

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**GÖLMARMARA HAVZASININ (GEDİZ
GRABENİ KUZEY KOLU) AKTİF TEKTONİĞİ,
MANİSA**

Semih ESKİ

Ekim, 2014
İZMİR

**GÖLMARMARA HAVZASININ (GEDİZ
GRABENİ KUZEY KOLU) AKTİF TEKTONİĞİ,
MANİSA**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Uygulamalı Jeoloji Programı**

Semih ESKİ

**Ekim, 2014
İZMİR**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

SEMİH ESKİ, tarafından **PROF. DR. HASAN SÖZBİLİR** yönetiminde hazırlanan
“**GÖLMARMARA HAVZASININ (GEDİZ GRABENİ KUZEY KOLU)**
AKTİF TEKTONİĞİ, MANİSA” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve
niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Yönetici

Prof. Dr. Tahir EMRE

Jüri Üyesi

Yard. Doç. Dr. Mehmet UTKU

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans çalışmalarımın her aşamasında ve hayat mücadelemde beni yönlendiren, destekleyen ve daha iyisi için cesaretlendiren, en zor durumlarda bile pozitif bakış açısı ile enerji veren, tecrübelerinden yararlandığım ve yanında çalışmaktan onur duyduğum danışmanım ve değerli hocam Prof.Dr. Hasan SÖZBİLİR'e sonsuz teşekkür ederim.

Jeolojik haritalama, yapısal jeoloji ve ağırlıklı arazi çalışmaları sırasında tecrübeleri ve yardımları ile tezin olgunlaşmasına sağladığı katkılardan dolayı, beraber çalışmaktan mutluluk duyduğum değerli hocam Araş.Gör. Dr. Bora UZEL'e; başta jeomorfoloji ağırlıklı olmak üzere tüm tez yazım uslubunu ve çalışma tarzını örnek aldığım, yanımda olmasada yazdığı makalelerle sanki yanımdaymış gibi bana ilham ve feyz veren değerli hocam Yrd.Doç.Dr. Çağlar ÖZKAYMAK'a; arazi çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemeyen ve yüksek lisans tezimin her aşamasında sağladığı destek ve teşvik edici konuşmaları ile bana güç veren sevgili arkadaşım jeo. müh. Gülbin YARALI'ya ; çalışmalarım süresince manevi desteğiyle psikolojimi rahatlatmaya çalışan Araş.Gör. Dr. Ökmen SÜMER'e teşekkür ederim.

Yüksek lisans çalışmaları süresince mevcut tüm imkanlarını kullanmama olanak sağlayan Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığı'na, Genel Jeoloji Anabilimdalı Başkanlığı'na teşekkür ederim. Yüksek lisans tez çalışmalarım, Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) Koordinasyon Birimi (Proje numarası: DEU-BAP-2012.KB.FEN.026) tarafından desteklenmiştir.

Son olarak, her zaman yanımda olarak ilgi, maddi ve manevi yardımlarını esirgemeyen sevgili annem Güller ESKİ ve babam Recep ESKİ'ye; sevgili ablam ve eniştem Selin ÜNAL, Engin ÜNAL'a, yeğenlerim Selen ve Eda ÜNAL'a; her zaman desteklerini esirgemeyen ve yanımda olan kardeşim bildiğim Berk ERDİM'e teşekkür ederim.

Semih ESKİ

GÖLMARMARA HAVZASININ (GEDİZ GRABENİ KUZEY KOLU) AKTİF TEKTONİĞİ, MANİSA

ÖZ

Gediz Grabeni' nin kuzey kolunu oluşturan Gölarmara Havzası, eski ve modern havza dolgu birimleriyle birbirinden ayrılan iki farklı havza çökeline sahiptir. Eski havza dolgusu birimleri kıvrımlı ve faylı Miyosen yaşlı Halitpaşa Grubu istifinden oluşur. Modern havza dolgusu, Kuvaterner yaşlı karasal kırıntılı tortul kayalar ile akarsu çökelleri ve Holosen yaşlı alüvyal/kolüvyal çökellerden oluşan birimler ile temsil edilir. Yapısal ve stratigrafik veriler, havzanın ilk olarak Manisa Havzası ile birleşik bir göl olarak oluştuğunu; olasılıkla Pliyosen'de etkili olan KB-GD yönlü kırılmalarla yükselip deformasyona uğrayarak günümüzün şeklini almaya başladığını göstermektedir. Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB) içerisine bulunan diğer havzalar ile karşılaştırıldığında, Gölarmara Havzası sınır fayları ile Gördes Havzası' nı yükseltip askıda bırakmıştır. Bağlı yaş ilişkileri kurulduğunda Gölarmara Havzası' nın askıda kalan havzadan daha genç olduğunu söyleyebiliriz. Söz konusu tektonik ortamda oluşan modern havza dolgusu batıdan KB-GD uzanımlı Gölarmara Fay Zonu (GFZ), kuzeyden Akselendi Fay Zonu (AFZ) ile sınırlıdır. GFZ boyunca yapılan tektonik jeomorfoloji, sismotektonik çalışmaları ve hesaplanan jeomorfolojik indisler, analiz edilen fay segmentlerinin orta derecede aktif olduğuna işaret etmektedir.

Havza yapısını anlamak amacıyla çalışma alanında sınırlı kalınmamış olup, Halitpaşa Fay Zonu (HFZ)' nda da yapısal haritalama çalışmaları ve geçmiş dönemde yapılmış olan DSİ rezistivite kesitleri yorumlanmıştır. Bu çalışmalar sonucu, Gölarmara Havzası içerisinde örtülü bir horst yapısının olduğu ve bu yapının Miyosen dönemi tek havza modelinin sınırını oluşturduğu düşünülmektedir.

Anahtar kelimeler: Gölarmara Havzası, Gölarmara Fay Zonu, aktif tektonik, tektonik jeomorfoloji, jeomorfik indisler, Gediz Grabeni, Batı Anadolu.

ACTIVE TECTONICS OF THE GÖLMARMARA BASIN (NORTHERN BRANCH OF THE GEDİZ GRABEN), MANİSA

ABSTRACT

The Gölarmara Basin, constituting the northern branch of the Gediz Graben, distinguished by an ancient and modern graben fill. The ancient basin-fill is made up of a folded and normal faulted Miocene Halitpaşa Grubu sequence. The younger modern basin-fill is represented by the Quaternary continental clastics, comprising fluvial deposits and alluvial/colluvial sediments. Structural and stratigraphical data reveal that the basin was initially formed as a composite lacustrine with Manisa Basin; it was in Pliocene NW-SE direction which is effective at uplifted and deformed probably as a result of begins to take shape today shows that. Compared with the other basins into the West Anatolian Extensional Province (WAEP), Gordes Basin has been raising remain suspended from Gölarmara Basin's boundary faults. We can say Gölarmara Basin younger than that suspended basin when establishing the relative age relationships. Modern graben fill forming under the control of the youngest stage is bounded by NW-SE trending Gölarmara Fault Zone (GFZ) to the west and Akselendi Fault Zone (AFZ) to the north. Tectonic geomorphology studies and computed geomorphic indices along GFZ suggest that the analyzed normal fault segments are moderate active.

In order to understand the structure of the basin in the study area is not be confined, Halitpaşa Fault Zone (HFZ) in structural studies, mapping and performed in the past has been interpreted resistivity sections of the DSI. As a result of this study, horst structure is covered in Gölarmara Basin and Miocene period single basin model of this structure is thought to boundary.

Keywords: Gölarmara Basin, Gölarmara Fault Zone, active tectonics, tectonic geomorphology, geomorphic indices, Gediz Graben, western Anatolia.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	viii
TABLolar LİSTESİ.....	xi

BÖLÜM BİR – GİRİŞ 1

1.1 Çalışma Alanının Tanıtımı	1
1.2 Çalışmanın Amacı	6
1.3 Terminoloji, Materyal ve Yöntemler.....	7
1.3.1 Uzaktan Algılama Çalışmaları.....	9
1.3.1.1 Uydu Görüntüleri	9
1.3.1.2 Sayısal Yükseklik Modeli	11
1.3.2 Jeolojik Haritalama Çalışmaları	14
1.3.3 Yapısal Jeoloji Çalışmaları	15
1.3.4 Tektonik Jeomorfoloji Çalışmaları	17
1.3.4.1 Jeomorfolojik Göstergeler	18
1.3.4.2 Jeomorfik İndisler ve Morfometri.....	19
1.3.4.2.1 Dağönü Sinüslüğü (S_{mf}).....	20
1.3.4.2.2 Üçgen Yüzey	20
1.3.4.2.3 Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f)	21
1.3.4.2.4 Asimetri Faktörü (AF).....	21
1.3.4.2.5 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral (HI).....	22
1.4 Önceki Çalışmalar	24
1.4.1 Bölgenin Aktif Tektoniği.....	24
1.4.2 Gölarmara Havzası ve Çevresinin Sismotektoniği	31
1.4.3 Gölarmara Havzası' nın Jeolojisi	33

BÖLÜM İKİ – STRATİGRAFİ.....	39
2.1 Temel Kaya Birimleri.....	44
2.2 Eski Havza Dolgusu Kaya Birimleri	47
2.3 Modern Havza Dolgusu Birimleri.....	51
2.4 Gediz Grabeni' ndeki İstiflerin Stratigrafik Korelasyonu.....	53
 BÖLÜM ÜÇ – TEKTONİK JEOMORFOLOJİ.....	 68
3.1 Gölarmara Fay Zonu’ nun Morfolojik Özellikleri	68
3.1.1 Aktif Tektoniğe İşaret Eden Jeomorfik Veriler	70
3.1.1.1 Dağönü.....	70
3.1.1.2 Drenaj Havzası Analizi	73
3.1.1.3 Derelerin Sistematiik Yönelimi	77
3.1.2 Jeomorfolojik Yorum	87
 BÖLÜM DÖRT – YAPISAL JEOLojİ	 91
4.1 Manisa Fay Zonu (MFZ).....	93
4.2 Akselendi Fay Zonu (AFZ)	95
4.3 Ozanca Fay Zonu (OFZ)	103
4.4 Gölarmara Fay Zonu (GFZ)	105
4.5 Miyosen İçinde Gözlenen Deformasyonlar.....	107
4.6 Kinematik Analiz	111
 BÖLÜM BEŞ – TARTIŞMA VE SONUÇLAR	 114
 KAYNAKLAR	 124

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1.1 Çalışma alanının yeri	2
Şekil 1.2 Gölarmara Havzası'nın yerini gösteren sayısal arazi modeli	5
Şekil 1.3 ASTER uydusundan elde edilen Gölarmara Havzası' nın görüntüsü.....	10
Şekil 1.4 SRTM verileri ile Gölarmara Havzası için oluşturulan üç boyutlu sayısal yükseklik modeli.....	13
Şekil 1.5 Gölarmara Havzası'nda jeolojik haritalama yapılan topografik haritaların SYM üzerindeki yerlerini gösteren indeks harita	15
Şekil 1.6 Verev atımlı normal faylanmalar ile denetlenen dağ önlerinde gözlenen jeomorfolojik indisleri gösteren blok diyagram ve harita ifadesi.....	19
Şekil 1.7 Avrasyanın sabit olarak kabul edildiği Batı Anadolu'daki GPS verileri....	25
Şekil 1.8 Batı Anadolu Genişleme Bölgesi' ne ait İzmir-Balıkesir Transfer Zonu' nunda bulunan fay zonlarını ve geçmişte olan depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren şekil.....	27
Şekil 1.9 Gediz Grabeni ve çevresinin sismotektonik haritası.....	31
Şekil 1.10 MTA' nın çalışma alanında yaptığı diri fay haritası	34
Şekil 1.11 Holosen boyunca Gediz Havzası'nda çökelen genç sediman dolgunun fasiyes dağılım modelini gösteren paleocoğrafya haritası	35
Şekil 1.12 Geç Pleistosen-Holosen sırasında Gediz Nehri havzasındaki en genç çökel dolgusu fasiyeslerinin dağılımını gösteren paleocoğrafya haritaları.....	36
Şekil 2.1 Ege Bölgesi' nin ana tektonik ve tektonostratigrafik elemanlarını ve konfigürasyonunu gösteren basitleştirilmiş haritası.....	40
Şekil 2.2 1:100.000 ölçekli Gölarmara Havzası ve çevresinin jeoloji haritası	42
Şekil 2.3 Çalışma alanının Neojen, Kuvaterner ve temel kayalrın stratigrafik ve litolojik özelliklerini gösteren enine kesit	43
Şekil 2.4 Çalışma alanının KKD' sindeki temel kaya birimlerini gösteren Jeoloji Haritası	46
Şekil 2.5 Gökbel Kireçtaşı ve Hasköy Formasyonu' nun miyosen birimler ile tektonik ilişkili sınırını gösteren arazi kesiti.....	47
Şekil 2.6 Temel kayalara ait serpantin ve çört birimleri ile Halitpaşa Grubu' nun yapısal dokanağını gösteren arazi kesiti	48

Şekil 2.7 Çalışma alanının litostratigrafik kolon kesiti	49
Şekil 2.8 Halitpaşa Grubu' na ait serpentinit çakıllı birim ile killi kireçtaşı biriminin dokanağı	50
Şekil 2.9 Halitpaşa Grubu' nun litolojik özelliklerini simgeleyen arazi kesiti	51
Şekil 2.10 Akeselendi Fayı kontrolünde gelişen GD' ya eğimli ve KD' ya kolüvyal katmanlar	52
Şekil 2.11 Rahmiye Fayı önünde gelişen alüvyal yelpaze çökelleri	53
Şekil 2.12 Gediz Grabeni boyunca oluşan deformasyonu ve yanal değişimi gösteren stratigrafik model.....	54
Şekil 2.13 Gediz Grabeni boyunca korelasyonu yapılan havzaları gösteren harita ...	55
Şekil 2.14 Gölarmara, Gördes ve Demirci Havzası' nın arasında bulunan morfolojik ilişkiyi gösteren google earth görüntüsü	63
Şekil 2.15 Manisa, Halitpaşa, Gölarmara havzalarının yükselteleri arasında kot farkını gösteren dem haritası	63
Şekil 2.16 İlişkili komşu havzalarla yapılan litostratigrafik korelasyon	66
Şekil 2.17 DSI' nin bölgede yapmış olduğu rezistivite loglarının yorumlanmasıyla oluşturulmuş enine kesit	67
Şekil 3.1 Batı Anadolu'daki ana fay sistemlerini gösteren genelleştirilmiş jeoloji haritası	69
Şekil 3.2 Üç ana grup altında incelenen ve havzaları ve numaralarını gösteren, SRTM görüntüsü üzerine giydirilmiş jeomorfoloji haritası	71
Şekil 3.3 Çalışma alanında hesaplanan ana jeomorfik indisleri gösteren drenaj haritası	72
Şekil 3.4 Gölarmara Fay Zonu' nu gösteren 3 boyutlu Google Earth görüntüsü ...	74
Şekil 3.5 Drenaj havzalarına ait gül diyagramları.....	83
Şekil 3.6 Kuzey havzalardan alınan Vf değerlerinin elde edilmesinde kullanılan SRTM kesitleri	84
Şekil 3.7 Kuzeydoğu havzalardan alınan Vf değerlerinin elde edilmesinde kullanılan SRTM kesitleri	85
Şekil 3.8 Güney havzalardan alınan Vf değerlerinin elde edilmesinde kullanılan SRTM kesitleri	86

Şekil 4.1 Çalışma alanının temel birimlerini ve yapısal elemanlarını gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası	92
Şekil 4.2 28 Ocak 1994 Manisa depreminin oluşum mekanizmasını gösteren blok diyagram	94
Şekil 4.3 Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde yer alan ve dağın kontrol eden KB–GD uzanımlı ana fay segmentine ait arazi fotoğrafları	95
Şekil 4.4 Çalışma alanında bulunan Karahöyük Dağının yerini gösteren DEM (Dijital Yükseklik Haritası) görüntüsü	98
Şekil 4.5 Karahöyük Dağı'nın ayrıntılı jeoloji haritası	99
Şekil 4.6 Şekil 4.5' da gösterilen A-A' ve B-B' kesit hatları boyunca alınan enine jeolojik kesitleri	100
Şekil 4.7 Karahöyük Dağı' nı güneyden sınırlayan Rahmiye fayına ait arazi görünüşleri	101
Şekil 4.8 Karahöyük Dağı' nı gösteren arazi fotoğrafı	102
Şekil 4.9 Akselendi yerleşim alanının doğusunda yeralan Akselendi fayını gösteren arazi fotoğrafı	103
Şekil 4.10 Ozanca Fay Zonu' na ait panoramik görüntü	104
Şekil 4.11 Gölarmara ve Halitpaşa faylarını gösteren arazi fotoğrafları	106
Şekil 4.12 Halitpaşa Grubu' na ait sin-sedimanter deformasyonla yapıları	108
Şekil 4.13 Miyosen yaşlı birimlerin içerisinde bulunan çakıllı seviyeleri öteleyen normal faylar	109
Şekil 4.14 Halitpaşa Grubu içerisinde gözlemlenen normal faylar	110
Şekil 4.15 Halitpaşa Grubu' nda bulunan senklinal yapı	111
Şekil 4.16 Çalışma alanında yapılan kinematik analizlerin ait olduğu fayların yerini gösteren harita	112
Şekil 4.17 Faultkin programı ile yapılan kinematik analizleri gösteren veriler	113
Şekil 5.1 Manisa Fay Zonu' nunda bulunan basamaklı yapıları ve Manisa Havzası' nı gösteren blok diyagram	120
Şekil 5.2 DSI' e ait rezistivite kesitlerinin blok diyagrama dönüştürülmüş hali	122
Şekil 5.3 Dem haritası üzerine giydirilmiş ana fay zonlarını ve kesikli çizgi ile bu çalışmada ilk çizilen alüvyon altında kalan havza içi faylar	123

TABLÖLAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 1.1 Çalışmada kullanılan ana terimlerin tanımlamalarının karşılaştırılması	8
Tablo 1.2 Çalışmada kullanılan morfometrik indislerin ayrıntılı açıklaması.....	23
Tablo 1.3 Gediz Grabeni için hazırlanan tarihsel deprem kataloğu	32
Tablo 3.1 Gölarmara Havzası dağ önü bölümlerine ait Smf ve üçgen yüzey yüzdesi değerleri	72
Tablo 3.2 Gölarmara ve Keçi Dağı Yükselteleri üzerinde bulunan ana nehirlerin ve drenaj havzalarının morfolojik özellikleri	76
Tablo 3.3 Marmara Dağı yükseltisinde bulunan ve güney drenaj havzalarını oluşturan vadilerin yönelim doğrultuları ve sayıları	78
Tablo 3.4 Havzanın kuzey-kuzeydoğu sınırı yükseltisini ve kuzey drenaj havzalarını oluşturan vadilerin yönelimleri ve sayıları	80
Tablo 3.5 Keçi Dağı yükseltisinde yer alan ve kuzeydoğu drenaj havzasını oluşturan vadilerin yönelimleri ve sayıları	81

BÖLÜM BİR

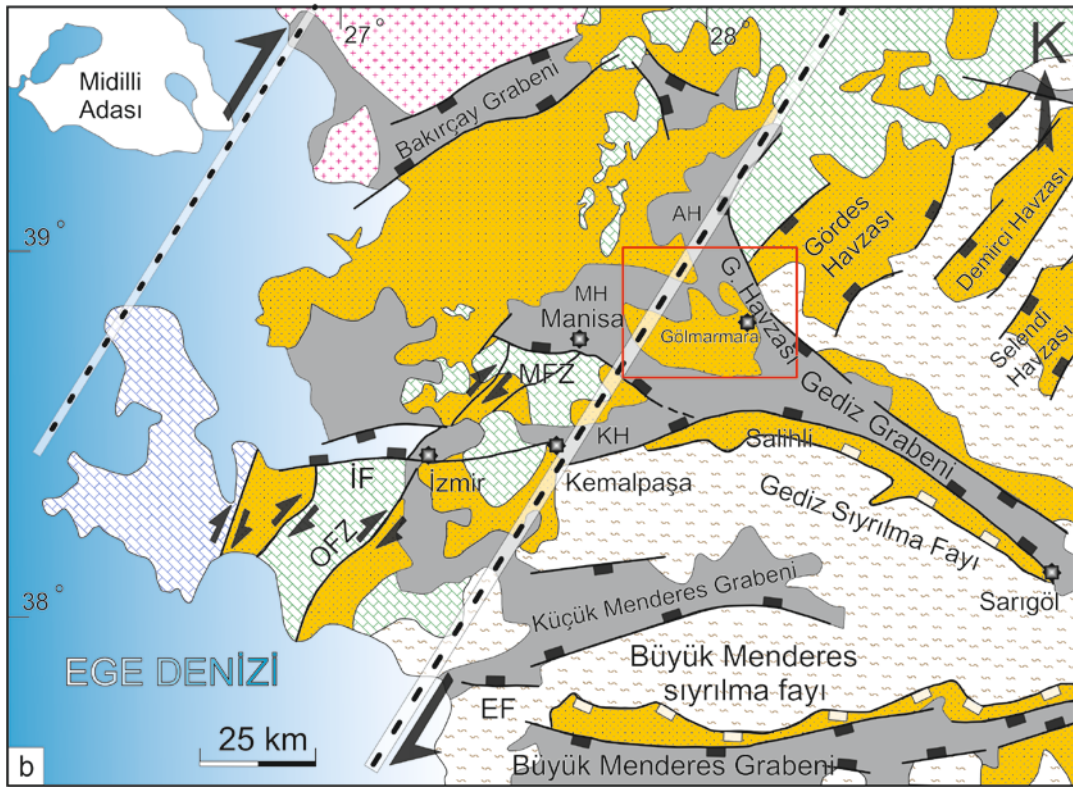
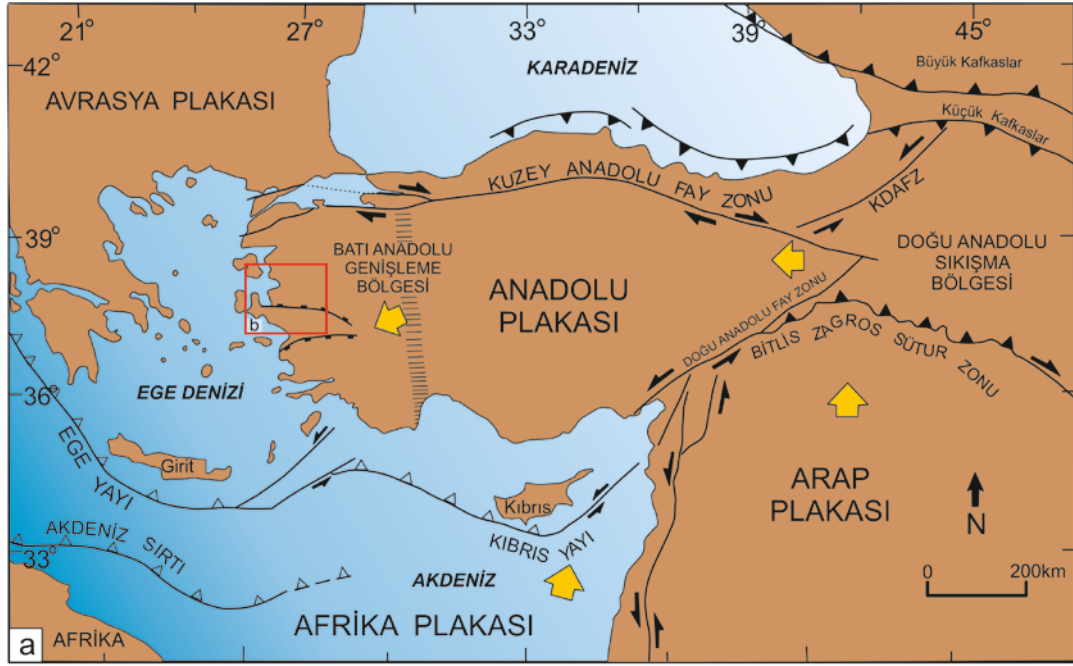
GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanının Tanıtımı

Yüksek lisans tez çalışma alanını oluşturan Gölarmara Havzası, Türkiye'nin batı bölümündeki "Batı Anadolu Genişleme Bölgesi" (BAGB) (Altunel, 1999; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve diğer., 2001; Özkaymak ve diğer., 2013; Seyitoğlu ve Scottt, 1991, 1992; Sözbilir, 2001, 2002, 2005; Sözbilir ve diğer., 2009; Taymaz ve diğer., 1991) olarak bilinen bölgede yer alır (Şekil 1.1a). BAGB, Gediz, Büyük ve Küçük Menderes gibi DB uzanımlı ve Bakırçay, Söke-Milet, Cumaovası, Kocaçay gibi KD-GB uzanımlı havzalar ile karakteristiktir (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2007; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 2007; Koçyiğit ve diğer., 1999; Özkaymak ve diğer., 2013; Seyitoğlu ve diğer., 2000, 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012).

Kaya ve diğer., (2004) tarafından "Gölarmara Yarım Grabeni" olarak tanımlanan Gölarmara Havzası, bu çalışma kapsamında "Gölarmara Havzası" olarak ifade edilecektir.

Gölarmara Havzası, Gediz Grabeni'nin kuzey kolunun güney koluyla birleşim noktasında başlayıp Akhisar Havzası'na kadar uzanmaktadır (Şekil 1.1b). Havzanın güneydoğusunda Salihli, batısında Manisa, ve kuzeyinde Akhisar gibi önemli yerleşim alanları bulunmaktadır (Şekil 1.2a). Gölarmara Havzası, jeomorfolojik olarak güneyinde bulunan Gediz Grabeni ile bağlantılıdır; batısında yeralan Çaldağı ile Manisa Havzasından, kuzeyinde yeralan Karahöyük Dağı ile Akhisar Havzası'ndan ayrılır (Şekil 1.2).



Şekil 1.1 a) Çalışma alanının yerini ve Türkiye' nin ana tektonik hatlarını gösteren harita (Bozkurt, 2001; Özkaymak, 2013' den uyarlanmıştır). Kısaltmalar: KDAFZ, Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu.

Siyah dolgulu üçgenler ana kıvrım ve bindirme kuşaklarını, dolgusuz üçgenler aktif dalma-batma zonlarını göstermektedir. Üçgenlerin sivri ucu bindiren bloğu göstermektedir. Siyah dolgulu oklar doğrultu atımlı faylar ile ayrılan blokların hareket yönlerini vermektedir. Yatay çizgilerle bölünmüş alan, Batı Anadolu genişleme bölgesi ile orta Anadolu bölgesi arasındaki geçiş zonunu göstermektedir. b) Gölarmara Havzası'nın yerini gösteren Batı Anadolu'nun genelleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Siyako, 1993; Bozkurt, 2001; Özkaymak, 2013; Sözbilir, 2001, 2002, 2005; Bozkurt ve Sözbilir, 2004' den uyarlanmıştır). Kısaltmalar AH: Akhisar Havzası, MH: Manisa Havzası, KH: Kemalpaşa Havzası, EF: Efes Fayı, MFZ: Manisa Fay Zonu, OFZ: Orhanlı Fay Zonu. Koyu renkli noktalı çizgiler İzmir-Balıkesir Transfer Zonunun lokasyonunu, kırmızı çerçeve çalışma alanını göstermektedir.

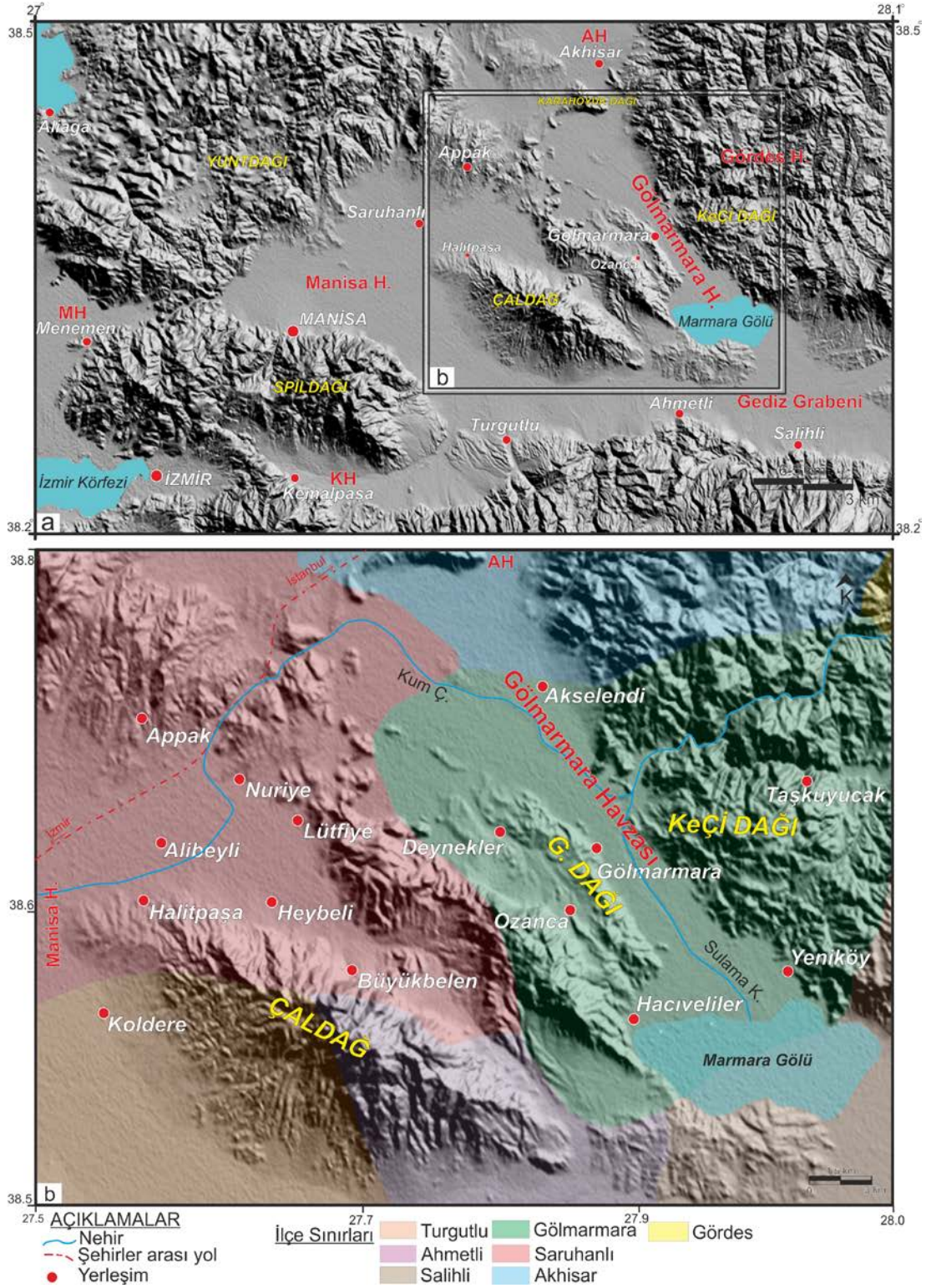
İnceleme alanı olarak seçilen Gölarmara bölgesi Gediz Grabeni'nin iki ayrı kolunun birleşim noktasında yer almakta olup İzmir K 19 ve K 20 1/100.000'lik paftalarını kapsamaktadır (Şekil 1.2a). Havzanın güneyi Marmara Gölü' nü sınırlayan yükseltilerle, batı ve kuzaybatısı ise Gölarmara Dağı yükseltileri ile sınırlanırken, havzanın kuzeyinde Akhisar Havzası yeralır (Şekil 1.2b). Topoğrafik açıdan oldukça belirgin olan ve uydu görüntülerinden kolaylıkla tanımlanabilen bu yükseltilerden Çaldağ' ın zirve noktası 1015 metre rakımı ile alanın en yüksek dağı oluşturur. Havzanın batısını sınırlayan 302 metre rakıma sahip Marmara Dağı' nın yaklaşık 600 metre kuzeydoğusunda ani bir alçalma ile 100 metre rakıma düşen Gölarmara ilçesi bulunmaktadır. Aynı doğrultuda sınırı oluşturan kuzeybatı uzanımlı bölgenin topoğrafyası ilçenin bulunduğu bölgeye nispeten yumuşak bir eğime sahiptir. Akselendi kuzeyinde ise Akhisar ile Akselendi arasında maksimum yüksekliği 311 metre, ortalama yüksekliği ise 250 metre olan Karahöyük Dağı güncel havzayı kuzeyden sınırlar. Havza içerisinde ve güneyde Gediz Grabeni sınırında bulunan yüksek lisans tez kapsamında sık sık değinilecek Marmara Gölü 76 metrelik rakıma sahiptir. Marmara Gölü, kuzeybatıdan gölü besleyen akarsuyun (bugünkü yapay kanal) Kum Çayı tarafından kapılması sonucunda küçülmüştür (Konak, Akdeniz ve Armağan, 1980). Gölün geometrik yapısı ve besleniş şekli ileri kısımlarda daha detaylı incelenmiştir (Şekil 1.2b).

Jeolojik anlamda havza, jeolojik zamanın belli bir devresinde çevre alanlara göre çökme hızının daha yüksek olduğu ve daha kalın çökellerin depolandıkları çöküntü alanı olarak tanımlanmaktadır (Ingersoll, 1988). Böyle kalın bir çökel yığınının

depolanabilmesi için de, jeolojik havzanın çevre alanlara göre tektonik denetimli bir çöküntü havzası olması beklenir (Miall, 2000). Sonuç olarak, bu havzaların en az bir kenarlarının faylarla denetlenen ya da kıvrımlanma ile gelişen dağ zinciri ile sınırlandırılması gereklidir. Böylece bu tip yükseltilerden aşınan çökeller, çeşitli olaylarla taşınarak çöküntüyü oluşturan havzada istiflenebilecektir. Batı Anadolu'da Kuvaterner döneminde gelişen jeolojik havzalar tipik olarak kıtasal rift, genişleme ve transtansiyonel havzalar olarak bilinir.

Kıtasal rift havzası veya genişleme havzasına en iyi örneklerden birini Gediz grabeni (Alaşehir Grabeni olarak da bilinir, örn. Seyitoğlu ve Scott, 1996) oluşturur. Gediz grabeni doğuda Sarıgöl ilçesinden başlar ve batıya doğru Salihli ilçesine kadar KB-GD doğrultusunda uzanım sunar. Salihli ilçesinden itibaren Kemalpaşa Havzası, Manisa Havzası ve Gölarmara Havzası şeklinde üç ana kola ayrılır (Şekil 1.1b) (Bozkurt, 2003; Emre ve diğer., 2005; Hakyemez ve diğer., 1999; Koçyiğit ve diğer., 1999; Paton, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996).

Doğu uzantıları Gediz Grabeni ile bağlantılı olan bu kollardan, kuzeydeki Gölarmara ile güneydeki Kemalpaşa havzaları ve bunların arasında kalan Manisa Havzası, Gediz Grabeni'nin alt havzaları olarak ifade edilebilir. Batıda, Gölarmara ile Manisa Havzası arasında bulunan Çaldağ ve Marmara Dağı yükseltisi üzerinde kurulu olan drenaj sistemleri ile Gölarmara'ya drene edilen dereler havza üzerinde akan ana nehirleri beslerler (Şekil 1.2). Havza içerisindeki önemli yerleşim alanlarını Gölarmara ilçesi dışında, Akselendi yerleşimi temsil etmektedir (Şekil 1.2). Jeolojik anlamda havzanın batı ve kuzeybatısı sedimanter ve metamorfik (Marmara Dağı), güneyi ve kuzeyi sedimanter ve doğusu ise sedimanter ve metamorfik kökenli kayalar ile çevrilmiştir. Bu alanlardan aşındırılan malzemeler ilgili drenaj sistemleri ile Gölarmara Havzası'na taşınmakta ve havzanın güncel dolgusunu oluşturmaktadır.



Şekil 1.2 a) Gediz Grabeni'ndeki önemli yerleşim yerlerini ve bu alan içerisinde bulunan Gölçarmara Havzası'nın yerini gösteren sayısal arazi modeli. Kısaltmalar: MH, Menemen Havzası; KH, Kemalpaşa Havzası; AH, Akhisar Havzası, b) Yüksek lisans tez çalışma alanını oluşturan Gölçarmara Havzası'nın coğrafi özelliklerini ve Manisa ilçeler haritasını gösteren harita.

