sicim (1989), Kemalpaşa ve güneyinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı kireçtaşı, filiş ve çakıltası birimlerini ve Miyosen yaşlı çakıltası-çamurtaşı birimlerini ayırtlamıştır.

İnci (1991), Kemalpaşa-Torbalı Havzası'nın tortul istifini altta kırmızı çakıltası ve kumtaşı aralanmasından oluşan kırıntılı birim ve üstte sarı-gri renkli, mikalı, yarı pekleşmiş kumtaşından oluşan kırıntılı birim olarak iki kısımda incelemiştir.

Emre (1996), Gediz Grabeni'ndeki çalışmasında, Batı Anadolu sıkışma tektoniği sonrası gelişen genişlemeli yeni tektonik dönem ile bölgenin bugünkü güncel görünümünü aldığını belirtmiştir.

Seyitoğlu ve Scott (1996), Gediz Grabeni'ndeki çalışmalarında, grabene yaklaşık dik doğrultuda uzanan havzaya ilk kez Kemalpaşa-Torbalı Havzası adını vermişlerdir.

Hakyemez ve diğ. (1999), Gediz ve Büyük Menderes grabenlerindeki Kuvaterner çökellerini fasiyeslerine ayırarak incelemişler, Gediz Havzası'nın genel olarak şiddetli tektonik periyotlarla kontrol edilen karışık bir evrimi olduğunu belirtmişlerdir.

Sözbilir (2000), Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinde yaptığı çalışmalar sonucu Batı Anadolu'nun genişleme evrelerini;

- a) Erken-Orta Miyosen dönemi; K-G doğrultulu faylarla denetlenen havzalar,
- b) Geç Miyosen-Erken Pliyosen dönemi; D-B doğrultulu sıyrılma faylarıyla denetlenen havzalar,
- c) Pliyo-Kuvaterner dönemi; D-B doğrultulu normal faylarla denetlenen havzalar olmak üzere 3 evreye bölmüştür. Son evreyi de kendi içinde Pliyo-Pleyistosen aktif fay as evresi ve Holosen aktif fay as evresi olarak ikiye ayırmıştır.

Genç ve diğ. (2001), Mustafa Kemalpaşa Grabeni olarak tanımladıkları Kemalpaşa Havzası'nın, Çubukludağ Grabeni tabanındaki Alt-Orta Miyosen yaşlı Çatalca Formasyonu'nun Kemalpaşa-Torbalı Havzası'ndaki istifin yanal eşdeğeri olabileceğini belirtmişlerdir.

Bozkurt (2004), Menderes Masifi'nin Geç Eosen-Erken oligosen sırasında nap sistemlerinin yükü altında oluştuğunu ve Geç Oligosen-miyosen süresince ise aşırı kalınlaşan bu kabuğun kıtasal ölçekli sıyrılma fayları boyunca genleştiği ve çekirdek kompleksi modelinde yükselerek yüzeylediğini belirtmiştir.

Westaway (2005), sıyrılma faylarının varlığını reddederek Menderes Masifi'nin yüzeylenmesini düşük açılı dalma-batma ve erozyona bağlayan bir görüş bildirmiştir.

Emre ve diğ. (2005), İzmir ve yakın çevresindeki aktif tektonik yapıların normal ve doğrultu atımlı faylardan oluştuğunu ve diri fayların D-B, KD-GB, K-G, KB-GD uzanımlı olduğunu ortaya koymuşlardır.

Bozkurt ve Sözbilir (2006) ile Sözbilir ve diğ. (2011)'in, Batı Anadolu'daki büyük ölçekli normal faylar üzerinde yaptıkları çalışmalarda, fay geometrilerinin büyük ölçekli fay sistemlerinin gelişimi ve kinematik evrimi hakkında yararlı bilgi sağladıklarını belirtmişlerdir. Güneybatı Türkiye'nin yaklaşık K-G, D-B ve KD-GB olmak üzere çok yönlü kabuksal uzamalara maruz kaldığını ve bunlarla ilgili kayma verilerinin fay hakkında bilgi verdiğini ortaya koymuşlardır.

BÖLÜM İKİ STRATİGRAFİ

Bu bölümde, literatürde yer alan çalışmalardan yararlanılarak elde edilen veriler ışığında, çalışma alanı içinde yer alan kaya birimleri alt ve üst dokanak ilişkileriyle anlatılacaktır. Kuvaterner yaşlı bir çöküntü olan Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güney kesimindeki alanlar baz alınarak bölge stratigrafisi, temel kayalar ve havza çökelleri olmak üzere iki ana grupta incelenmiştir (Şekil 2.1 ve 2.2).

Havza temel kayaları Menderes Masifi, Bornova Karmaşığı, Kemalpaşa Grubu; havza çökelleri ise Kızılca Formasyonu, Sütçüler Formasyonu ve Alüvyon olmak üzere 3 ana gruba ayrılarak incelenmektedir (Sözbilir ve diğ., 2011).

2.1 Havza Temel Kayaları

2.1.1 Menderes Masifi

Bölgesel ölçekte ele alındığında Menderes Masifi, gnays türü yüksek derece metamorfik kayalardan oluşan bir çekirdek ile fillit, şist, metakuvarsit ve rekristalize kireçtaşından oluşan örtü kayalarının oluşturduğu “çekirdek kompleksi” olarak tanımlanmıştır (Hetzl ve diğ., 1995; Bozkurt ve Park, 1997; Bozkurt, 2005).

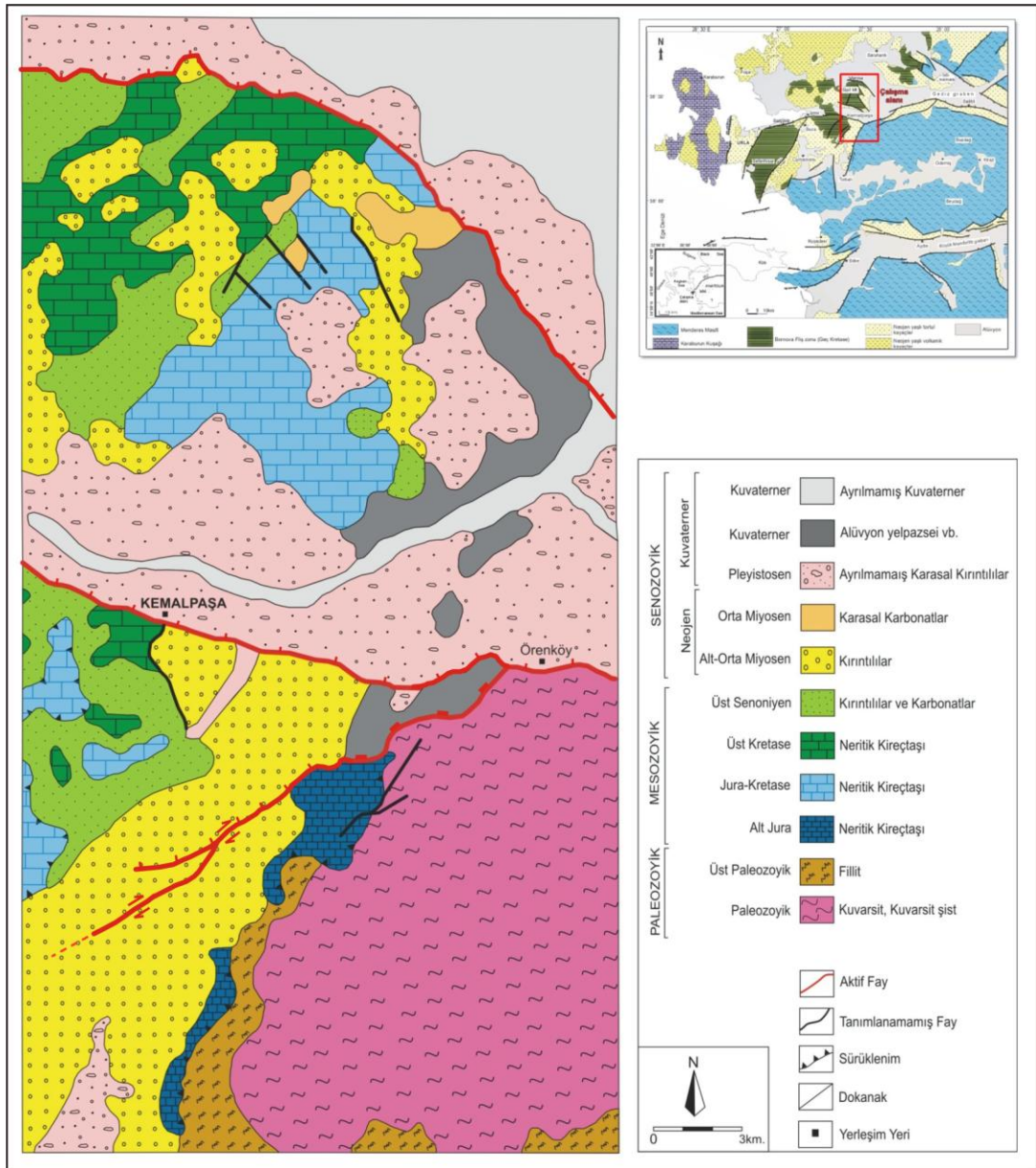
Menderes Masifi çekirdek kompleksi çoğunlukla yeşil şist fasiyesi metamorfik kayalardan yapılıdır. Bu kayalar tektonik olarak orta basınçlı amfibolit fasiyesi migmatitleri ve granitik-granodiyoritik kompozisyondaki ortognayslar tarafından örtülür. Bu iki tektonostratigrafik paket ise düşük açılı normal fay olan Gediz sıyrılma fayı ile ayrılır (Sözbilir ve diğ., 2010).

Taban bloğu kayaları kuvars, biotitçe zengin mikaşist, pembe mikaşist, ince tabakalı, siyah-gri mermer mercikleri içeren fillitlerden yapılıdır (Okay, 2001).

Kompleks bir nap yığını yapısına sahip Menderes Masifi'nin dokanak ilişkisi Alpin yaşlı sıkışma ve onu izleyen genişleme tektoniği ürünü bindirme ve normal

faylarla tanımlanmıştır (Candan ve diğ., 2006). Bu birim tektonik bir dokanakla Bornova Karmaşığı'ndan ayrılır (Başarı ve Konuk, 1982; Erdoğan, 1990).

Çalışma alanının güneydoğu kesiminde görülen Menderes Masifi, önceki çalışmalarda Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı bir birim olarak yer almasına rağmen yapılan son çalışmalar bu yaşın Eosen'e kadar çıktığını göstermektedir (Özer ve Sözbilir, 2003).



Şekil 2.1 Çalışma alanının genelleştirilmiş jeoloji haritası (MTA'nın 1/500.000'lik jeoloji haritasından ve 2012 yenilenmiş diri fay haritasından düzenlenmiştir) / sağ üst resim – Batı Anadolu'nun jeoloji haritası (Genç ve diğ., 2001'den)

Yaş	GRUP	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK(m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Kuvaterner		ALÜVYON		100		Pekleşmemiş çakıl-kum-kil
		SÜTÇÜLER		50		Kahverengi çakıltaşı-kumtaşı
Pliyosen		KIZILCA	Kalkancatepe	200		Krem sarımsı-beyaz renkli, algal kireçtaşı-killi kireçtaşı Turuncu kahve-gri renkli çakıltaşı kumtaşı-çamurtaşı
Erken - Orta Miyosen	KEMALPAŞA	VIŞNELİ		550		Çakıltaşı-kumtaşı ve tüf arakatlı sarımsı kahve renkli çamurtaşı Krem-beyaz renkli kalın katmanlı tüf ara düzeyleri Çapraz tabakalı çakıltaşı-kumtaşı Açık gri renkli laminali kumtaşı arakatlı, grimsi kahve-boz renkli laminali çamurtaşı Sarımsı gri renkli çamurtaşı arakatlı çakıltaşı
			Kesmedağı		1350	Algal laminali kireçtaşı arakatlı çamurtaşı, laminali çamurtaşı Kömür aradüzeyle, açık gri-koyu gri renkli algal-onkoidal stromatolitik kireçtaşı Çapraz tabakalı çakıltaşı-kumtaşı Kömür aradüzeyleli turuncu-gri renkli çamurtaşı,kumtaşı,çakıltaşı Çapraz tabakalı çakıltaşı-kumtaşı Gastropod fosilli mikritik kireçtaşı Bordo kırmızı-kahve renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı Krem renkli mikritik kireçtaşı Bordo renkli çapraz tabakalı çakıltaşı-kumtaşı Krem-gri renkli ince katmanlı, laminali mikritik kireçtaşı Breşik-kristalize kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı blokları Bordo renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı
Geç Kretase Paleosen	BORNOVA FİLİŞ ZONU					
Paleozoyik Mesozoyik	LİKYA NAPLARI-MENDERES MASİFİ					Dolomitik kireçtaşı-şeyl-kumtaşı Granatlı şist-kuvarsit-mermer

Şekil 2.2 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesidi (Sözbilir ve diğ., 2010)

2.1.2 Bornova Karmaşığı

Kumtaşı-şeyl matriksinden oluşan filiş fasiyesindeki kayaçlar ile bu matriks içerisindeki olistolit konumlu kireçtaşı ve serpantin bloklarından yapılı olan bu birim Erdoğan (1990) tarafından Bornova Karmaşığı, Okay ve Siyako (1991) tarafından ise Bornova Filiş Zonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.3).

Çalışma alanının kuzey ve güney kesimlerindeki yükselen bloklarda gözlenen bu kaya topluluğu, çökelim sonrası gelişen tektonik kuvvetlerin etkisiyle deformasyona uğramış ve ilksel yapısını kaybetmiştir. Altta Menderes Masifi kayalarından tektonik bir dokanakla ayrılan bu birim üzerine Neojen seri uyumsuz olarak gelir. Birimin yaşı Üst Kretase-Paleosen olarak kabul edilir (Erdoğan, 1990).



Şekil 2.3 Bornova Karmaşığı'na ait arazi görüntüleri, (a) Bornova Karmaşığı içerisindeki kireçtaşı katmanları, (b) Bornova Karmaşığı'na ait matriks

2.1.3 Kemalpaşa Grubu

Çalışma alanının güney kesiminde küçük bir alanda görülen bu grup Dereköy ve Vişneli formasyonlarını içermektedir.

2.1.3.1 Dereköy Formasyonu

Bu birim çoğunlukla Menderes Masifi'ne ait mermer ve şistler, Bornova Karmaşığı'na ait ofiyolitik kayalar ile kireçtaşı ve kumtaşlarından yapılı Mahmutdağı

Fay Zonu kırıntılıları içermektedir. Birimin tabanı, çeşitli boyutlarda rekrystalize kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı bloklarından yapılandır ve bu kısım “Kesmedağı üyesi” olarak adlandırılmıştır (Sözbilir ve diğ., 2010).

Kalınlığı 1300 m.den fazla olan birimde yer yer kireçtaşı ve kömür merceklerine rastlanır. Altta iri taneli olarak görülen kırıntılıların tane boyları yukarıya doğru inceler. Birimin üst kısımlarında çapraz katmanlı kumtaşları görülür. Dereköy Formasyonu'nun orta kısımlarında menderesli akarsu rejimini temsil eden birikimler boldur (Sözbilir ve diğ., 2010).

2.1.3.2 Vişneli Formasyonu

Bu birim yukarıya doğru incelen alüvyal yelpaze ve gösel birikintiler ile tuf aradüzeyleri içermektedir. Tabanda kırmızı-gri arası renkler ile açık yeşil-gri renklere çakıltaşı, laminalı kumtaşı ve çamurtaşı içeren birimde, yukarıya doğru gidildikçe kumtaşı, litik çakıltaşı ve daha ince felsik tüfler görülür. Kalınlığı 550 m olan birim, Dereköy Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerler (Sözbilir ve diğ., 2010).

2.2 Havza Çökelleri

2.2.1 Kızılca Formasyonu

Çalışma alanında Kemalpaşa Havzası güney kenarı orta kesiminde ve kuzey kenarı batısında görülen Kızılca Formasyonu, kırıntılı kayalar ve gösel karbonatlar içerir. Tabanda kahverengi, kötü derecelenmiş alüvyal çakıltaşları yer alır. Yukarıya doğru gidildikçe yeşilimsi-kahve kumtaşı ve çamurtaşı görülür. Bu ardalanma üstte açık gri ve sarımsı-beyaz killi kireçtaşı arakatkıları ile sonlanır (Sözbilir ve diğ., 2010).

Formasyonun yanal eşleniği, batıya doğru gidildikçe gözlenen Geç-Orta Miyosen yaşlı Yenice Formasyonu'dur (Uzel ve Sözbilir, 2008). Altındaki birimi uyumsuz olarak üzerleyen Kızılca Formasyonu bir dizi doğrultu atımlı ve verrev atımlı normal

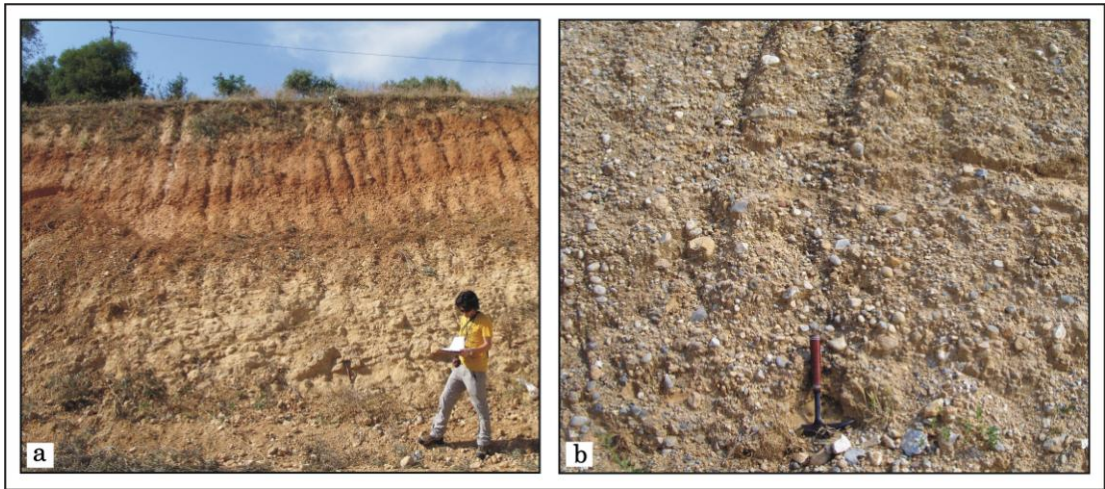
faylarla bölünüp yükselerek küçük ölçekli horst ve grabenler oluşturmuştur (Sözbilir ve diğ., 2010).

2.2.2 Sütçüler Formasyonu

Çalışma alanında Armutlu güneydoğusu ve Sütçüler yerleşim alanının kuzeybatısında gözlenmektedir. Temelde Spil Dağı'nın yükselimi ile birlikte oluşan ince tabakalı alüvyal yelpaze çakıltaşlarını içerir. Bu ince tabakalı çakıltaşlarının eğimi Kemalpaşa Havzası'na doğrudur (Sözbilir ve diğ., 2010).

Değişik boyutlarda çakıltaşı içeren birimde en büyük tane boyu 15 cm, ortalama tane boyu ise 2 cm'dir ve bi-modal dağılım gösterir (Şekil 2.4). Çok örnek çakıltaşı bileşenleri iyi yuvarlaklaşmış, orta-kötü küreselleşmiş ve kötü boylanmıştır. Kireçtaşı, çört, kumtaşı ve kuvarsit içeren birimde aynı zamanda iyi pekleşmiş 17-20 cm kalınlıkta, tabanları aşınmalı kumtaşı düzeyleri bulunmaktadır. Birimin konumu K59D/26GD olarak ölçülmüştür. Alt ve üst dokanakları uyumsuz olan ve eski bir alüvyal yelpaze olan birim, gelişen diğer fayların etkisiyle oluşan yeni alüvyal yelpazeler ile kesilir.

Batı Anadolu'daki diğer D-B doğrultulu havzalarla korrele edilerek birimin yaşı Pliyosen olarak belirlenmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1996). Bu birim Kuvaterner alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülür.



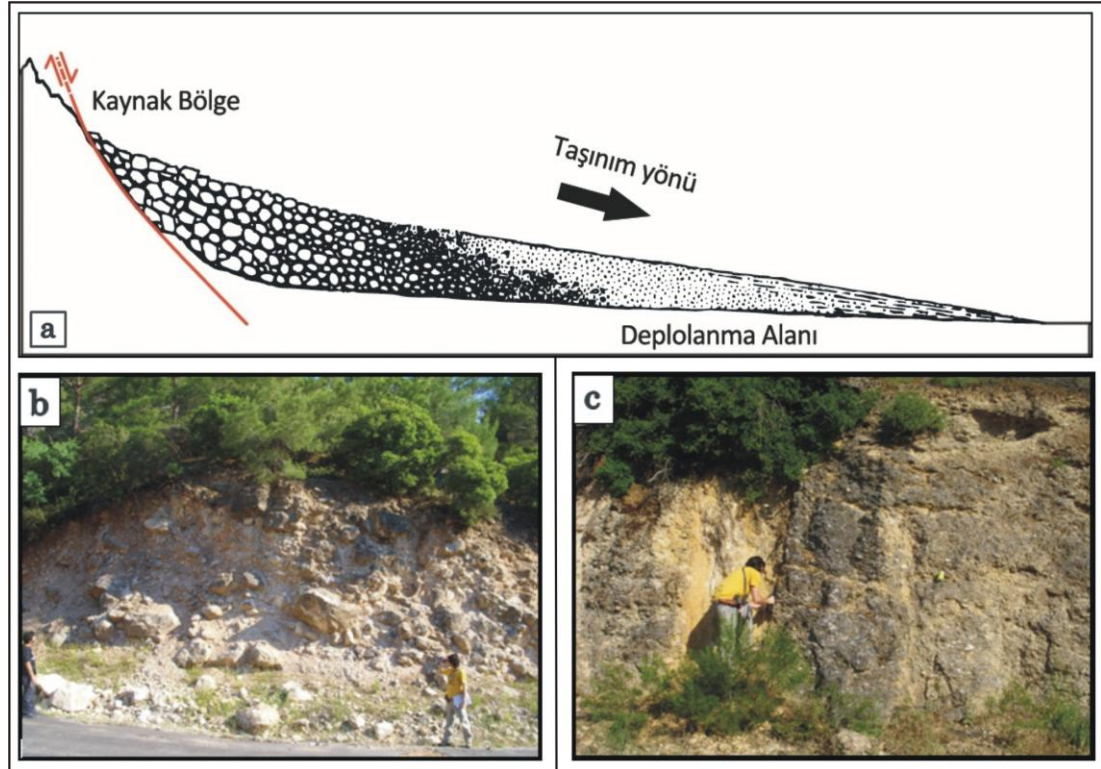
Şekil 2.4 (a) Sütçüler Formasyonu'nun genel görünümü, (b) birimdeki bi-modal tane boyu dağılımı

2.2.3 Alüvyon

Bu birim kaba taneli alüvyal yelpaze ve ince taneli flüvyal çökellerden meydana gelmiştir. Alüvyal yelpaze tortulları, güneyde Kemalpaşa Fayı ile kuzeyde Spil Dağı Fay Zonu etkisinde oluşur. Flüvyal depozitler Kemalpaşa Çayı'nın getirdiği aksenal nehir birikimleridir (Sözbilir ve diğ., 2010).

Havzanın kuzey ve güneyindeki derelerin getirdiği tortullar havza ortasında toplanırken, havza ortasından geçen Kemalpaşa Çayı da çevresine kendi tortullarını taşımıştır. Faydan havza ortasında gidildikçe alüvyonda yer alan çakıltaşlarının boyları küçülmektedir (Şekil 2.5). Fay önünde blok boyutlarına varan taneler havza ortasında kil-silt boyutuna kadar küçülür.

Alüvyal yelpazeler havzanın kuzey ve güney kenarı boyunca gözlenmektedir. Gözlenen alüvyal yelpazelerin birbirini kestiği belirlenmiştir. Kuvaterner yaşlı alüvyon birimi, üzerinde geliştiği tortul çökelleri uyumsuz olarak üzerlemektedir.



Şekil 2.5 (a) Faydan havzaya doğru gidildikçe değişen tane boyunun şematik gösterimi (b ve c) faydan havzaya doğru değişen tane boyu küçülmesi (b'den c'ye)

BÖLÜM ÜÇ

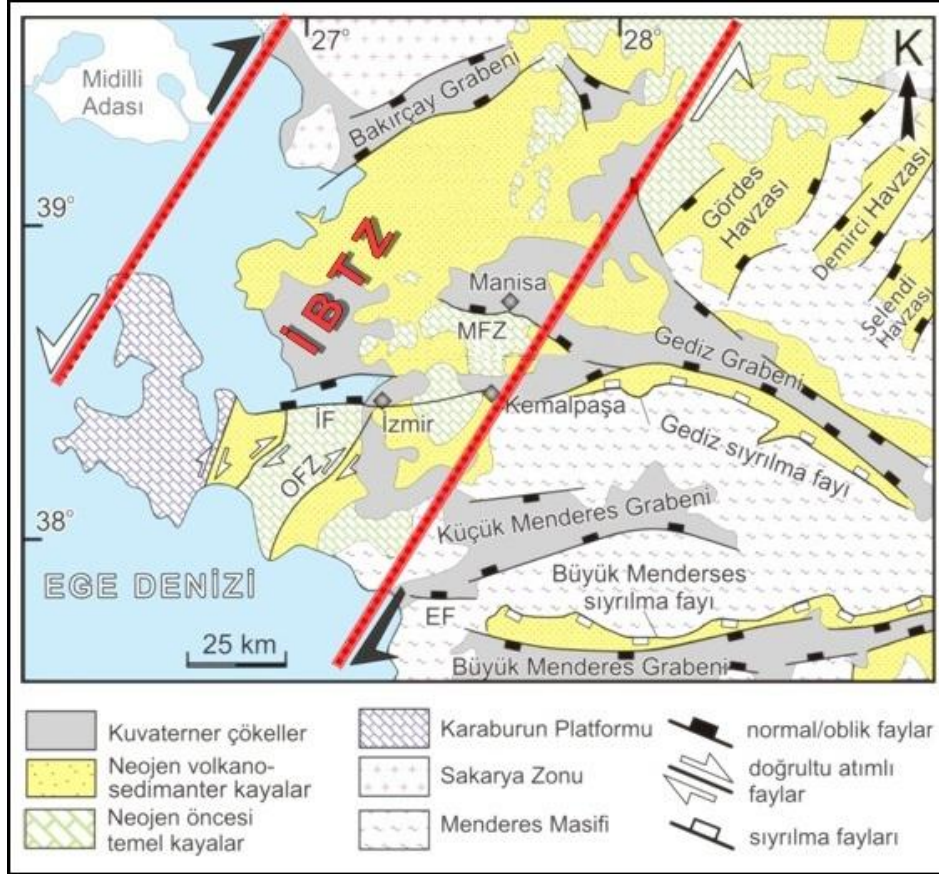
YAPISAL JEOLJİ

3.1 Bölgesel Tektonik

Kıtasal ölçekte ele alındığında, sismik açıdan çok aktif olan Batı Anadolu, dünyada önemli orojenik sıkışma ve onu takip eden kıtasal açılmanın olduğu bölgelerden biridir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Bozkurt, 2001, 2003; Bozkurt ve Rojay, 2005).

Bölgesel ölçekte ele alındığında, Türkiye’de Orta-Üst Miyosen’de Arap-Afrika levhalarının Avrasya levhası ile çarpışmasıyla başlayan neotektonik dönemin ana yapıları Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Ölüdeniz Fay Zonu (ÖFZ) ve Ege-Kıbrıs aktif dalma-batma zonudur. Arap-Afrika levhaları Avrasya levhası ile çarpışırken, Anadolu levhası saatin tersi yönünde batı-güneybatıya doğru bir dönme hareketi ile Ege Yayı (EY), Kıbrıs Yayı (KY) ve Bitlis-Zagros Sütur Zonu (BZSZ) boyunca Arap ve Afrika levhalarının üzerine itilir (Şengör, 1979, 1980; Şengör ve diğ., 1985; Reilinger ve diğ., 1997; Barka, 1999; Bozkurt, 2001) (Şekil 3.1).

Bu kapsamda ele alındığında Batı Anadolu’nun aktif tektoniği, Anadolu’nun sağ yanal Kuzey Anadolu (KAFZ) ve sol yanal Doğu Anadolu (DAFZ) doğrultu atımlı fay zonları boyunca batıya kaçıışı, Yunanistan’ın batısındaki kıtasal kalınlaşmanın Anadolu’nun batıya kaçışını engellemesi, kuzey ve orta Ege bölgesindeki doğu-batı yönlü sıkışmayla Batı Anadolu’nun saatin tersi yönünde rotasyonal bir hareketle batı-güneybatıya doğru Helen Yayı üzerindeki hareketi ve bölgenin bu hareketler sonucu şekil değiştirmesiyle özetlenebilir (McKenzie, 1972, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985; Şengör, 1987; Jackson ve McKenzie, 1989; Seyitoğlu ve Scott, 1991).