Gölmarmara Havzası'nda Akdeniz iklimi ve bitki örtüsü baskındır, ancak kıyılara göre kısmen İç Anadolu'nun karasal iklim özelliklerini de taşır. Yükseltiye bağlı olarak ova bitkileri, makiler, kuraklığa dayanıklı ve sürekli yeşil kalabilen akdeniz bitkileri ve ormanlar şeklinde bir yayılma göze çarpar. Ormanlar yaygın olarak, Palamut, Meşe, Kızılçam, Karaçam ağaçlarından oluşur (Manisa Valiliği, 2013).

En düşük ortalama sıcaklık, 6.7 °C (Ocak) ve en yüksek ortalama sıcaklık, 28.2 °C (Temmuz); en düşük ortalama yağış miktarı, 9.0 kg/m² (Ağustos) ve en yüksek ortalama yağış miktarı, 129.5 9.0 kg/m² (Aralık) olarak ölçülmüştür (Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü [DMİ], 2013). Daha çok kış aylarında etkili olan yağışlara bağlı olarak, havzanın drenaj sistemleri ile havzada akan Kum Nehri'ne taşınan su miktarı, nehrin akış rejimini ve havzada depolanan alüvyon karakteristiğini etkilemektedir.

Marmara Gölü, Salihli'nin kuzeyindeki bir alüvyal set gölü olarak kabul edilmektedir. Doğu kısmı Gediz Ovasına, kuzeybatı kısmı Akhisar Ovasına açık olup, buralardan alüvyon setleriyle ayrılır. Bu durum, Marmara Gölüne set gölü karakterini verir. Gediz çöküntü havzası içinde bulunan gölün seviyesi, Gediz Ovasının seviyesinden daha alçaktır. Derinliği az olan gölün yüzölçümü 44,5 km²'dir (Şekil 1.2a). Gediz Nehri ile Demrek Deresinden ve kuzeydeki Kum Çayından göle 1950-1951 yıllarında DSİ'nin yaptığı çalışmalar sonucunda bir besleme kanalı bağlanmıştır. Bu kanallar bilhassa ilkbahar sonlarında kabarık olan akarsuların sularını göle taşırlar. Göl kapalı bir çukurda olup, suları tuzludur (Arı ve Derinöz, 2011) (Şekil 1.2b).

1.2 Çalışmanın Amacı

Yüksek lisans tezi kapsamında yapılan bu çalışmanın amacı; (1) Gölmarmara Havzası'nın jeoloji haritasının oluşturularak bölgedeki Kuvaterner ve Neojen yaşlı birimlerin stratigrafik ilişkilerinin belirlenmesi ve bölgenin jeolojik istifinin ortaya çıkarılması, (2) Gölmarmara Havzası'nın güncel jeomorfolojik yapısal unsurların yorumlanması, (3) Gölmarmara Grabeni' ni sınırlandıran kısımların fay kontrollü

olup olmadığı ve bu bilgiler ışığında graben türünün ne olduğu, (4) Çalışma alanında bulunan fayların kinematik verileri incelenerek Batı Anadolu Tektoniği ile bölgesel ölçekte karşılaştırılması, (5) Elde edilen veriler ışığında, Gölarmara Havzası' nın neotektonik evrimi ve aktif tektonik özelliklerinin belirlenmesidir. Bu amaca ulaşmak için kullanılan materyal ve yöntemler ile terminoloji aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

1.3 Terminoloji, Materyal ve Yöntemler

Tezin bu bölümünde, belirlenen hedeflere ulaşmak için kullanılan terminolojiye, materyal ve yöntemlere genel anlamda bir giriş yapılacaktır. Gölarmara Havzası'nda yürütölen yüksek lisans tez çalışması başlıca jeolojik haritalama, yapısal jeoloji ve tektonik jeomorfoloji çalışmaları olmak üzere üç ana başlık altında yürütölmüştür.

Tez çalışması kapsamında, Batı Anadolu'da ve dünyanın farklı bölgelerinde mevcut olan önceki çalışmaların ve teorik veri kaynaklarının elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla, öncelikle aktif tektonik ve tektonik jeomorfoloji ilgili kaynaklar araştırılarak bu çalışmada kullanılacak araştırma materyal ve yöntemleri belirlenmiştir. Daha sonra Gölarmara Havzası (az sayıda) ve çevresinde bugüne kadar yapılan jeolojik çalışmalar toplanarak değerlendirilmiş ve sonuçta Gölarmara Havzası'nın jeolojisiyle ilgili eksik noktalar belirlenmiştir. Aşağıda tez kapsamında kullanılan aktif tektonik ve tektonik jeomorfoloji kavramlar tanıtılacak ve daha sonra Gölarmara Havzası'nın jeolojik yapısıyla ilgili olarak bugüne kadar yapılmış çalışmalar özetlenecektir.

Jeoloji biliminde, '*Tektonik*' kavramı kısaca yerkabuğunun deformasyonu ile ilişkili olarak gelişen yapıları, süreçleri ve yerkabuğundaki oluşumları temsil eder. Herhangi bir bölgede, jeolojik geçmişte herhangi bir zamanda başlayıp niteliğini değiştirmeksizin günümüzde de süren tektonik rejime '*Neotektonik*', bu döneme de '*Neotektonik dönem*' denilmektedir. Yaygın olarak '*Deprem Jeolojisi*' terimi ile aynı anlamda kullanılmaktadır (Tablo 1.1). Türkiye'de Neotektonik dönem, Arap ve Avrasya levhalarının Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca çarpışması sonrasında,

Kuzey Adadolu Fay Zonu ile Doğu Anadolu Fay Zonu'nun oluşmasıyla başlamıştır (Bozkurt, 2001; Dewey ve diğer., 1986; Koçyiğit ve diğer.,2001; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğer., 1987).

'Aktif Tektonik' kavramı ise, yeryüzünü şekillendiren ve insan toplulukları üzerinde etki yapan dinamik tektonik süreçleri inceleyen çalışmalar olarak tanımlanmaktadır (Keller ve Pinter, 2002). Bu anlamda, Neotektonik dönem içerisinde yeralan daha sınırlı bir zamanı temsil eder.

'Tektonik Jeomorfoloji', Tektonik ve jeomorfik süreçler arasındaki etkileşimin bir sonucu olarak ortaya çıkan yeryüzü şekillenmesi çalışmalarını konu alır. Burbank ve Anderson (2001) tarafından topoğrafyayı şekillendirmeye çalışan tektonik süreçler ile onu düzleştirmeye çalışan yüzeysel süreçler arasında devam eden sürekli bir çekişme olarak tanımlanmıştır (Tablo1.1).

Tablo 1.1 Bu çalışmada kullanılan ana terimlerin tanımlamalarının karşılaştırılması (McCalpin 2009 ve Özkaymak 2013'den düzenlenmiştir).

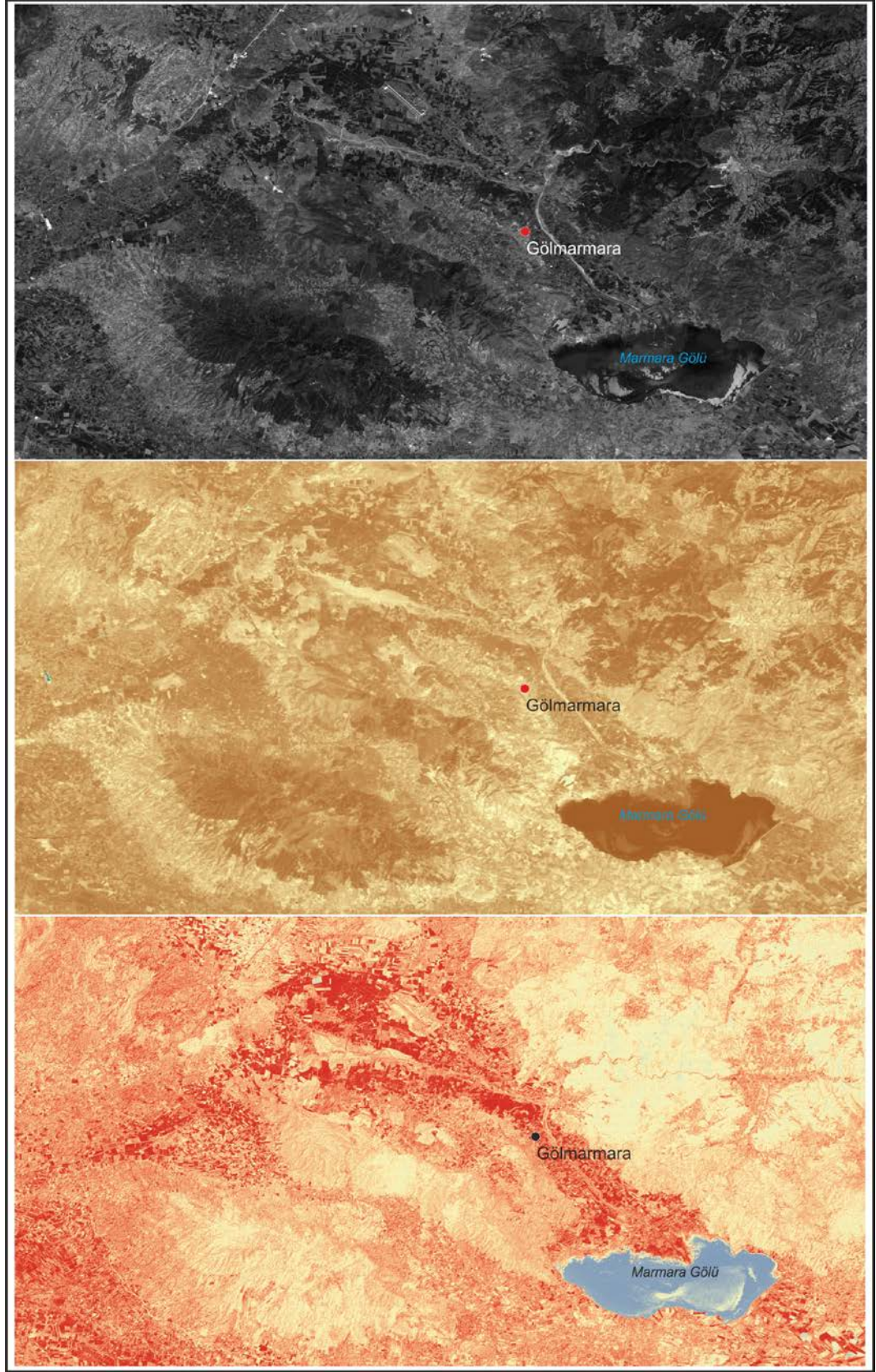
Neotektonik	Yerkabuğunun Miyosen sonrası yapılarını ve yapısal geçmişini inceler (Glossary of Geology, 2012)
Aktif Tektonik	Gelecek zaman içerisinde meydana gelmesi beklenen ve insan toplulukları üzerinde etki yapan tektonik hareketler (Keller ve Pinter, 2002; Wallace, 1986)
Morfotektonik	Daha çok kullanılan ve daha çok tercih edilen eşanlamı 'Tektonik jeomorfoloji' dir (Glossary of Geology, 2012).
Tektonik Jeomorfoloji	Yer kabuğunun topoğrafik veya morfolojik özelliklerini tektonik anlamda yorumlayan; morfolojinin yüzeyde gelişen erozyon ve çökme süreçlerinden kaynaklanan kökenine nispeten tektonik veya yapısal ilişkileri ve kökeni ile ilgilenir. Daha az kullanılan ve az tercih edilen eşanlamı 'morfotektonik' tir (Glossary of Geology, 2012).
	Topoğrafyayı şekillendirmeye çalışan tektonik süreçler ile onu düzleştirmeye çalışan yüzeysel süreçler arasında devam eden sürekli bir çekişmedir (Burbank ve Anderson, 2001).

1.3.1 Uzaktan Algılama Çalışmaları

Uzaktan algılama, gerekli donanıma sahip uydu ve uçaklardan, belirli bir mesafeden yapılan yeryüzünü gözleme ve tanımlama teknolojisidir (Özkaymak, 2013). Jeolojik çalışmalarda yeryüzü şekillerinin incelenmesi, doğal afetler, yapısal jeoloji ve doğal kaynakların incelenmesi gibi önemli kullanım alanları bulunmaktadır (Sümer ve diğer., 2006). Bu teknoloji sayesinde arazi çalışmalarına başlamadan önce çalışma yapılacak alanı gözlemlene fırsatı oluşmaktadır. Bu çalışma kapsamında yapılan uzaktan algılama çalışmalarında uydu görüntüleri ve sayısal yükseklik modelleri kullanılmıştır. Gölarmara Havzası üzerinde yürütölen tez çalışması öncesinde, ulaşım, morfolojik yapılar, çalışma alanında nokta atışı sağlayacak kolaylık ve zaman kazandırması amacı ile bölgesel çalışmalar için ASTER (3A Level 1) uydu görüntüleri kullanılmıştır (örn. Şekil 1.3). Bölgesel çalışmalarda, SRTM (Shuttle Radar Terrain Mission) verileri ile ayrıntılı çalışma gerektiren yersel alanlar için de ayrıntılı ölçekte üretilen sayısal yükseklik modelleri ile yapılan 3D çalışmalar kullanılmıştır (örn. Şekil 1.4). Sayısal yükseklik modelleri Global Mapper v15, ArcGIS v10.1; ArcMap, ArcGlobe, ArcScene, ArcEditor coğrafik bilgi sistemleri programları ile kullanılıp yorumlanmıştır.

1.3.1.1 Uydu Görüntüleri

ASTER, (ileri uzaydan gözlem ile termal yayılım ve yansıma radyometresi) NASA'nın (Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi) uydusu olan Terra üzerine monte edilmiştir ve ileri düzeyde multispektral görüntöleyicidir. Geniş bir spektral kapsama, yüksek alansal çözünürlüğe sahip, görünür kıızılötesi, kısa dalga kıızıl ötesi ve termal kıızıl ötesi spektral alanına sahiptir. Herbir ASTER görüntüsü 60x60 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Alansal çözünürlüğü dalga boylarına göre değişkenlik sunar. Buna göre, görünür ve yakın kıızıl ötesi (VNIR) 15 m, kısa dalga kıızıl ötesi (SWIR) 30 m ve termal kıızıl ötesi (TIR) 90 metredir (Abrams, 2000; Abrams ve Hook, 2002; Özkaymak, 2013).



Şekil 1.3 ASTER uydu verisinden elde edilen Gölarmara Havzası' nın görüntüsü. VNIR bantları kullanılarak üç farklı yapay renge çevrilmiştir.

Bu görüntüler ile çalışma alanında gözlenen kayaç tiplerinin, çizgisel gidişli yapıların, alüvyal yelpaze geometrisinin, üçgen yüzeylerin, eksenel nehirin, drenaj havzalarının, yanal yönde ötelenen derelerin ve sırtların (tektonik jeomorfoloji) tanımlanması mümkün olabilmektedir. Bununla beraber, jeomorfik indislerin analizi sırasında gerekli olan dere uzunluğu, vadi tabanı genişliği ve akarsu kanallarının yanal ötelenme miktarları gibi sayısal hesaplamalarda (morfometri) ArcGIS ve Global Mapper programlarının yardımıyla kullanılmıştır.

1.3.1.2 Sayısal Yükseklik Modeli

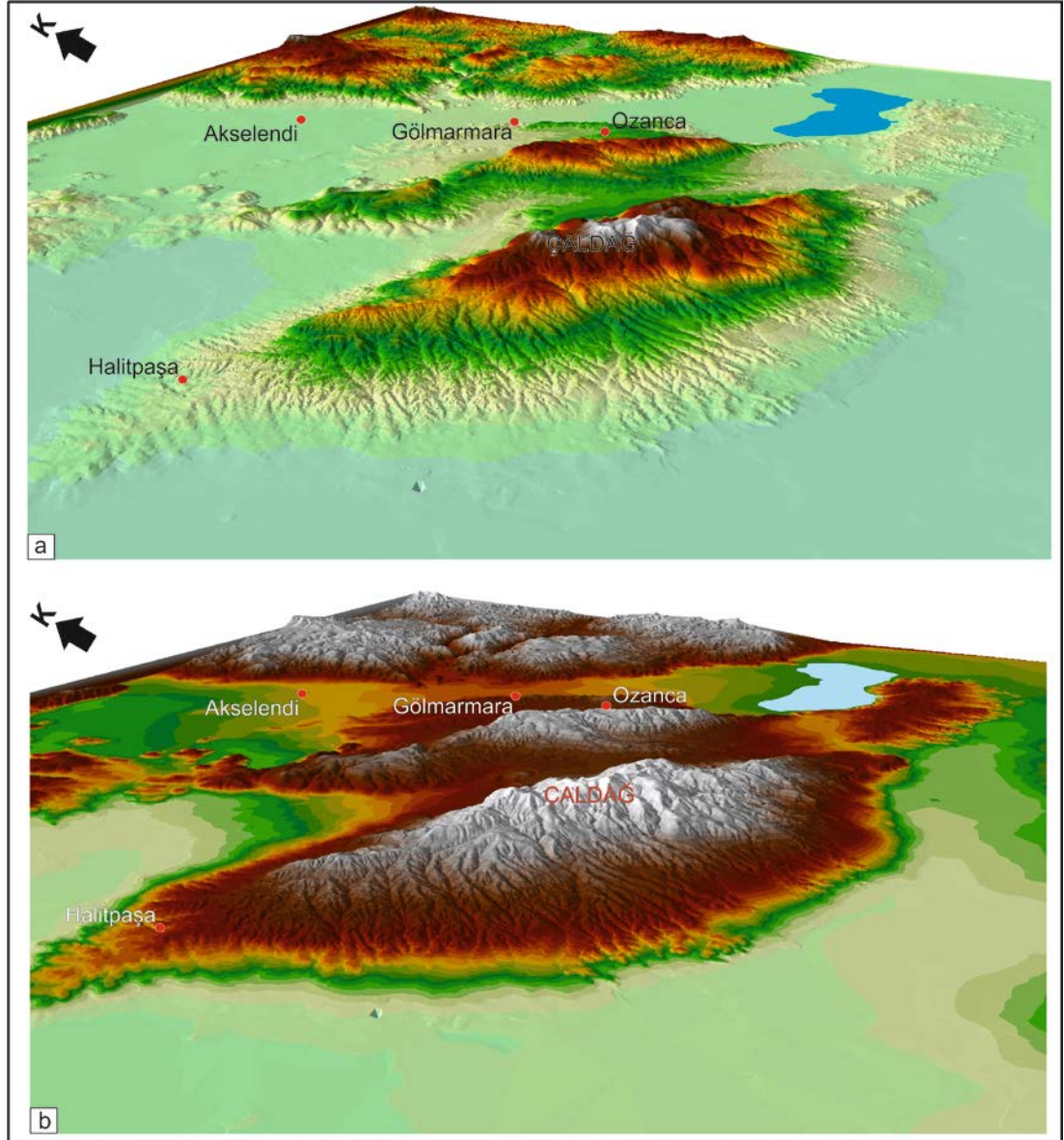
Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM) yerbilimleri çalışmalarında sıkça tercih edilen bir araçtır. Bu modellerle çalışma yapılan alanın güncel morfolojisi üzerinde üç boyutlu olarak çalışılabilmektedir. Örneğin, havzaya doğru tabanı kazıyarak akan dere kanalları ve bu kanalların taşıdıkları malzemeleri dağ önlerinde biriktirmeleri ile gelişen alüvyal yelpazelerin, dağ önlerini denetleyen aktif fayların oluşturduğu morfoloji sayısal arazi modelleri üzerinde üç boyut teknolojisi ile tanımlanabilmekte, raster veriler topografya üzerine giydirilebilmekte ve sayısal ölçümler yapılabilmektedir. Ayrıca, bu modeller üzerinde dijital ortamda morfometrik indis hesaplamaları, topografik kesit alınabilmekte ve sayısal yükseklik modelleri oluşturulabilmektedir.

SYM oluşturmak için birçok değişik yöntem kullanılmaktadır. Son yıllarda özellikle ERS-1, ALMAZ, JERS-1 gibi aktif algılayıcı uydulara veya özel donanımlı hava araçlarına ait (TOPSAR) radar görüntüleri üzerinden (Graham, 1974; Massonet,1993; Zebker ve Goldstein, 1986) SYM oluşturmaya yönelik yöntemler geliştirilmiştir. Ancak, bu yöntemlerle kıyaslandığında, hem çok daha az teknik donanım gerektirmesi, hem veri kaynağının kolay temin edilmesi sebebi ile SRTM verileri kullanılmaya başlanmıştır. 2000 yılında, NASA tarafından fırlatılan SRTM (Mekik Radar Topoğrafya Görevi) uzay mekiği, yaklaşık 60° kuzey ve güney enlemleri arasındaki tüm karasal alanları tarayarak sayısal yükseklik verisi toplamıştır ve bu verileri kullanıcılar ile paylaşmıştır. SYM elde etmek amacı ile jeologlar tarafından sıklıkla kullanılan ve konumsal çözünürlükleri 3" ve 30" olan SRTM3 ve SRTM30 verileri, bir uzay mekiğine yerleştirilen radar algılayıcıları ile

elde edilen yeryüzüne ait sayısal yükseklik verilerinden oluşmaktadır (Amerika Birleşik Devletleri Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi/Jet İtiş Gücü Laboratuvarı [NASA/JPL], 2005; Özkaymak, 2013).

Bu çalışma sırasında, SRTM verilerinden elde edilen sayısal yükseklik modelleri (ölçek: 1/25. 000, 1/100.000), yapısal jeoloji, tektonik jeomorfoloji ve havza analizi gibi bölgesel ölçekli çalışmalarda kullanılmıştır (Şekil 1.5). Topoğrafik haritaların sayısallaştırılması ile SYM üretilmesi yaygın şekilde tercih edilen bir yöntemdir. Söz konusu herhangi bir yöntemle oluşturulan sayısal arazi modellerinden itibaren, yerbilimlerinde jeofizik, jeoloji, hidroloji, maden ve diğer disiplinlere yönelik çok değişik amaçlı çalışmalar yapılabilir. Değişik ölçekli topoğrafik haritalardan arzu edilen herhangi bir çözünürlükte SYM üretmek mümkündür. Başka bir deyişle, 1:500,000 ölçekli bir haritadan da, 1:25,000 ölçekli bir haritadan da matematiksel olarak 50 m, 100 m, 200 m, 500 m gibi piksel çözünürlüklü SYM üretilmektedir (Köse, 2000).

Topografik paftalardaki eşyükseklik eğrilerinin bilgisayar ortamında sayısallaştırılması ile oluşturulan SYM'in mümkün olan en az hata, doğru ölçek ve doğru çözünürlük seçimiyle üretilmesi için bir ön çalışma yapılmıştır. Bu ön çalışma sırasında, sayısal arazi modeli oluşturulacak topoğrafik haritalar üzerindeki eş yükseklik eğrilerinin belli değerleri renklendirilmiş, seyrekleştirilmiş veya kaldırılmıştır. Bunun amacı, sayısallaştırma sırasındaki kontur takibini kolaylaştırmaktır. Renklendirilen haritalar bilgisayar ortamına aktarılmış ve ArcGIS programında sayısallaştırmıştır. Sayısallaştırmalarda, oluşturulacak SYM'lerin alansal kayıplarını en aza indirmek için UTM (Universal Transverse Mercator) koordinat sistemi kullanılmıştır.



Şekil 1.4 SRTM verileri ile Gölarmara Havzası için oluşturulan üç boyutlu sayısal yükseklik modeli. a) Eş aralık yöntemi sınıflandırmasıyla oluşturulan sayısal yükseklik modeli. b) Geometrik aralık yöntemi sınıflandırmasıyla oluşturulan sayısal yükseklik modeli (Görüntüde yapay ışığın kuzeyle yaptığı açı: 0, düşey abartı katsayısı: 1,5-1,7 olarak alınmıştır).

Uydu görüntülerinin yorumlanması ve SYM kullanımı ile çalışma alanında şu konularda çalışmalar yapılmıştır:

(1) Yüzey faylanması ve ilgili yeryüzü şekilleri, (2) Faylanma ile ilişkili Kuvaterner havza çökellerinin yayılım alanları, (3) Erozyonal yüzeyler, çökme yüzeyleri (alüvyal ve flüviyal taraçalar), (4) Fay sınıflaması için kullanılabilecek

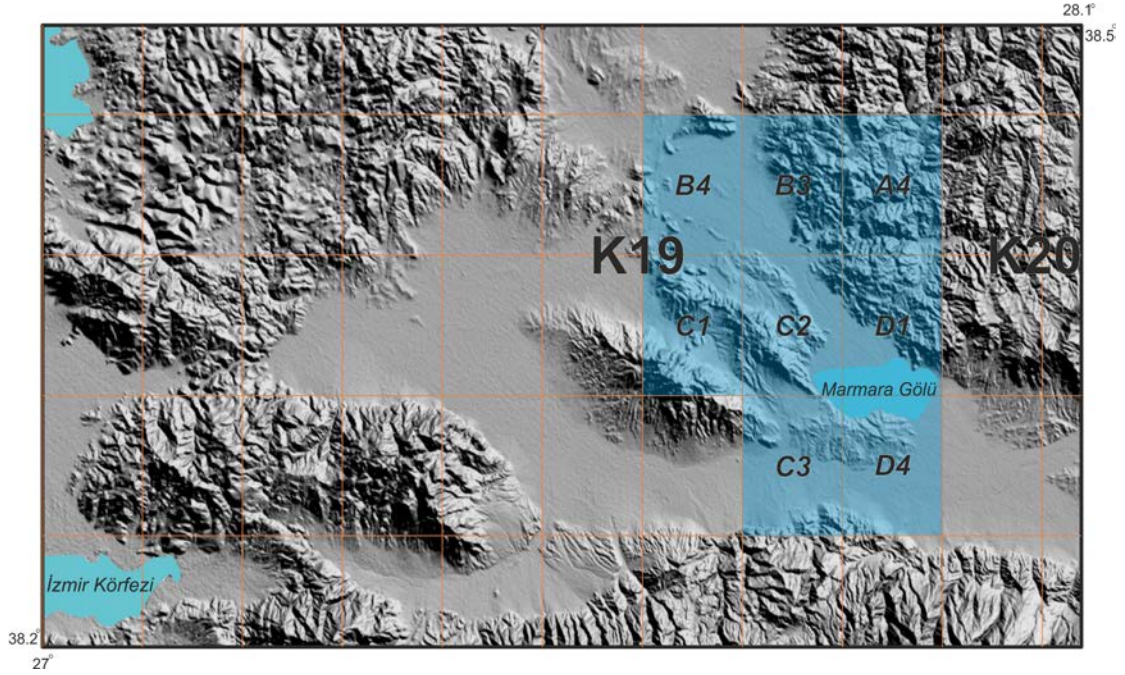
çizgisel (segmentasyon) ve düzlemsel (üçgen yüzeyler) işaretler, (5) Jeomorfik göstergelerin tanımlanması, (6) Morfometri.

1.3.2 Jeolojik Haritalama Çalışmaları

Bu çalışmalar kapsamında, Gölarmara Havzası'nda yüzeyleyen birimlerin ve yapısal unsurların 1/25 000 ölçekli jeoloji haritasının yapılması amaçlanmıştır. Jeoloji haritaları, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden temin edilen 1/25000 ölçekli topografik haritalar üzerine işlenmiştir. Bu kapsamda Gölarmara Havzası'nı kapsayan 6 adet topoğrafik harita üzerinde çalışılmıştır. Bu haritalar, İzmir K19 c1, c2, c3, b3, b4 ve İzmir K20 d1, d4 isimli 1/25000 ölçekli topografik haritalardan oluşmaktadır (Şekil 1.5).

Jeolojik haritalama çalışmaları ile, (1) bölgede yüzeyleyen birimlerin litolojik özelliklerinin belirlenmesi, (2) havza çökellerinin birbirleri ile olan stratigrafik ilişkilerinin belirlenmesi, (3) belirlenen alanlarda havza çökellerinin ölçülü sedimantolojik/stratigrafik kesitlerinin alınması, (4) bu çökelleri denetleyen yapısal hatların tanımlanması ve kinematik özelliklerinin belirlenmesi, (5) bölgede yüzeyleyen birimlerin stratigrafik ve yapısal ilişkilerinin anlaşılmasına yardımcı olacak jeolojik kesitlerin alınması, (6) gözlenen fay ilişkili yapıların ayrıntılı analizleri, tanımlanmaları ve çalışmaları eş zamanlı olarak yürütülmüştür. Haritalama sırasında elde edilen veriler ile literatür ve uzaktan algılama çalışmaları ile toplanan veriler karşılaştırılarak denetlenmiştir.

Kuvaterner çökeller için yapılan tortul doku tanımlamaları ve sınıflamaları, Udden ve Wentworth tane boyu sınıflamasına (Pettijohn ve diğer., 1972; Udden, 1898; Wentworth, 1922) göre yapılmıştır. Bölgede haritalanan havza dolgu çökellerini temsil eden stratigrafi birimleri, litostratigrafi (kaya stratigrafi) ögelerine göre tanımlanmış ve yöntemli kaya birimi adlama koşullarına göre adlanmıştır (Norman ve diğer., 1986).



Şekil 1.5 Gölarmara Havzası'nda jeolojik haritalama yapılan topografik haritaların SYM üzerindeki yerlerini gösteren indeks harita.

Kesit ölçümü sırasında birimin katman doğrultularına dik yönde ilerlenerek, birim içerisindeki sedimanter fasiyesler, Blikra ve Nemec (1998) tarafından tanımlanan kolüvyal fasiyes sınıflamasına göre yapılmıştır.

1.3.3 Yapısal Jeoloji Çalışmaları

Bu başlık altında yapılan çalışmalar, arazi çalışmaları sırasında saptanan faylara ait fay düzlemleri üzerinde belirlenen kinematik göstergelerin tanımlanması, ölçülmesi ve elde edilen sayısal verilerin yorumlanmasını amaçlamaktadır.

Bu çalışmalar kapsamında, (1) fay yüzeylerinin doğrultu-eğiminin ve fay yüzeyindeki rake (yatım açısı, pitch açısı) açılarının ölçümü, (2) fay yüzeylerindeki deformasyon yapılarının ayrıntılı incelenmesi, (3) fay yüzeyinde ve stratigrafik anlamda faylarda reaktivasyona işaret eden verilerin tanımlanması, (4) diri faylanmayı belgeleyen jeolojik-jeomorfolojik parametrelerin tanımlanması, (5) diri fay önü tortullarının geometrisi ve istifsel değişimi, (6) diri faylardaki kırılma

evrelerinin saptanması, (7) tavan-taban blok deformasyon özelliklerinin belirlenmesi çalışmaları eşzamanlı olarak yürütülmüştür.

Yapılan arazi çalışmalarında, bölgenin kinematik özelliklerini ve gerilme rejimi belirlemek amacı ile KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylar üzerinde kinematik analiz çalışmaları yapılmıştır. Farklı fay setlerinin bağlı yaşları, birbirini kesen-kesilen yapı ilişkisine göre yapılmıştır. Fay yüzeyi verileri Angelier'in gerilme terslenme yöntemi (Angelier, 1984; 1991; 1994) ve Hardcastle ve Hills (1991) tarafından geliştirilen program kullanılarak incelenmiştir. Fay düzlemi ölçümlerinden dört bileşenli gerilim tensörü elde edilmiştir. Bunlar, üç asal gerilim ekseninin doğrultuları ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) ve asal gerilme eksenleri için eksenel oran (ϕ) ile açıklanan göreceli büyüklüklerdir; $\phi = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ ve $0 < \phi < 1$ 'dir (Angelier, 1994). Gerilme rejimi, bunlardan hangisinin düşey düzlemde olduğuna göre yapılmaktadır. En büyük asal gerilme eksenini (σ_1) düşey düzlemdeyken genişlemeli, ortaç asal gerilme eksenini (σ_2) düşey düzlemdeyken doğrultu atımlı ve en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) düşey düzlemdeyken sıkışmalı tektonik rejimden bahsedilmektedir. Delvaux ve diğer. (1997) gerilme rejiminin 0 ile 1 değerleri arasında değişen gerilim oranının fonksiyonuna bağlı olarak değiştiğini önermektedir: dairesel genişleme (σ_1 düşeyde, $0 < \phi < 0,25$), saf genişleme (σ_1 düşeyde, $0,25 < \phi < 0,75$), transtansiyon (σ_1 düşeyde, $0,75 < \phi < 1$ ya da σ_2 düşeyde, $1 > \phi > 0,75$), saf doğrultu atımlı (σ_2 düşeyde, $0,75 > \phi > 0,25$), transpresyonel (σ_2 düşeyde, $0,25 > \phi > 0$ ya da σ_3 düşeyde, $0 < \phi < 0,25$), saf sıkışma (σ_3 düşeyde, $0,25 < \phi < 0,75$) ve dairesel sıkışma (σ_3 düşeyde, $0,75 < \phi < 1$).

Faylarda reaktivasyon iki tip tektonik terslenme ile sonuçlanır: (1) sıkışmalı terslenme, burada litosferik açılma, sıkışma ile reaktif olur ve (2) açılmalı terslenme, burada litosferik kısalma açılmalı reaktivasyona neden olur ve bu önemli bir jeodinamik süreç olarak çok sayıda örneklerle tanımlanmıştır (Ranalli, 2000; Ziegler ve diğer., 1998). Malavieille ve diğer. (1990)'ne göre, önceki sıkışmalı yapıların, çarpışma sırasındaki ve sonrasındaki açılmalı reaktivasyonu Alp dağ kuşakları üzerinde önemli bir rol oynar (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Martin ve diğer., 1998). Buna ek olarak, Batı Anadolu baskın olarak D-B uzanımlı aktif normal faylar

(tipik olarak maksimum uzunlukları 15–25 km arasında değişir) ve KD-GB uzanımlı aktif doğrultu atımlı fayların baskın olduğu sıkışma sonrası açılma bölgesi için iyi bir örnektir (Bozkurt, 2001; Dewey ve Şengör, 1979; England, 2003; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Jackson ve McKenzie, 1988; Kaymakçı, 2006; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Lenk ve diğer., 2003; Seyitoğlu ve Scottt, 1991; Sözbilir, 2005; Şengör, 1987; Şengör ve diğer., 1985; Şengör ve Yılmaz, 1981).

1.3.4 Tektonik Jeomorfoloji Çalışmaları

Tez kapsamında bulunan bu çalışmalar, Gölarmara Havzası'nın güncel jeomorfolojik yapısının ve bu yapının aktif tektonizma ile ilişkisinin yorumlanabilmesi amacıyla, jeomorfolojik göstergelerin tanımlanması ve jeomorfolojik indislerin hesaplanmasını kapsamaktadır. Bu kapsamda 1/25000 ölçekli topografik haritalar, ve uzaktan algılama yöntemleri kullanılarak bölgenin jeomorfolojik yapısının ve bu yapıların sayısal değerlerinin elde edilmesi (morfometri çalışmaları) amaçlanmıştır.