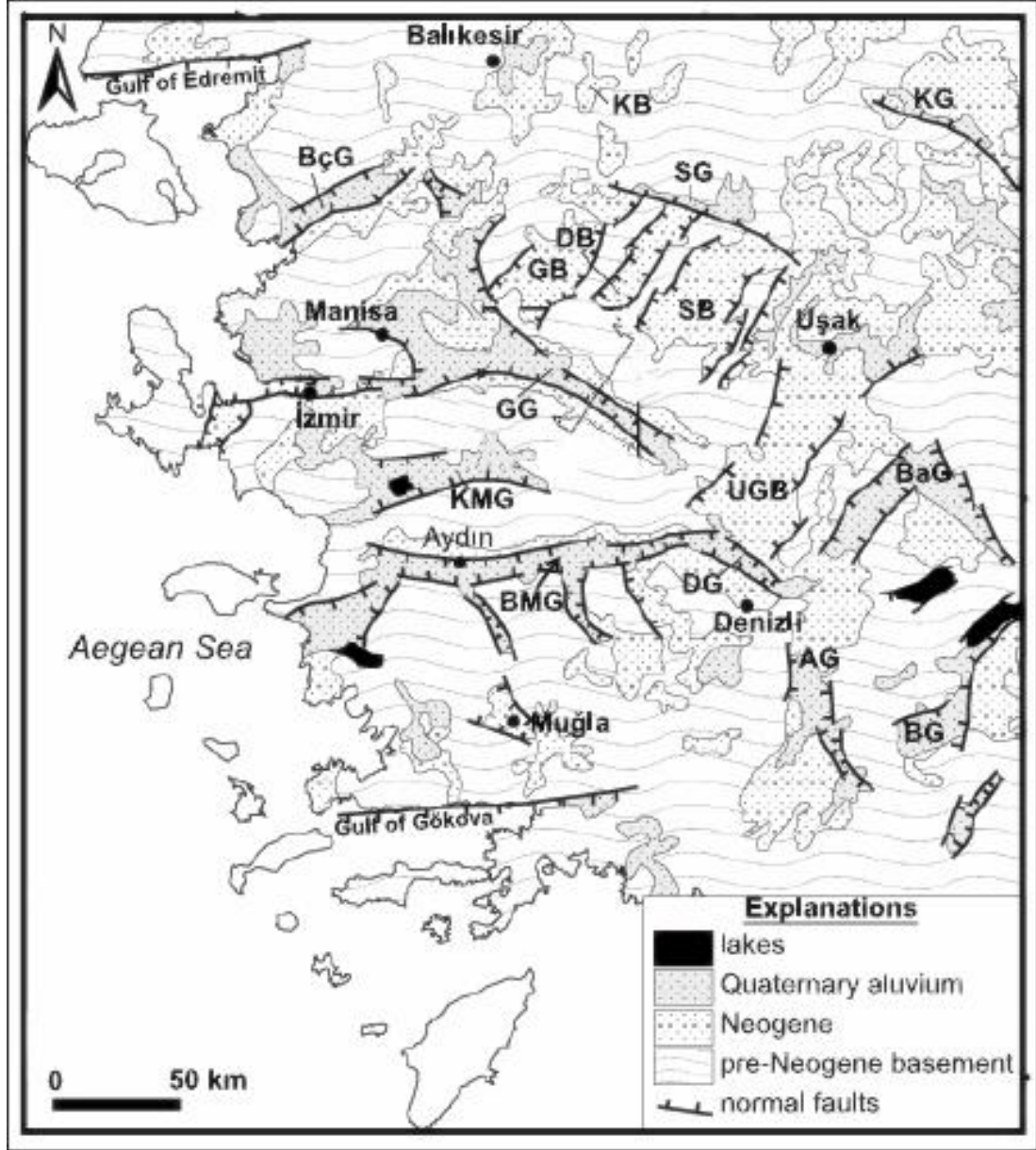


Şekil 3.2 Batı Anadolu'daki ana tektonik yapıları ve İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'nu gösteren geliştirilmiş jeolojik haritası (Özkaymak ve Sözbilir, 2008'den alınmıştır) (İBTZ: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu, kırmızı çizgilerle sınırlı alan)

Batı Anadolu'da hakim olan K-G yönlü genişleme ile meydana gelen D-B doğrultulu normal faylarla sınırlandırılmış ana grabenler kuzeyden güneye doğru;

- (1) Edremit Körfezi,
- (2) Bakırçay-Simav Grabenleri,
- (3) Gediz ve Küçük Menderes Grabenleri,
- (4) Büyük Menderes Grabeni ve
- (5) Gökova Körfezi olarak sıralanabilir (Şekil 3.3).

Neotektonik dönemde gelişen bu grabenler arasında kalan havzalar geniş ölçekte, Batı Anadolu horst-graben sistemini oluşturan D-B uzanımlı eğim atımlı normal faylarla sınırlı havzalar ve yaklaşık KD-GB ve KB-GD uzanımlı veriv atımlı normal faylar ya da doğrultu atımlı faylarla sınırlı havzalar olarak tanımlanabilir.



Şekil 3.3 Türkiye batısındaki grabenleri ve bu grabenler arası havzaları gösteren basitleştirilmiş jeolojik haritası (Çiftçi ve Bozkurt, 2009'dan alınmıştır). AG: Acıpayam Grabeni, BçG: Bakırçay Grabeni, BaG: Baklan Grabeni, BG: Burdur Grabeni, BMG: Büyük Menderes Grabeni, DB: demirci Havzası, DG: Denizli Grabeni, GB: Gördes Havzası, GG: Gediz Grabeni, KB: Kavacık Havzası, KG: Kütahya Grabeni, KMG: Küçük Menderes Grabeni, SB: Selendi Havzası, SG: Simav Grabeni, UGB: Uşak-Güre Havzası

Batı Anadolu'da günümüzde de devam eden, başlangıç zamanı ve türü tartışmalı olan K-G yönlü genleşmenin kökeni ve oluşumu ile ilgili olarak 4 fikir öne sürülmüştür (Şekil 3.4).

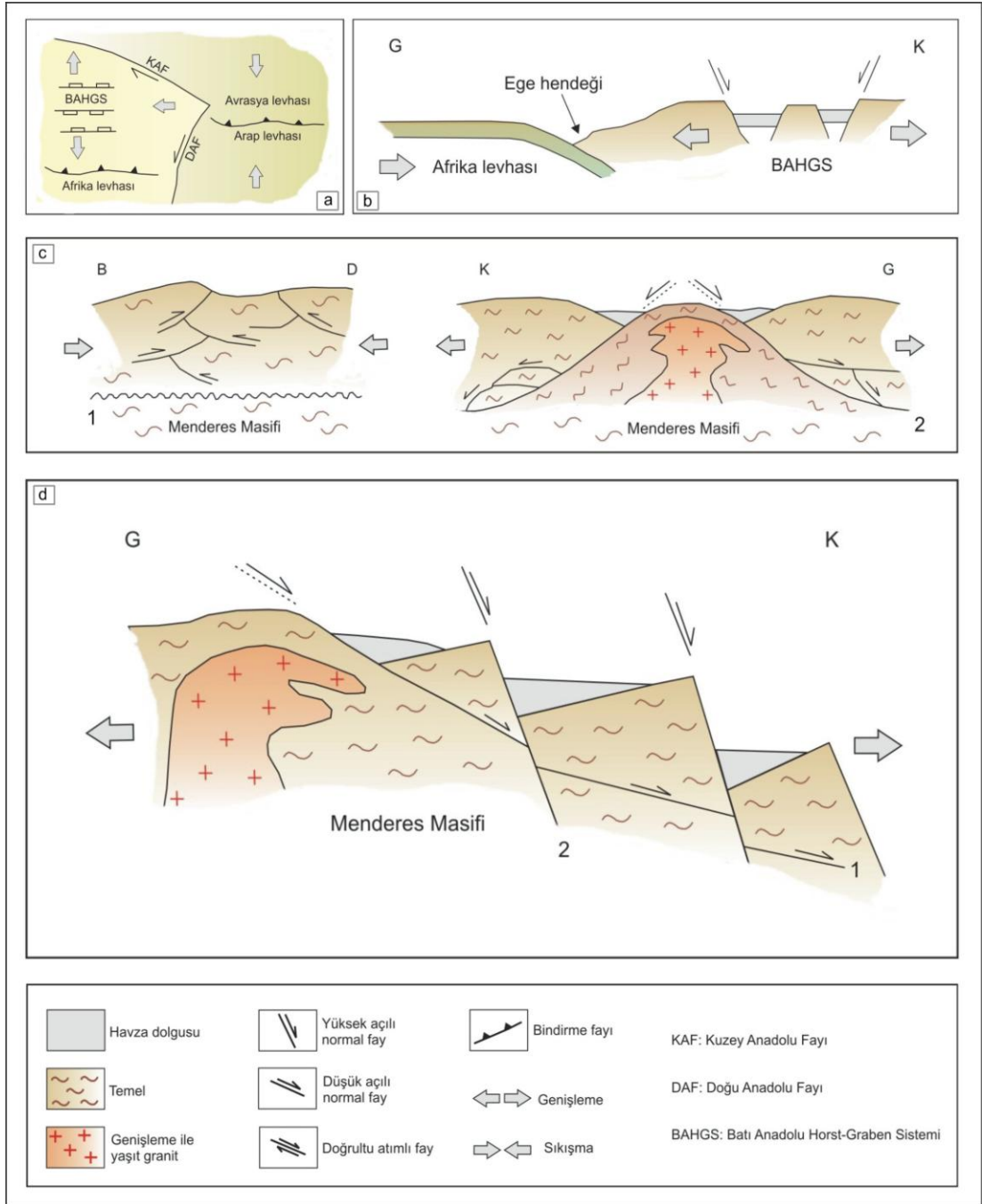
- *Tektonik kaçış modeli*: Batı Anadolu'daki K-G genişleme, Arap-Avrasya levhalarının BZSZ boyunca çarpışması sonucu, Anadolu levhasının KAFZ ve DAFZ sınır yapıları boyunca batıya doğru hareketi ile açıklanmaktadır (McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1982; Bozkurt, 2001, 2003). Batı Anadolu'daki KD doğrultulu havzalar, Tortoniyen öncesi Neotetis'e dik doğrultuda gelişen K-G sıkışmanın yarattığı Paleotektonik Tibet tipi çapraz grabenlerdir. Tortoniyen sonrası K-G açılmaya yol açan tektonik kaçış ile Ege tipi çapraz grabenler olarak bugünkü halini almıştır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979, 1982, 1987; Şengör ve diğ., 1985; Görür ve diğ., 1995).

- *Yay ardı açılma modeli*: Ege Yayı'nın G-GB'ya göçü sonucu genişlemenin başladığı düşünülmektedir. Batı Anadolu'daki bu genişlemeli tektonik rejimin Erken Miyosen'de başladığı ileri sürülmüştür (Le Pichon ve Angelier, 1979, 1981; Jackson ve McKenzie, 1988; Meulenkamp ve diğ., 1988; Okay ve Satır, 2000).

- *Orojenik çökme modeli* : Bu modele göre, Geç Paleosen sonundaki sıkışma ve kalınlaşma ile kabuğun K-G doğrultulu kıtasal açılımı Geç Oligosen-Miyosen'den beri devam etmektedir (Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğ., 1992).

- *İki evreli grabenleşme modeli* : Bu modele göre, Batı Anadolu'daki K-G yönlü genişleme iki ya da daha fazla farklı mekanizmanın ürünü olarak açıklanmaktadır. Bu görüşe göre, Oligosen- Erken Miyosen'de düşük açılı normal fayların denetlediği orojenik çökmeyi (ilk evre), Pliyo-Kuvaterner'deki yüksek açılı normal faylar denetimindeki riftleşme ve Anadolu levhasının batıya doğru kaçışı ile ilişkili K-G yönlü gerilme (ikinci evre) takip eder. İkinci evre Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisinde gelişimini sürdürmektedir (Emre ve Sözbilir, 1996; Koçyiğit ve diğ., 1999; Bozkurt, 2001, 2003; Sözbilir, 2001, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Koçyiğit, 2005).

Batı Anadolu'daki çalışmaların daha çok D-B uzanımlı horst-graben sistemine odaklanmış olması sebebiyle, bu havzaların Neotektonik dönemdeki evrimleri iyi bilinmektedir (Arpat ve Bingöl, 1969; Bozkurt, 2000, 2001, 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Koçyiğit ve diğ., 2000; Bozkurt ve Sözbilir, 2004). Buna karşın, KD-GB doğrultulu havzalarla ilgili çalışmalar sınırlıdır (Genç ve diğ., 2001; Bozkurt, 2003).



Şekil 3.4 Neotektonik dönemde Batı Anadolul'daki havzaların oluşum modelleriyle ilgili şematik çizimler (a) tektonik kaçış modeli, (b) yay ardı açılım modeli, (c) orojenik çökme modeli, 1. D-B sıkışma ve 2. K-G açılma, (d) iki evreli açılma modeli, 1. düşük açılı normal faylanma (detachment) ve 2. yüksek açılı normal faylanma (Uzel, 2007'den sadeleştirilerek)

Önceki yıllarda yapılan çalışmalarda, KD-GB uzanımlı havzaları denetleyen havzaların türleri, geometrileri ve denetledikleri havza çökelleri genel anlamda ele alınmış, ancak detaylı çalışmalar Neojen çökelleriyle sınırlandırıldığı bu havzaların

Kuvaterner jeolojilerine değinilmemiştir. Bu çalışmada bahsi geçen Kuvaterner havzalardan biri olan Kemalpaşa Havzası ele alınarak jeolojisi, jeomorfolojisi ve aktif tektoniği ile ilgili veriler değerlendirilip, havzanın Batı Anadolu tektoniğindeki yeri anlatılacaktır.

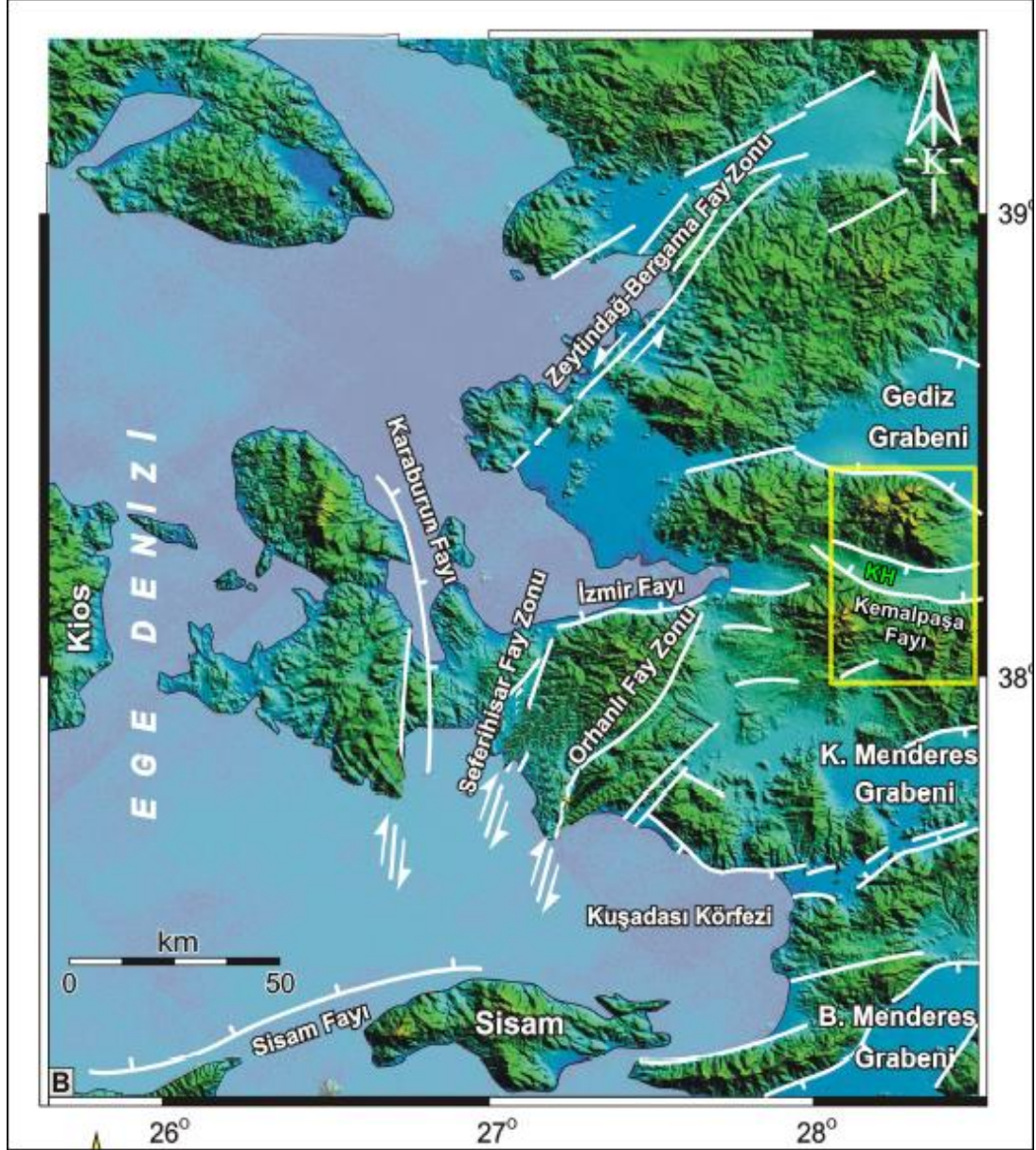
3.2 Kemalpaşa Havzası Tektoniği

İzmir-Balıkesir Transfer Zonu içinde, Gediz Grabeni'nin batı kolunu oluşturan Kemalpaşa Havzası, yaklaşık K-G doğrultulu çekme ve yaklaşık D-B doğrultulu sıkışma kuvvetleri etkisinde gelişmiş olup aktif fay sistemleri ile kontrol edilmektedir.

Kemalpaşa Havzası, Gediz Grabeni ile Kemalpaşa Fayı ve Spildağı Fay zonunun yapısal sınırında gelişmiştir. Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güneyinde yer alan yaklaşık D-B uzanımlı normal faylar, Batı Anadolu horst-graben sisteminin sınır fayları niteliğindedir (Şekil 3.5).

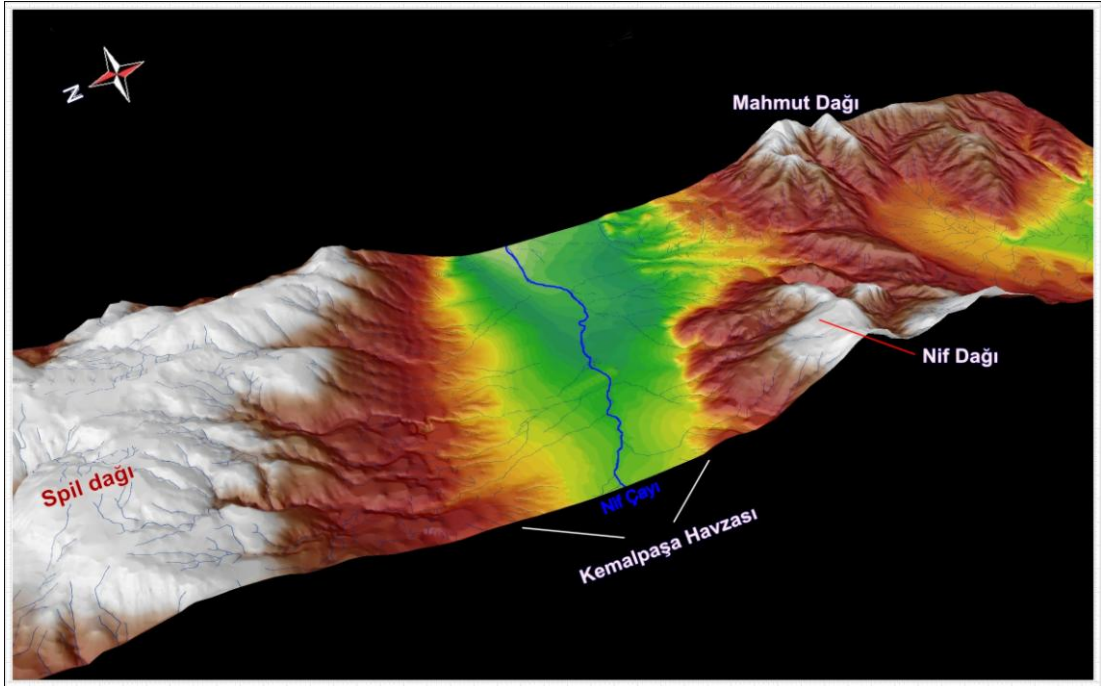
Kemalpaşa Havzası'nın yükselen bloğunda kalan Kocaçay Havzası, Batı Anadolu'da Menderes Masifi ve Bornova Karmaşığı'nın oluşturduğu temel kayaları üzerinde Erken Miyosen'den beri oluşan, KD-GB uzanımlı havzalardan biridir. Erken Miyosen'de, KD-GB doğrultulu Mahmutdağı Fay Zonu önünde gelişen Kocaçay Havzası'nın oluşumu sırasında, fay zonu boyunca gözlenen KD-GB doğrultulu doğrultu atımlı faylar ile D-B doğrultulu düşük açılı normal faylar birlikte çalışmış, bu fay sistemiyle birlikte havzanın tavan bloğunda, karasal kırıntılı-karbonat tortullarından yapılmış kalın bir istifin temsil ettiği ana birimleri oluşturan havza dolgusu oluşmuştur. Havzadaki bu tortul dolgu çökeli mi sona erdiğinde, KB-GD doğrultulu sıkışma ve KD-GB doğrultulu çekme kuvvetleri etkisiyle gelişen değişik doğrultu ve türdeki fay takımlarıyla istif deforme olmuştur. Geç Miyosen-Erken Pliyosen evresinde bölge büyük bir göle dönüşmüş, bu zamanda da, Batı Anadolu'nun birçok yerinde gözlenen ve bu gölün en üst yüzeyini oluşturan Kızılca Formasyonu'nun çökeli mi gerçekleşmiştir. Göl çökeli minden sonra, yaklaşık D-B doğrultulu çekme kuvvetleri etkisinde yeniden deforme olan bölgede, gelişen faylar önünde genç çökellerin oluşumu gerçekleşmiştir. Bölge, Kuvaterner'de gelişen

yaklaşık K-G doğrultulu çekme kuvvetleri etkisinde tekrar parçalanmış ve bu kuvvetler etkisiyle gelişen normal faylarla birlikte Nif Dağı ve Spil Dağı yükselimi sonucu Kemalpaşa Havzası oluşmuştur (Sözbilir ve diğ., 2006).



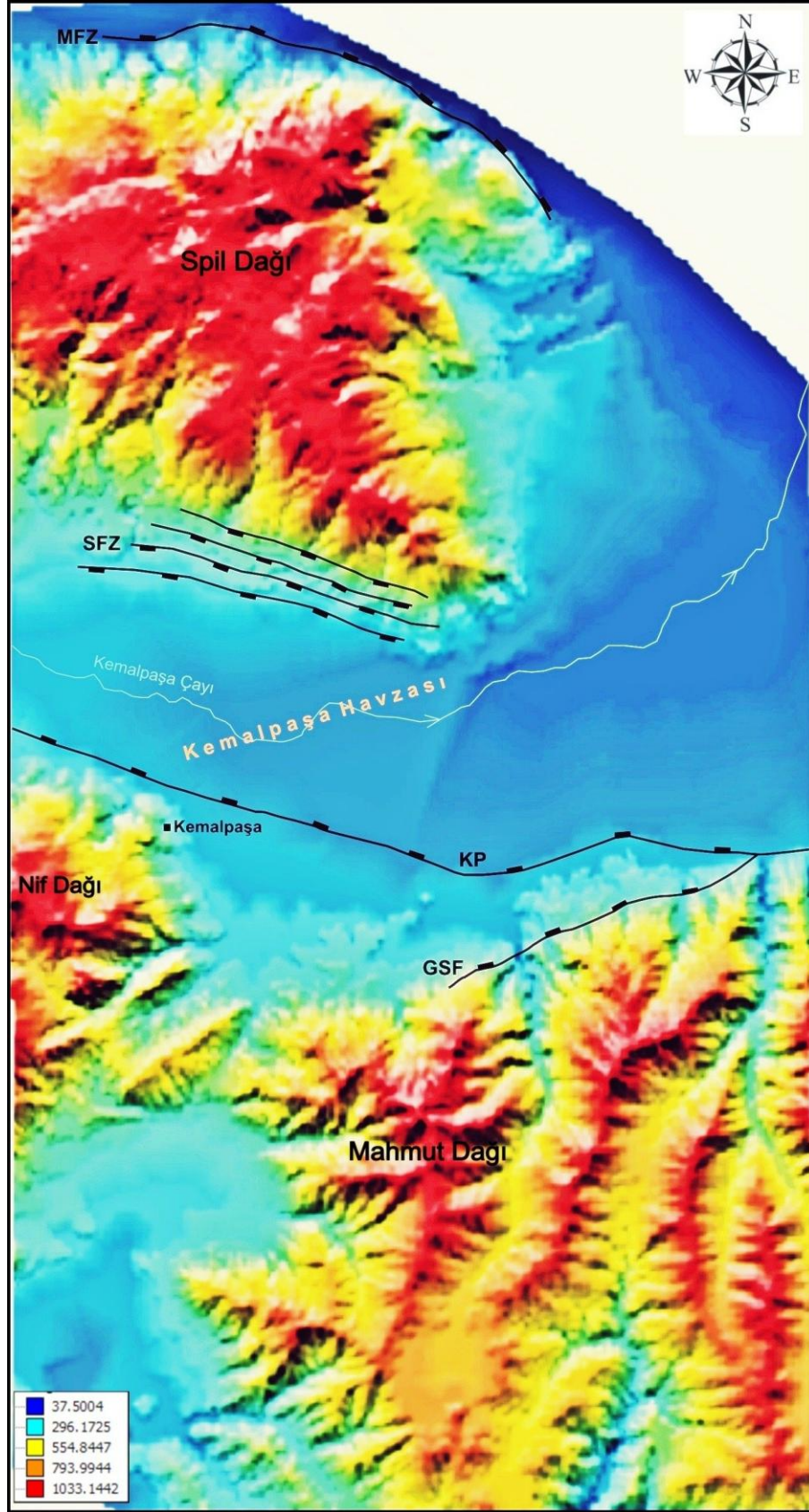
Şekil 3.5 Batı Anadolu'da yer alan aktif tektonik yapıları gösteren DEM (Digital Elevation Model) haritası ve Kemalpaşa Havzası'nın bu sistem içerisindeki yeri, KH: Kemalpaşa Havzası (Şaroğlu ve diğ., 1992; Ocakoğlu ve diğ., 2004'ten sadeleştirilerek)

Kemalpaşa Havzası'nın kuzey sınırını, doğrusal-yarı doğrusal dağ önu çizgiselliği sunan, önünde alüvyal yelpazelerin geliştiği, yer yer ütü altı yapılarının gözlenebildiği, yaklaşık D-B uzanımlı bir dizi normal fay basamaklarıyla havza çökellerinden ayrılan, Bornova Karmaşığı ve Neojen istiflerden yapılı Spil Dağı yükseltisi oluşturmaktadır. Güney sınırında ise doğrusal-yarı doğrusal dağ önu çizgiselliği sunan, alüvyal yelpaze ve ütü altı yapılarının geliştiği, yaklaşık D-B uzanımlı normal fayların havza çökelleriyle arasında sınır olduğu, Bornova Karmaşığı ve Neojen çökellerden yapılı Nif (Kemalpaşa) yükseltisi ile Menderes Masifi'nden yapılı Mahmut Dağı yükseltisi bulunmaktadır (Şekil 3.6).