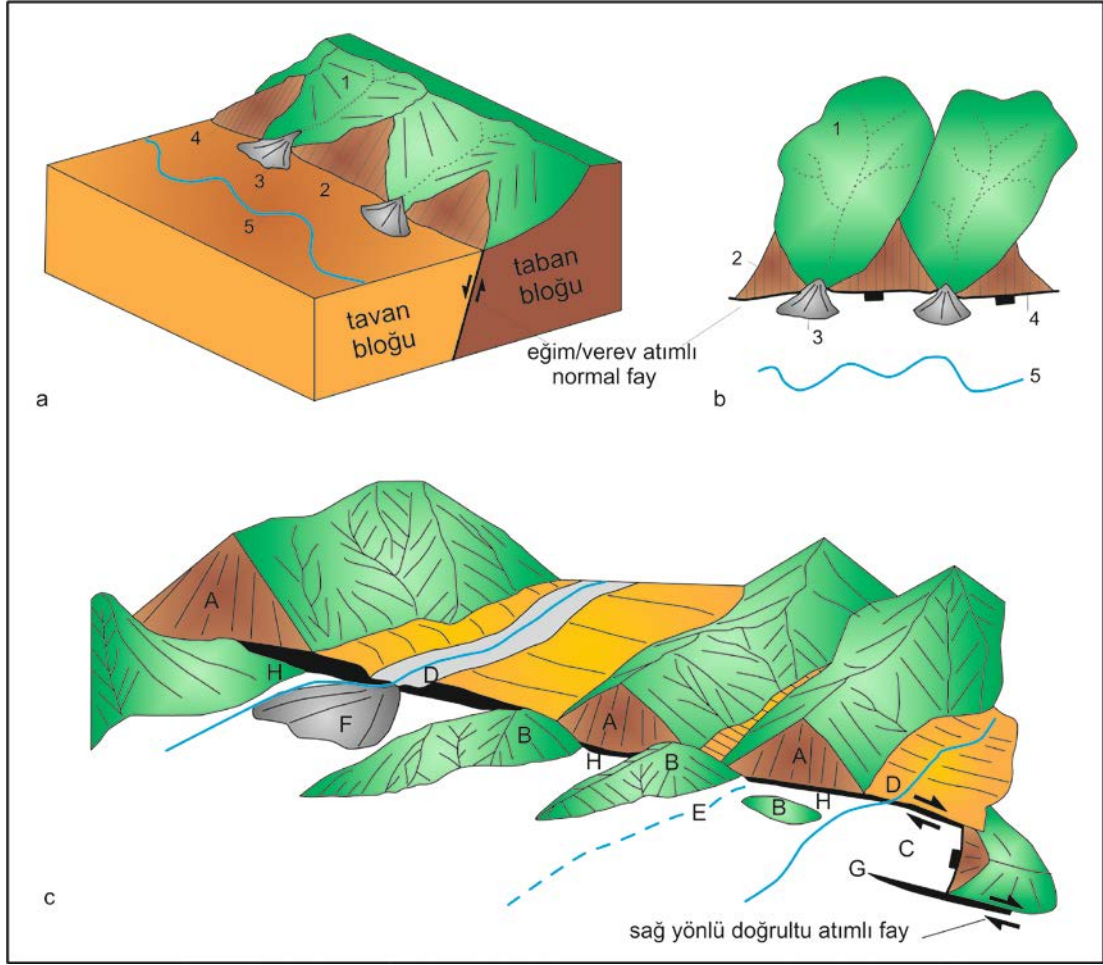
Gölarmara Grabeni boyunca yapılan tektonik jeomorfoloji çalışmalarından elde edilen jeomorfolojik gösterge ve jeomorfik indis verileri, **Dağönü ve Drenaj Havza Analizi** olmak üzere iki altbaşlık altında sunulmuştur. İlk bölümde dağönü ile temsil edilen GG boyunca incelenen dağönü sinüslüğü (S_{mf}) ve üçgen yüzeyler sunulmuştur. İkinci bölümde ise, tavan blok (Gölarmara Havzası) ve taban blokta (Marmara Dağı ve Keçi Dağı yükseltisi) yeralan drenaj havzalarının incelemeleri anlatılmıştır. Bu incelemeler; eksenel nehirin akış modeli, kanal sinüslüğü ve kanal eğimi, nehrin göçü (Tavan blok) ve vadi tabanı-vadi yüksekliği oranı (V_f), asimetri faktörü (AF), hipsometrik eğri, hipsometrik integral (HI) (Taban blok) ve faylanma ilişkili havza deformasyonlarının incelenmesi şeklindedir. Böylece GG ve bu zonun ayırdığı iki blok üzerindeki deformasyonlar bağımsız olarak yorumlanmıştır.

1.3.4.1 Jeomorfolojik Göstergeler

Tektonizma ve jeomorfolojik süreçlerin etkileşimiyle meydana gelen tektonik jeomorfoloji, aktif tektonik çalışmalarında sıklıkla kullanılan bir yöntemdir. Bu çalışmalar ile yeryüzü şekillerinin oluşum ve gelişim evreleri belirlenebilmekte, bu evreleri denetleyen tektonik yapıların aktiflik derecesi değerlendirilebilmektedir (Özkaymak, 2013).

Eğim/verev atımlı normal fay zonları üzerinde gözlenen jeomorfolojik göstergeler başlıca dağönü çizgiselliği, üçgen yüzey (ütüaltı yapısı), drenaj havzaları, alüvyal yelpaze, aksenel nehir olmak üzere beş tanedir (Şekil 1.6a ve b) (Burbank ve Anderson, 2001; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer 1986; Schumm ve diğer., 2002).

Doğrultu atımlı fay zonları üzerinde ise, ötelenen dere ve sırtlar, terk edilmiş eski dere kanalları, fay sarplıkları, fay zonunun sıçradıkları alanlardaki yersel gerilim yönüne bağlı olarak gelişen çek-ayır havzaları, çizgisel gidişli vadiler ve alüvyal yelpazeler gibi jeomorfolojik göstergeler bulunmaktadır (Şekil 1.6c) (Burbank ve Anderson, 2001; Keller ve Pinter, 2002). Yüksek lisans tez alanında tespit edilen bu göstergelerin analizleri ve bölgedeki aktif tektonizma üzerindeki rolü Tektonik Jeomorfoloji bölümünde ayrıntılı olarak anlatılmıştır.



Şekil 1.6 Eğim/verev atımlı normal faylanmalar ile denetlenen dağ önlerinde gözlenen jeomorfolojik indisleri gösteren a) blok diyagram ve b) harita ifadesi. 1: drenaj havzası, 2: üçgen yüzey, 3: alüvyal yelpaze, 4: dağönü çizgiselliği, 5: eksenel nehir. c) Sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar ile ortaya çıkan morfolojik özellikler. A: fay sarplığı, B: ötelenen sırt, C: çek-ayır havzası, D: ötelenen dere, E: terk edilmiş dere kanalı, F: alüvyal yelpaze, G: genişlemeli sağa sıçrama geometrisi, H: çizgisel gidişli vadi (Özkaymak, 2013' den değiştirilerek).

1.3.4.2 Jeomorfik İndisler ve Morfometri

Yeryüzü şekillerinin aktif tektonik özellikleri, morfometri denilen yöntem ile ölçülebilmektedir. Morfometri kısaca, belirlenen yeryüzü şekillerinin ölçülerek sayısal değerlerinin hesaplanmasıdır (Keller ve Pinter, 2002). Marmara ve Keçi Dağı yükseltilerinin dağönü tektonik aktivitesinin hesaplanması amacı ile eksenel nehir modeli ve göçü, üçgen yüzey (ütüaltı yapısı) geometrisi (yükseklik, eğim, uzunluk oranları) ve üçgen yüzey yüzdesi (L_f/L_s), dağönü sinüslüğü (S_{mf}), vadi tabanı-vadi yüksekliği oranı (V_f), asimetri faktörü (AF), hipsometrik eğri (alan-yükseklik

ilişkisi) ve hipsometrik integral (HI) gibi jeomorfik indislerin sayısal ölçümleri ve jeomorfik analizleri yapılmıştır. Kullanılan yöntemlerin ayrıntıları aşağıda özetlenmiştir.

1.3.4.2.1 *Dağönü Sinüslüğü (Smf)*. Bull (1977) tarafından aşağıdaki eşitlik ile tanımlanmıştır (1.1) (Tablo 1.2).

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s \quad (1.1)$$

Dağ cephesi sinüslük oranı, dağ cephesini oymaya çabalayan aşındırma kuvvetleri ile dağ cephesini düzleştirmeye çalışan tektonik kuvvetler arasındaki ilişkiyi gösteren bir indistir. L_{mf} , dağ dibinde belirgin eğim kırığı boyunca dağ cephesi boyunu temsil eder. L_s ise ölçüm yapılan yerin kuş bakışı uzunluğudur.

Eğer aktif tektonik daha etkin ise düşük S_{mf} değerleri, eğer erozyona bağlı kuvvetler daha etkin ise yüksek S_{mf} değerleri elde edilir. Bu S_{mf} değeri basitçe topoğrafik harita üzerinden ölçülebilir (Keller ve Pinter, 2002). Aktif dağ önlerinde meydana gelen yükselmeler, doğal olarak erozyonal süreçlere karşı baskındır. Bundan dolayı, daha düşük S_{mf} değerleri daha düz dağ önleri ile tipiktir. Tektonik olarak daha az aktif dağ önleri ise, baskın olan erozyonal süreçler ile düzensiz ya da daha yüksek S_{mf} değerlerine sahiptir. Bazı çalışmalara göre, 1.4'ten daha az S_{mf} değerleri, tektonik olarak aktif dağ önlerine işaret etmektedir (Keller, 1986; Pérez-Peña ve diğer., 2010; Silva ve diğer., 2003; Özkaymak, 2013).

1.3.4.2.2 *Üçgen Yüzey (Ütü altı yapısı)*. Özellikle dağ önlerinde bulunan ve eğimi yaklaşık 60° olan normal faylar düşey yönde hareket eder. Bu hareketler ve derelerin vadileri oyma çabalarıyla üçgen şekilli “ütü altı yapısı” denilen yapılar oluşur (Keller ve Pinter, 1996). Yüzeylerin toplam uzunluğunun (L_f) dağönünün düz bir hat boyunca olan uzunluğuna (L_s) oranı (Tablo 1.2) Wells ve diğer. (1988) (1.2) tarafından aşağıda verilen eşitlik ile tanımlanmıştır:

$$\text{Üçgen Yüzey yüzdesi} = L_f/L_s \quad (1.2)$$

Yüksek üçgen yüzey yüzdesi tektonik olarak aktif dağ önlerine işaret etmektedir (Ramirez-Herrera, 1998; Wells ve diğer., 1988).

1.3.4.2.3 Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f). V_f indisi hesaplanırken formüldeki parametreler (Tablo 1.2) her bir vadi için dağ cephesinden belirli bir uzaklıkta hesaplanır. Düz tabanlı vadilerde (düşük yükselme değerleri ve akarsular vadi tabanını keser) yüksek değerler çıkarken, v tabanlı vadilerde (derin vadilere karşılık gelir ve akarsuların aktif olarak aşındırdığı vadilerdir) düşük değerler çıkar. Yüksek V_f değerleri düşük yükselme hızına, düşük V_f değerleri ise dereler tarafından derin deşilmiş vadileri, dolayısı ile aktif olarak yükselen alanları gösterirler (1.3) (Keller ve Pinter, 2002);

$$V_f = 2V_{fw}/[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})] \quad (1.3)$$

Burada, V_{fw} vadi tabanının genişliği, E_{ld} ve E_{rd} sırasıyla vadinin sol ve sağ su bölümü çizgileri yükseklik değerleri ve E_{sc} vadi tabanının kotudur.

Derin V-şekilli vadiler ($V_f < 1$) çizgisel gidişli ve aktif yükselmeye bağlı olarak akarsuyun tabanı hızlı kazıdığı ve aşındırdığı alanlar ile tipiktir. Ancak, düztabanlı vadiler ($V_f > 1$) nispeten tektonik durgunluğa bağlı olarak erozyonun taban seviyesinde birikmesi ile açıklanırlar (örn. Bull, 2007, 2009a, 2009b; Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña ve diğer., 2010).

1.3.4.2.4 Asimetri Faktörü (AF). Drenaj alanı asimetri faktörü (1.4) (Tablo 1.2), tektonik kontrolünde gelişmiş havzalarda, tektonik rejimin izlerinin tespiti için kullanılmaktadır. Aktif tektonik ile havzada eğim meydana gelir ve böylece dereler havzada asimetrik bir şekilde konumlanırlar. Eğimin (tiltlenmenin) fazla olduğu tarafta drenaj ağı daha fazla gelişir. Tektoniğin hızı ve türü drenaj ağı havzasında belirgin bir çarpılma yaratır (Hare ve Gardner, 1985). AF aşağıdaki eşitlik ile hesaplanmaktadır;

$$AF = 100(A_r/A_t) \quad (1.4)$$

Burada A_r , drenaj havzasının akış yönünde bakarken, ana derenin sağında kalan alan A_t ise, drenaj havzasının toplam alanını temsil eder.

1.3.4.2.5 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral (HI). Hipsometrik eğri, havza içerisindeki belirli yüksekliklerin kapladıkları alanlar hesaplanarak tanımlanır (Tablo 1.2). Drenaj havzasının yaşı hakkında fikir sahibi olmamızı sağlar. Genç, olgun ve yaşlı olmak üzere yaş tanımlamaları yapılmıştır (Keller ve Pinter, 1996). HI aşağıdaki formül ile hesaplanır (1.5) (Tablo 1.2);

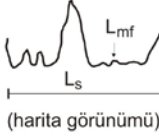
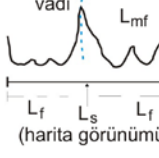
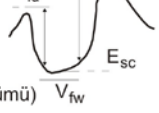
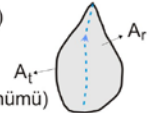
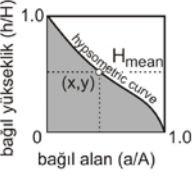
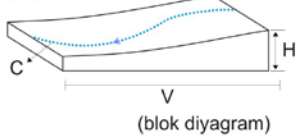
$$HI = (h_{ort} - h_{min}) / (h_{mak} - h_{min}) \quad (1.5)$$

Hipsometrik eğri oluşturulurken, göreceli yükseklik olarak tanımlanan h/H oranı ve göreceli drenaj havzası alanı olan a/A oranı kullanılmaktadır. Göreceli yükseklik oranı her zaman için 0 ila 1.0 arasında değerler alır. Göreceli drenaj havzası alanı ise her zaman için 1.0 değerinden düşük çıkar. Drenaj ağı modelleri içerisinde birden çok ölçüm alınması gerekmektedir. Bu işlemler sırasında, sıfır ile hesaplanmak istenen nokta arasındaki yükseklik farkı h , havzanın maksimum yüksekliği ise H olarak tanımlanır. Kesilmiş olan orta hizanın üst kısmının alanı a , tüm alan ise A olarak formüle edilir. Dikkat edilmesi gereken konu, havzanın tipi ve buna göre oluşturulacak olan eğrinin verileridir. Ortalama yükseklik hesabı bu eğrinin integrali için gereklidir (Keller ve Pinter, 1996).

Maksimum ve minimum yükseklikler direk olarak topoğrafik haritadan okunabilir. Orta yükseklik ise, hipsometrik eğimden çıkartılabileceği gibi haritadan veya dijital yükseklik modellerinden hesaplanır. Hipsometrik integralin yüksek olması genç topoğrafyaya yani çok aşınmış ve engebeli arazi özellikleriyle tanımlanır. Orta düzey bir hipsometrik integral ve kıvrık şekilli bir hipsometrik eğri olgun aşamaya karşılık gelir ve jeomorfolojik işlemler orta noktalardadır.

Hipsometrik integralin düşük olması yaşlı topoğrafyayı yani taban seviyesine yakın drenaj alanı ve çok düşük rölyef olarak tanımlanır ve drenaj alanının çok uzun süre yüksek erozyona maruz kaldığı söylenebilir (Keller ve Pinter, 1996).

Tablo 1.2 Bu çalışmada kullanılan morfometrik indislerin ayrıntılı açıklaması (Wells ve diğer., 1988; Ramirez-Herrera, 1998 ve Özkaymak, 2013' den değiştirilmiştir). Kaynaklar: (1) Bull, 1977; (2) Bull ve McFadden, 1977; (3) Keller ve Pinter, 2002; (4) Keller, 1986; (5) Silva ve diğer., 2003; (6) Pérez-Peña ve diğer., 2010; (7) Wells ve diğer., 1988; (8) Ramirez-Herrera, 1998; (9) Petit ve diğer., 2009; (10) Hare ve Gardner, 1985.