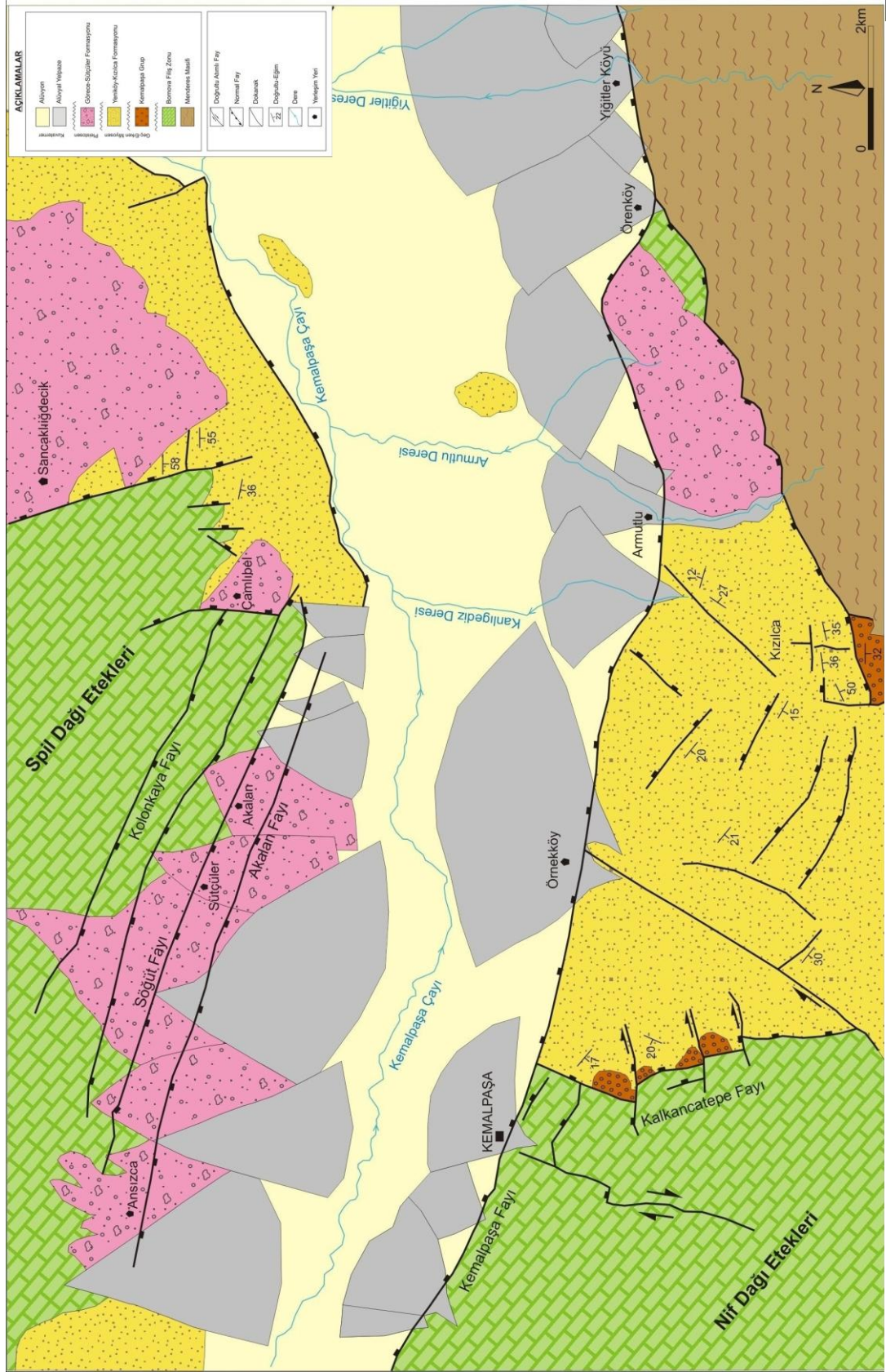


Şekil 3.6 Kemalpaşa Havzası'nı kuzeyden ve güneyden sınırlayan yükseltiler

Kemalpaşa Havzası'nı oluşturan faylar, baskın olarak havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlayan yaklaşık D-B uzanımlı yüksek açılı normal faylardır. Havzanın güney kesiminde doğrultu atımlı faylanmalar da bulunmaktadır. Kemalpaşa Havzası'nın güney sınırını Kemalpaşa Fayı oluşturur. Bu fay, Kemalpaşa ilçesi doğusunda Kalkancatepe Fayı ve Örenköy yakınlarında ise Gediz Sıyrılma Fayı ile keşir. Havzanın kuzey sınırını Spildağı Fay Zonu olarak adlandırılan dörtlü fay takımı oluşturur (Şekil 3.7 ve 3.8).



Şekil 3.7 Kemalpaşa Havzası ve çevresindeki ana tektonik yapılar, KP: Kemalpaşa Fayı, GSF: Gediz Sıyırılma Fayı, SFZ: Spil Dağı Fay Zonu, MFZ: Manisa Fay Zonu



Şekil 3.8 Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güney kenar faylarını gösteren detaylı jeolojik haritası (Sözözüler ve diğ., 2010'dan sadeleştirilerek)

Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güney sınırlarını oluşturan faylarının genel özellikleri Tablo 3.1'de sunulmuştur.

Tablo 3.1 Kemalpaşa Havzası'nı şekillendiren sınır fayların genel özellikleri

	KEMALPAŞA FAYI	SPILDAĞI FAY ZONU	GEDİZ SIYRILMA FAYI
TÜRÜ	Oblik atımlı normal fay	Oblik atımlı normal fay	Düşük açılı normal fay
UZUNLUĞU	yaklaşık 15 km.	yaklaşık 12 km	yaklaşık 150 km
UZANIMI	DKD	BKB-DGD	D-B
RAKE AÇISI	40-45° D	42-45° B	90°
TABAN BLOĞU KAYALARI	Bornova Filiş Zonu Miyosen tortulları	Bornova Filiş Zonu	Menderes Masifi kayaları
TAVAN BLOĞU KAYALARI	Kuvaterner havza çökelleri	Miyosen tortulları Kuvaterner havza çökelleri	Miyosen tortulları Kuvaterner havza çökelleri
YERİ	Kemalpaşa Havzası güney kenarı	Kemalpaşa Havzası kuzey kenarı	Gediz Grabeni batı bölümü / Kemalpaşa Havzası güney kenarı

3.2.1 Kemalpaşa Havzası Güney Kenar Fayları

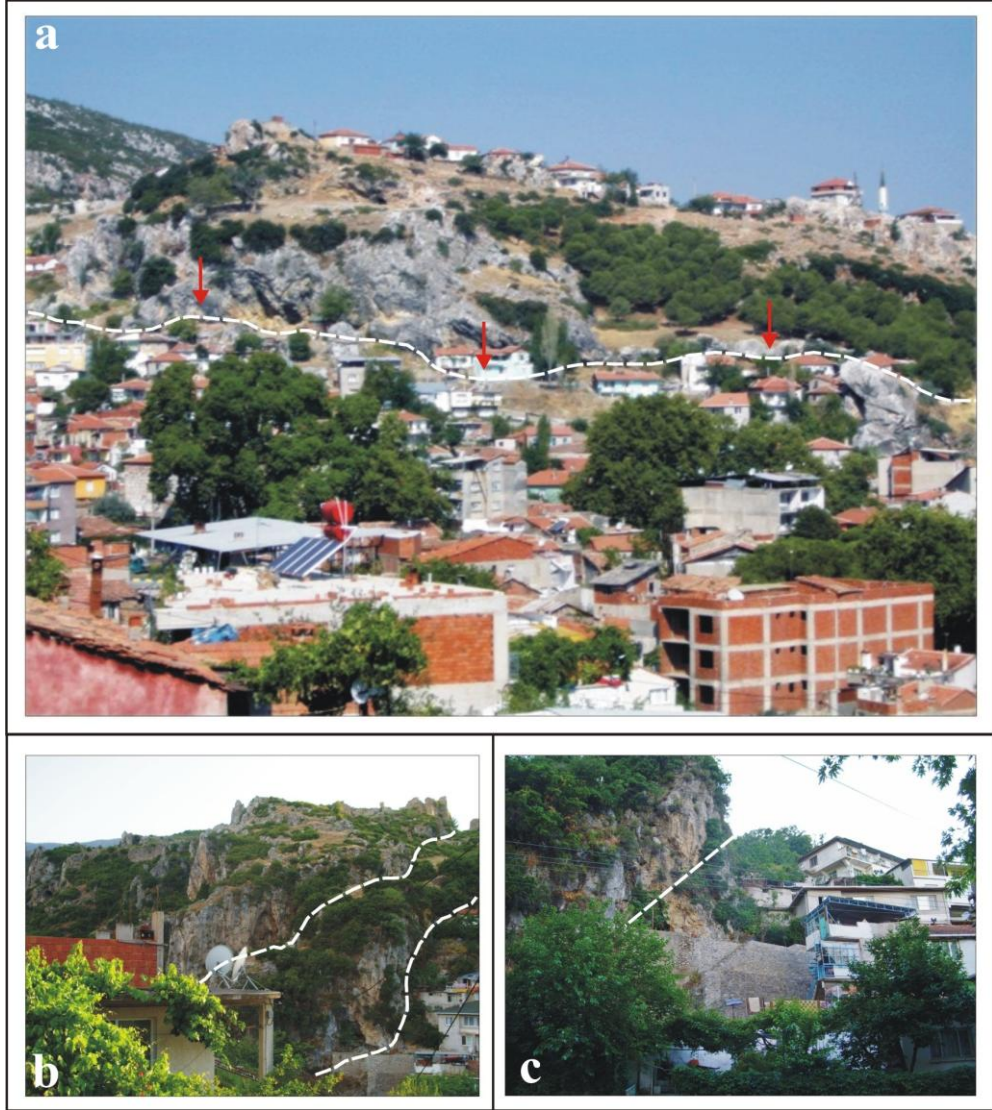
3.2.1.1 Kemalpaşa Fayı

Kemalpaşa Fayı, genel uzanımı D-B olan ve yaklaşık 150 km. uzunluğundaki normal fay sistemine bağlı olarak şekillenen Gediz Grabeni'nin güney kenarındaki ana sıyrılma fayının çatallanarak oluşturduğu kollardan biridir (Emre ve diğ., 2005).

Miyosen tabakaları ile mevcut doğrultu atımlı fayları kesen Kemalpaşa Fayı, Kemalpaşa Havzası'nın güney sınırı ile Gediz Grabeni'nin güneybatı kısmını oluşturan, yaklaşık 1 km. genişliğinde ve 15 km. uzunluğunda, DKD doğrultulu bir normal fay zonedir. Batıda Kemalpaşa ilçesi ile doğuda Örenköy yöresi arasında uzanan bu fay zonu, Örenköy yakınlarında Gediz Grabeni'nin güney kısmını oluşturan ana fay ile kesişir. Kesişen bu iki ana fay kolu, burada, önceki yıllarda yapılan çalışmalarda Turgutlu kuzeydoğusunda Gediz Grabeni güney sınırı ile Manisa Fay Zonu'nda belirlenene benzer bir aktarım rampası (relay ramp) yapısı meydana getirir (Sözbilir ve diğ., 2010).

Kemalpaşa Fayı boyunca bölgesel olarak korunmuş fay aynası gözlenir. Buralarda fay düzleminden alınan ölçümler, Kemalpaşa Fayı'nın eğimi 70K olan, küçük ölçekte sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaların da eşlik ettiği, oblik atımlı normal bir fay olduğunu gösterir (Sözbilir ve diğ., 2010).

Kemalpaşa Fay Zonu boyunca korunmuş ütü altı yapıları ve fayın düşen bloğunda gelişmiş alüvyal yelpazeler dikkat çeker. Kemalpaşa ilçesi güneyinde, Mesozoyik kireçteşları üzerinde korunmuş fay şevleri ve basamaklı morfoloji faya ait önemli belirteçlerdir (Şekil 3.9).



Şekil 3.9 Kemalpaşa Fayı'na ait korunmuş fay şevleri ve basamaklı morfolojisi (a) uzaktan görünüm, (b ve c) yakından görünüm

Doğu ucunda Gediz Grabeni güney sınırını oluşturan sıyrılma fayından ayrılıp normal bir fay şeklinde başlayan Kemalpaşa Fayı, uç kısımlarında kuzeye iç büyük bir fay olup genel doğrultusu K75B'dir. Güneydeki sıyrılma fayı önünde gelişen graben dolgusu fay boyunca kesilmiştir. Kemalpaşa Fayı, bu sıyrılma fayının tavan bloğundaki sentetik bir yapı konumundadır. Morfolojisi ve çizgisel gidişi nedeniyle, ortalama düzlem eğimi 12-15° olan sıyrılma fayına göre daha yüksek açılıdır (Emre ve diğ., 2005).

3.2.1.2 Kalkancatepe Fayı

Kalkancatepe Fayı, Nif Dağı yükseltisinin KD sınırını oluşturan ve sistematik olarak doğrultu atımlı faylar ile kesilmiş bir normal faydır (Sözbilir ve diğ., 2010). Bu fay Kemalpaşa ilçesi doğusunda Kemalpaşa Fayı ile kesilir.

Bornova Filiş Zonu'na ait kireçtaşları ile Kızılca Formasyonu'nun gölgesel karbonatları ve klastiklerini yan yana getiren bu fay, en iyi Kalkanca Tepe'nin doğusunda gözlemlenir. Bu faya ait K-G doğrultulu fay sarpıklıklarında iyi korunmuş fay çiziklerinin olduğu, 5-10 m.ye varan ondüasyonlu(dalgalı) fay düzlemi gözlenmiştir. Buralardan alınan ölçümlerle, Kalkancatepe Fayı, konumu K-G/82D ve K40B/38KD olan eğim atımlı normal fay olarak saptanmıştır. Faya ait rake değerleri ise 80K ve 84GD olarak belirlenmiştir (Sözbilir ve diğ., 2010).

3.2.1.3 Gediz Grabeni Ana Sıyrılma Fayı

Gediz Sıyrılma Fayı (GSF), Batı Anadolu'da normal faylar ve doğrultu atımlı faylar ile karşılanan tektonik deformasyonun anlaşılmasında önemli bir önem taşımaktadır. Miyosen döneminin en önemli yapısal unsurlarından biri olan bu fay, Gediz Grabeni'ni güneyden sınırlayan ve yaklaşık 150 km. kadar izlenebilen bir faydır. Taban bloğunda Menderes Masifi çekirdek kompleksini yüzeyleten bir düşük açılı normal fay olarak kabul edilmektedir (Sözbilir ve diğ., 2006).

Gediz Sıyrılma Fayı kuzeye eğimli olup genel uzanımı D-B gidişlidir. Gediz Grabeni sistemi içerisindeki kompleks ikincil yapıları oluşturan sentetik ve antitetik

yapılar, bu fayın tavan bloğu üzerinde gelişmiştir. Yiğitler Köyü batısındaki Örenköy yöresi civarında ana koldan ayrılarak oluşan Kemalpaşa kolu, fayın tavan bloğundaki sentetik yapı konumundadır. Örenköy yöresi civarında kavislenerek GB'ya dönen diğer kol, en batı ucunda sağ yönlü doğrultu atımlı bir transfer fayı olan Dağkızılca Fayı'na bağlanır. Yiğitler köyü batısında ana koldan ayrılan kol, bu bölgede kavisli bir gidiş sunar ve bu kolda Kemalpaşa Fayı dışında tavan blokta ikincil yapılar izlenmez. Bu bölgede fay düzleminin eğimi 12°-18° arasında değişirken Örenköy'den batıya doğru eğim yüksek açı kazanmaya başlar (Emre ve diğ., 2005).

Gediz Grabeni güneyinde yapılan haritalama çalışmalarında Gediz Sıyrılma Fayı'na ait fay düzlemlerinin, daha genç yüksek açılı normal fay ve doğrultu atımlı faylar ile kesilip ötelendiği belirlenmiştir (Emre, 1996). Bu veriler Gediz Sıyrılma Fayı'nın Pliyosen'den sonra aktivitesini yitirdiğini ve bölgedeki deformasyonun yüksek açılı normal faylar ve doğrultu atımlı faylar tarafından karşılandığını göstermektedir (Sözbilir ve diğ., 2006). Çalışma alanı içinde Örenköy yöresi güneyinde yüksek açılı normal fay olan Kemalpaşa Fayı tarafından kesilen bu fay, Kemalpaşa ilçesi güneyinde ise doğrultu atımlı faylar tarafından kesilerek ötelenmiştir.

Kemalpaşa Fayı ile birlikte Kemalpaşa Havzası'nın güney kenarındaki iki aktif faydan biri olan Gediz Sıyrılma Fayı, çalışma alanında Menderes Masifi kayaları ile Mahmut Dağı yükselimin oluşturan Miyosen kayaları ve Kuvaterner çökelleri yan yana getirir.

3.2.2 Kemalpaşa Havzası Kuzey Kenar Fayları

Kemalpaşa Havzası'nın kuzey kenarı Spildağı Fay Zonu ile sınırlıdır. Basamak oluşturacak şekilde gelişmiş faylar Çambel Köyü'nden Ansızca Köyü'ne kadar yaklaşık 10 km. izlenebilmektedir (Şekil 3.10). KB doğrultulu bu fay zonu 2 km. genişliğinde ve 12 km. uzunluğundadır. Spildağı yükseltisini Kemalpaşa Havzası'ndan ayıran bir zondur. Ana fay boyunca, yaşlı taban kayalarından yapıllı taban bloğu ile Kuvaterner havza dolgusu tortullardan yapıllı tavan bloğu kayaları yan yana gelir.

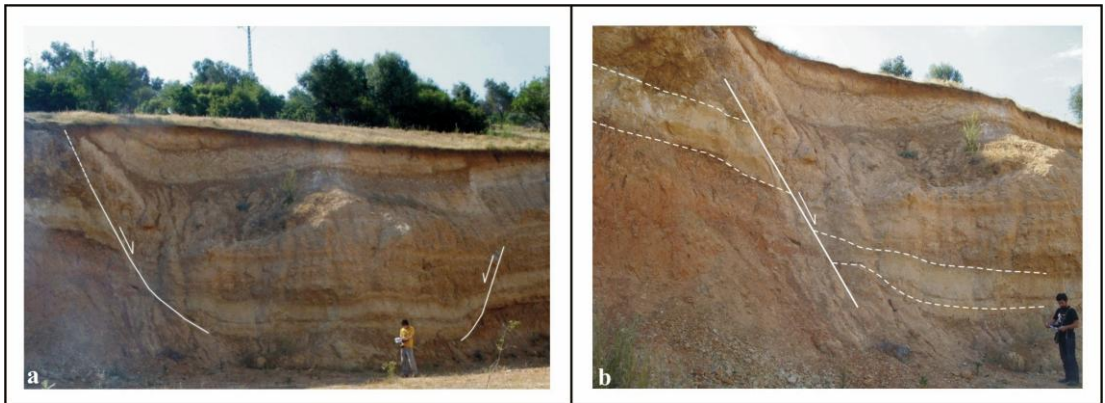
Havzayı kuzeyden sınırlayan bu fay takımı basamak benzeri bir morfoloji sunan, tipik bir normal fay örneğidir. Bu faylardan bazılarında iyi korunmuş fay aynası ve kayma çizikleri gözlemlenebilmektedir. Elde edilen veriler bu fayların, eğimleri ortalama 48 GB olan ve beraberinde küçük sol yönlü doğrultu atımlı fayların da eşlik ettiği oblik atımlı normal faylar olduğunu gösterir (Sözbilir ve diğ., 2010).



Şekil 3.10 Kemalpaşa Havzası'nı kuzeyden sınırlayan fayların uzaktan görünümü

3.2.2.1 Akalan Fayı

Spildağı Fay Zonu içerisinde en güneyde kalan Akalan Fayı, yaklaşık 12 km uzunluğunda, D-B uzanımlı bir normal faydır (Şekil 3.11).



Şekil 3.11 Akalan Fayı'nın arazi görünümü (a) uzak çekim (b) taban ve tavan bloğu yakın çekim

Akalan yerleşim yerinin hemen altından geçen bu fayın doğrultusu, Akkaya sırtına kadar K71B ve daha doğuya doğru ise K85B olarak ölçülmüştür. Fayın taban

bloğunda Bornova Karmaşığı, Söğütlü Formasyonu kayaları ve eski alüvyonlar yer alırken, tavan bloğunda genç alüvyonlar bulunmaktadır. Kemalpaşa Havzası kuzeyindeki basamaklı fay zonunun son basamağıdır.

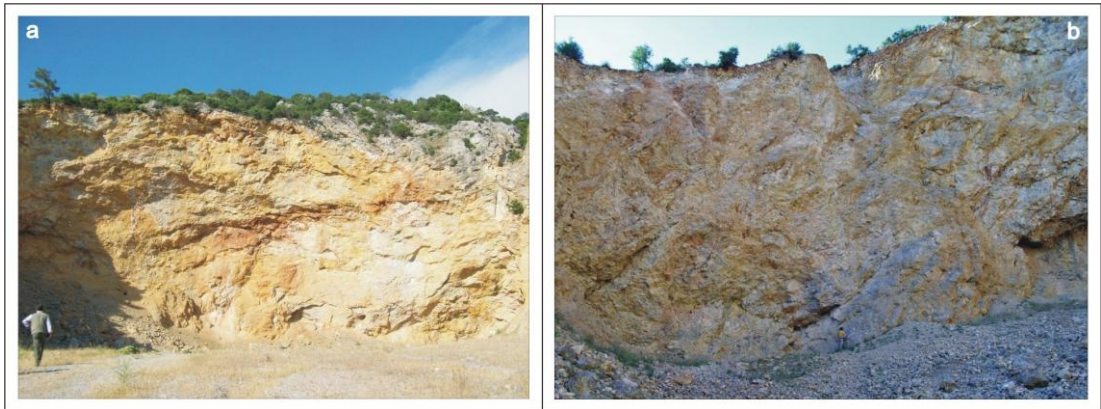
3.2.2.2 Söğüt Fayı

Söğüt Tepe'nin güneyinden geçen ve batıya doğru Yenmiş yerleşim alanının kuzeybatısına kadar uzanan, yaklaşık 7 km uzunluğunda bir normal faydır. Bu fayın doğrultusu Ada sırtına kadar K64B, Düzen sırtına kadar olan kısımda ise K18B olarak ölçülmüştür. Fayın taban bloğu Bornova Karmaşığı, Söğütlü Formasyonu ve eski alüvyonlardan, tavan bloğu ise genç alüvyonlardan oluşmaktadır.

3.2.2.3 Kolonkaya Fayı

Spildağı Fay Zonu içerisinde en kuzeyde kalan Kolonkaya Fayı, Sütçüler Köyü'nün 1,5 km. kuzeydoğusunda, Kolonkaya sırtları önünden geçen yaklaşık 5 km uzunluğunda bir normal faydır. Doğrultusu K65B olarak ölçülen fayın taban bloğunda Bornova Karmaşığı'na ait kayaçlar, tavan bloğunda ise Bornova Karmaşığı ve Sütçüler Formasyonu'na ait kayaçlar bulunmaktadır.

Kolonkaya Fayı'nın taban bloğunda D-B uzanımlı doğrultu atımlı faylanmalar ve Sütçüler yerleşim biriminin kuzeyinde boyutları 60-70 m'ye varan fay breşleri gözlemlenmektedir (Şekil 3.12).



Şekil 3.12 Kolonkaya Fayı, (a) uzaktan görünümü, (b) fay breşi

Kolonkaya Fayı düzleminde gözlemlenmiş, küçük ölçekli doğrultu atım bileşenleri de mevcuttur (şekil 3.13).



Şekil 3.13 Kolonkaya Fayı aynasındaki doğrultu atım bileşenleri, (a) uzak, (b) yakın çekim

BÖLÜM DÖRT

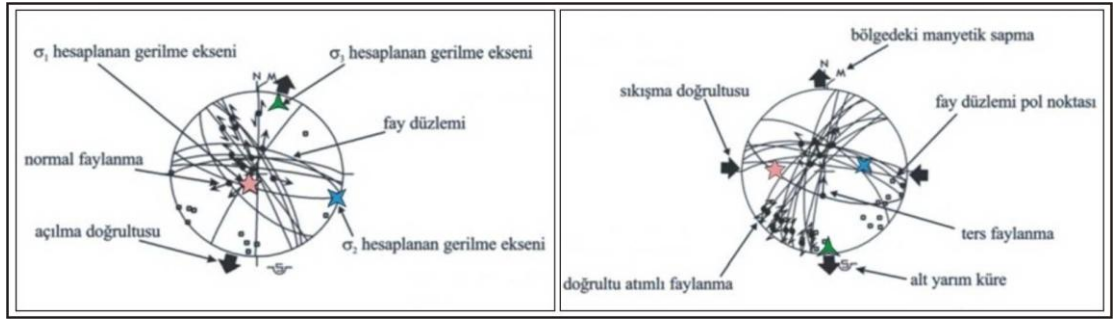
KİNEMATİK ANALİZ

Tektonik gerilmelere bağılı olarak gelişen faylarda, meydana gelen gerilimin kestirimi deformasyonun doğasının anlaşılması açısından önemlidir. Anderson (1942), fay kinematığı ile ilgili bilinen ilk çalışmaları yaptığında, homojen ve anizotropik bir ortamda fay geometrisi ile fay kinematığını karşılaştırarak, bu iki parametrenin ana gerilme yönleriyle ilişkili olduğunu belirtmiştir. Gerilim eksenlerinin yönelimi ile ilgili düzenlemeler fayın taban bloğuna göre tavan bloğunun birim vektörel hareketi göz önünde bulundurularak yapılmıştır (Wallace, 1951; Bott, 1959).

Kayaçlar ile kayaçlardaki gerilme genelde anizotropiktir ve ana gerilmenin 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 en küçük asal gerilme (σ_3) bulunur. Stres elipsoidinin şekli veya asal gerilme büyüklükleri, o alandaki deformasyonu kontrol eden faylanmanın türü, dağılımı ve hareket yönü ile ilişkilidir (Angelier, 1984). Birçok araştırmacı bu yaklaşımları geliştirerek, kaya kütlelerinde gözlenen fayların yorumlanmasında bilgisayar destekli kinematik analiz yöntemleri hazırlamışlardır.

Bu yöntemlerin geçerli olabilmesinde birkaç önemli kabul gerekmektedir. Bunlar; (1) Eğer uygulanan gerilim yeterince büyükse yeni bir fay ya da var olan bir fay düzlemi üzerinde gelişen yeni bir harekette, kaymanın en fazla makaslama gerilimi oluşturan düzlem üzerinde gerçekleştiği, (2) Faylanmanın gerçekleştiği kayacın homojen olduğu, (3) Her fay düzlemi üzerinde meydana gelen kaymanın birbirinden bağımsız olduğu ve komşu faydaki kayma doğrultularının birbirlerini etkilemediği önkoşullarıdır (Wallace, 1951; Bott, 1959; Corey, 1979; Angelier, 1984; Means, 1987). Bu koşullar sağlandığında bir tektonik faz ile ilişkili gerilme tensörü, bu faz sonucu ortaya çıkan bağımsız kayma vektörlerinin ters çözümü ile elde edilebilir.

Fay kinematiği analizi, fay düzlemi üzerinde ölçülen kayma vektörlerinin ters çözümü ile paleostres tensörünün saptanmasını temel alır. Fay düzlemi verileri kullanılarak bölgedeki yersel gerilme durumunu ortaya koyan kinematik analizde fay düzleminin doğrultusu, eğimi, rake açısı (fay düzlemi ile fay çizikleri arasındaki açı) ve fayın atım yönü arazi gözlemlerinden elde edilir. Angelier (1984) tarafından geliştirilen bir sayısal metod ile fay kinematiği analizi yapmak mümkündür. Bu method kullanılarak ana asal gerilmeler sayısal olarak hesaplanabilmektedir. Bunun dışında steografik projeksiyon üzerine girilen fay düzlemlerini, bu düzlemlere ait kutup noktalarını, ana asal gerilmeleri, bölgedeki yersel açılma ve sıkışma yönlerini grafiksel olarak da görmek mümkündür (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 Angelier ters çözüm methodunda kullanılan Schmdith projeksiyonunda yer alan semboller ve anlamlarını gösteren şema

Asal gerilmeler arasındaki büyüklük farkı, fay düzlemi üzerinde kaymayı sağlayan en önemli unsur olan makaslama gerilmesini kontrol etmektedir. Bu nedenle makaslama gerilmesinin doğrultusunun bilinmesi büyük önem taşımaktadır. Bir düzlem üzerindeki makaslama gerilmesinin doğrultusu, asal gerilmelerin büyüklükleri farkının birbirine oranı olarak tanımlanan ϕ ile temsil edilir. Bu değer 0 ile 1 aralığında değişmekte ve deformasyon elipsoidinin geometrisini göstermektedir (Angelier, 1994).

4.1 Çalışma Alanındaki Fayların Kinematik Analizi

Bu çalışmayla, bölgedeki yersel gerilme durumunu ortaya koymak üzere, önceki çalışmalarda elde edilen fay düzlemi verileri de kullanılarak Kemalpaşa Havzası'nın tektoniğinde etkili olan fayların kinematik değerlendirilmesi yapılmıştır.

Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güney kenarındaki görünür fay düzlemlerinden alınan doğrultu, eğim ve rake değerleri, bu fayların normal fay olduğunu göstermektedir (Tablo1). Havzanın kuzey ve güneyinde yer alan fayların görünür yüzeylerinden elde edilen bu verilerin kinematik analizi ise, Angelier ters çözüm methodu kullanılarak elde edilen Schmidh alt yarım küre eşit alan projeksiyonunda, fay düzlemine ait ölçümlerin değerlendirilmesiyle yapılmıştır (Şekil 4.2).

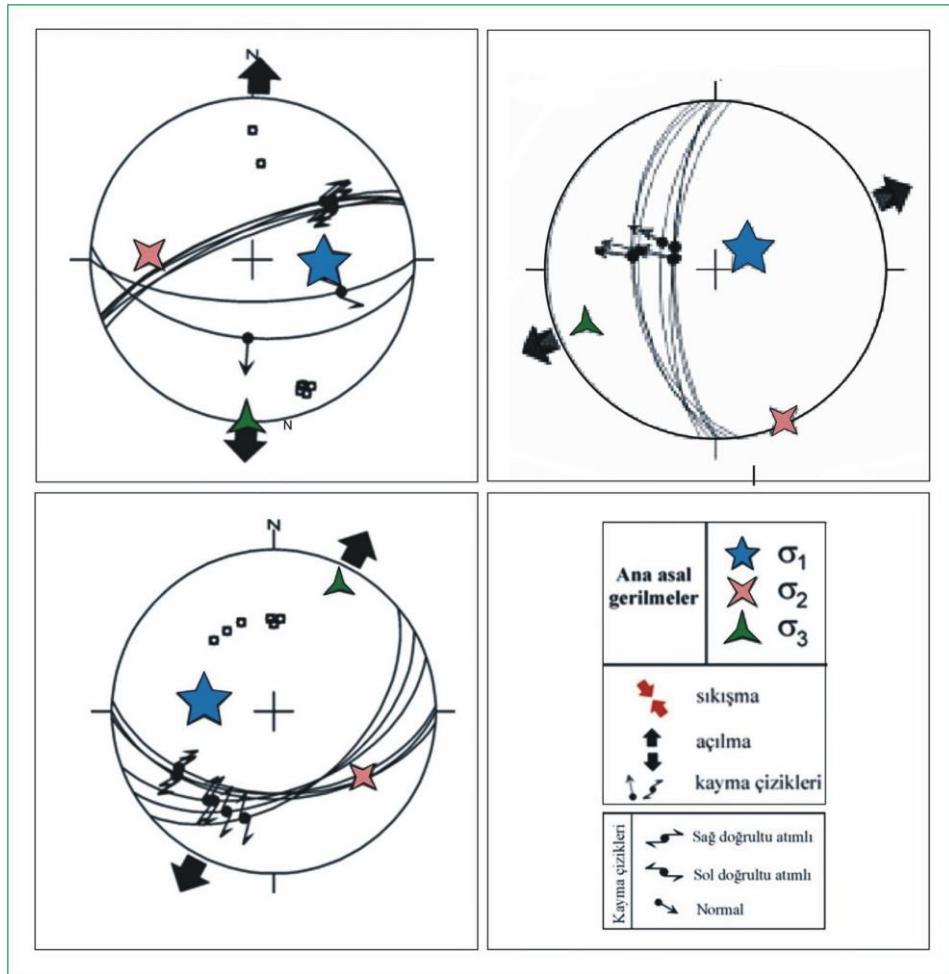
Tablo 4.1 Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güneyindeki sınır faylarından alınan ölçümler

Fayın adı	Ölçüm numarası	Doğrultu (D)	Eğim	Rake açısı	Fayın türü
Kemalpaşa Fayı	1	065	75K	40D	Oblik normal fay
	2	068	78K	42D	Oblik normal fay
	3	275	50G	89D	Normal fay
	4	090	69G	45D	Oblik normal fay
	5	070	75K	42D	Oblik normal fay
	6	068	72K	45D	Oblik normal fay
	7	069	72K	41D	Oblik normal fay
Spildağı Fay Zonu	1	270	45G	43B	Oblik normal fay
	2	274	48G	46B	Oblik normal fay
	3	250	49G	48B	Oblik normal fay
	4	230	48G	46B	Oblik normal fay
	5	268	48G	42B	Oblik normal fay
	6	250	49G	45B	Oblik normal fay
	7	240	48G	46B	Oblik normal fay

Kemalpaşa Havzası'nın güney kenar fayını oluşturan Kemalpaşa Fayı'na ait korunmuş fay düzlemlerinden alınan ölçümlerde, fayın eğimi 75° ve rake değeri ise $40-45^\circ$ olarak ölçülmüştür. Bu değerler Kemalpaşa Fayı'nın oblik(verev) atımlı normal fay olduğunu göstermektedir. Fay düzlemi verilerinin paleostres analiz sonuçlarına göre, en büyük asal gerilmenin (σ_1) yönlem ve dalımı $092^\circ/54^\circ$, ortanca gerilmenin (σ_2) yönlem ve dalımı $272^\circ/36^\circ$ ve en küçük asal gerilmenin (σ_3) ise $182^\circ/00$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.2a). Elde edilen veriler K-G doğrultulu çekme kuvvetlerinin varlığını belirtmektedir (Sözbilir ve diğ., 2010).

Kemalpaşa Havzası'nın güneyindeki bir diğer fay olan Kalkancatepe Fayı normal fay niteliğindedir. Fay düzlemi ölçümlerinin kinematik değerlendirmesi sonucunda bu fay için en büyük asal gerilme (σ_1) değeri $291^\circ/74^\circ$, ortanca gerilme (σ_2) değeri $186^\circ/04^\circ$ ve en küçük asal gerilme (σ_3) değeri de $095^\circ/16^\circ$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.2b). Elde edilen veriler bölgede KD-GB çekme kuvvetlerinin etkinliğini gösterir (Sözbilir ve diğ., 2010).

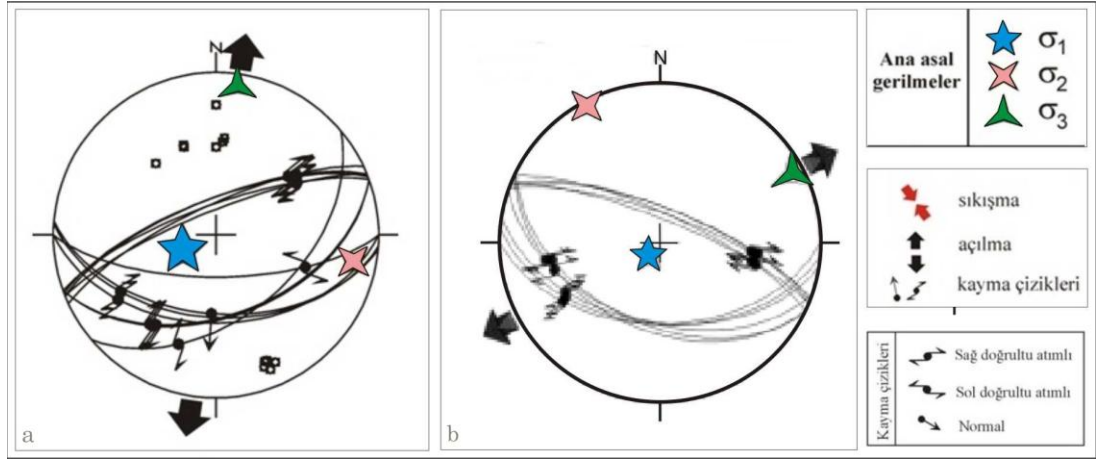
Kemalpaşa Havzası'nı kuzeyden sınırlayan faylar üzerinde yapılan incelemeler sonucu, fay düzlemi verileri kullanılarak en büyük asal gerilmenin (σ_1) yönlem ve dalımı $278^\circ/54^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Diğer ana gerilme eksenleri (σ_2) ve (σ_3)'ün konumları ise sırasıyla $126^\circ/32^\circ$ ve $027^\circ/14^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.2c). Bu veriler ışığında Kemalpaşa Havzası'nı kuzeyden sınırlayan normal fayların KD-GB yönlü çekme kuvvetlerinin etkisinde oluştuğu söylenebilir (Sözbilir ve diğ., 2010).



Şekil 4.2 Kemalpaşa Havzası kuzeyindeki ve güneyindeki faylara ait kayma düzlemi verilerinin Schmidth alt yarım küre ağı üzerindeki stereografik çizimleri, (a) Kemalpaşa Fayı'na ait projeksiyon görüntüsü, (b) Kalkancatepe Fayı'na ait projeksiyon görüntüsü, (c) Spildağı Fay Zonu'na ait projeksiyon görüntüsü

Kemalpaşa Havzası'nı kuzeyden ve güneyden sınırlayan faylar birlikte değerlendirildiğinde, havzanın KKD-GGB doğrultulu çekme ve BKB-DGD doğrultulu sıkışma kuvvetleri etkisi altında olduğu söylenebilir (Şekil 4.3.a). Bunu

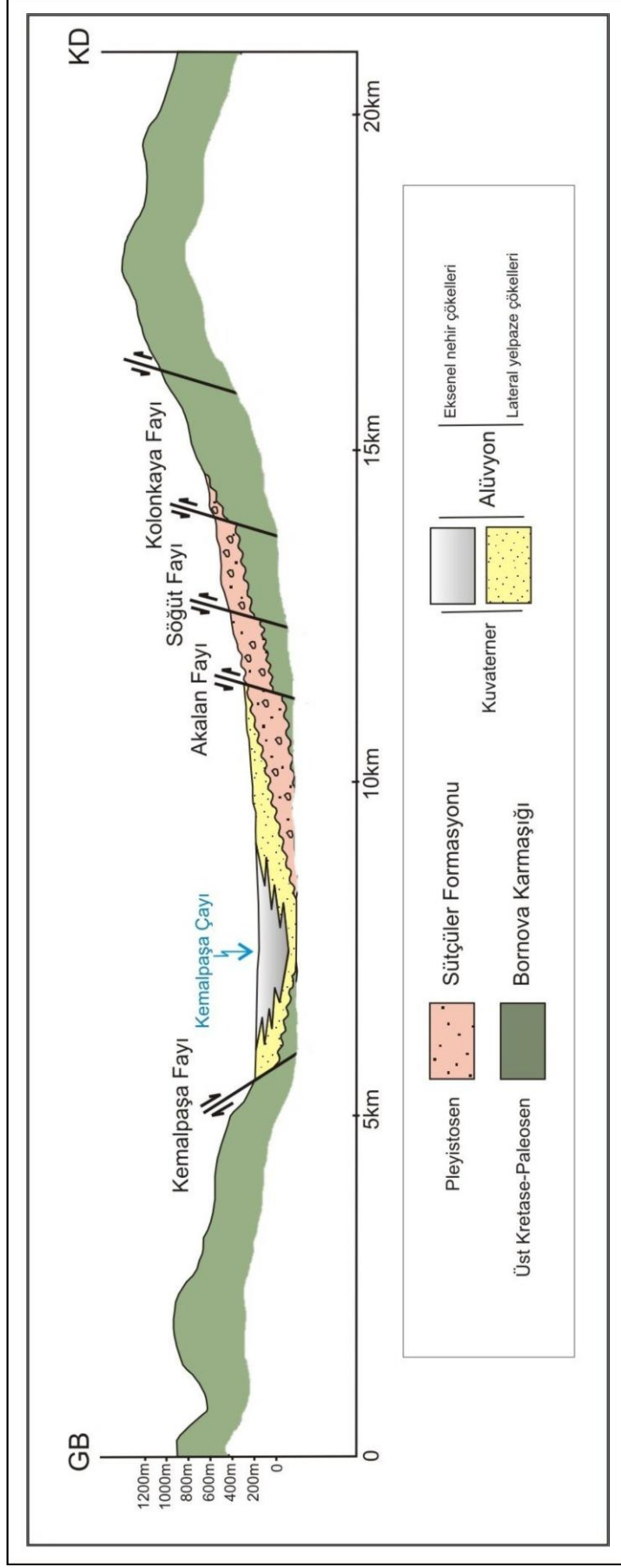
oluşturan ana gerilme eksenleri σ_1 , σ_2 ve σ_3 sırasıyla $247^\circ/72^\circ$, $101^\circ/15^\circ$, $008^\circ/10^\circ$ 'dir. Sözbilir ve diğ. (2010), yaptıkları bir diğer çalışmada ise Kemalpaşa Havzası'nı kuzeyden ve güneyden sınırlayan faylara ait farklı noktalardan alınmış verileri birleştirmiş, en büyük asal gerilme (σ_1) değerini $222^\circ/82^\circ$, ortanca gerilme (σ_2) değerini $332^\circ/03^\circ$ ve en küçük asal gerilme (σ_3) değerini $062^\circ/08^\circ$ olarak hesaplamışlardır (Şekil 4.3.b).



Şekil 4.3 Kemalpaşa Havzası'nı kuzeyden ve güneyden sınırlayan fayların birleştirilmesiyle elde edilmiş Schmidth alt yarımküre eşit alan projeksiyonları

Kemalpaşa Fayı'ndan elde edilen analiz sonuçları yersel gerilme tensörünün K-G yönlü açılma kuvvetleriyle ilişkili olduğunu göstermektedir. Spildağı Fay Zonu'ndan elde edilen veriler KD-GB yönlü açılma kuvvetlerine işaret eder. Havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlayan faylar birlikte değerlendirildiğinde, havzanın oluşumunda KKD-GGB yönlü açılma kuvvetlerinin etkili olduğu sonucuna ulaşılır.

Kemalpaşa Havzası, oluşumu sırasında fay zonu boyunca gözlenen KD doğrultulu küçük ölçekli doğrultu atımlı faylar ile D-B doğrultulu normal faylar birlikte işlemiştir (Sözbilir ve diğ., 2005). Havza tüm bu özellikleriyle her iki kenarı faylı, tipik asimetrik graben yapısı sunmaktadır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 Kemalpaşa Havzası'nı oluşturan fayları gösteren genelleştirilmiş emine jeolojik kesit (Sözbilir ve diğ., 2010'dan sadeleştirilerek)

BÖLÜM BEŞ

JEOMORFOLOJİ

Aktif fayların denetlediği havzalarda tektonik aktivitenin drenaj sistemleri üzerine etkileri, jeomorfolojik yapılar ve jeomorfolojik indislerle yapılan analizlerle açıklanabilmektedir.

5.1 Jeomorfolojik Yapılar

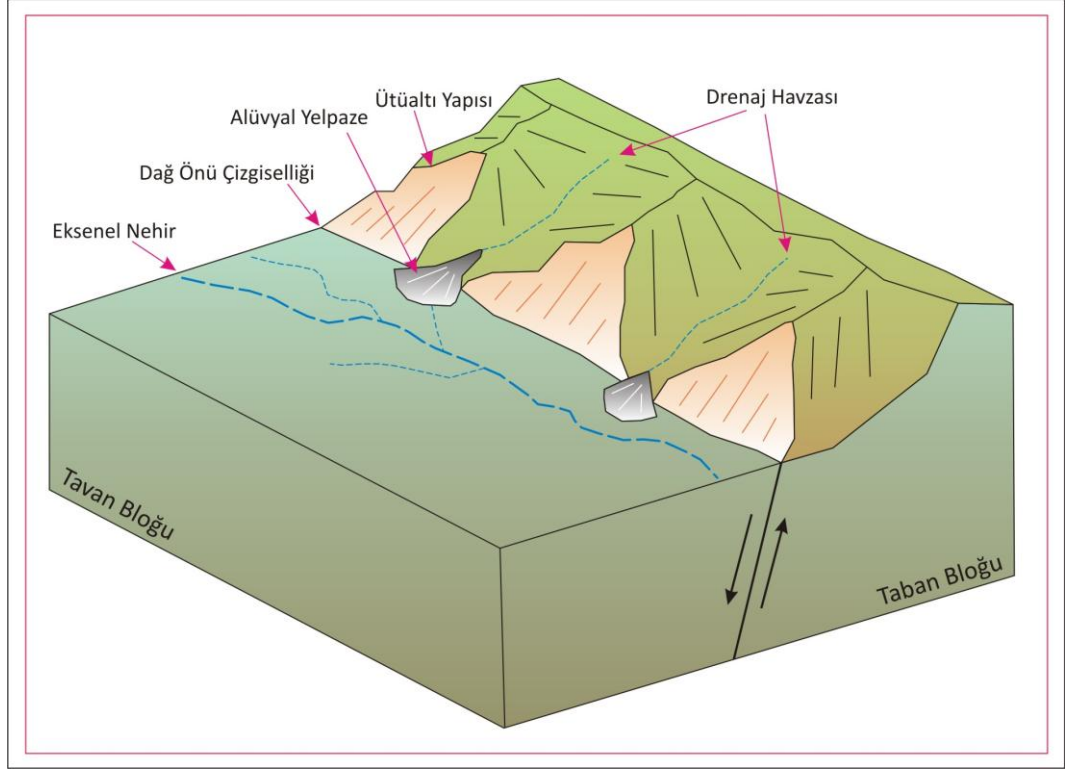
Bir bölgede aktif tektonik çalışması yapılırken, jeolojik çalışmalara ek olarak jeomorfolojik yapılara da bakılır. Jeomorfolojik yapılar herhangi bir jeolojik çalışma öncesinde topografik harita üzerinde saptanabilen önemli verilerdendir.

Havza tektoniğiyle ilgili çalışmalarda, hakkında bilgi edinilen jeomorfolojik yapılar jeolojik ve topoğrafik haritalar, hava ve uydu fotoğraflarıyla arazi verilerinin korrole edilmesiyle netleştirilir.

Jeomorfolojik yapılar, jeolojik öğelerin güncel topoğrafya ile olan ilişkilerinin belirlenmesi açısından önemlidir.

Bir bölgede gelişen ve özellikle normal fay niteliğindeki olan fayların belirlenmesinde kullanılan jeomorfolojik yapılar;

- ✓ Drenaj havzası
- ✓ Ütüaltı yapısı (fay sarplığı)
- ✓ Alüvyal yelpaze (birikinti konisi)
- ✓ Eksenel nehir
- ✓ Dağ önu çizgiselliği olarak sıralanabilir (Şekil 5.1).



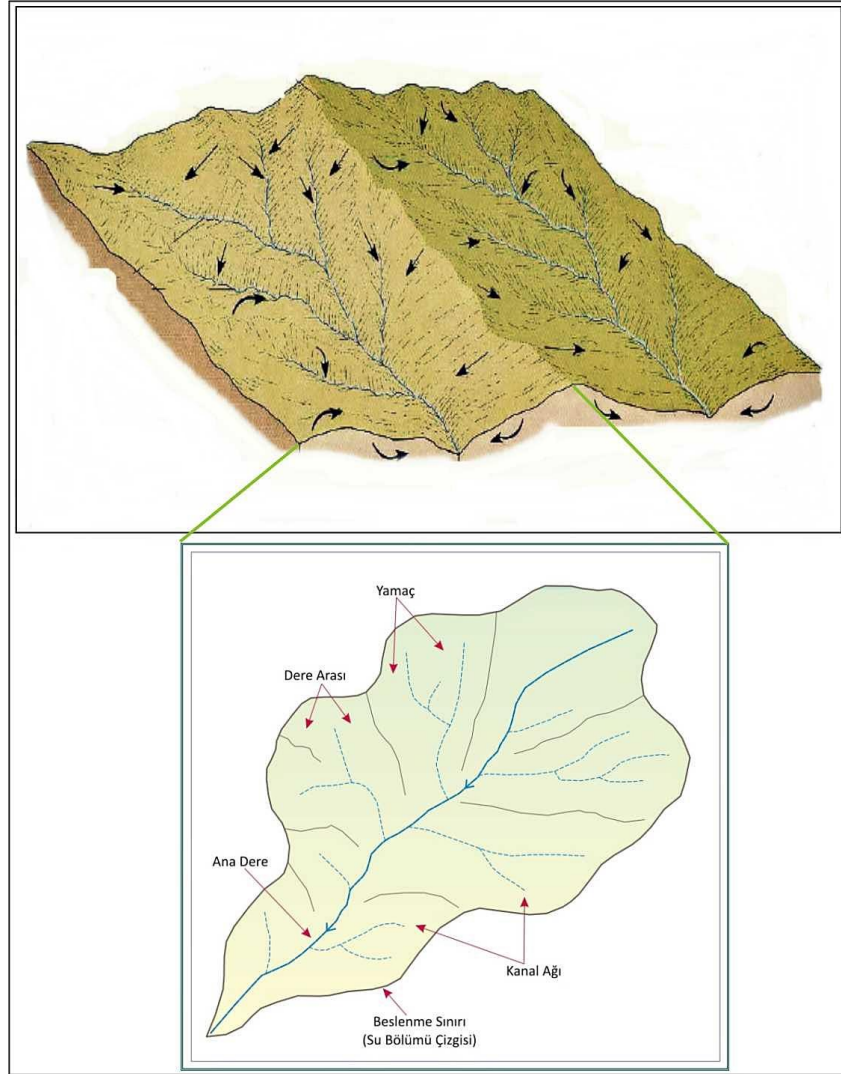
Şekil 5.1 Drenaj sistemlerinde görülebilecek jeomorfolojik yapılar

5.1.1 Drenaj Havzası

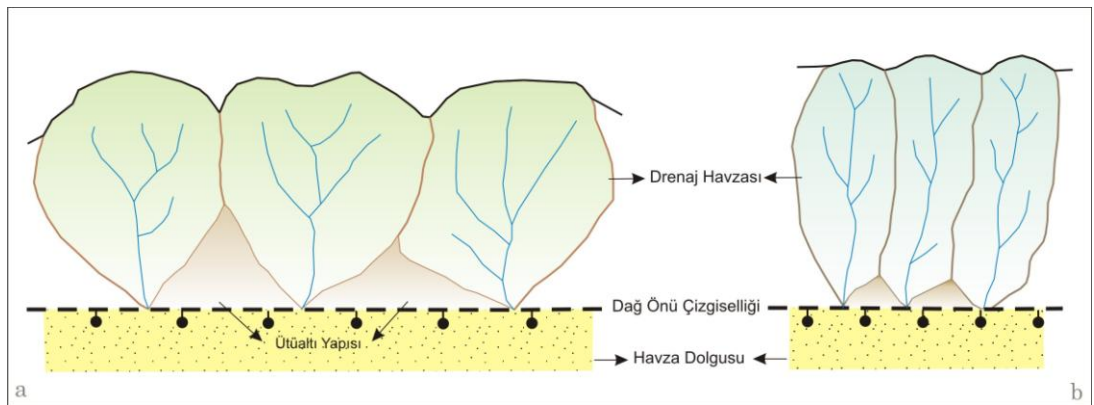
Akarsuların akış şekillerine göre sırtlardan geçirilerek çizilen alan, akarsu şebekesi “*drenaj havzası*” olarak adlandırılır (Şekil 5.2). Flüvyal morfolojinin temel birimi olan drenaj havzaları, bir akarsu ağının beslendiği alandır.

Bir drenaj havzası diğerlerinden su bölümü çizgisi ile ayrılır. Su bölümü çizgileri topografik çizgilerle çakışır ve derenin çıkış noktasından başlayarak topografyanın en yüksek noktalarından geçer.

Geometrik yapılarına bakılarak yapılan sınıflandırmaya göre drenaj havzaları, uzunlamasına drenaj havzaları ve dairesel drenaj havzaları olmak üzere iki gruba ayrılır. Uzunlamasına drenaj havzaları hızlı deformasyonu, dairesel olanlar ise yavaş deformasyonu gösterir (Şekil 5.3).



Şekil 5.2 Bir drenaj ağındaki yapılar (Burbank ve Anderson, 2001)

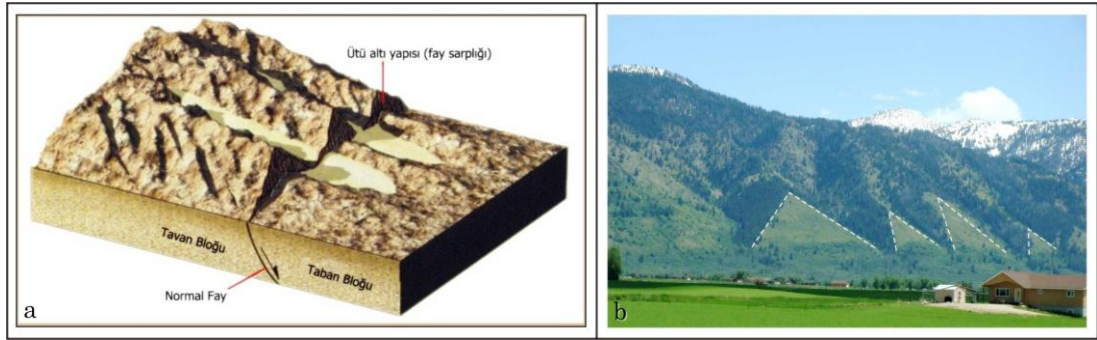


Şekil 5.3 Drenaj havzaları, (a) dairesel, (b) uzunlamasına drenaj havzası (Burbank ve Anderson, 2000'den sadeleştirilerek)

5.1.2 Ütüaltı Yapısı (Fay Sarplığı)

Faylı sahada fay dikliğinin gelişmesini takiben, fayın normal, ters ya da düşey oluşuna göre fay yüzeyi, yatağını derinleştiren akarsuların etkisiyle parçalanarak üçgen şekilli yüzeylere dönüşür. Oluşan bu yapılar “*ütüaltı yapısı*” olarak adlandırılır (Şekil 5.4).

Ütüaltı geometrisinde akarsuyun akış hızı etkilidir. Ütüaltı yapıları dairesel drenaj havzalarında uzun tabanlı üçgen, uzunlamasına drenaj havzalarında ise kısa tabanlı üçgen şeklindedir (Mayer, 1986; Douglas ve Anderson, 2001).

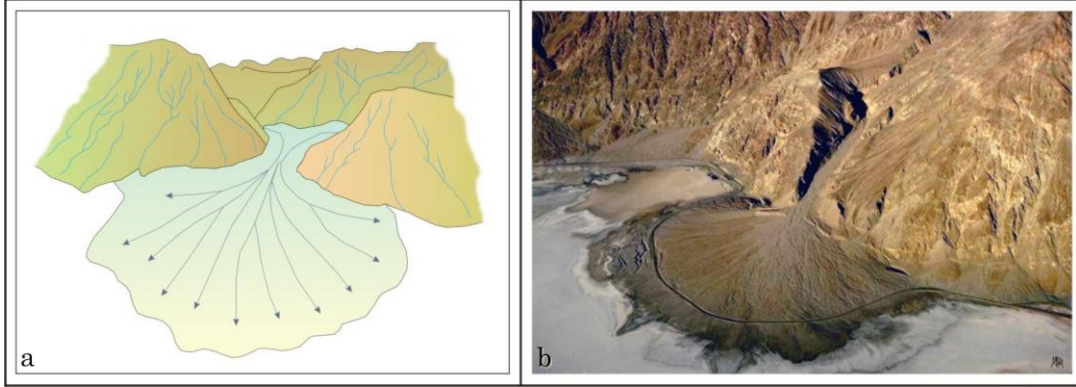


Şekil 5.4 Fay sarplığı, (a) şematik görüntü, (b) arazi görüntüsü (Cokeville, ABD)

5.1.3 Alüvyon Yelpazesi (Birikinti Konisi)

Döküntü yüklü bir akarsu, dik eğimli bir yamaçtan ovaya (havzaya) doğru ulaştığında, eğimin azaldığı ve buna bağlı olarak akarsuyun taşıma gücünün zayıfladığı gözlenir. Eğimin fazla olması nedeniyle sürüklenen yükün büyük bir kısmı eğim kırığının bulunduğu yerde kalır. Bu şekilde oluşmuş, tepesi eğim kırığının başladığı yerde olan ve aşağı doğru genişleyen yarım koni şekilli birikime “*alüvyal yelpaze*” veya “*birikinti konisi*” adı verilmektedir (Şekil 5.5).

Yelpazenin üst kesimlerinde kaba taneler, alt kesimlerinde ise ince taneler birikir. Bir alüvyon yelpazesi, aktif faylanmanın olmadığı yerlerde, yatay yönde ileriye doğru büyüme gösterirken, aktif faylanmanın olduğu yerlerde, faylanma ile oluşan boşlukların tortularla dolması nedeniyle düşey yönde bir büyüme gösterir.



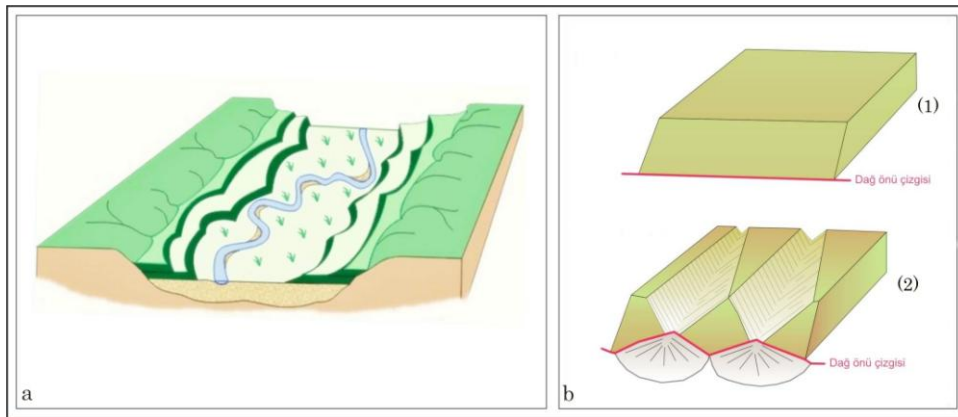
Şekil 5.5 Alüvyon yelpazesi, (a) şematik görüntü, (b) arazi görüntüsü (Badwater, Death Valley, CA)

5.1.4 Eksenel Nehir

Horst-graben tipi çöküntü havzalarında, havzayı oluşturan faylara paralel olarak uzanan nehre “*eksenel nehir*” adı verilir (Şekil 5.6.a). Eksenel nehrin, dağ önü çizgisine göre konumu, fayın aktif ya da pasif olduğunun bir göstergesidir.

5.1.5 Dağ Önü Çizgiselliği

Dağ önü çizgiselliği, dağlık alanlardaki drenaj ağlarının, havzaya bağlantısının olduğu yerde bir çizgisellik göstermesidir. Bu çizgiselliği dağın eteğinden geçen bir fay oluşturur. Çizgisel dağ önü şekli, hızlı tavan bloğu çökmesinin, girintili çıkıntılı dağ önü şekli ise yavaş tavan bloğu çökmesinin bir ürünüdür (Şekil 5.6.b). Dağ önü çizgiselliğinin eksenel nehre yakın olması hızlı deformasyonu, uzak olması ise yavaş deformasyonu belirtir.



Şekil 5.6 (a) Şematize edilmiş eksenel nehir görüntüsü, (b) şematize edilmiş dağ önü çizgiselliği görüntüsü, (1) hızlı çökme (2) yavaş çökme

5.2 Jeomorfolojik İndisler

Aktif faylarla kontrol edilen drenaj havzalarında, tektonik aktivitenin drenaj sistemleri üzerine etkileri jeomorfolojik indisler, yapılan modellemeler ve morfometrik yaklaşımlar kullanılarak açıklanabilir. Morfometrik analizlerin amacı, bir bölgenin morfolojik şekillenmesinde etkili olan aşınma ve tektonik düzenlemenin etki derecesini sayısal olarak ortaya koymaktır (Tüysüz, 2002).

Morfometri yardımıyla elde edilen veriler, çalışılan alanın gerek drenaj evrimi gerekse bu evrim üzerindeki yapısal-litolojik kontrolün derecesi, dağılımı ve karakteri hakkında bilgi edinilmesini sağlar (Keller ve Pinter, 1996).

Yer şekillerinin boyutu, yüksekliği, eğimi ve bunların değişimi morfometrik analizlerin verilerini oluşturur. Drenaj havzalarının boyut, yükselti, eğim gibi sayısallaştırılabilir topografik özelliklerinden yararlanılarak uygulanan bu yöntemde, 1/25.000 ölçekli topografya haritaları temel alınarak sayısallaştırma işlemi yapıldıktan sonra elde edilen sayısal veriler indis formüllerinde yerine konmaktadır (Keller ve Pinter, 1996).

Bir bölgenin jeomorfolojik gelişimi litoloji, tektonik ve iklim denetiminde gelişir. Jeomorfolojik indisler hesaplanırken bu faktörlerden hangisinin etkili olduğu dikkate alınmalıdır.

Morfolojik analizlerde kullanılan beş farklı indis vardır. Bunlar : (1) Hipsometrik eğri/Hipsometrik integral, (2) Drenaj havzası asimetrisi, (3) Dere boy-gradyan indisi, (4) Dağ cephesi sinüslük oranı, (5) Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı şeklinde sıralanabilir.

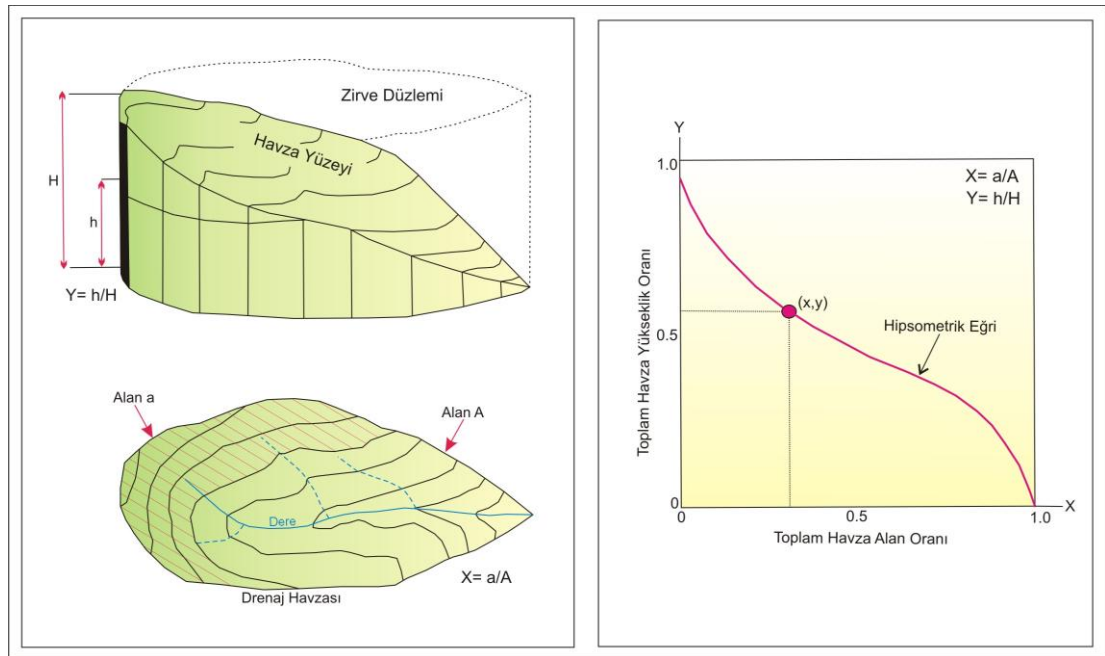
5.2.1 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral

Hipsometrik eğri, değişik ölçekteki drenaj alanlarının bölge, kuşak ve kıta ölçeğine kadar yükseklik/alan dağılımını tanımlar (Strahler, 1952).

Hipsometrik eğri, bir havza içinden geçen h yüksekliğine ait bir eşyüksekti eğrisinin üzerinde kalan alanın, tüm drenaj havzasının alanına oranı (a/A) ve eşyüksekti eğrisinin değeri ile havzanın en yüksek kotu oranının (h/H) karşılaştırılmasıyla elde edilir (Strahler, 1952; Keller ve Pinter, 2002). Yani toplam havza yükseklik oranının (rölatif yükseklik), toplam havza alanına (rölatif alan) izdüşümü ile hipsometrik eğri ortaya çıkartılır (Şekil 5.7). Rölatif alan (a/A) havzanın en yüksek kesiminde ($h/H=1$) 0 iken, havzanın en alçak noktasında ($h/H=0$) 1 değerine ulaşır.

Hipsometrik eğriler, alan ve yükseklik, toplam alan ve toplam yüksekliğin bir fonksiyonu olarak hesaplandığı için havzanın boyutu ve yüksekliğinden bağımsızdır. Bu nedenle farklı boyuttaki havzalar, hipsometrik eğriler kullanılarak kıyaslanabilir. Hipsometrik eğri oluşturulmasında harita ölçeğinin etkisi yoktur.

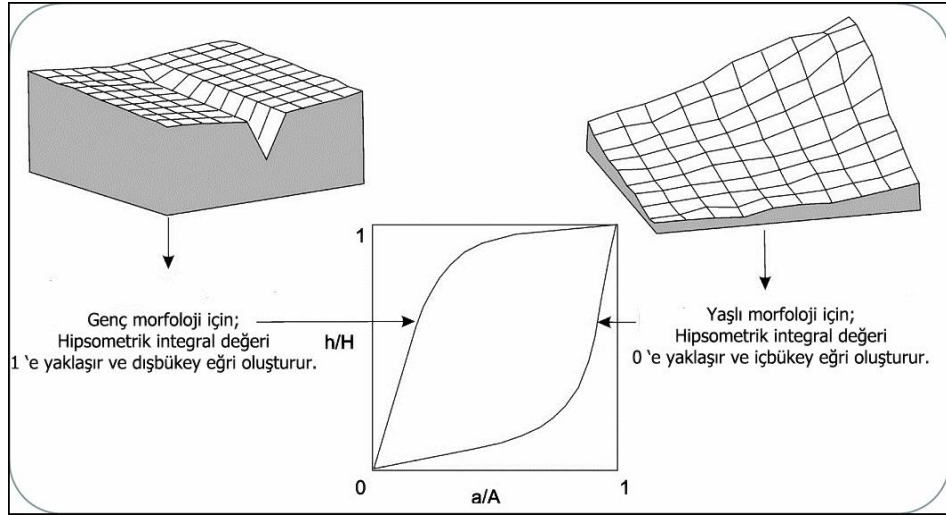
Daha çok dayanımlı kayalar üzerinde akan dereler, ani litolojik değişimler, morfolojik ötelenmeler ve kapmalar hipsometrik eğriler üzerinde anomaliler olarak kendini gösterir (Hurtez ve diğ., 1999; Chen ve diğ., 2003).



Şekil 5.7 Hipsometrik eğrinin elde edilmesinde kullanılan parametreler; A- havzadaki her iki eşyüksekti eğrisi arasındaki alanların toplamı, a- havaza içerisinde verilen bir h yüksekliği üzerindeki alanların toplamı (Strahler, 1952; Mayer, 1986; Keller ve Pinter, 1996'dan sadeleştirilerek)

Hipsometrik eğrinin altında kalan alana “*hipsometrik integral*” denir (Strahler, 1952; Keller ve Pinter, 1996). Hipsometrik integral havza yükseklik değişiminin ortalama değere göre konumunu belirler.

Strahler (1952), hipsometrinin genellikle jeomorfolojik gelişim evrelerinin belirlenmesinde kullanıldığını belirtir. Hipsometrik integral değeri yüksek ise topografya ortalamaya göre yüksek demektir. Örneğin derin vadilerle biçilmiş (genç) düz bir yükselim bu tür bir hipsometrik integral değeri verir. Orta ya da düşük hipsometrik integral değeri ise daha olgun (yaşlı) drenaj havzalarını karakterize eder (Şekil 5.8). Hipsometrik integral değeri (eşitlik 1,0) 1-0,5-0 aralığında sırasıyla genç- denge-olgun aşamalarını belirtir (Keller ve Pinter, 1996).



Şekil 5.8 Hipsometrik eğri ve integralin yaş ile ilişkisi (Singh, 2008'den)

5.2.2. Drenaj Havzası Simetrisi

5.2.2.1 Asimetri Faktörü

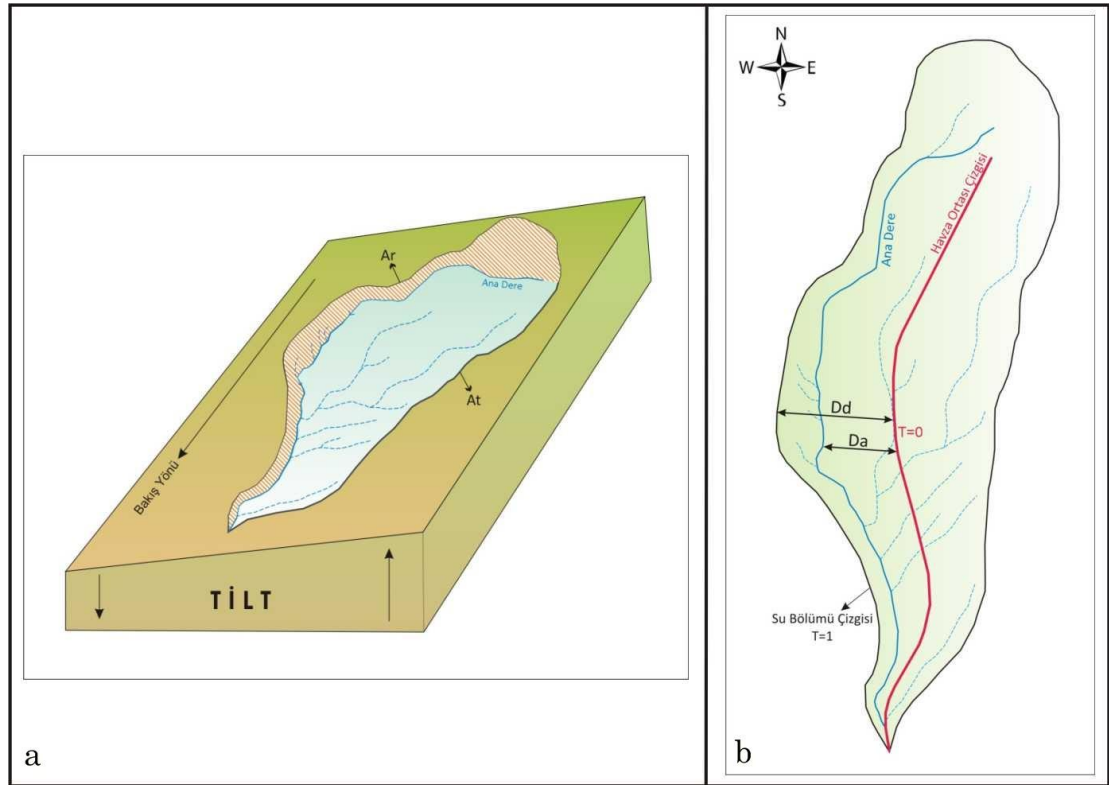
Aktif tektonik deformasyonu etkisiyle gelişen drenaj ağlarının kendilerine özgü geometrileri ve modelleri vardır. Drenaj havzası ölçeğinde veya daha geniş alanlarda tektonik eğimlenmeyi anlamak için asimetri faktörü kavramı geliştirilmiştir (Keller ve Pinter, 1996). Bu indis havza gelişimi üzerinde tektonik kontrolün tanımlanmasında sıklıkla kullanılmaktadır (Hare ve Gardner, 1985; Cox, 1994).

Asimetri faktörü, $AF=100.(A_r / A_t)$ formülü ile hesaplanır. A_r havzanın sağındaki alanı, A_t ise drenaj havzasının toplam alanını gösterir. Duraylı bir ortamda başlayan ve devam eden akış için AF değeri 50'dir. Bu değerden daha az veya daha fazla AF değeri, drenaj havzasındaki eğimlenmeye (tilting) işaret eder (Şekil 5.9.a)

5.2.2.2 Transvers Topografik Simetri Faktörü

Transvers topografik simetri faktörü $T=D_a / D_d$ formülüyle hesaplanır. D_a havza ortası ile aktif ana dere arasındaki uzaklığı, D_d ise havza ortasından su bölümü çizgisine kadar olan uzaklığı belirtir (Şekil 5.9.b).

Tam simetrik bir havza için T değeri 1 olacaktır. Drenaj havzası içerisinde asimetri arttıkça T değeri de artar (Keller ve Pinter, 1996). T değeri vadinin farklı segmentleri için hesaplanır. T değeri derelerin havza eksenine dik yönde göçmesini gösterir.

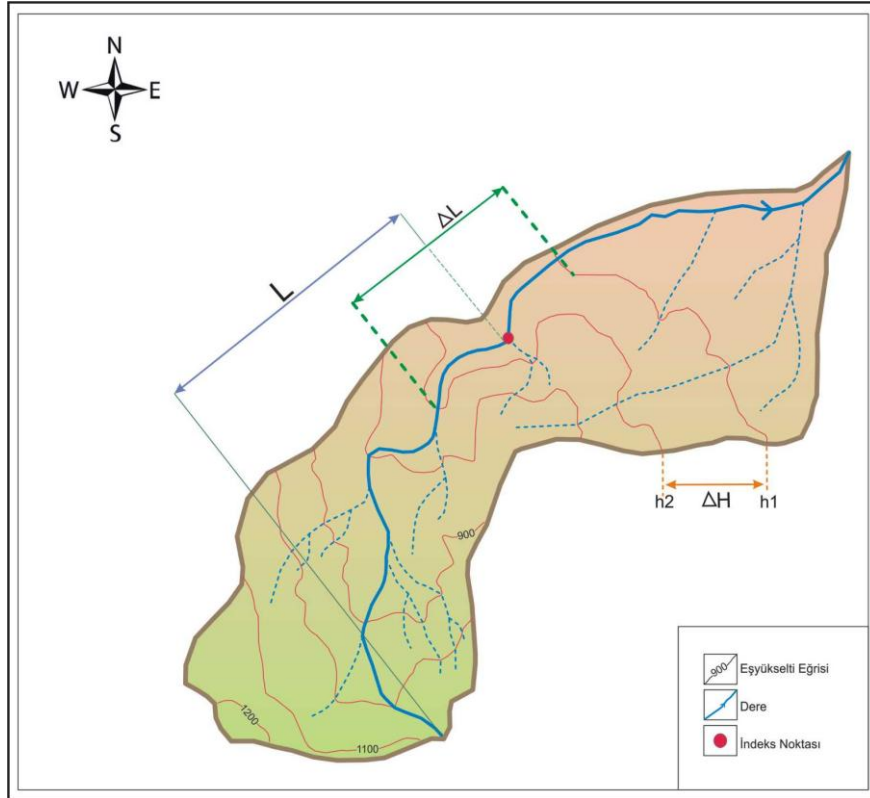


Şekil 5.9 Drenaj havzası asimetrisinde kullanılan parametreler, (a) asimetri faktörü, (b) transvers topografik simetri faktörü

5.2.3 Dere Boy-Gradyan İndisi

Vadi kanalı boyunca olası tektonik aktivite, kaya direnci ve topografya arasındaki ilişkilerin değerlendirilmesi amacıyla dere boy-gradyan indisi kullanılmaktadır (Hack, 1973; Keller ve Pinter, 2002). Akarsu gücü ile ilişkili olan dere boy-gradyan indisi, akarsuyun belli bir kolundaki toplam akarsu gücü, akarsuyun aşındırma ve çökelleri taşıma kapasitesini işaret eden önemli hidrolik bir değişkendir. Bu değişken akarsuyun eğimi ve su yüzeyinin eğimi ile belirlenir (Tüysüz, 2002).

Dere boy-gradyan indisi $SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$ bağıntısıyla hesaplanır (Hack, 1973; Keller ve Pinter, 2002). ΔH kolun yükseklik değişimini, ΔL kolun uzunluğunu ve L ise indeksin hesaplandığı yerden vadinin en yüksek noktasına kadar olan mesafeyi ifade eder (Şekil 5.10). SL indisi bir akarsu profili boyunca sabit bir yükseklik değişimi için gereken uzaklığa bağlı olarak hesaplanır. Akarsuyun gücünü yansıtan bir değerdir ve bu değer Akarsuyun yatağını kazması ve sediman taşıması anlamında önemlidir.



Şekil 5.10 Dere boy-gradyan indisi parametreleri (Keller ve Pinter, 2002'den)

SL indisi aynı zamanda profil boyunca ani değişimlere karşı da hassastır ve bu hassasiyet bölge morfolojisinin gelişiminde yapısal ve litolojik kontrolün etkisinin belirlenmesine yardımcı olur. SL indisi kanal eğimine son derece duyarlıdır. Bu nedenle SL indisi kullanılarak tektonik aktivite, kaya dayanımı ve topografya hakkında veriler elde edilebilir (Tüysüz, 2002).

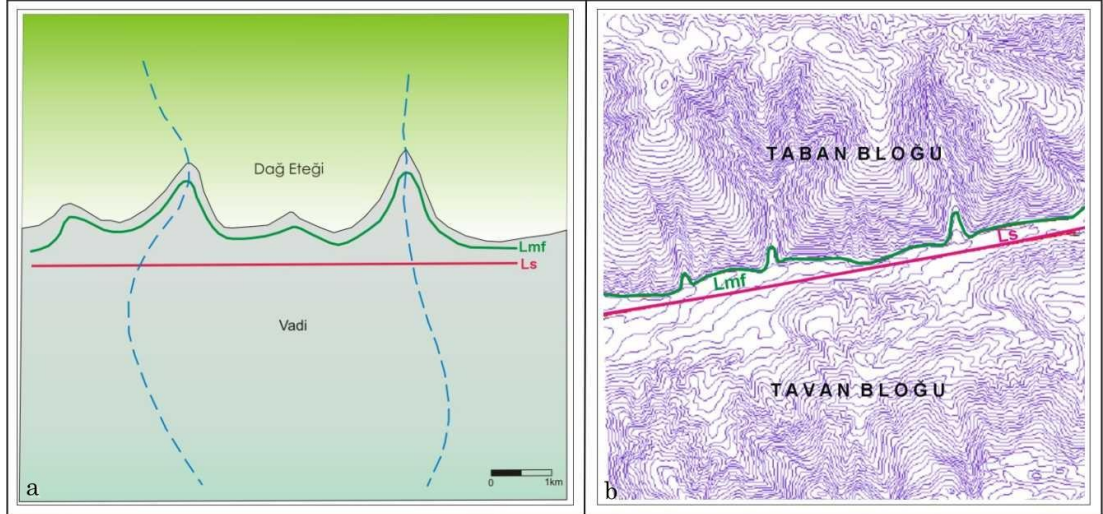
SL değerindeki ani yükselmeler, tektonik bir yükselmeyi veya ani litolojik değişimi işaret ederken, çok düşük değerdeki SL değerleri ise saf doğrudan atımlı bir tektonik değişimin işareti olabilir (Tüysüz, 2002).

5.2.4 Dağ Cephesi Sinüslük Oranı

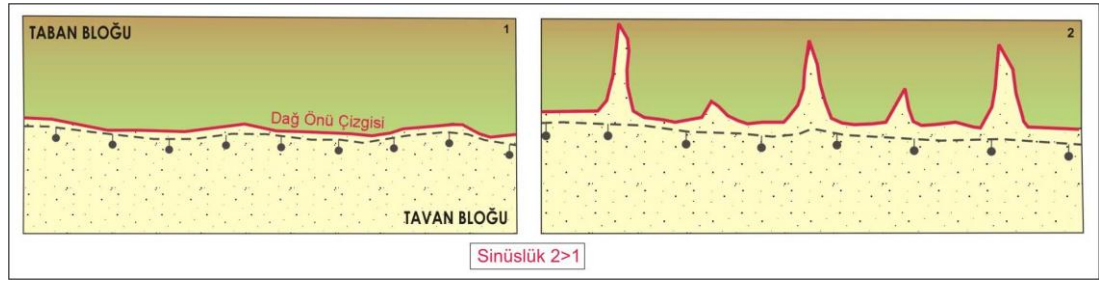
Dağ cephesi sinüslük oranı, dağ cephesini ayırmaya çalışan aşınma kuvvetleri ile dağ cephesini düzleştirmeye çalışan tektonik kuvvetler arasındaki ilişkiyi gösteren bir indekstir. Faylarla kontrol edilen bir dağ cephesinin morfolojik evrimi ve aktif tektoniği incelenirken dağ cephesi sinüsitesi kullanılır.

Dağ cephesi sinüslük oranı $S_{mf} = L_{mf} / L_s$ bağıntısı ile hesaplanır. L_{mf} dağ dibinde belirgin eğim kırığı boyunca dağ cephesi boyunu, L_s ise dağ cephesi boyunca doğrusal bir hattın uzunluğunu ifade eder (Şekil 5.11). Bu indisin hesaplanma amacı, fay şevinin oluşumundan sonra geçen sürede aşınma oranını bularak, diğer faktörleri de gözleterek fayın oluşum zamanını tahmin etmektir (Tüysüz, 2005).

Aktif tektonikte yükselen dağ cepheleri düzgün gidişleri ve düşük S_{mf} değerleri ile karakteristiktir. Yavaş hareket eden ya da aktivitesini yitirmiş dağ cepheleri ise erozyonal kuvvetler tarafından tahrip edildiklerinden düzensiz şekiller ve yüksek S_{mf} değeri gösterirler (Bull, 1977; Keller ve Pinter, 2002) (Şekil 5.12). Düşük S_{mf} değeri hızlı deformasyonu, yüksek S_{mf} değeri ise yavaş deformasyonu gösterir. Genel olarak dağ cephesi sinüslüğün 1'e yakın değerler alması, doğrudan fay etkisiyle meydana gelen genç bir morfolojiye işaret eder.



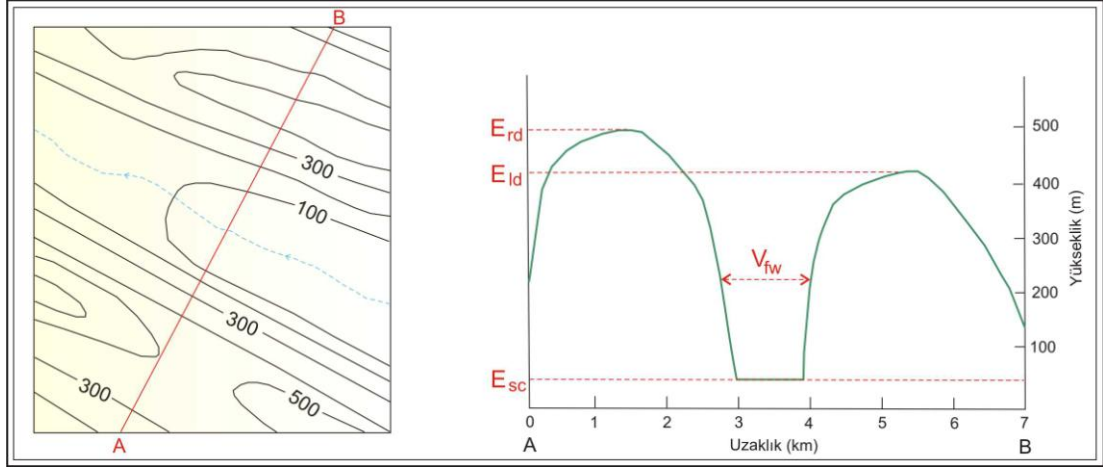
Şekil 5.11 Dağ cephesi sinüslüğünün hesaplanmasında kullanılan parametreler (a) şematik gösterim (b) değerlerin topografya haritasından eldesi (Tüysüz ve Erturaç, 2005'den)



Şekil 5.12 Dağ cephesi sinüslüğünün faylanma ile ilişkisi (1) aktif dağ cephesi, (2) aktivitesini yitirmeye başlamış dağ cephesi

5.2.5 Vadi Tabanı Genişliği-Vadi Yüksekliği Oranı

Bu indis $V_f = 2.V_{fw} / [(E_{ld}-E_{sc}) + (E_{rd}-E_{sc})]$ bağıntısı ile hesaplanır (Bull, 1977; Bull ve McFadden, 1977; Bull, 1978; Keller, 1986). V_{fw} vadi tabanı genişliğini, E_{ld} vadinin sol kesiminin yüksekliğini, E_{rd} vadinin sağ kesiminin yüksekliğini ve E_{sc} ise vadi tabanı yüksekliğini ifade eder. V_f hesaplanırken formüldeki parametreler her bir vadi için dağ cephesinden belirli bir uzaklıkta hesaplanır (Şekil 5.13). Yüksek V_f değeri düşük yükselim hızına işaret eder. Düşük V_f değeri ise dereler tarafından derince yarılmış vadileri, dolayısıyla aktif olarak yükselen alanları gösterir (Tüysüz, 2002).