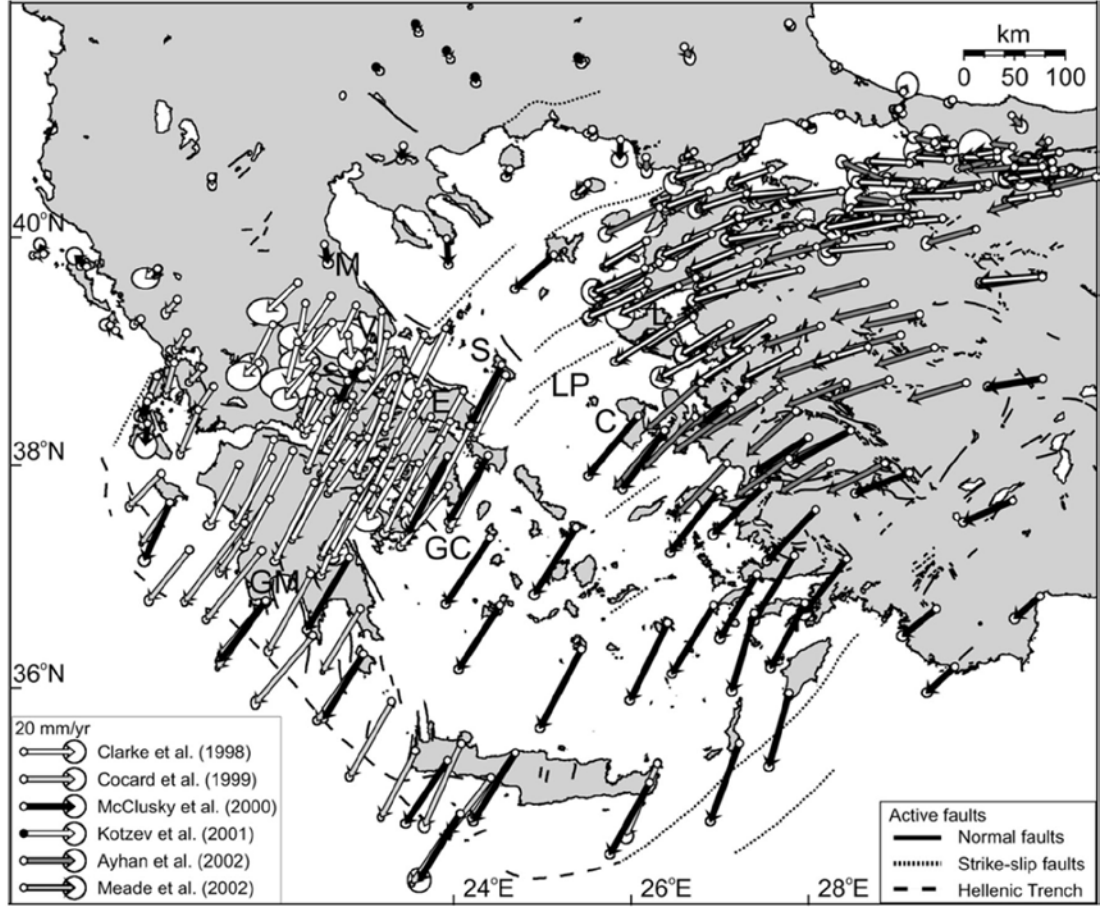
Morfometrik İndis	Matematiksel Formül	Ölçüm Yöntemi	Açıklama	Kaynak
Dağönü sinüslüğü (S_{mf})	$S_{mf} = L_{mf} / L_s$	 (harita görünümü)	Dağönünün toplam uzunluğunun (L_{mf}), dağönünün çizgisel bir hat boyunca ölçülen uzunluğuna (L_s) oranı ile tanımlanır. Dağönü boyunca meydana gelen tektonik aktivitenin oranını ölçmek için kullanılır. Aktif dağönleri çizgisel gidişli iken; tektonik durgunluk döneminde etkili olan dere ve yamaç süreçleri bu çizgiselliği bozmaya eğilimlidir.	(1, 2, 3, 4, 5, 6)
Üçgen yüzey yüzdesi	L_f / L_s	 (harita görünümü)	Dağönleri boyunca tanımlanan iyi gelişmiş üçgen yüzeylerin uzunluklarının (L_f), dağönünün çizgisel bir hat boyunca ölçülen toplam uzunluğuna (L_s) oranıdır. Tektonik olarak aktif dağ önleri yüksek yüzdeye sahip geniş ve belirgin üçgen yüzeyler ile tipiktir.	(7, 8)
Üçgen yüzey eğimi/ yüksekliği oranı	$\alpha / \Delta h$	 (blok diyagram)	Üçgen yüzey eğiminin (α) yüzey yüksekliğine (Δh) oranıdır. Tektonik olarak aktif dağ önlerinde gelişen üçgen yüzeyler yüksek eğim ve yükseklik değerlerine sahiptir. Eğim/yükseklik oranları ise düşüktür.	(9)
Vadi tabanı genişliği/yüksekliği oranı (V_f)	$V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$	 (topoğrafik kesit görünümü)	Vadi tabanı genişliğinin (V_{fw}) vadinin sağ (E_{rd}) ve sol (E_{ld}) kenarlarının ortalama yüksekliklerine oranı ile tanımlanır. Burada E_{sc} , vadi tabanının yüksekliğidir. U şeklinli vadiler nispeten yüksek V_f değerlerine sahipken hızlı yükselmeye işaret eden V şeklinli vadi tabanları düşük V_f değerleri sunarlar.	(2, 3)
Asimetri faktörü (AF)	$AF = 100(A_r / A_t)$	 (harita görünümü)	Drenaj havzasının (akış yönüne bakarken) sağında kalan alanın (A_r), havzanın toplam alanına (A_t) oranı ile tanımlanır. Bu indis, drenaj havzasının akış doğrultusuna dik yönde herhangi bir tektonik eğimlenmenin olup olmadığını denetler.	(3, 10)
Hipsometrik eğri	$x = a/A$ $y = h/H$	 bağıl yükseklik (h/H) bağıl alan (a/A)	Drenaj havzasının kapladığı alanların yükseklik dağılımını tanımlar. Dışbükey hipsometrik eğriler tipik olarak genç, az aşınmış ve hızlı yükselen havzalara işaret eder. S şeklinli eğriler orta derecede aşınmış havzalara; içbükey eğriler ise, nispeten yaşlı, yüksek derecede aşınmış havzalara ve tektonik durgunluk ortamına işaret etmektedir.	(3)
Hipsometrik integral, (HI)	$HI = (h_{ort} - h_{min}) / (h_{mak} - h_{min})$	 (blok diyagram)	Hipsometrik eğri altında kalan alanı tanımlar. Havza alanı-havza yüksekliği dağılımı olarak bilinir. Yüksek HI değerleri, topoğrafyanın ortalama değerlere göre yüksekte olduğunu; düşük HI değerleri ise, alçak topoğrafyaya ve yüksek derecede aşınmış yaşlı havzaların varlığına işaret eder.	(3)
Kanal eğimi	$Eğim = (H/C)$		Ölçülen iki nokta arasındaki yükseklik farkının (H) bu noktalar arasında yeralan akarsu kanalının uzunluğuna (C) oranı ile elde edilir. Kanal eğiminin değişmesine neden olabilecek bir tektonik aktivite aynı zamanda kanal sinüslüğündeki ani değişimlere de neden olmaktadır.	(3)
Kanal sinüslüğü (S)	$S = C/V$	 (blok diyagram)	Kanal sinüslüğü, ölçülen iki nokta arasındaki akarsu kanal uzunluğunun (C) vadi uzunluğuna (V) oranı ile elde edilmektedir.	

1.4 Önceki Çalışmalar

Bu başlık altında, öncelikle, çalışma alanının içinde bulunduğu Batı Anadolu Genişleme Bölgesi tanıtılacak, daha sonra Gölarmara Havzası'nın jeolojik özellikleriyle ilgili literatür özetlenecektir.

1.4.1 Bölgenin Aktif Tektoniği

Günümüzde, 30-40 mm/yıl bir hızla (Bozkurt, 2001; Le Pichon ve diğer., 1995; Oral ve diğer., 1995) yaklaşık olarak K-G kıtasal genişleme etkisi altında şekillenen Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB), Pliyo-Kuvaterner boyunca etkili olan K-G yönlü genişlemeli tektonizma etkisi altında gelişen KD-GB ve D-B uzanımlı havzalar ile tipiktir. Batı Anadolu'daki bu genişleme, Anadolu bloğunun sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu (KAFZ) ve sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu (DAFZ) fay zonları boyunca B-GB'ya, Ege-Kıbrıs yay sistemine doğru olan tektonik kaçma ilişkili deformasyon modeli ile açıklanmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1987; Şengör ve diğer., 1985). Gölarmara havzasının içinde bulunduğu BAGB'nde yapılan GPS çalışmaları (Altınır ve diğer., 1999; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky ve diğer., 2000; Nyst ve Thatcher, 2004; Reilinger ve diğer., 1997), günümüzde BAGB'nin güneybatı yönünde Helenik yayına doğru, saatin tersi yönünde yaklaşık 20 mm/yıl hareket ettiğini göstermektedir (Şekil 1.7). Bu hareket batıya doğru daha da hızlanarak (40 mm/yıl) devam etmektedir (Altınır ve diğer., 1999; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky ve diğer., 2000; Mueller ve diğer., 1997; Nyst ve Thatcher, 2003; Reilinger ve diğer., 1997).

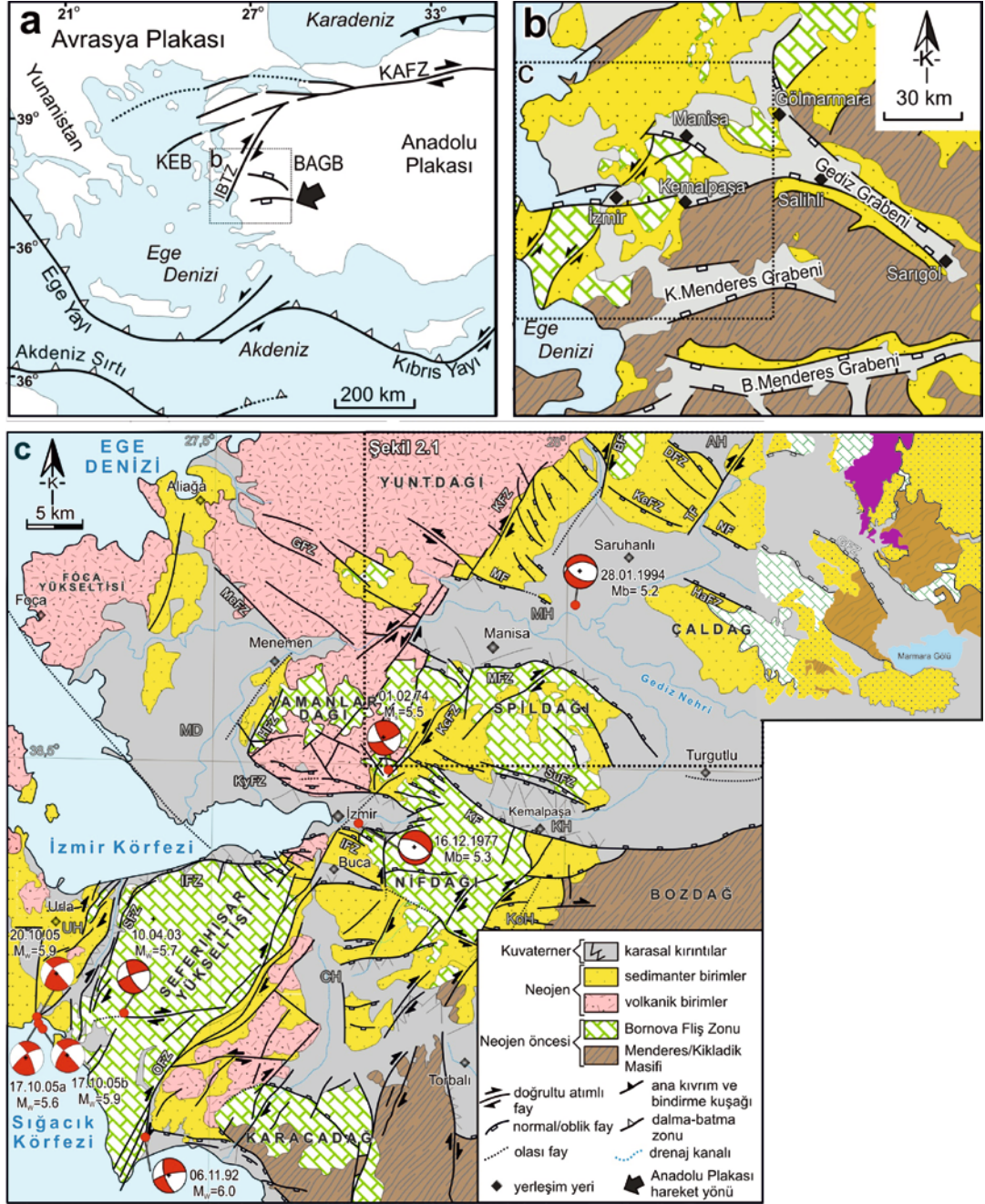


Şekil 1.7 Avrasyanın sabit olarak kabul edildiği Batı Anadolu'daki GPS verileri (Nyst ve Thatcher, 2004).

Özkaymak (2013) doktora tez çalışmasına göre, son zamanlarda yapılan bazı çalışmalar, Batı Anadolu'da, GPS vektörlerinin işaret ettiği GB yönüne paralel doğrultu atımlı bir zayıflık zonunun, İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'nun (İBTZ) varlığını ortaya çıkarmıştır (Şekil 1.8) (Sözbilir ve diğer., 2007, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012). İBTZ'nun, Geç Kretase zamanında derin kabuksal transform fayı olarak oluştuğu ve Neojen boyunca transfer fay zonu olarak yeniden hareket ettiği kabul edilmektedir (Okay ve Siyako, 1993; Okay ve diğer., 1996; Ring ve diğer., 1999; Sözbilir ve diğer., 2007, 2008; 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012). Batı Anadolu genişleme bölgesinin Neojen tektonik evrimi iyi çalışılmış olması ve iyi bilinmesine karşın (Bozkurt, 2000; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2008, 2009, 2010; Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit ve diğer., 1999; Sözbilir, 2001, 2002), söz konusu zon çevresindeki

bölgenin Kuvaterner evrimi ve aktif tektonik özellikleri hakkında çok az bilgi bulunmaktadır (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Hakyemez ve diğer., 1999).

Bu zonun son hareketi, bölgede meydana gelen bazı depremler (1974-İzmir depremi, M_s :5.5, Zanchi ve Angelier, 1990; 1992-Doğanbey depremi, M_w : 6.0, Benetatos ve diğer., 2006; 2003-Urla depremi, M_w :5.7, Benetatos ve diğer., 2006, Aktar ve diğer., 2007 ve 17-20 Ekim 2005-Sığacık körfezi depremleri, M_w : 5.6, 5.9, ve 5.9, Benetatos ve diğer., 2006, Aktar ve diğer., 2007 ve Sözbilir ve diğer., 2009) ile kanıtlanmıştır (Şekil 1.8)(Sözbilir ve diğer., 2009). Bu depremlerin odak mekanizma sonuçları BAGB içerisinde doğrultu atımlı fayların varlığına işaret etmektedir. Bölgesel ölçekte İzmir (Gümüldür) ve Balıkesir (Bigadiç) arasındaki kuşak boyunca uzanım sunan kabuksal ölçekteki transfer zonunun varlığıyla açıklanmaktadır (Şekil 1.8) (Sözbilir ve diğer., 2003; Sözbilir ve diğer., 2005, 2007; Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2008, 2009). İBTZ, doğusundaki Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB) ile batısındaki Kuzey Ege Bölgesi'ni (KEB) birbirinden ayırır (Şekil 1.8) (Ring ve diğer., 1999; Sözbilir ve diğer., 2011). Zonun doğu bölümü, Pliyo-Kuvaterner boyunca kenarları D-B uzanımlı yüksek açılı normal faylar tarafından denetlenen Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Grabenleri gibi büyük ölçekli D-B uzanımlı havzalar ile karakteristiktir (Yılmaz ve diğer., 2000). Ancak, D-B uzanımlı bu havzaların batı uçlarında, Cumaovası ve Urla havzaları gibi kenarları KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile denetlenen KD-GB uzanımlı Kuvaterner yaşlı havzalar bulunmaktadır (Şekil 1.8). Bunlardan Cumaovası Havzası transtansiyonel tektonizma ile açıklanan normal ve doğrultu atımlı fayların gözleendiği asimetrik bir havzadır (Uzel ve Sözbilir., 2008). Havzanın batı kenarı, 6.1 (M_w) büyüklüğündeki 1992-Doğanbey depremini (Tan ve Taymaz, 2001) üreten KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı Orhanlı Fay Zonu (OFZ) ile denetlenmektedir (Şekil 1.8). KD-GB uzanımlı bir başka doğrultu atımlı fay zone olan ve Urla Havzası'nın doğu kenarını denetleyen Seferihisar Fay Zonu (SFZ) üzerinde 5.7 (M_w) büyüklüğündeki 2003-Urla depremi meydana gelmiştir (Şekil 1.8). Urla Havzası'nın batı kenarı ise, üzerinde 2005 Sığacık Körfezi depremlerinin (M_w : 5.6, 5.9, 5.9) meydana geldiği Demircili-Yağcılar Fay Zonu tarafından sınırlanmaktadır (Sözbilir ve diğer., 2009).



Şekil 1.8 Batı Anadolu Genişleme Bölgesi' ne ait İzmir-Balıkesir Transfer Zonu' nunda bulunan fay zonlarını ve geçmişte olan depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren şekil. a) Batı Anadolu ve Ege Bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji haritası, ana neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri göstermektedir. İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'nun (İBTZ) normal faylar ile baskın olan Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB) ile doğrultu atımlı faylar ile baskın olan Kuzey Ege Bölgesi (KEB) arasındaki yapısal sınırı oluşturduğuna dikkat ediniz. Kısaltmalar: KAFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu; İBTZ, İzmir Balıkesir Transfer Zonu. (b) Batı Anadolu'daki ana fay sistemlerini gösteren basitleştirilmiş tektonik harita. (c) İzmir ve çevresinin jeoloji haritası (Özkaymak, 2013). Kısaltmalar: GFZ, Güzelhisar Fay Zonu; MeFZ, Menemen Fay Zonu; KyFZ, Karşıyaka Fay Zonu; SFZ, Seferihisar Fay Zonu; OFZ, Orhanlı Fay Zonu; IFZ, İzmir Fay Zonu; KF, Kemalpaşa Fayı; SuFZ,

Sütçüler Fay Zonu; MFZ, Manisa Fay Zonu, KFZ, Kaleköy Fay Zonu; MF, Maltepe Fayı; BF, Bahadır Fayı; KeFZ, Kepenekli Fay Zonu; DFZ, Dilek Fay Zonu; TF, Tirkeş Fayı; NF, Nuriye Fayı; HaFZ, Halitpaşa Fay Zonu; MH, Manisa Havzası; UH, Urla Havzası; CH, Cumaovası Havzası; AH, Akhisar Havzası; KoH, Kocaçay Havzası; KH, Kemalpaşa Havzası; MD, Menemen Düzlüğü.

Holdsworth ve diğer. (1997) göre, eski zayıflık zonları kıtasal kabuktaki ardı ardına gelen gerilimleri karşılamak için yeniden aktif olmaya eğimlidirler. Bu kapsamda, İzmir–Balıkesir Transfer Zonu Batı Anadolu’daki yeniden aktif hale gelmiş ana tektonik yapılardan biri olarak kabul edilmektedir (Sözbilir ve diğer., 2009, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008). Fay zonu boyunca gelişen ilk hareket, Geç Kretase sırasında transform zon boyunca ince–uzun (elongate) havzada fliş–tipi malzemenin çökelişi ile belirgindir (Okay ve Siyako 1993). İkinci hareket, erken Miyosen zamanındaki D–B sıkışma ile ilişkili K–G açılma rejimi sırasında gerçekleşmiştir (Ring ve diğer., 1999). Bu zaman aralığı boyunca zon içine yerleşen geniş yayılımlı volkanizma ve ilgili sokulumlar eşlik etmiştir. Fay zonu, geç Miyosen–orta Pliyosen süresince sağ yönlü doğrultu atımlı fay zonu karakterinde yeniden hareket etmiştir ve havza çökellerini deforme etmiştir. Bununla beraber, Pliyo–Kuvaterner yaşlı ince–uzun (elongate) havzaların bu yeniden aktif olan zonların etkisinde şekillendiği de gözlenmektedir.

BAGB’deki bazı faylar üzerinde yapılan kinematik analiz çalışmaları da, fayların farklı zamanlarda yeniden aktif hale geçtiğini (reaktif yapılar olduğunu) göstermiştir. Bu yapılardan bir tanesi Küçük Menderes Grabeni’nin güneybatı kenarı üzerinde yeralan Efes Fayı’dır. Angelier ve diğer. (1981)’e göre, Efes Fayı üzerinde beş farklı faza ait hareket bulunmaktadır. Bu hareketlerden ilki fay doğrultusu boyunca sol yönlü doğrultu atımlı olarak gelişmiştir. Bunu yaklaşık saf normal faylanma izlemiştir. Üçüncü hareket geç Pliyosen boyunca graben oluşumu şeklinde devam etmiştir. Daha sonra, Efes Fayı, erken Kuvaterner zamanı boyunca saf doğrultu atımlı çalışmıştır. Pleyistosen zamanında gelişen son faz yaklaşık eğim atımlı normal faylanma ile temsil edilir. Dumont ve diğer. (1979) ise, Menderes ve Burdur grabenlerinde yaptıkları çalışmalarda dört farklı tektonik faz belirlemişlerdir: (1) Geç Miyosen- erken Pliyosen basınç fazı (2) Pliyosen boyunca K-G yönlü genişleme (3) eski Kuvaterner basınç fazı (Menderes grabenleri bölgesinde K-G yönlü) (4) KD-GB

yönlü Kuvaterner yaşlı genişleme. Batı Türkiye'deki Miyosen ve Kuvaterner zamanlarında devam eden K-G yönlü kabuksal açılma periyotları arasında etkili olan kısa süreli D-B yönlü sıkışmanın varlığı bir çok yayında bildirilmiştir (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Yusufoglu, 1996; Koçyiğit ve diğer., 1999; Bozkurt, 2000, 2003; Işık ve diğer., 2003; Bozkurt ve Sözbilir, 2004, 2006; Koçyiğit, 2005).