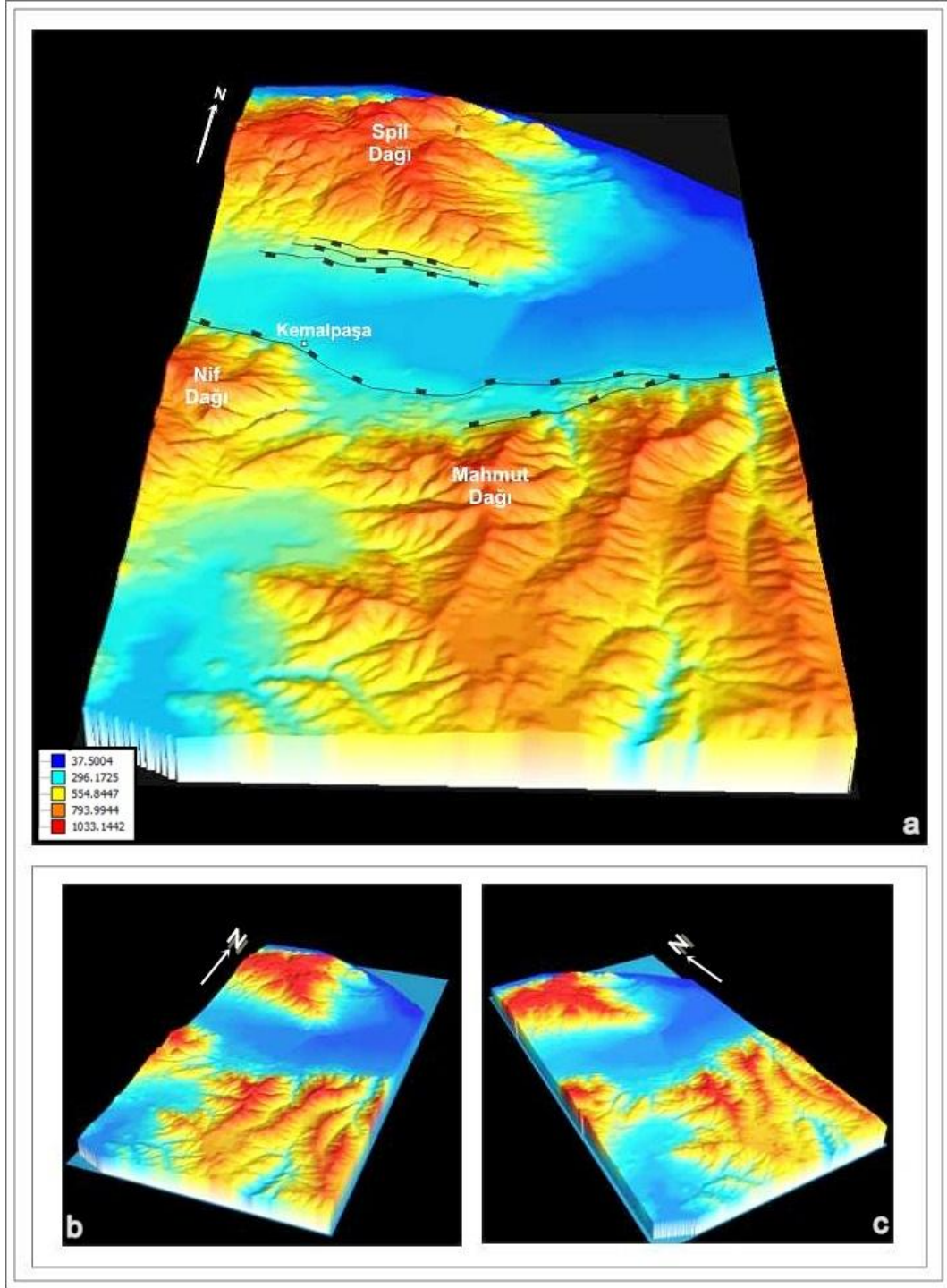
Şekil 5.13 Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranının hesaplanmasında kullanılan parametreler (Tüysüz, 2002'den sadeleştirilerek)

5.3 Kemalpaşa Havzası'nın Jeomorfolojisi ve Morfometrik Analizi

Bu bölümde elde edilen teorik bilgiler ışığında, Kemalpaşa Havzası tektonik aktivitesinin, yer şekli gelişimi ile olan ilişkisini ortaya çıkarmak amacıyla, havzanın jeomorfolojik değerlendirilmesi yapılacaktır. Kemalpaşa Havzası kuzeyinde ve güneyinde belirlenen drenaj havzaları için, morfometrik analiz uygulamaları ile bölgenin Kuvaterner aktivitesinin morfoloji üzerine etkileri belirlenmeye çalışılacaktır.

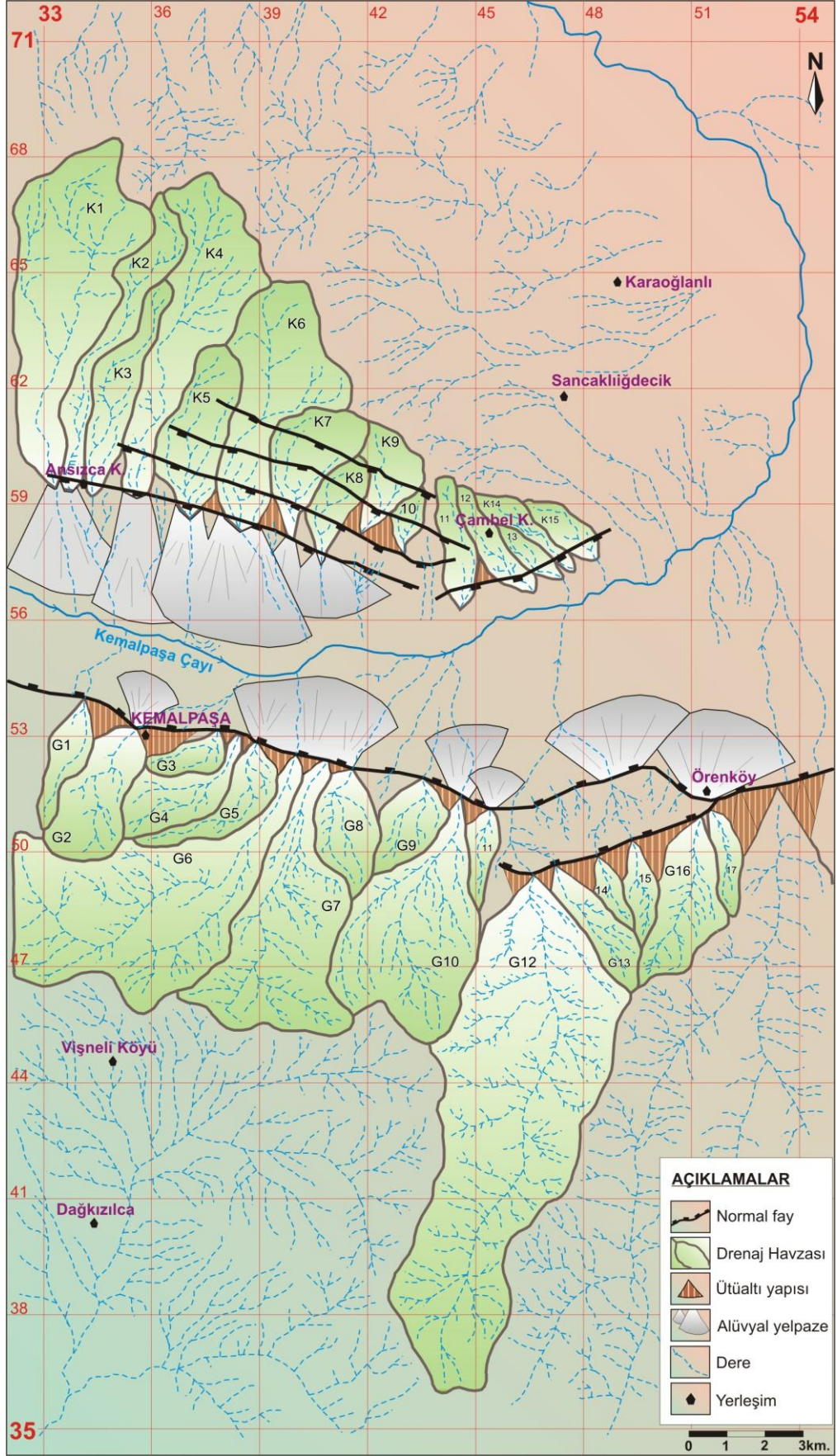
5.3.1 Kemalpaşa Havzası Jeomorfolojisi

Kemalpaşa Havzası, her iki kenarı faylı asimetrik graben niteliğindedir. Yaklaşık D-B uzanımlı bu havza, D'ya doğru gidildikçe genişler ve KD yönüne hafif bir kavis yapar. Havzanın kuzey ve güney kenarları boyunca ani topografik yükselimler mevcuttur. Kuzey kesimde KB yönüne, güney kesimde ise D-GD yönüne doğru bir yükselim gözlenir (Şekil 5.14). Kemalpaşa Havzası kuzey kenarındaki yamaç eğimi, güneyindekine göre daha düşüktür. Havzanın kuzeyinde yükselti değeri ortalama 1250 m iken, güneyinde bu değer 1390 m'ye kadar ulaşır. Taban genişliği ortalama 3,5-6 km arasında değişim gösteren havza tabanının ortalama yükseltisi, en geniş yerlerinde yaklaşık 100 m, en dar yerlerinde ise yaklaşık 170 m'dir.



Şekil 5.14 Çalışma alanındaki morfolojiyi gösteren, farklı açılardan alınmış 3D blok diyagramlar

Kemalpaşa Havzası'na ait 1/25.000 ölçekli topografya haritası kullanılarak oluşturulan jeomorfoloji haritası yardımıyla, havzada yer alan jeomorfolojik yapılar belirlenerek, bu göstergelerin havzanın morfotektonik gelişimi ile olan ilişkisi ortaya konulmuştur (Şekil 5.15).



Şekil 5.15 Kemalpaşa Havzası'nın genelleştirilmiş jeomorfoloji haritası

Kemalpaşa Havzası kuzey ve güney kenarlarında yer alan, drenaj havzaları, ütüaltı yapıları ve alüvyal yelpazeler havzanın jeomorfolojik yapılarını oluşturur. Havza içinden geçen Kemalpaşa Çayı ise eksenel nehir özelliğindedir.

Tektoniğin morfoloji üzerine etkilerinin araştırılmasında drenaj havzaları önemli bir yere sahiptir. Drenaj havzası gelişimde yapısal unsurların etkisini ortaya koymak amacıyla, havzanın sınır faylarına komşu drenaj havzaları araştırılmıştır. Kemalpaşa Havzası kuzeyinde 15 ve güneyinde 17 adet olmak üzere, farklı büyüklüklerde drenaj havzaları saptanmıştır. Belirlenen drenaj havzaları, kuzeydekiler için “K”, güneydekiler için “G” simgesi kullanılarak, batıdan doğuya doğru artan sıra numaraları ile adlandırılmış ve her bir drenaj havzasına ait genel özellikler, Kemalpaşa Havzası için oluşturulan jeomorfoloji haritası referans alınarak ortaya çıkarılmıştır (Tablo 5.1).

Kemalpaşa Havzası kuzeyinde yer alan K1, K5, K6, K7, K8, K9, K10 ve K11 kodlu drenaj havzaları genel olarak K-G uzanımlıdır. K2, K3 ve K4 kodlu drenaj havzaları yaklaşık KKD-GGB doğrultusunda bir uzanım sunarlar. K12, K13, K14 ve K15 kodlu havzaların uzanımı ise KB-GD doğrultusundadır. Havzaların konumlarındaki değişim, kırık sistemlerinin varlığını belirtmektedir.

Kemalpaşa Havzası güneyinde yer alan G1, G2, G9 ve G16 kodlu drenaj havzaları KKD-GGB uzanımlı havzalardır. Üst kesimlerde D-B uzanımlı G3, G4, G5 ve G6 kodlu drenaj havzaları, aşağılara inildikçe kavislenme yapıp doğrultularını değiştirerek yaklaşık KKD-GGB yönünde bir uzanım gösterirler. G7, G8, G10, G11, G12, G15 ve G17 kodlu drenaj havzaları yaklaşık K-G uzanıma sahiptir. G13 ve G14 kodlu drenaj havzalarının uzanımları ise yaklaşık KKB-GGD doğrultusundadır. Farklı uzanım sergileyen drenaj havzalarının bu konumları, kırık sistemlerinin varlığını ortaya koymaktadır.

Çalışma alanı kuzeyinde yer alan drenaj havzalarının sınırlandığı dereler, Bornova Karmaşığı, Görece-Sütçüler Formasyonu ve Yeniköy Formasyonu’nu akaçlamaktadır. Kemalpaşa Havzası güneyinde yer alan drenaj havzaları, Bornova Karmaşığı, Yenice Formasyonu ve Menderes Masifi’ne ait kayaçları içermektedir.

Tablo 5.1 Kemalpaşa Havzası'nın kuzeyindeki ve güneyindeki drenaj havzalarının genel özellikleri

Drenaj Havzası	Alanı (km ²)	Boy (km)	Eni (km) (En dar / En geniş)	Ana dere uzunluğu (km)	Yükselti aralığı (m)
K1	19,4	9,89	1,03 / 3,86	11,9	250-1420
K2	6,19	8,82	0,42 / 1,19	10,1	245-1285
K3	5,38	6,51	0,5 / 1,34	7,25	235-1040
K4	13,9	10,02	0,69 / 2,85	11,11	220-1320
K5	6,5	5,92	0,8 / 1,78	5,25	200-1080
K6	13	8	0,54 / 3,7	8,6	195-1435
K7	5,13	3,47	0,3 / 2,39	4,1	250-1070
K8	2,5	3,42	0,27 / 1,19	2,92	190-900
K9	3,25	2,98	0,19 / 1,56	3,82	280-1070
K10	0,92	1,95	0,23 / 0,87	1,54	250-750
K11	2,52	3,64	0,49 / 0,91	3,93	130-750
K12	2,08	3,61	0,43 / 0,82	3,53	100-760
K13	1,1	2,55	0,29 / 0,72	2,02	100-400
K14	1,77	3,79	0,34 / 0,83	2,93	100-730
K15	1,72	2,82	0,35 / 0,86	2,91	95-450
G1	2,43	3,68	0,42 / 1,23	3,5	220-1070
G2	6,2	4,01	1,25 / 2,198	4,8	220-1205
G3	1,71	2,41	0,53 / 1,16	2,66	160-590
G4	4,18	4,29	0,29 / 1,71	4,68	165-930
G5	3,81	4,6	0,39 / 1,43	5,5	155-910
G6	24,77	7,95	0,52 / 4,73	12,12	165-1220
G7	16,8	7,92	0,602 / 4,94	8,7	150-1010
G8	4,4	3,72	0,58 / 1,77	4,05	145-340
G9	2,94	3,08	0,398 / 1,42	3,15	145-340
G10	16,66	6,81	0,425 / 3,83	8,03	155-1360
G11	1,46	3,05	0,42 / 0,99	2,3	150-560
G12	44,82	14,4	1,41 / 5,03	17,6	180-1400
G13	3,56	4,07	0,39 / 1,26	4,43	250-1250
G14	0,92	2,11	0,46 / 0,74	2,1	350-400
G15	1,75	2,75	0,28 / 1,03	2,98	300-1030
G16	6,46	5,09	0,65 / 1,89	5,38	210-1210
G17	1,78	3,22	0,43 / 0,81	3,5	220-960

Havza boyutları göz önüne alındığında, Kemalpaşa Havzası kuzeyinde yer alan drenaj havzalarından en büyüğü K1, en küçüğü K10 kodlu drenaj havzasıyken güneyde yer alan drenaj havzalarından en büyüğü G12 kodlu drenaj havzası,

en küçüğü ise G14 kodlu drenaj havzasıdır. Havzanın kuzey ve güney kesiminde yer alan drenaj havzalarının boyutları göz önüne alındığında, bu drenaj havzalarının uzunlaşmasına bir geometri sundukları ortaya çıkmaktadır. Havzanın kuzeyinde yer alan drenaj havzaları, güneydekilere göre daha dar ve uzun bir geometri sunmaktadır. Bu tip drenaj havzalarının hızlı deformasyonu temsil ettiği bilgisi göz önüne alındığında, Kemalpaşa Havzası'nı etkileyen mevcut tektonik yapıların etkinliğinden söz edilebilir.

Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güneyinde yer alan drenaj havzalarından bazılarının dendritik, bazılarının çatallanma oranının az olmasından dolayı kısmen dendritik ve aşağı kesimlerinde ise genelde kırık denetimli olmaları sebebiyle çizgisel olduğu gözlenir.

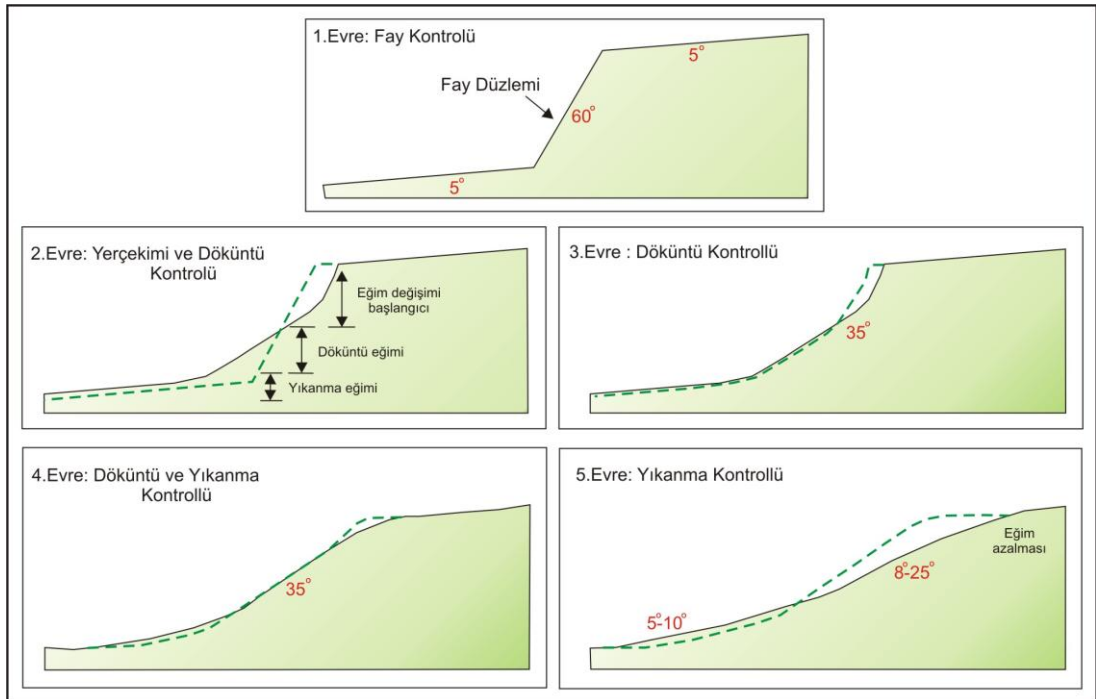
Belirlenen drenaj havzalarının ağızlarındaki mevcut alüvyal yelpazeler, Kemalpaşa Havzası'nın sınır fayları kontrolünde gelişmiştir. Sögüt Fayı hareketiyle meydana gelmiş alüvyal yelpazeler, Akalan Fayı hareketiyle oluşmuş alüvyal yelpazeler tarafından kesilmiştir. Bu ilişki Akalan Fayı'nın ve oluşturduğu alüvyal yelpazelerin daha genç olduğunu göstermektedir. Güney kesimde yer alan yelpazeler ise Kemalpaşa Fayı etkisiyle oluşmuşlardır. Kuzeyde yer alan alüvyal yelpazeler güneydekilere göre daha geniş yayımlıdır. Buradan hareketle deformasyon hızının güney kesimde daha fazla olduğu söylenebilir.

Kemalpaşa Havzası'nda fay zonları boyunca korunmuş ütüaltı yapıları mevcuttur. Fay zonları boyunca dağ önünde gelişen bu yapılar, kısa tabanlı üçgen biçimindedir. Uzunlaşmasına drenaj havzaları arasında gelişen kısa tabanlı ütüaltı geometrisi hızlı deformasyon göstergesidir. Havzanın güneyinde kuzeyine göre daha fazla sayıda ütüaltı yapısı saptanmıştır. Dolayısıyla bu jeomorfolojik yapılardan yola çıkılarak havzanın güneyindeki deformasyonun daha hızlı olduğu söylenebilir.

Ütüaltı yapıları drenaj havzalarının evrimini yansıtmaları açısından önemlidir. Bunun yanı sıra fay düzleminin evrimi, dağ önü yamaç eğimindeki değişim ve fayın gerçek eğimi arasındaki ilişki ile açıklanabilmektedir. Fay oluşumunu takiben, fay düzleminin üst bölgesinden kopan döküntülerin yığılmasıyla, fay düzlemi ve oluşan

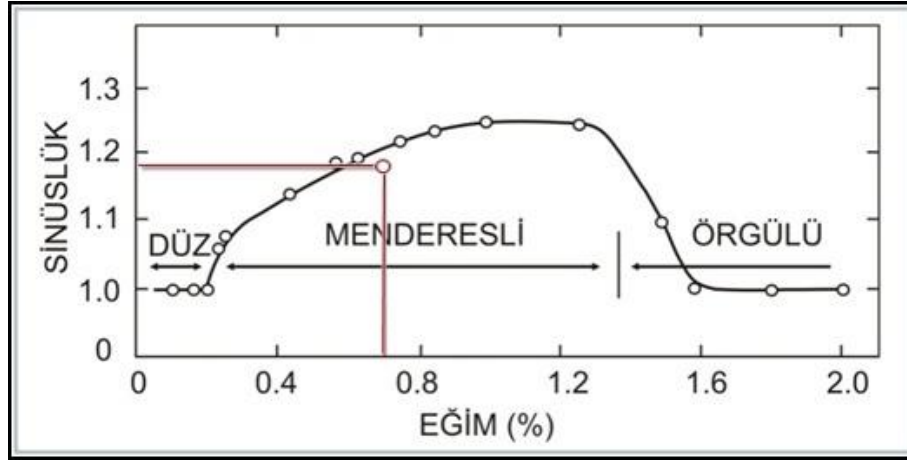
ütüaltı yapılarında eğim değişimi başlar. Döküntü kontrolüyle yaklaşık 35° 'ye kadar inen şev açılarındaki azalma, sonraki aşamalarda erozyon ve yıkanma etkisinde devam eder.

Kemalpaşa Havzası'nın sınırlarında gelişen fay düzlemlerinde yaşanan deformasyon, ütüaltı yapılarındaki eğim değişimiyle ilişkilendirilmiştir. Kemalpaşa Fayı'nın meydana getirdiği ütüaltı yapılarının şev açıları batı kısımda kalanlar için 18° - 22° olarak ölçülmüştür. Fay zonu boyunca daha doğuya gidildiğinde, boyutları küçülen ütüaltı yapıları için belirlenen şev açıları 4° - 6° aralığında değişmektedir. Gediz Sıyrılma Fayı önündeki ütüaltı yapıları için şev açıları 15° - 23° aralığında değişmektedir. Kemalpaşa Havzası'nın kuzey sınır faylarındaki ütüaltı yapıları için şev açıları 12° - 15° aralığında ölçülmüştür. Kemalpaşa Fayı'nın yaklaşık 75° eğimli bir fay olmasıyla ilişkili olarak ütüaltı yapılarının eğimindeki bu değişimler, fay aynasındaki deformasyonun, havzanın kuzey kenarında yıkanma kontrollü, güney kenarında ise döküntü ve yıkanma kontrollü olarak devam ettiğini göstermektedir (Şekil 5.16).



Şekil 5.16 Fay sarplığında görülen deformasyon evreleri (Wallace, 1977'den değiştirilerek)

Kemalpaşa Havzası içinden geçen Kemalpaşa Çayı eksenel nehir niteliğindedir. Batıda havzanın güney kenarına daha yakınken, doğuya doğru gidildikçe havzanın kuzey kenarına yaklaşmaktadır. Eksenel nehrin yakın olduğu kenarlarda deformasyonun daha hızlı gerçekleştiği söylenebilir. Yapılan analizlerde Kemalpaşa Çayı için sinüslük değeri 1,18 ve eğim % 0,72 olarak hesaplanmıştır. Değerler sinüslük ve eğim arasındaki ilişkiyi gösteren grafikte yerine konularak, Kemalpaşa Çayı için akarsu yatağı tipi menderesli akarsu olarak belirlenmiştir (Şekil 5.17).



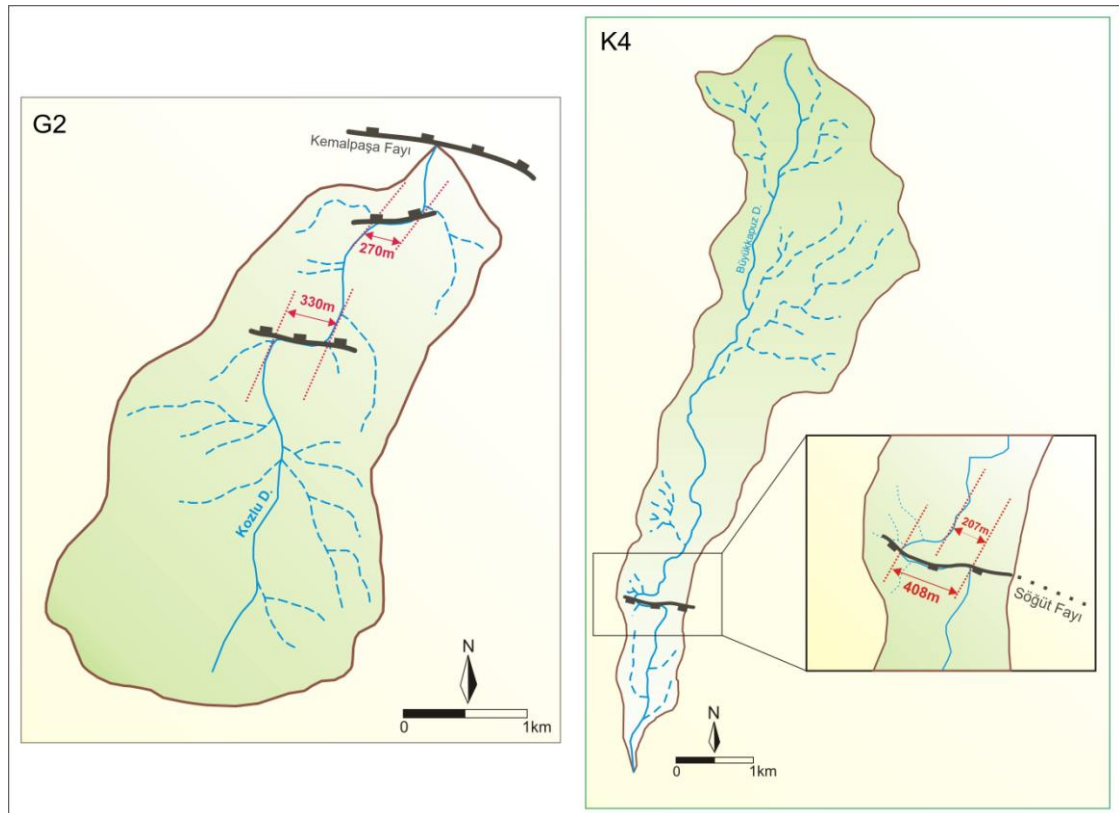
Şekil 5.17 Sinüslük ve eğim ilişkisi (Schumm ve Khan, 1972'den değiştirilerek)

Kemalpaşa Havzası'nın morfolojik öğeleri birlikte değerlendirildiğinde kuzey ve güney kenarlar için deformasyon etkisi karşılaştırılabilir. Havzanın kuzey ve güney kenarında drenaj havzalarının uzunlamasına geometri göstermeleri ve buna bağlı olarak, dağ önünde gelişen ütüaltı yapılarının kısa tabanlı üçgen biçiminde olması hızlı deformasyona işaret eder. Havzanın güney sınırındaki ütüaltı yapılarının, kuzeydekilere göre daha fazla olması ve kuzeydeki alüvyal yelpazelerin daha geniş yayılıma sahip olmaları, havza güneyindeki deformasyon hızının, kuzeyine göre daha fazla olduğunu göstermektedir. Eksenel nehrin, havzanın batı bölümünde güney kenara daha yakın olması da bu bilgiyi destekler niteliktedir. Buna göre güney blok, kuzey bloğa göre daha hızlı hareket etmektedir denebilir. Havza boyunca doğuya doğru gidildikçe eksenel nehrin havzanın kuzey kenarına yaklaşması da, bu kenarın doğu bölümünde deformasyonun daha hızlı olduğu sonucunu ortaya çıkarmaktadır.

Dere ötelenmeleri, aktif tektoniğin morfoloji üzerindeki etkilerinin belirlenmesinde önemlidir. Yapılan morfolojik çalışmalarda, havzanın kuzey ve güney sınırlarındaki mevcut drenaj havzalarında, oblik atımlı normal faylara bağlı dere ötelenmeleri saptanmıştır. Ötelenmelerin en iyi gözlemlendiği yer, güneyde G2 kodlu drenaj havzası, kuzeyde ise K4 kodlu drenaj havzasıdır (Şekil 5.18).

Kemalpaşa Havzası güneyindeki G2 kodlu drenaj havzasında yer alan Kozlu deresi üzerinde, iki noktada ötelenme mevcuttur. Bu noktalarda ötelenme miktarı 330 m ve 270 m olarak ölçülmüştür.