Efes Fayı'na benzer şekilde, BAGB'daki bir diğer büyük ölçekli reaktive fay Manisa Fay Zonu'dur. Bozkurt ve Sözbilir (2006), Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde yaptıkları çalışmalarda, sol yönlü doğrultu atımlı faylanma ve sonra normal faylanma olmak üzere iki farklı hareketine ait veriler elde etmişlerdir. Bu fazlar, (i) Erken-orta Pliyosen zamanında yaklaşık D-B doğrultulu sıkışma (ii) güncel açılmalı tektonik ve Pliyo-Kuvaterner zamanında başlayan modern graben oluşumu ile açıklanmıştır. Gediz Grabeni'nin devamı niteliğindeki Manisa Havzası, hem doğrultu atımlı hem de eğim atımlı normal faylara ait deformasyon özelliklerine sahiptir. Miyosen zamanından beri, Gediz Grabeni'nin doğu ve orta bölümleri, K-G yönlü saf genişlemeli tektonizma ile temsil edilirken, grabenin batı bölümü İzmir-Balıkesir Transfer Zonu olarak adlandırılan KD-GB uzanımlı büyük ölçekli doğrultu atım baskın zon ile şekillenir (Özkaymak, 2013).

Batı Anadolu'daki KD-GB uzanımlı fayların üzerinde yapılan kinematik analiz çalışmaları ise oldukça azdır. Bunlardan bir tanesi KD-GB uzanımlı Orhanlı Fay Zonu üzerinde yapılmıştır (Uzel ve Sözbilir, 2008). Fay yüzeyinde yapılan ölçümler bu fayın önce K-G yönlü sıkışma kuvvetleri etkisinde sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde, bunu takiben K-G yönlü açılma kuvvetleri etkisinde sağ yönlü doğrultu atımlı karakterde çalıştığını göstermektedir. Son yıllarda bu fay zonu üzerinde meydana gelen depremlerin odak mekanizma sonuçları fayın sağ yanal son hareketinin günümüzde devam ettiğini göstermektedir (Uzel ve Sözbilir, 2008).

Bir diğer kinematik analiz çalışmaları az olan Gölarmara (Kavak ve Çetin, 2007) ve Halitpaşa Fay Zonu (Kaya ve diğer., 2004)' dur. Gölarmara bölgesi Gediz Grabeni'nin iki ayrı kolunun birleşim noktasında yer almaktadır. . Bu kollardan birisi Salihli ve Manisa arasında uzanırken diğeri grabenin kuzeydeki ana kolunu oluşturur.

Kuzeydeki neotektonik yapıyı oluşturan bu kol, bölgede Paleozoyik'ten beri yüzeylenmiş olan jeolojik birimleri KB-GD yönünde keser. Diğer taraftan bölgede neotektonik dönemi yansıtan bir diğer önemli jeolojik olay Pliyo-Kuvaterner yaşlı Kula volkanizması olup Batı Anadolu'daki genişlemeli tektonik rejimin en çarpıcı ürünlerinden birisini yansıtır. Bölgede etkin olan çizgiselliklerin genel yönü K 20°-30° D ve K 60°-70° D arasında bir yoğunlaşma göstermektedir. Benzer şekilde K 70°-80° B yönünde de az da olsa bir yoğunlaşma izlenmektedir. Bölgedeki kapsamlı KD-KB ve KKB-GGD doğrultulu çizgisellik sistemlerinin çoğu, Orta Miyosen döneminden sonra Batı Anadolu'nun tektonik rejimine bağlı son normal faylanma ile ilişkilidir. Öte yandan, bazı KD doğrultulu çizgisellikler Üst Kretase-Geç Eosen döneminde İzmir-Ankara okyanusunun kapanmasıyla alakalı bindirme fayları ile ilişkili olabilir (Kavak ve Çetin, 2007).

Kaya ve diğer. (2004)' e göre, Doğu Ege'nin Geç Senozoyik evrimi yaygın bir karasal genleşme ile temsil edilir. D-B ve KD-GB uzanımı graben ve aralarındaki horstlar bölgedeki en önemli yapıları oluştururken KB-GD ve K-G uzanımı faylar ise diğer yapılarıdır. Paleojen öncesi döneme ait temel kayaların Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı sedimanların üzerine bindirdiği ve KB-GD uzanımı sağ yanal doğrultu-atımlı fay kuşağının (Halitpaşa transpresif kuşağı (Kaya ve diğer., 2004)) saha verilerini de ortaya koymaktadır. Fay kuşağı Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı gölgesel sedimanları (Develi ve Halitpaşa formasyonları) ile geç Erken Miyosen yaşlı alüvyon konisi sedimanları (Kızıldağ Formasyonu) arasında yer alan nemli bir diskordans dönemi ile ilişkilendirilmiştir. Saha ilişkileri ile memeli fosil verileri bu diskordansın yaşını en Erken Pliyosen olarak önermektedir. Sonuç olarak batı Türkiye'de etkin olan kıtasal gerilme dönemi içinde gelişen bir sıkışma fazının varlığını ve ilgili yapısal verilerini ilk kez ortaya koymaktadır. Bu deformasyon ege yayında varlığı bilinen Erken Pliyosen yaşlı sıkışma rejimine atfedilmiştir (Kaya ve diğer., 2004).

Aletsel dönem depremlerin yanısıra, tarihsel dönem deprem kataloglarında ve bazı tarihsel kayıtlarda, bu bölgedeki şehirlerin büyük depremlerden etkilendikleri ve büyük yıkımların gerçekleştiğine dair bilgiler mevcuttur (Tablo 1.3) (Ergin ve diğer., 1967; Soysal ve diğer., 1981; Ambraseys, 1988; Guidoboni ve diğer., 1994; Ambraseys ve Finkel, 1995; Papazachos ve Papazachou, 1997; Ambraseys ve Jackson, 1998; Tan ve diğer., 2008). Gediz Grabeni boyunca, ilki milattan sonra (M.S.) 17 olmak üzere, son iki bin yıl içerisinde çok sayıda depremin tarihsel dönem yerleşim alanlarını yıktığı ve bu alanlara zarar verdiği rapor edilmiştir (Tablo 1.3).

Tablo 1.3 Gediz Grabeni için hazırlanan tarihsel deprem kataloğu. Referanslar; (1) Ergin ve diğer. 1967; (2) Soysal ve diğer., 1981; (3) Ambraseys, 1988 ; (4) Guidoboni ve diğer., 1994; (5) Papazachos ve Papazachou, 1997 (6) Ambraseys ve Jackson, 1998; (7) Ambraseys ve Finkel, 1995; (8) Tan ve diğer., 2008 (I: Şiddet M: Büyüklük)

Tarih	Koordinat	Etkilenen alan	I M	Kaynak
17	38,40-27,50 38,5-27,8 38,61-27,39	Manisa (Magnesia), Muradiye, Sart (Sardes);Magnesia, Sardes, Temnos, Myrina, Ephesus, Appolonia, Hyrcanis, Aegae, Hierocaesaria, Euthena, Ulloron, Tmolus, Cyme, Thyatira;Gediz Nehri	IX7,4	1,2,3,4,6,8
44	38,50-27,40	Magnesia, Ephesus	VIII	1,2,8
Ağustos 926	38,50-27,50	Manisa	?	6,8
22 Eylül 1595	38,50-27,90	Manisa, Urganlı, Sart, Ahmetli, Gedik,Bostancı, Azizlü köyleri	?	6,7,8
1 Eylül 1771	?	Kemalpaşa, Turgutlu, Manisa	?	7
23 Haziran 1845	38,60-27,50	Manisa	VIII6,7	1,2,5,8
3 Nisan 1850	38,40-27,45	İzmir, Kemalpaşa, Turgutlu, Manisa	VIII	2
16 Haziran 1858	38,90-27,80	Akhisar, Manisa, İzmir	VI	1,2
3 Kasım 1862	38,40-27,70	Turgutlu, Manisa	IX	2
Ağustos 1888	38,35-28,50	Alaşehir, Manisa	VI	1,2
Haziran 1900	38,34-28,50	Alaşehir, Manisa	V	1

Gediz Grabeni boyunca tarihsel dönemden günümüze değin meydana gelen bu depremler yoğunlukla bölgede haritalanan KB-GD uzanımlı aktif faylar boyunca dağılım gösterirler. Batı Anadolu genişleme bölgesi içerisinde yeralan Gediz Grabeni'nin, doğusundaki Alaşehir Bölgesi ile ortasındaki Salihli bölgesinde yeralan

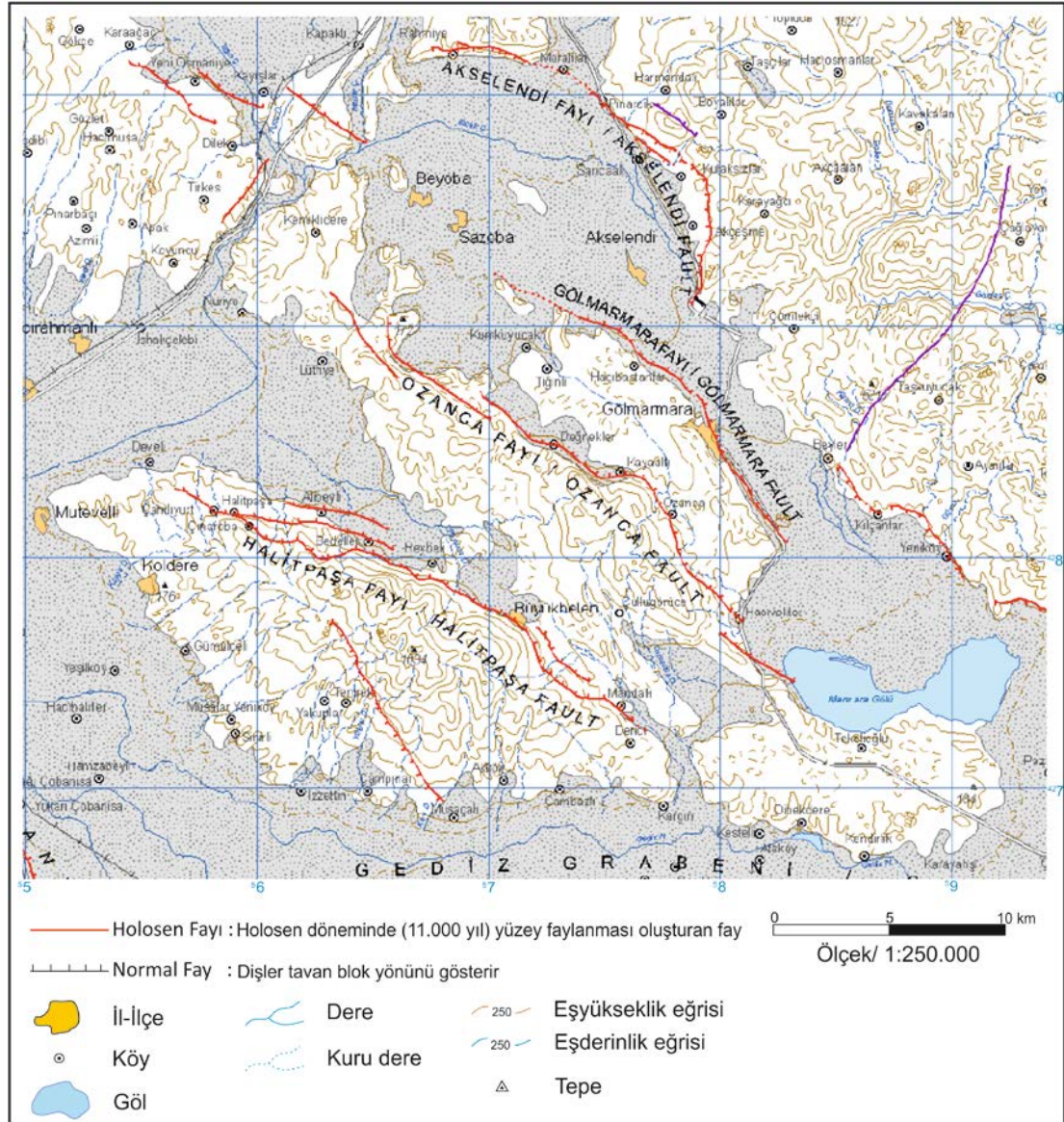
normal faylar üzerine yapılan önceki çalışmalar, bu bölgedeki fayların K-G yönlü genişlemeli bölgesel tektonik rejim içerisindeki kinematik ve geometrik özelliklerini açıklarlar (Koçyiğit ve diğer., 1999; Sözbilir, 2001; 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2010; Çiftçi, 2013). Ancak Grabenin batı bölümü ile ilgili çalışmalar kısıtlıdır. Gediz Grabeni batı Bölümde Salihli batısında genişleyerek çatallanır ve üç kola ayrılır. Güneyde Kemalpaşa, batıda Manisa ve kuzeyde Gölarmara alt havzalarının gelişimine olanak sağlar (Şekil 1.1b). Spildağı ve Çaldağ yükselteleri bu üç havzayı birbirinden ayırır. Her üç havza KB-GD uzanımlı aktif normal faylarla sınırlı asimetrik graben yapılarıyla karakteristiktir.

1.4.3 Gölarmara Havzası' nın Jeolojisi

BAGB'ndeki iyi bilinen D-B uzanımlı çöküntü alanlarından bir tanesi olan Gediz Grabeni (Şekil 1.8b), Erken Miyosen zamanından beri KKD-GGB yönlü genişlemenin etkisi altında oluşmaktadır (Çiftçi ve Bozkurt, 2010). Sarıgöl ile Salihli arasında uzanan Gediz Grabeni'nin tektonik evrimi gerilim modelleri ve reolojisi farklı olan iki genişlemeli evre ile tanımlanır (Bozkurt ve Sözbilir, 2004). İlk evre, Miyosen zamanı boyunca Menderes Masifi kayalarının düşük açılı sıyrılma faylarının varlığı ile ilişkili taban blokta yüzeylemesini sağlayan evredir. Tavan blokta ise Miyosen karasal kırıntılarının faylanma ile eşzamanlı çökelişi söz konusudur (Hetzl ve diğer., 1995; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit ve diğer., 1999; Yılmaz ve diğer., 2000; Sözbilir, 2001, 2002; Çiftçi ve Bozkurt, 2008, 2009). İkinci evre ise, Kuvaterner boyunca baskın olarak D-B uzanımlı grabenlerin gelişmesine olanak sağlayan yüksek açılı normal faylanmalar ile tipiktir (Özkaymak 2013). Ancak, Gediz Grabeni'nin Gölarmara bölümünün tektonik gelişimi çok iyi çalışılmamış olup, önceki çalışmalarda Gölarmara Havzası' nın neotektonik evrimi üzerine bir çalışma yapılmamıştır.

Gölarmara Havzası' nda yapılan ve Kuvaterner dönemini konu alan jeolojik amaçlı çalışmalar oldukça sınırlıdır. Havzanın güneybatı sınırını oluşturan Gölarmara Fay Zonu ve kuzey-kuzeydoğusunu sınırlayan Akselendi Fay Zonu

MTA diri fay haritalama çalışmalarına göre Holosen normal fay niteliğine sahiptir (Şekil 1.10).

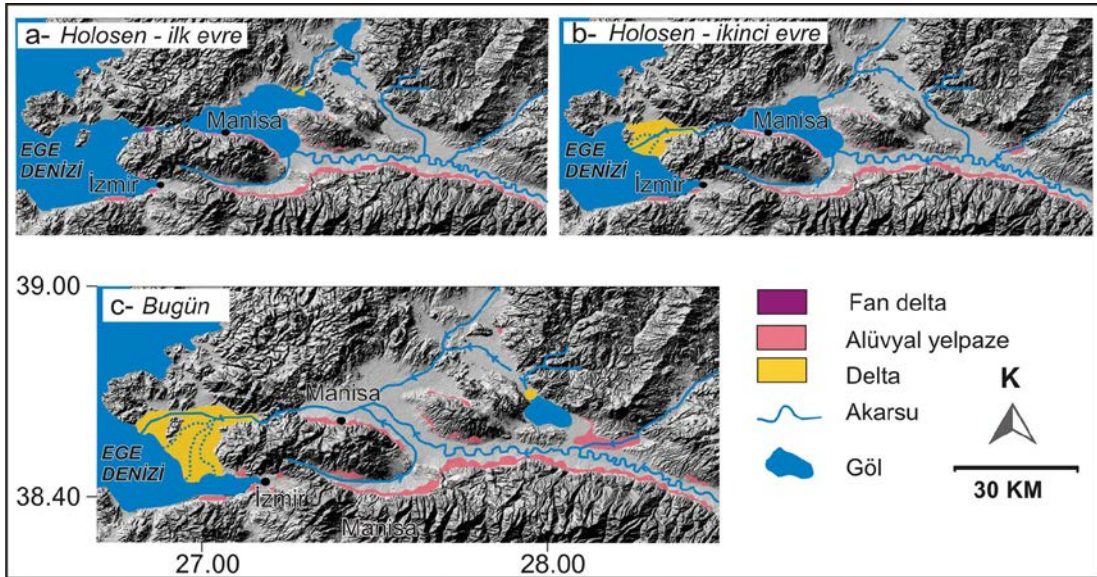


Şekil 1.10 MTA' nın çalışma alanında yaptığı diri fay haritası (MTA Diri Fay İzmir Paftası) (Emre ve diğer., 2012).