Kemalpaşa Havzası kuzeyindeki K4 kodlu drenaj havzasında yer alan Büyükkapuz deresi üzerindeki görünür ötelenme miktarı 408 m, gerçek ötelenme miktarı ise 207 m olarak ölçülmüştür. Bu ötelenme Söğüt Fayı'nı takip etmektedir. Bundan dolayı güncel morfolojiyi etkileyen Söğüt Fayı'nın aktif olacağı düşünülebilir.



Şekil 5.18 Kemalpaşa Havzasında saptanmış dere ötelenmeleri, (G2) Kozlu deresindeki ötelenme, (K4) Büyükkapuz deresindeki ötelenme

5.3.2 Kemalpaşa Havzası'nın Morfometrik Analizi

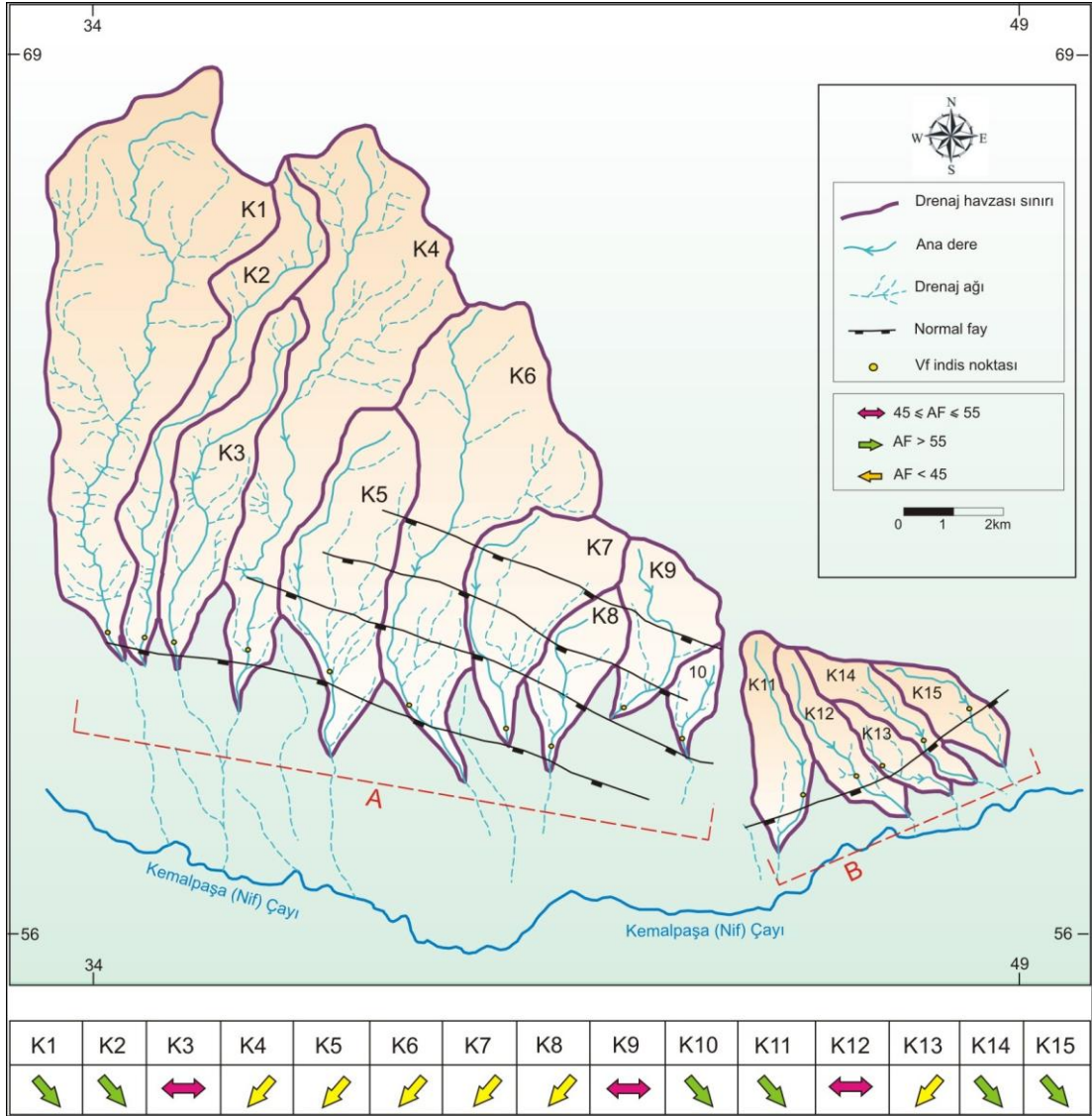
Jeomorfolojik elemanlara ait bilgilerin bölgenin yükseklik değerlerinden sayısal olarak çıkarılması ve analizi morfometri olarak adlandırılmaktadır. Bu yöntem yardımıyla elde edilen veriler, inceleme alanındaki drenajın evrimi, bu evrim üzerindeki yapısal ya da litolojik kontrolün derecesi, dağılımı ve karakteri üzerinde tutarlı ve hızlı bilgi edinilmesini sağlayabilmektedir (Keller ve Pinter, 1996).

Bu amaçla, sayısal yükseklik modeli üzerinden alınan değerler kullanılarak, Kemalpaşa Havzası'nın kuzeyinde ve güneyinde belirlenen drenaj havzalarının morfometrik analizleri yapılmış ve bölgenin Kuvaterner aktivitesinin morfoloji üzerine etkileri araştırılmıştır. Havzayı sınırlayan fayların tektonik aktivitesini belirlemek amacıyla, toplamda 32 adet drenaj havzası üzerinde morfolojik analiz uygulamaları yapılmıştır. Her bir drenaj havzası için hipsometrik eğri ve integral (HI), drenaj havzası asimetrisi (AF ve T), vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı (Vf) indisi ile Kemalpaşa Havzası'nın kuzey-güney sınırı için dağ cephesi sinüslüğü (S_{mf}) hesaplanmış ve hesaplanan değerler ile Kemalpaşa Havzası için tektonizma-jeomorfoloji ilişkisi ortaya çıkarılmıştır.

5.3.2.1 Kemalpaşa Havzası Kuzeyinin Morfometrik Analizi

Kemalpaşa Havzasının kuzey kesiminde, Spildağı Fay Zonu tektonik aktivitesini belirlemek amacıyla, morfometrik analizi yapılacak 15 adet drenaj havzası seçilmiştir. Belirlenen bu drenaj havzalarının yükselti değerleri 100-1435 m, alanları ise ortalama 0,9-14 km² aralığında değişmektedir.

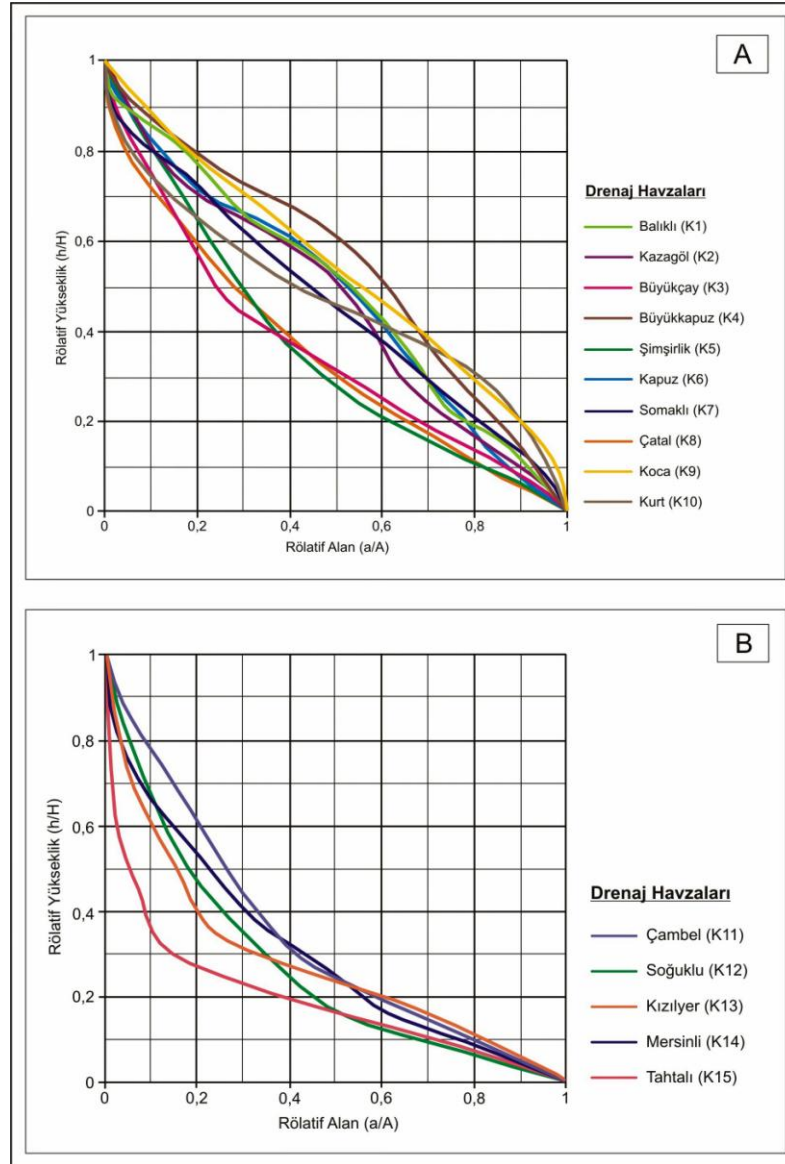
Kuzey blok drenaj havzalarının jeomorfik analizi yapılırken, Spildağı Fay Zonu etkisiyle şekillendiği düşünülen KKD-GGB uzanımlı 10 tanesi A, bu fay zonuna yaklaşık dik bir başka fayın etkisiyle şekillendiği düşünülen KB-GD genel uzanımlı 5 tanesi ise B grubu olmak üzere 2 gruba ayrılmıştır. K1-K10 aralığındakiler A, K11-K15 aralığındakiler ise B grubu içerisinde incelenmiştir. Ayrıca, kuzey kesimdeki tektonik deformasyonun etkisini tanımlamak amacıyla, sınırları belirlenen drenaj havzalarının her biri için eğimlenme yönü belirlenmiştir (Şekil 5.19).



Şekil 5.19 Kemalpaşa Havzası'nın kuzey bloğunda yer alan drenaj havzalarının konumu ve eğimlenme yönleri

A grubu drenaj havzaları için hesaplanan hipsometrik integral değerleri 0,28-0,60 aralığında değişim gösterirken, B grubu drenaj havzaları için bu değerler 0,16-0,25 aralığında değişmektedir. Buna göre A grubu drenaj havzaları üzerindeki tektonik etkinin, B grubu drenaj havzalarına göre daha fazla olduğu söylenebilir. Her iki grup için çizilen hipsometrik eğriler de bu bilgiyi destekler niteliktedir (Şekil 5.20). Elde edilen eğrilere göre, çoğunluğu dışbükey hipsometrik eğri sunan A grubu drenaj havzaları, içbükey eğri sunan B grubu drenaj havzalarına göre daha genç bir morfolojiye sahiptir. A grubu drenaj havzaları içerisinde K3, K5, K7 ve K8 kodlu drenaj havzaları içbükey, diğerlerinin ise dışbükey eğri sunuyor olması A grubu drenaj havzalarını etkileyen Spildağı Fay Zonu'nun basamaklı yapısında K3, K5, K7

ve K8 kodlu drenaj havzalarını etkileyen fayın aktivitesinin diğerlerinden daha az olduğu gösterir. Benzer şekilde B grubu drenaj havzalarının içbükey hipsometrik eğri sunuyor olmaları ve 0,5 altındaki HI değerleri dolayısıyla, bu drenaj havzalarını etkileyen fayın, Spildağı Fay Zonu aktivitesine göre daha düşük olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 5.20 Kuzey kesim drenaj havzalarına ait hipsometrik eğri grafikleri

Kemalpaşa Havzası kuzey bloğunda yer alan drenaj havzaları farklı yönlerde eğimlenmiştir. Drenaj havzaları için hesaplanan AF değerlerinin, $AF < 50$ ve $AF > 50$ koşulunu gösteriyor olmaları bölgede tektonik kontrollü bir asimetrinin varlığına işaret

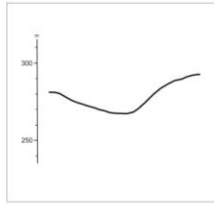
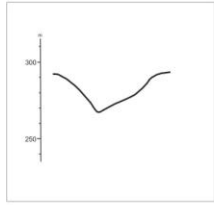
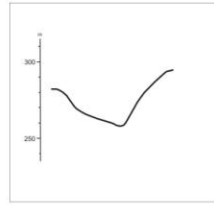
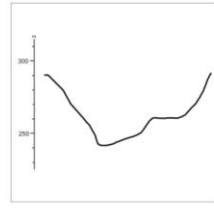
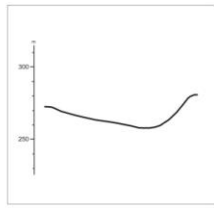
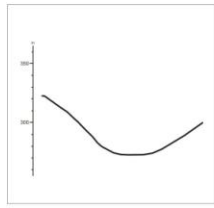
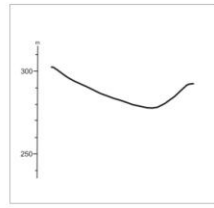
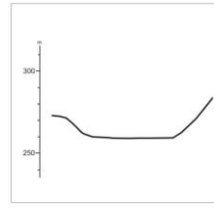
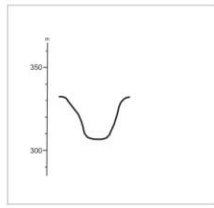
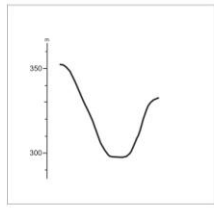
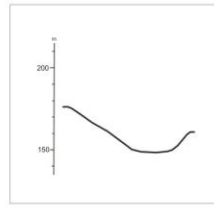
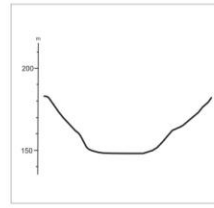
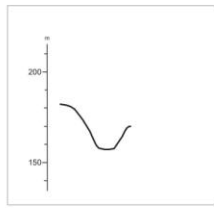
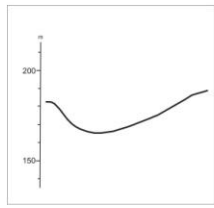
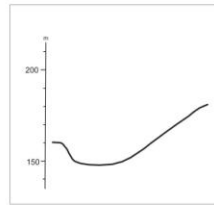
etmektedir. Havzalardaki enine topografik simetri (T) oranlarının, tam simetri durumunu belirten 0 (sıfır) değerinden uzak olması da bölgedeki asimetriyi destekler niteliktedir. Genel olarak A grubu drenaj havzaları batıya doğru bir eğimlenme gösterirken, B grubu drenaj havzalarındaki eğimlenme doğuya doğrudur. Bu durum drenaj havzalarının farklı tektonik etkilere maruz kalmış olmasıyla açıklanabilir.

Havza gelişimi üzerindeki tektonik kontrolün tanımlanmasında kullanılan HI, AF ve T değerleri Tablo 5.2’de sunulmuştur. Kemalpaşa Havzası kuzeyinde yer alan drenaj havzalarının HI, AF ve T değerlerine bakıldığında doğudan batıya doğru tektonik aktivitenin arttığı, morfolojinin gençleştiği ve bu alanların farklı tektonik rejimler kontrolünde şekillendiği söylenebilir.

Tablo 5.2 Kemalpaşa Havzası kuzeyinde yer alan drenaj havzalarına ait HI, AF ve T değerleri

Havza Kodu	Dere/Havza Adı	Havza Alanı (km ²)	Ana dere Uzunluğu (km)	HI	AF	T(ort)
K1	Balıklı	19,4	11,9	0,52	56	0,28
K2	Kazagöl	6,19	10,1	0,51	60	0,37
K3	Büyükçay	5,38	7,25	0,31	49	0,53
K4	Büyükkapuz	13,9	11,6	0,60	35	0,59
K5	Şimşirlik	6,5	6,45	0,28	21	0,74
K6	Kapuz	13	9,38	0,52	30	0,60
K7	Somaklı	5,13	4,11	0,45	11	0,86
K8	Çatal	2,5	2,92	0,30	39	0,50
K9	Koca	3,25	3,82	0,54	45	0,47
K10	Kurt	0,92	1,69	0,46	71	0,47
K11	Çambel	2,52	3,93	0,24	75	0,70
K12	Soğuklu	2,08	3,53	0,16	46	0,39
K13	Kızılyer	1,1	2,02	0,23	29	0,79
K14	Mersinli	1,77	2,93	0,25	67	0,37
K15	Tahtalı	1,72	2,91	0,16	65	0,47

Tektonik deformasyon etkisini belirlemede kullanılan bir diğer Vf'dir. Kemalpaşa Havzası kuzey kesimi için hesaplanan Vf değerleri, dağ cephesinden yaklaşık 250 m uzaklıkta alınan değerlerle hesaplanmıştır (Referans noktaları için Şekil 5.20'ye bakınız). Kemalpaşa Havzası kuzeyindeki drenaj havzaları için elde edilen Vf değerleri 1,25-0,2 aralığında değişmektedir (Şekil 5.21).

Havza Kodu	K1	K2	K3	K4
Vadi Profili				
Vf İndisi	0,857	0,333	0,238	0,209
Havza Kodu	K5	K6	K7	K8
Vadi Profili				
Vf İndisi	0,896	0,9	0,875	1,25
Havza Kodu	K9	K10	K11	K12
Vadi Profili				
Vf İndisi	0,55	0,278	1,11	1,07
Havza Kodu	K13	K14	K15	
Vadi Profili				
Vf İndisi	0,643	1,18	1,05	

Şekil 5.21 Kuzey blok drenaj havzalarından alınan vadi kesitleri ve onlara ait Vf değerleri

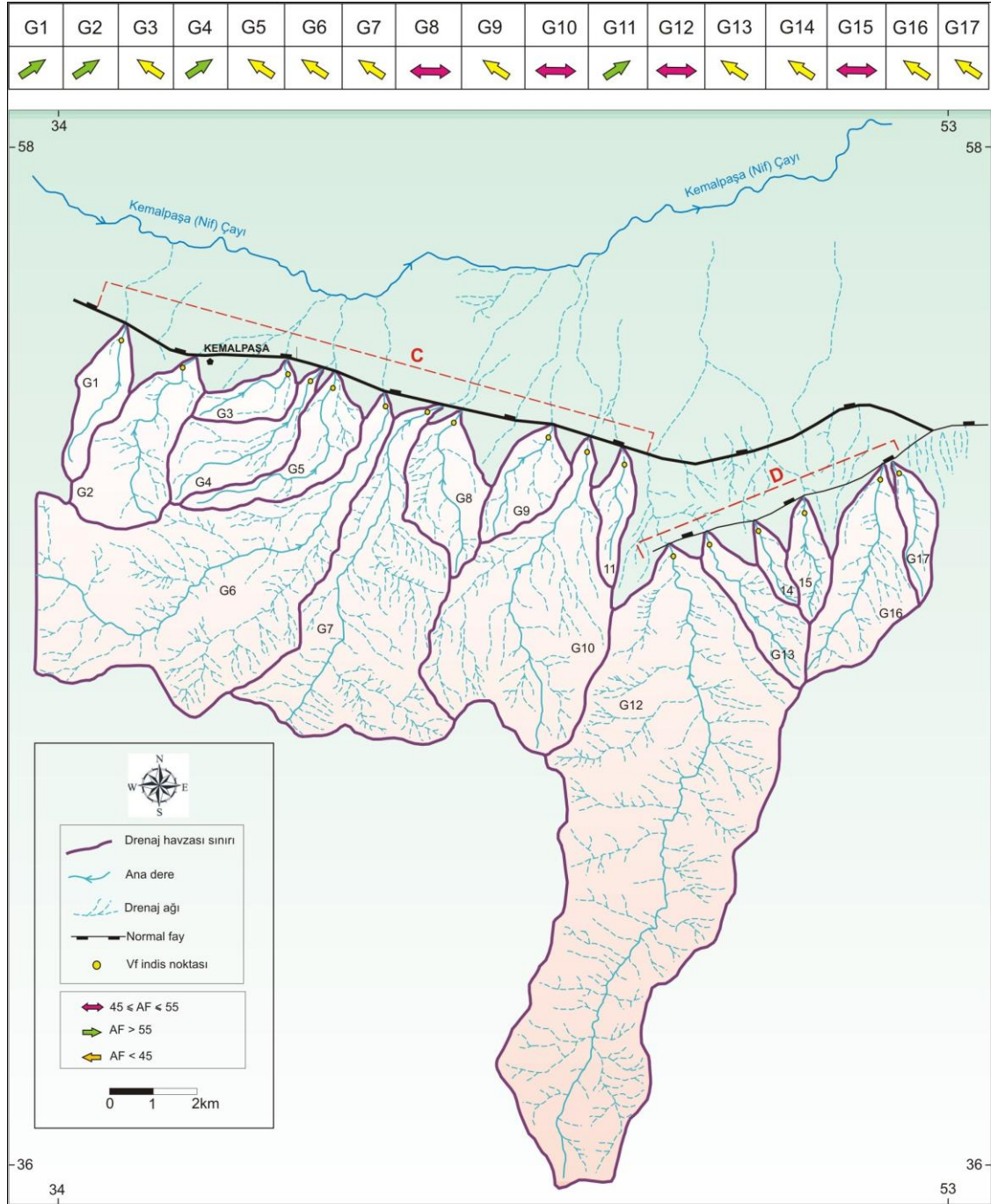
Dağ önü/fay çizgisinden belirli bir uzaklıkta alınan vadi profillerine bakıldığında, kuzey kesim vadilerinin, yaklaşık U şekilli, olgun vadi biçimindedirler. Vadinin şekli yayvanlaştıkça Vf değerinin 1'e yaklaştığı görülür. Bu durum bölgedeki yükselim hızının düşük olduğuna işaret eder. Kemalpaşa Havzası kuzeyinde gruplandırılmış drenaj havzalarının Vf değerleri kıyaslandığında, A grubu drenaj havzaları için hesaplanan Vf değerlerinin, B grubu drenaj havzaları için hesaplanan Vf değerlerine oranla daha düşük olduğu görülmektedir. Bu durum kuzey kesimde drenaj havzalarının farklı tektonik etkilere maruz kaldığını ortaya koymaktadır. Spildağı Fay Zonu etkisiyle şekillenen A grubu drenaj havzalarından K2, K3, K4, K9 ve K10 kodlu olanların Vf değerleri göreceli olarak diğerlerine göre daha düşüktür. Bu durum ise Spildağı Fay Zonu'ndaki basamak faylarının etki derecesinin farklılığını yansıtmaktadır.

Dağ cephesi sinüslük oranı (S_{mf}), bölgedeki tektonik etkinin belirlenmesinde kullanılan diğer bir parametredir. S_{mf} 'nin 1,4 değerinden düşük olması yüksek tektonik etkiyi, bu değerden yüksek olması ise düşük tektonik etkiyi gösterir (Özkaymak, 2012). Havzanın kuzeyinde, Spildağı Fay Zonu boyunca 1,52 olarak hesaplanan dağ cephesi sinüslük oranı (S_{mf}), doğu bölümde, bu fay zonuna yaklaşık dik konumlu diğer bir fay boyunca 1,704 olarak hesaplanmıştır. Bu değerler dikkate alındığında, kuzey bloktaki tektonik etki derecesinin düşük olduğu görülmektedir. Ayrıca kuzey blok batı bölümdeki aşınmanın doğu bölüme oranla daha az ve bu bölüm morfolojisinin daha genç olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca S_{mf} değerinin batı bölümde, doğuda elde edilen değere göre daha düşük olması, batı bölümdeki tektonik aktivitenin daha genç olduğunu da göstermektedir.

5.3.3.2 Kemalpaşa Havzası Güneyinin Morfometrik Analizi

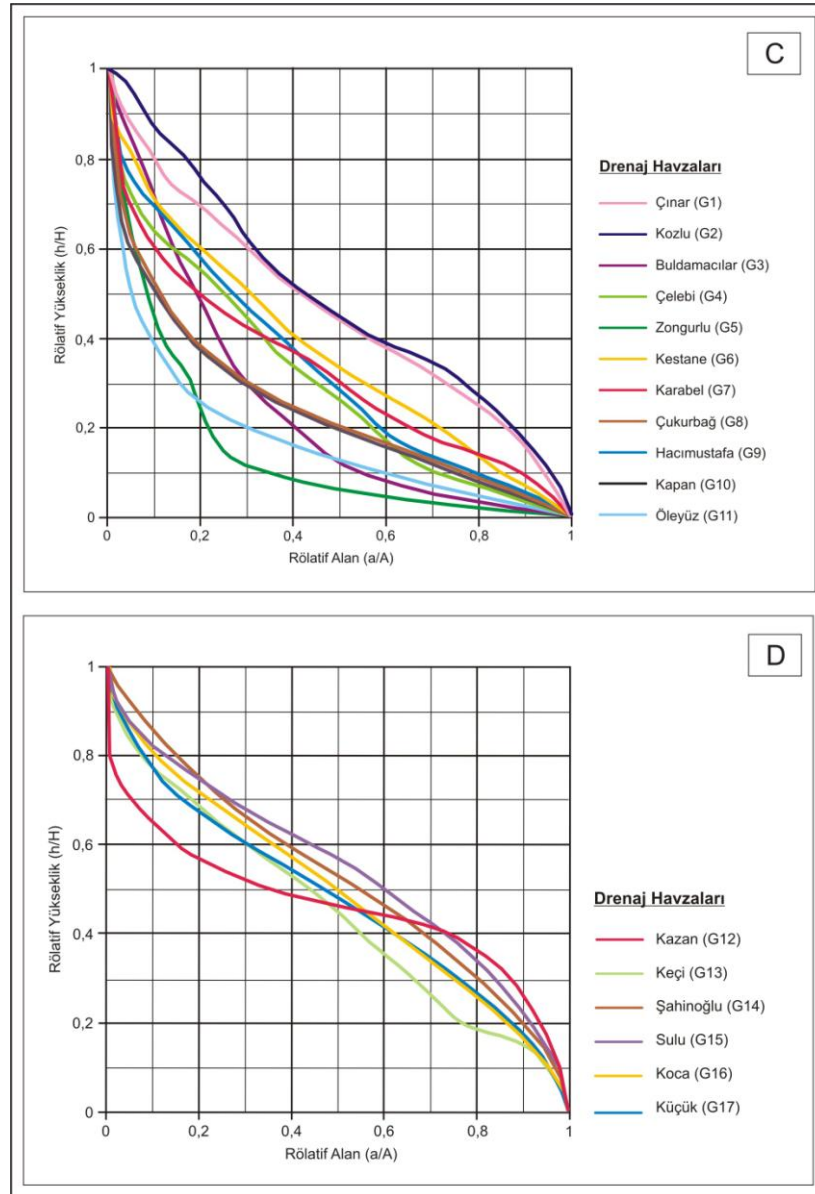
Kemalpaşa Havzası güney kesiminde, o bölgede etkili Kemalpaşa Fayı ve Gediz Sıyrılma Fayı'nın tektonik aktivitesini belirlemek amacıyla morfometrik incelemesi yapılacak 17 adet drenaj havzası seçilmiştir. Belirlenen drenaj havzalarının en küçüğü 0,9 km², en büyüğü ise 44 km²'lik bir alana sahiptir. Bu drenaj havzalarının yükselti değerleri 145-1400 m arasında değişmektedir.

Güney blok drenaj havzalarının jeomorfolojik incelemesi yapılırken, etkin olarak Kemalpaşa Fayı etkisiyle şekillendiği düşünülen G1-G11 aralığındaki 11 tanesi C, etkin olarak Gediz Sıyrılma Fayı etkisiyle şekillendiği düşünülen G12-G17 aralığındaki 6 tanesi ise D olmak üzere 2 gruba ayrılmıştır. Sınırları belirlenen her bir drenaj havzası için eğimlenme yönü belirlenmiştir (Şekil 5.22).



Şekil 5.22 Kemalpaşa Havzası'nın güney bloğunda yer alan drenaj havzalarının konumu ve eğimlenme yönleri

Kemalpaşa Havzası güneyinde sınırları belirlenen havzaları için oluşturulan hipsometrik eğriler, Kemalpaşa Havzası güneyinde de, jeomorfolojik gelişime etki eden farklı tektonik süreçlerin varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 5.23). C grubu drenaj havzalarından G1 ve G2 kodlu olanlar dışında diğerleri genel olarak içbükey hipsometrik eğri sunarlar. Bu da C grubu drenaj havzaları içinde, G1 ve G2 kodlu drenaj havzalarının, diğerlerine oranla daha genç bir morfojide olduklarını gösterir. D grubu içinde yer alan drenaj havzaları ise genel olarak dışbükey hipsometrik eğri görüntüsü verir. Dolayısıyla D grubu drenaj havzaları, C grubundakilere oranla daha genç bir tektonik rejim etkisinde şekillenmiştir denilebilir.



Şekil 5.23 Güney kesim drenaj havzalarına ait hipsometrik eğri grafikleri

Hesaplanan hipsometrik integral değerleri C grubu drenaj havzaları için 0,12-0,44 aralığında değişim gösterirken, D grubu drenaj havzaları için değerler 0,45-0,57 aralığındadır. C grubu drenaj havzaları için hipsometrik integral değerlerinde batıdan doğuya doğru bir azalma görülmektedir. Bu azalma, C grubu drenaj havzalarını etkileyen tektonik aktivitenin doğuya gidildikçe azaldığını ve bu aktiviteyle şekillenmiş yaşlı morfolojiyi ortaya koyar. D grubu drenaj havzalarına ait hipsometrik integral değerleri, bu bölgede, mevcut tektonik aktiviteyle şekillenmiş genç bir morfolojiye işaret eder.

Havza gelişimi üzerindeki tektonik kontrolün tanımlanmasında kullanılan HI, AF ve T değerleri Tablo 5.3'de sunulmuştur.

Tablo 5.3 Kemalpaşa Havzası güneyinde yer alan drenaj havzalarına ait HI, AF ve T değerleri

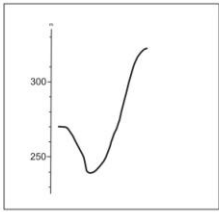
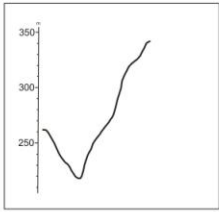
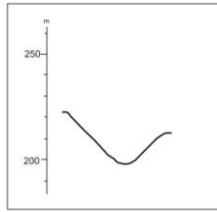
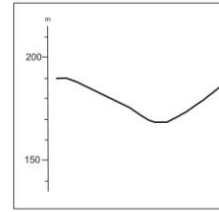
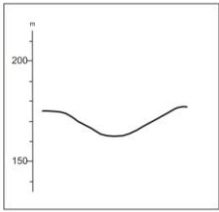
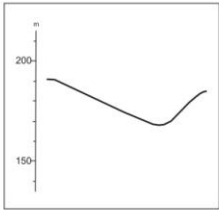
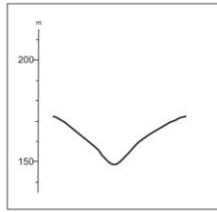
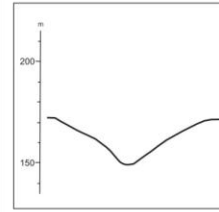
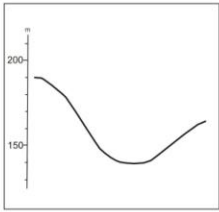
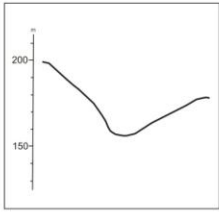
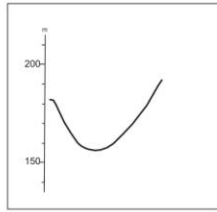
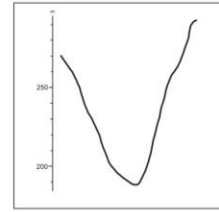
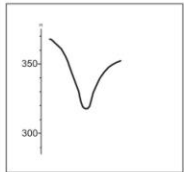
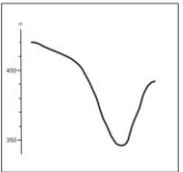
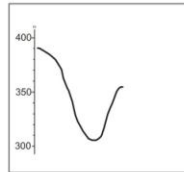
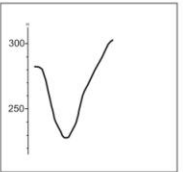
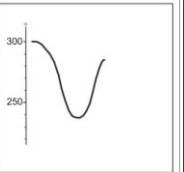
Havza Kodu	Dere/Havza Adı	Havza Alanı (km ²)	Ana dere Uzunluğu (km)	HI	AF	T(ort)
G1	Çınar	2,43	3,5	0,44	43	0,43
G2	Kozlu	6,2	4,8	0,44	40	0,33
G3	Buldamacılar	1,71	2,66	0,12	73	0,63
G4	Çelebi	4,18	4,68	0,26	41	0,28
G5	Zongurlu	3,81	5,5	0,06	60	0,53
G6	Kestane	24,77	12,12	0,33	56	0,45
G7	Karabel	16,8	8,7	0,31	73	0,53
G8	Çukurbağ	4,4	4,05	0,24	46	0,22
G9	Hacımustafa	2,94	3,15	0,20	68	0,57
G10	Kapan	16,66	8,03	0,28	47	0,44
G11	Öleyüz	1,46	2,3	0,12	39	0,32
G12	Kazan	44,82	17,6	0,46	45	0,24
G13	Keçi	3,56	4,43	0,45	62	0,44
G14	Şahinoğlu	0,92	2,1	0,53	61	0,29
G15	Sulu	1,75	2,98	0,57	46	0,26
G16	Koca	6,46	5,38	0,50	60	0,25
G17	Küçük	1,78	3,5	0,48	61	0,52

Kemalpaşa Havzası güneyinde yer alan drenaj havzaları farklı yönlere eğimlenmişlerdir. Tektonik deformasyonun havza simetrisi üzerindeki etkisini belirlemek amacıyla her bir drenaj havzası için AF ve T değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan değerlerin, AF=50 ve T=0 simetrik olma koşulunu sağlamamaları, drenaj havzalarındaki asimetrik yapıyı ortaya koymaktadır. Aynı zamanda drenaj havzalarında görülen farklı yönlü eğimlenmeler de havzalardaki asimetri varlığını göstermektedir. C ve D grubu drenaj havzalarının farklı yönde eğimlenmeler sunması, her iki gruba etki eden farklı tektonik aktivitelerden kaynaklanmaktadır.

Kemalpaşa Havzası güneyinde yer alan drenaj havzalarının HI, AF ve T değerlerine bakıldığında doğudan batıya doğru tektonik aktivitenin arttığı, morfolojinin gençleştiği ve bu alanların farklı tektonik rejimler kontrolünde şekillendiği söylenebilir.

Kemalpaşa Havzası güneyindeki drenaj havzalarından, Kemalpaşa Fayı kontrolünde şekillenen C grubu drenaj havzaları için hesaplanan Vf değerleri, Gediz Sıyrılma Fayı kontrolünde gelişen D grubu drenaj havzaları için hesaplanan Vf değerlerinden daha düşüktür. Bu durum Kemalpaşa Havzası güney bloğunun da farklı tektonik etkilere maruz kaldığını, D grubu drenaj havzalarının morfolojisine etki eden Gediz Sıyrılma Fayı'nın, C grubu drenaj havzaları morfolojisine etki eden Kemalpaşa Fayı'na göre daha aktif olduğunu ortaya koymaktadır. Dağ önü/fay çizgisinden belirli uzaklıkta alınan vadi profillerine bakıldığında D grubu drenaj havzalarından alınanların yaklaşık V şekilli genç, derin yarılmış vadiler olduğu ve karşılık gelen Vf değerlerinin ise düşük olduğu görülür. Bu da bu kesimdeki yükselim hızının fazla olduğuna işaret eder.

Kemalpaşa Havzası güneyinde S_{mf} değeri, Kemalpaşa Fayı boyunca 1,186 olarak, Gediz Sıyrılma Fayı boyunca ise 1,111 olarak hesaplanmıştır. Bu değerler dikkate alındığında, $S_{mf} < 1,4$ koşuluna göre, güney blokta tektonik etkisinin yüksek olduğu görülmektedir. Her iki S_{mf} değeri kıyaslandığında doğu bölümündeki aşınmanın daha az ve buradaki morfolojinin diğer bölüme göre daha genç olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır.

Havza Kodu	G1	G2	G3	G4	
Vadi Profili					
Vf Indisi	0,08	0,058	0,53	0,76	
Havza Kodu	G5	G6	G7	G8	
Vadi Profili					
Vf Indisi	0,923	0,812	0,22	0,352	
Havza Kodu	G9	G10	G11	G12	
Vadi Profili					
Vf Indisi	0,517	0,357	0,458	0,043	
Havza Kodu	G13	G14	G15	G16	G17
Vadi Profili					
Vf Indisi	0,14	0,18	0,16	0,09	0,11

Şekil 5.24 Güney blok drenaj havzalarından alınan vadi kesitleri ve onlara ait Vf değerleri

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Yüksek lisans tezi kapsamında gerçekleştirilen bu çalışma ile Gediz Grabeni güneybatı kolunda yer alan Kemalpaşa Havzası'nın jeolojisi ele alınmış, havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlayan fayların yapısal özellikleri incelenerek kinematik değerlendirmesi yapılmış, havza jeomorfolojisi ortaya konularak bölge tektoniği ile olan ilişkisi belirlenmiştir.

Kuvaterner yaşlı bir çöküntü olan Kemalpaşa Havzası'nın jeolojisi temel kayalar ve havza çökelleri olmak üzere iki grupta incelenmiştir. İstifin en altında yer alan havza temel kayaları Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Menderes Masifi ile başlar. Üzerine gelen Geç Kretase-Paleosen yaşlı Bornova Karmaşığı bu birimden tektonik bir dokanakla ayrılır. Erken-Orta Miyosen yaşlı Kemalpaşa Grubu ise Bornova Karmaşığını uyumsuz olarak örter. Havza çökellerini ise Pliyosen yaşlı Kızılca Formasyonu ile Kuvaterner yaşlı Sütçüler Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyon oluşturmaktadır. Bu birimler arasındaki dokanaklar uyumsuzdur.

Yaklaşık 4,5-7 km genişliğinde 25 km uzunluğundaki Kemalpaşa Havzası, DKD-BGB uzanımlı, aktif ve potansiyel aktif geniş ölçekli normal faylar ile küçük ölçekli doğrultu atımlı fayların birlikte işlediği, her iki kenarı faylı, tipik bir asimetrik graben yapısı sunmaktadır.

Gediz Grabeni'nin batı kolunu oluşturan Kemalpaşa Havzası, Kemalpaşa Fayı ve Spildağı Fay Zonu'nun yapısal sınırında gelişmiştir. Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güneyinde yer alan yaklaşık D-B uzanımlı normal faylar, Batı Anadolu horst-graben sisteminin sınır fayları niteliğindedir.

Kemalpaşa Havzası'nı oluşturan faylar, baskın olarak havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlayan yaklaşık D-B uzanımlı yüksek açılı normal faylardır. Havzanın güney sınırını Kemalpaşa Fayı oluşturur. Bu fay, Kemalpaşa ilçesi doğusunda Gediz Sıyırılma Fayı ile kesişir. Havzanın kuzey sınırını ise Spildağı Fay Zonu olarak adlandırılan dörtlü fay takımı oluşturur.

Kemalpaşa Fayı, Kemalpaşa Havzası'nın güney sınırı ile Gediz Grabeni'nin güneybatı kısmını oluşturan, yaklaşık 1 km. genişliğinde ve 15 km. uzunluğunda, DKD-BGB doğrultulu bir normal fay zonudur. Kemalpaşa Fayı ile birlikte Kemalpaşa Havzası'nın güney kenarındaki iki aktif faydan biri olan Gediz Sıyrıma Fayı, genel uzanımı D-B gidişli olan düşük açılı normal bir faydır. Kemalpaşa Havzası'nı kuzeyden sınırlayan Spildağı Fay Zonu ise yaklaşık 2 km genişliğinde ve 12 km uzunluğunda olup, oblik atımlı normal fayların oluşturduğu KB uzanımlı bir fay zonudur.

Kemalpaşa Havzası'nın şekillenmesinde etkili olan fayların kinematik analizi sonucunda, havzanın KKD-GGB doğrultulu çekme ve BKB-DGD doğrultulu sıkışma kuvvetleri etkisi altında olduğu belirlenmiştir.

Kemalpaşa Havzası kuzey ve güneyinde yapılan jeomorfolojik çalışmalarla, bölgedeki tektonik aktivitenin etkileri ortaya çıkarılmıştır. Havzadaki morfolojik oluşumlar genel olarak genç (Kuvaterner yaşlı) olmakla birlikte, tektonik ve flüvyal süreçlerin etkisinde gelişmiştir.

Havzanın kuzeyinde ve güneyinde farklı büyüklüklerde drenaj havzaları belirlenmiştir. Drenaj havzalarının dar ve uzunlamasına bir geometri sunmaları, tektonik etkisinde gelişen hızlı bir deformasyona işaret etmektedir. Belirlenen drenaj havzalarının farklı yönlerdeki uzanımları ise, Kemalpaşa Havzası'na etki eden farklı kırık sistemlerinin varlığını ortaya koymaktadır.

Kuzey kesimde yer alan drenaj havzalarının ağızlarında yer alan alüvyal yelpazeler, güney kesimdekilere oranla daha geniş yayımlıdır. Havzanın güneyinde ise kuzeyine göre daha çok sayıda ütüaltı yapısı vardır. Bunlardan hareketle Kemalpaşa Havzası'ndaki deformasyon hızının güneyde daha fazla olduğu söylenebilir. Eksenel nehrin, havzanın güney kenara daha yakın olması da bu bulguyu destekler niteliktedir. Buna göre güney blok, kuzey bloğa göre daha hızlı hareket etmekte ve havzanın güney sınırındaki deformasyon daha hızlı gerçekleşmektedir.

Kemalpaşa Havzası'nda belirlenen jeomorfolojik elemanların morfolojik analizleri yapılarak, bölgedeki tektonizma-morfoloji ilişkisi netleştirilmiştir. Kemalpaşa Havzası kuzeyinde 15 ve güneyinde 17 adet olmak üzere toplamda 32 adet drenaj havzası üzerinde morfolojik indis çalışmaları uygulanmıştır.

Her bir drenaj havzası için hesaplanan simetri değerleri dikkate alındığında, Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güneyinin farklı tektonik etkilere maruz kaldığı ortaya çıkmaktadır. Havzanın kuzey ve güney bloğundaki drenaj havzalarının farklı yönlere eğilimlenmiş olmaları, bölgede tektonik kontrollü bir asimetrinin varlığını göstermektedir.

Kemalpaşa Havzası kuzey drenaj havzaları için elde edilen hipsometrik eğriler, kuzey bloğun batı kesiminde daha genç bir morfolojinin hakim olduğunu göstermektedir. Aynı şekilde havzanın güney bloğunda ise doğu bölümde morfoloji daha gençtir. Yani kuzey bloğun batı kesimi, güney bloğun ise doğu kesimi tektonik bakımdan daha aktiftir denebilir. Kuzey ve güney blokta yer alan drenaj havzalarından alınan vadi profilleri de bölgedeki tektonik etkinin derecesini ortaya koymaktadır. Havzanın kuzeyinden alınan vadi kesitlerinde, doğuya doğru gidildikçe yaklaşık U şekilli olgun vadilerin olduğu görülür. Güneyden alınan kesitlerde ise batı kesimde kalan vadilerin V şekilli derin yarılmış vadiler olduğu görülür. Kemalpaşa Havzası'nın kuzey ve güney sınırı boyunca elde edilen dağ önü sinüslüğü değerleri de, havzanın güneyindeki tektonik etkinin daha fazla olduğunu göstermektedir.

Bu çalışmalar ışığında, havza fayları üzerinde yapılacak paleosismolojik çalışmalar ile aktif fayların geçmiş dönemlerdeki aktiviteleri konusunda bilgi edinilebilir.

KAYNAKLAR

- Akartuna, M. (1962). İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla Bölgesinin Jeolojisi Hakkında, *MTA Dergisi*, 59, 1-19.
- Anderson, E. M. (1942). *The Dynamics of Faulting*, 1st., ed.: Oliver and Boyd, Edinburg, p.183.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research*, 80, 5835-5848.
- Angelier, J. (1994). *Fault Slip Analysis and Paleostress Reconsruction*, in: Hancock, P.L. (ed)., *Continental Deformation*, Pergamon Pres, Oxford, 53-100.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, İ.H., Poisson, A., Şimşek, Ş. & Uysal, Ş. (1981). Analyses of fault mechanisms and expansion of southwest Anatolia since the Late Miocene, *Tectonophysics*, 79, 11-19.
- Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). Ege Bölgesi Graben Sisteminin Gelişimi Üzerine Düşünceler, *Maden Teknik Arama Enstitüsü Dergisi*, 73, 1 – 9.
- Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). The Rift System in western Turkey; Through on Its Developments, *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 73, 1-9.
- Barka, A.A. (1992). The North Anatolian System, *Annales Tectonicae*, 6, 164-165.
- Barka, A.A. (1999). The 17 August 1999 İzmit Earthquake, *Science*, 285, 1858-1859.
- Başarır, E. ve Konuk, Y. T. (1982). Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allokton birimleri, *TJK Bülteni*, 24, 1-6.

- Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting, *Geological Magazine*, 96 (2), 109-117.
- 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), Tectonic 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. (2003). Origin of NE-trending basins in Western Turkey, *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E. (2004). Granatoid rocks of the southern Menderes Massif (southwestern Turkey): field evidence for Tertiary magmatism in an extensional shear zone, *International Journal of Earth Science*, 93, 52-71.
- Bozkurt, E. ve Park, R.G. (1994). Southern Menderes Massif: on incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey, *Journal of Geological Society*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E. ve 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. ve Rojay, B. (2005). Episodic, Two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in Western Anatolia: field evidence from the Kiraz Basin and Bozdağ Horst, *Geodinamica Acta*, 18/3-4, 295-312.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evaluation of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey, *Geological Magazine*, 141, 63-79.

- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2006). Evolution of the large-scale active Manisa Fault, Southwest Turkey: implications on fault development and regional tectonics, *Geodinamica Acta*, 19, 427-453.
- Bull, W. B. (1977). Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, *U.S. Geological Survey Contact Report*, 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, California, p.188.
- Bull, W.B. (1978). Geomorphic tectonic classes of the South front of the San Gabriel Mountains, California, *U.S. Geological Survey Contact Report*, 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, California, p.59.
- Bull, W.B. ve McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology North and South of The Garlock Fault, California, in: Doehring, D.O. (ed), *Geomorphology in Arid Regions, Proceeding of the Eight Annual Geomorphology Symposium*, State University of NewYork, Binghamton, 115-138.
- Burbank, D. ve Anderson, R. A. (2000). *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science, USA, 201-231.
- Burbank, D. ve Anderson, R. A. (2001). *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science, USA, 274.
- Candan, O., Koralay, E., Dora, Ö., Chen, F., Oberhansli, R., Akal, C., Satır, M. ve Kaya, O. (2006). Menderes Masifinde Pan-African Sonrası Uyumsuzluk: Jeolojik ve Jeokronolojik Bir Yaklaşım, 59. *TJK Bildiri Özetleri Kitabı*, 25-27.
- Carey, E. (1979). Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, *Revue des Geologie Dynamique Géographique Physique*, 21, 57.66.
- Chen, Y.C., Sung, O.C. ve Cheng, K.Y. (2003). Along strike variations of morphotectonics features in the Western foothills of Taiwan: tectonic implications

- based on stream-gradient and hypsometric analysis, *Geomorphology*, 56, 109-137.
- Cox, R.T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment, *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571-581.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2009). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben basin, *Basin Research*.
- Dewey, J. F. ve 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.
- Douglas, W., Burbank, R. ve Anderson, S. (2001). *Tectonic Geomorphology*, GB401.5.B86.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş. ve Karamandereci, İ.H. (1980). Formation of the graben in southwestern Anatolia, *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 92, 7-18.
- Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin Tektonik Evrimi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39 (2), 1-18.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens, western Turkey, *International Earth Sciences Colloquium on The Aegean Region*, IESCA-95, vol.1, 73-94.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). İzmir ve Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri, *MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Raporu*, Rapor no: 10754.

- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ve Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi, *TPJD Bülteni*, 2/1, 1-20.
- Genç, C.S., Altunkaynak, S., Karacık, Z., Yozman, M. ve Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ Graben, south of İzmir: its 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. ve Akyol, A. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea, *Geological Magazine*, 132, 637-650.
- Hack, J.T. (1973). Stream profile analysis and stream gradient index, *U.S. Geological Survey Journal of Research*, p. 421-429.
- Hakyemez, Y.H., Erkal, T. ve 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. ve Barka, A.A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey, *Journal of Structural Geology*, 9, 419-427.
- Hare, P.W. ve Gardner, T.W. (1995). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, in: Morisawa, M., Hack, J. T., eds., *Tectonic Geomorphology: Proceeding of the 15th Geomorphology Symposia Series*, Binghamton, p. 76-104.
- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed Extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey, *Journal of Geological Society*, 152, 639-654.

- Hurtez, J.E., Sol, C. ve Lucazeau, F. (1999). Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills, Central Nepal, *Earth Surface Processes and Landforms*, v.24, 799-808.
- Işık, V. (2004). Kuzey Menderes Masifinde Simav Makaslama Zonu'nun Mikrotektonik Özellikleri, Batı Anadolu, Türkiye, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 47 (2), 49-91.
- İnci, U. (1991). Torbalı (İzmir) Kuzeyindeki Miyosen Tortul İstifinin Fasiyes ve Çökeltme Ortamları, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, No: 112, 44.
- İnci, U., Sözbilir, H., Sümer, Ö. ve Erkul, F. (2003). Urla-Balıkesir Arası Depremlerin Nedeni Fosil Bir Fay, *Cumhuriyet Bilim ve Teknik Dergisi*, 7-8.
- Jackson, J. ve 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. ve McKenzie, D. (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).
- Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege Çöküntüsünün (Neojen) Stratigrafisi ve Tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 7.22, 35-38.
- Keller, E. A. (1986). Investigation of active tectonic: use of surficial earth process, *Active Tectonics Studies in Geophysics*, in: Wallace, R.E.(ed), National Academic Press, Washington, DC, 136-147.
- Keller, E.A. ve Pinter, N. (1996). Geomorphic indices of active tectonics, in: Active Tectonics: earthquakes, uplift and landscape, Prentice Hall, 121-147.

- Keller, E.A. ve Pinter, N. (2002). Active Tectonics, 2nd edition, Prentice Hall, New Jersey, p.362.
- Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 1-16.
- 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.
- Koçyiğit, A., Ünay, E. ve Saraç, G. (2000). Episodic graben formation and extensional Neotectonic regime in the west central Anatolia and the Isparta angle: a key study in the Alaşehir-Afyon Graben, Turkey, 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, p. 405- 421.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E. (1999). Evidence form the Gediz Graben for episodic, two-stage extension in western Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, 156, 605-616.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The Aegean arc and trench system: a key to the Neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981). The Aegean Sea, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 300, 357-372.
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H. ve Yılmaz, H. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey), *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781-792.

- Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., Van Wamel, W.A., Spakman, W. ve Strating, E.H. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late middle Miocene, *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts, *Active Tectonics National Academy Press*, Washington, D.C., p.125-135.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics the Mediterranean Region, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 55, 217-254, in: Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin Jeolojisi ve Tektoniği, *Turkish Journal of Earth Science*, 5,171-185.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophy. Journ. of Royal Astro. Society*, 55, 217-254.
- Means, W.D. (1987). A newly recognized type of slickenside striation, *Journal of Structural Geology*, 9, 585-590.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, 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. (2001). Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model, *International Journal of Earth Sciences*, 89, 709- 727.
- Okay, A.İ. ve Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism core complex in northwest Turkey, *Geological Magazine*, 137, 495-516.
- Okay, A.İ. ve 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.

- Özer, S. ve 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.
- Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa fault zone, western Anatolia, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 615-635.
- Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spildağı High Ranges, western Anatolia, *Geomorphology*, S0169-555X(12)00274-7,
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, W. ve Toksöz, M.N. (1997). GPS measurements of present day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.
- Schumm, S. A. ve Khan, H. R. (1972). Experimental study of channel patterns, *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1755-1770.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, 128, 15-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. ve Rundle, C.C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey, *Journal of the Geological Society of London*, 149, 533-538.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1992). Late Cenozoic volcanic evolution of the northwestern Aegean region, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1992a). The age of the Büyük Menderes Graben (west Turkey) and its tectonic implications, *Geological Magazine*, 129, 239-242.

- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1996). Age of Alaşehir Graben (west Turkey) and its tectonic implications, *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. ve Işık, V. (2002). The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir Graben, western Turkey, *Geological Magazine*, 130, 15-26, in: Bozkurt, E. (2003) Origin of NE-trending basin in western Turkey, *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Sicim, L. (1989). Kemalpaşa Ovası Güneyinin Hidrojeolojisi Bitirme Projesi, *DEU Müh. Mim. Fak. Jeo. Müh. Böl.*, Sıra No: 3036.
- Singh, T. (2008). Hypsometric analysis of watersheds developed on actively deforming Mohand anticlinal ridge, NW Himalaya, *Geocarto International*, v.23, No: 6, 417-427.
- Sözbilir, H. (2000). Block rotation about horizontal axis in the supradetachment basin of Aegean type: evidence from dip analysis, *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, IESCA-2000, Abstracts, p.51.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey, *Turkish Journal Earth Science*, 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. ve 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., Bozkurt, E., Uzel, B. ve Sümer, Ö. (2006). Gediz Sıyrıлма Fayının Deprem Üretme Potansiyeli, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı*

Sözbilir, H., Koçer, T., Demirtaş, R., Uzel, B., Ersoy, Y., Akgün, M. ve Özkaymak, Ç. (2006). Seferihisar-Yelki Fay Zonunda Paleosismolojik çalışmalar: doğrultu atımlı fay zonlarında eğim atımlı aktif normal faylanmaya ait veriler, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı Bildiri Özetleri Kitabı*, 76-77.

Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. ve Akkiraz, S. (2010). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension parallel transfer zone: the Kocaçay basin, western Anatolia, *Basin Research*.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Saygılı, A., Ramazanoğlu, İ. ve Uysal, E. (2004). İzmir Fayı'nın Jeolojik ve Jeomorfolojik Parametreleri, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 8. Toplantısı Bildiri Özetleri Kitabı*, s.22.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkul, F., İnci, U. ve Helvacı, C. (2005). İzmir'deki Deprem Dizilerinin Nedeni: faylardaki çiçek yapısı, *Cumhuriyet Bilim Teknik Dergisi Deprem Araştırmaları*, 976, 18-19.

Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Sarı, B., Akkiraz, S., Akgün, F. ve Kayseri, S. (2006). KD-doğrultulu Kemalpaşa-Torbalı Havzasının Neotektonik Evrimi, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı Bildiri Özetleri*

Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology, *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11).

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 Neotektoniğinin Esasları, *Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Dizisi*, Ankara, 2, 40.
- Şengör, A.M.C. (1982). Ege'nin Neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli*, Ankara, 59-71.
- Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (eds), *Continental extensional tectonics, Geological Society Special Publication*, 28, 575-589.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve 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 deformation and sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 37, 227-64.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tüysüz, O. (2002). Aktif Tektonikte Jeomorfik İndisler, *Aktif Tektonik Ders Notları*, İstanbul, (yayınlanmamış).
- Tüysüz, O. ve Erturaç, M. K. (2005). Kuzey Anadolu Fayı'nın Devrez Çayı ile Soruk Çayı Arasındaki Kesiminin Özellikleri ve Fayın Morfolojik Gelişimdeki Etkileri, *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu-V*, İTÜ, İstanbul.
- Uzel, B. (2007). *Cumaovası (Menderes) Havzası'nın Kuvaterner Jeolojisi ve Aktif Tektoniği*, DEU Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Bitirme Tezi, İzmir.

- Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A first record of strike-slip basin in western Anatolia And its tectonic implication: the Cumaovası basin as an example, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559-591.
- Üstüntaş, A. (1984). *Kemalpaşa (İzmir) ve Çevresinin Jeolojisi, Bitirme Projesi*, DEU Müh. Mim.Fak. Kütüphanesi, İzmir, sıra no: 2069, sayı 26.
- Verdier, J. (1963). Kemalpaşa (Nif) Dağı Etüdü, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, Ankara, 61, 37-39.
- Wallace, R.E. (1951). Geometry of shearing stress and relation faulting, *Journal of Geology*, 59, 118-130.
- Wallace, R.E. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, North central Nevada, *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1267-1281.
- Westaway, R. (2005). Cenozoic cooling histories in the Menderes Massif, western Turkey, may be caused by erosion and flat subduction, not low-angle normal faulting, *Tectonophysics*
- Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A. (2000). When did the western Anatolia 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.