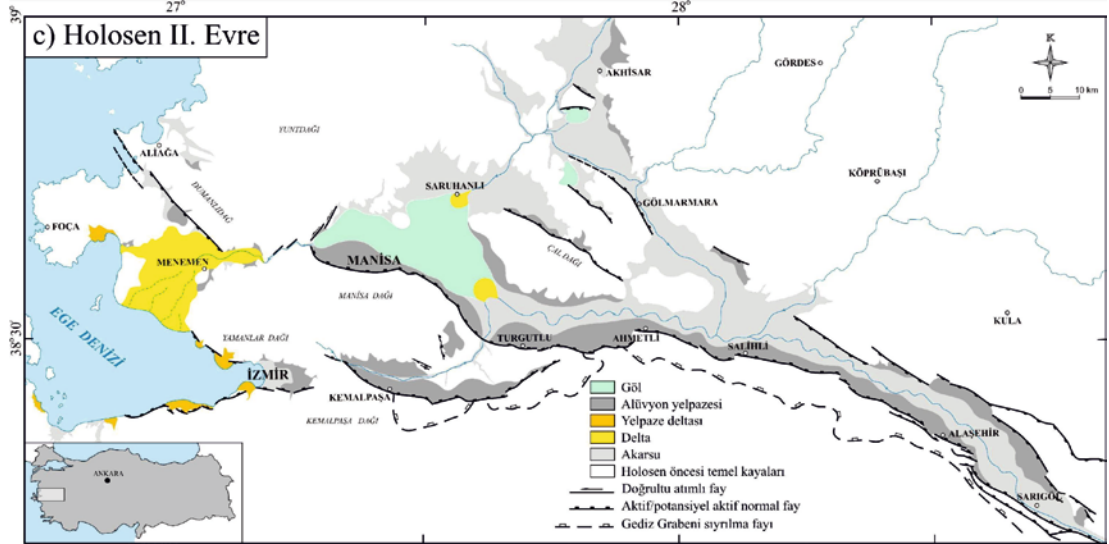
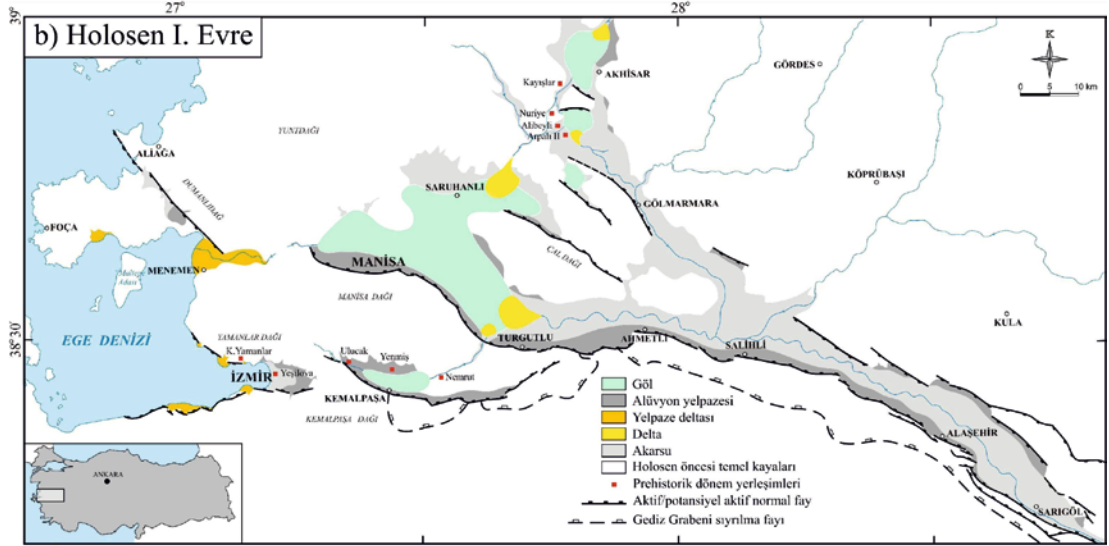
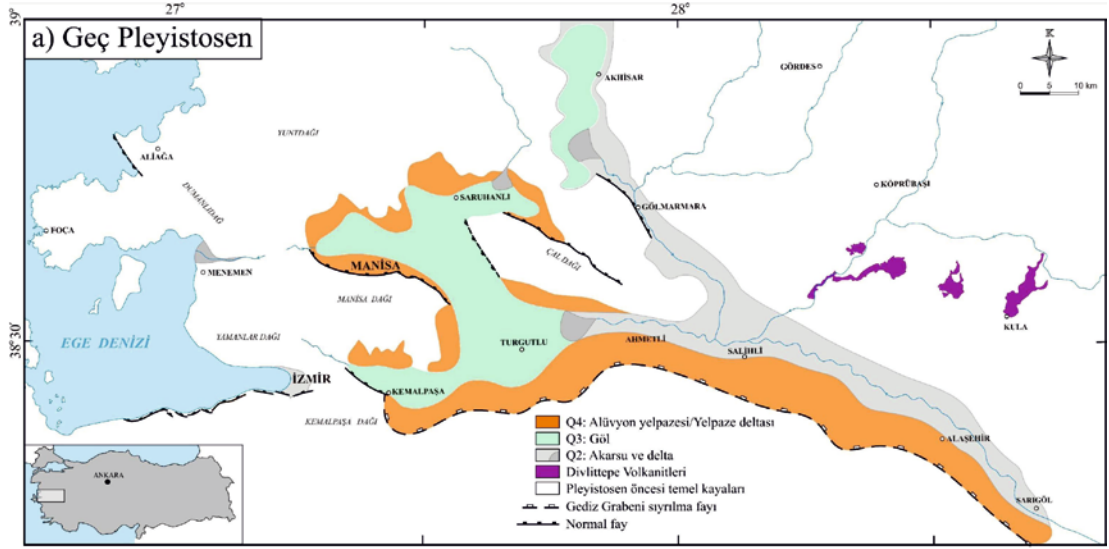
Hakyemez ve diğer. (1999) Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin paleocoğrafik evrimlerini karşılaştırdıkları çalışmada, havzaların Kuvaterner çökellerini fasiyeslerine ayırarak incelemişlerdir. Araştırmacılara göre, Gediz Havzası genel olarak şiddetli tektonik periyotlarla denetlenen karmaşık bir evrim göstermiştir. Araştırmacılar, Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin sedimanter çökellerinin fasiyeslerini ve sıralı düzenlerini tartışmış, geç Pliyosen'den günümüze

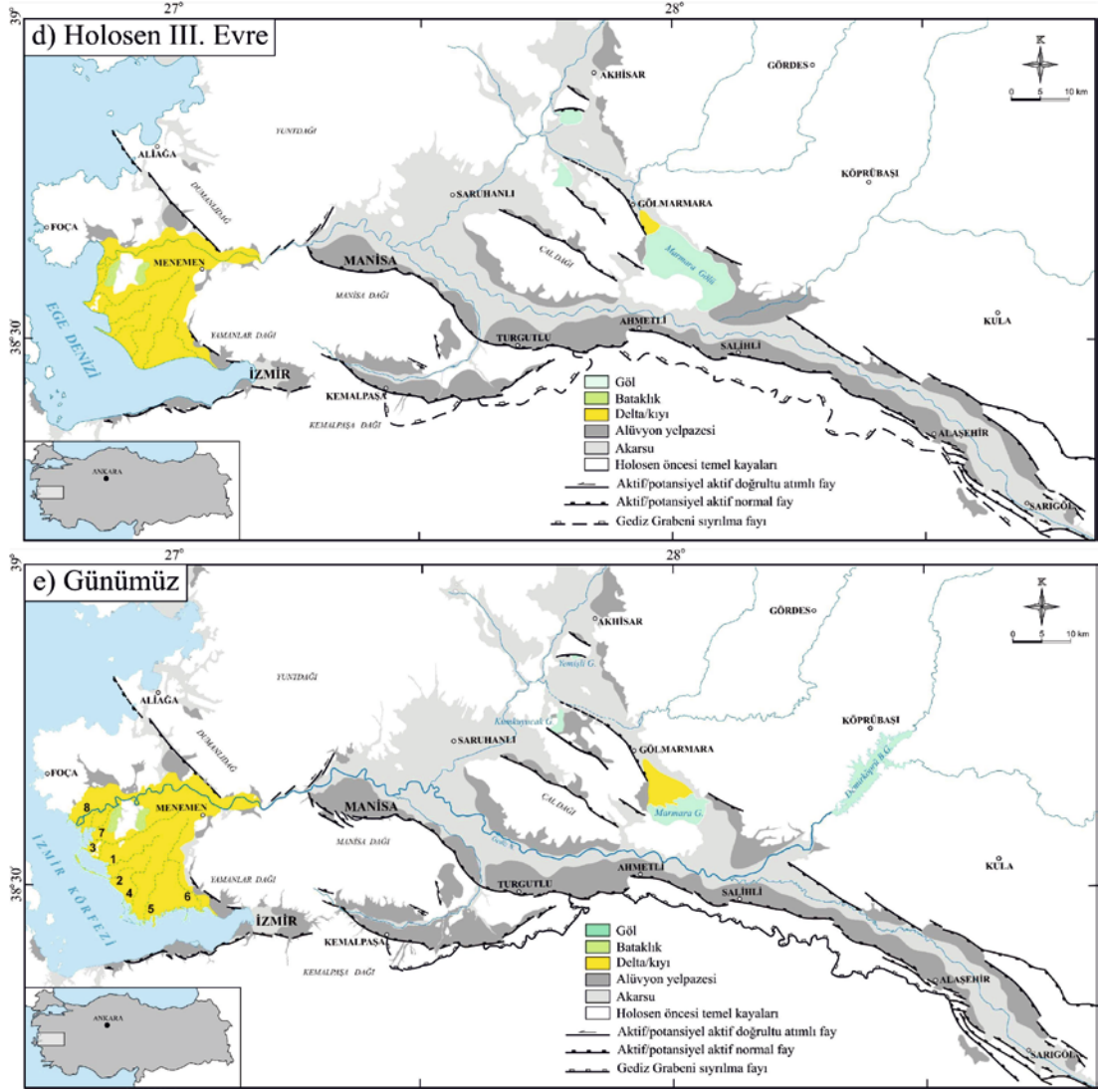
kadar olan alüvyal, flüviyal, gölsel ve karasal çökeller ile doldurulmuş alanları incelemiş ve haritalamıştır. Orta Miyosen'den Pliyosen'e kadar ulaşan yaşlara sahip dolgular içeren ve özellikle Gediz Grabeni'nin kuzeyinde belirgin KD-GB uzanımlı graben havzalarının, K-G genişlemeyle ortaya çıkan D-B ve KB-GD (çalışma alanını oluşturan Gölarmara Grabeni) uzanımlı grabenler ile kökensel ilişkileri yoktur (Hakyemez ve diğer., 2013) .

Hakyemez ve diğer. (2009;2013) bugün örgülü akarsu özelliğinde akan Gediz Nehri'nin kendisine ait eski menderesli taşkın ovası çökellerini 5 metre kadar kazıyarak aktığını, bunun sebebinin bölgesel anlamda yükselmenin varlığından kaynaklandığını ileri sürmekte olup Gediz Grabeni ve Marmara Gölü' nün Pleyistosen' den günümüze kadar olan evrimini detaylı bir şekilde evreler halinde açıklamıştır (Şekil 1.11, Şekil 1.12)



Şekil 1.11 Holosen boyunca Gediz Havzası'nda çökelen genç sediman dolgunun fasiyes dağılım modelini gösteren paleocoğrafya haritası. a) Erken Holosen zamanındaki ilk evre, b) Orta Holosen (?) zamanındaki ikinci evre ve c) bugünkü coğrafik durum (Hakyemez ve diğer., 1999; Özkaymak, 2013).





Şekil 1.12 Geç Pleistosen-Holosen sırasında Gediz Nehri havzasındaki en genç çökel dolgusu fasiyeslerinin dağılımını gösteren paleocoğrafya haritaları. a) Geç Pleyistosen dönemi, b) Holosen ilk evresi, c) Holosen ikinci evresi, d) Holosen üçüncü evresi, e) Günümüz (Rakamlar Gediz deltası üzerindeki dağıtım kanallarının göç sırasını göstermektedir) (Hakyemez ve diğer.,2013).

Kaya ve diğer. (2004) Manisa Havzası'nın doğusunda bulunan Çaldağ'ın kuzeybatı yamaçları üzerinde bulunan Halitpaşa ve çevresinde bir çalışma yapmışlardır. Araştırmacılar, batı Anadolu'da varlığı tartışılan erken Pliyosen sıkışma fazı ile ilişkilendirdikleri, KB-GD uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı fay zonunu Halitpaşa Transpresif Zonu olarak adlandırmışlardır. Halitpaşa Köyü kuzeyinde bulunan alanı da Halitpaşa Yarım Grabeni şeklinde tanımlamışlardır.

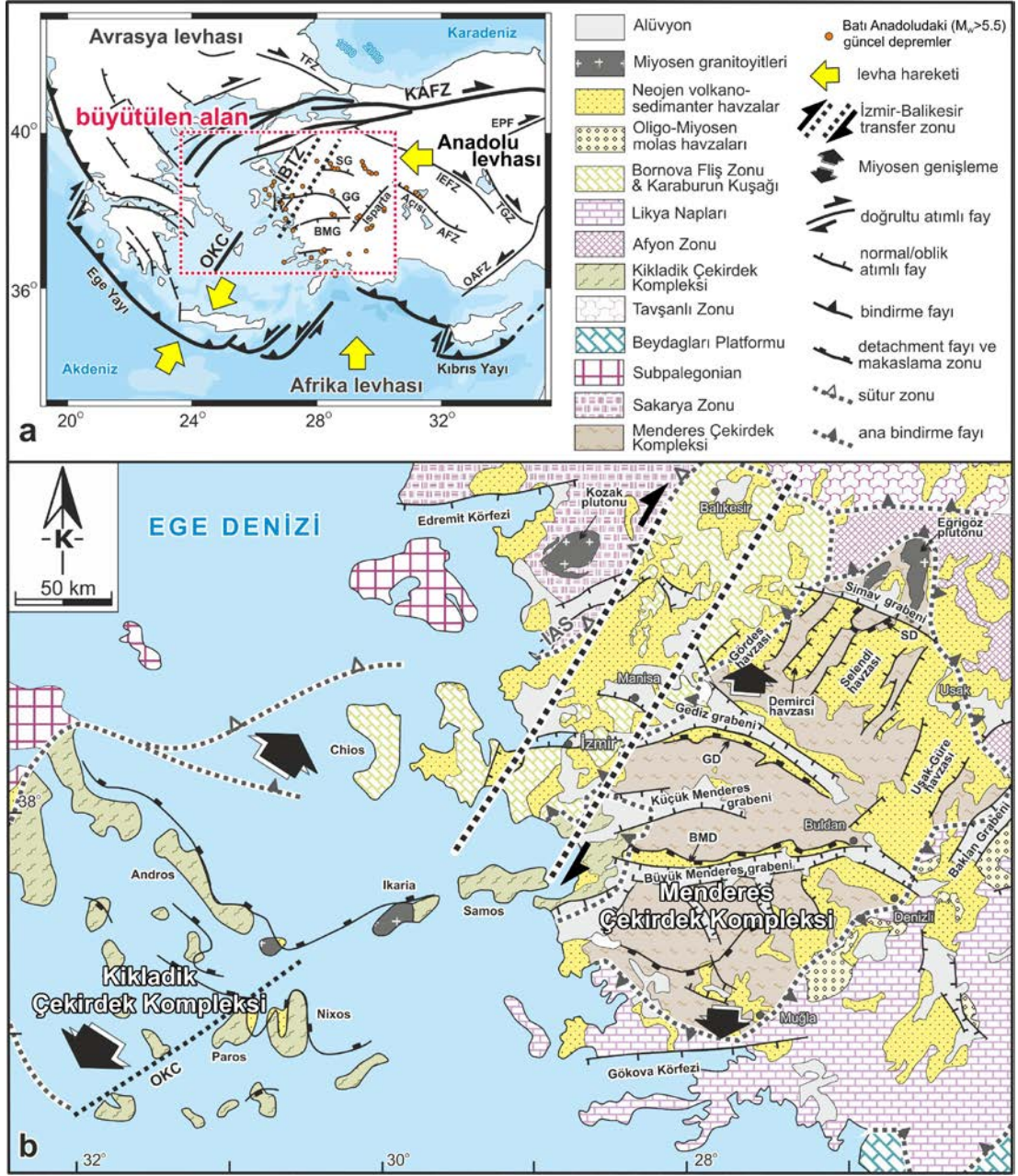
Önceki çalışmalarda, Gölarmara Havzası' nın güneydoğu kenarını denetleyen GFZ bilinmesine karşın, havzanın kuzeydoğu kenarının yapısal özellikleri ve kinematik analizlerine yönelik bir çalışma bulunmamaktadır.

BÖLÜM İKİ

STRATİGRAFİ

Gölmarmara havzası “Batı Anadolu Genişleme Bölgesi” olarak bilinen bir bölgede yer alır (Şekil 2.1)(Bozkurt, 2001). Batı Anadolu Genişleme Bölgesi’ndeki temel kayaları, İzmir-Ankara Zonu boyunca kuzeyde Pontidler ve güneyde Anatolid-Torid Platformu olmak üzere üç ana tektonik kuşaktan oluşur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Çalışma alanının da içinde bulunduğu Anatolid-Torid Platformu deformasyona ve bölgesel metamorfizmaya uğramış tektonik zonlardan oluşmaktadır. Bunlar, kuzeyden güneye doğru; Tavşanlı Zonu, Afyon Zonu, Menderes Masifi ve Likya Napları’dır (Okay ve diğer., 1996). Birbirlerinden tektonik dokanaklarla ayrılan bu zonlar, Miyosen döneminde gelişen genişleme tektoniği sonucunda eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylarla parçalanmış ve oluşan çöküntü alanlarında 2000-3000 metreye varan volkanik arakatlı tortul istifler içeren havzaların oluşumu gerçekleşmiştir (Sözbilir, 2001, 2002; Bozkurt, 2003; Bozkurt ve Sözbilir, 2004).

KD-GB, KB-GD ve D-B doğrultusunda uzanım sunan bu havzalar, Neojen sonrası gelişen tektonik faz nedeniyle parçalanmış ve günümüzdeki akaçlama ağının kurulu olduğu Kuvaterner havzaların oluşumu gerçekleşmiştir (Çiftçi ve Bozkurt, 2007, 2009; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve diğer., 2012; Özkaymak ve diğer., 2012). Bu nedenle Gediz Nehrinin kapsadığı drenaj havzası içinde hem Paleotektonik ve hem de Neotektonik döneme ait kaya toplulukları yüzlek vermektedir. Özellikle havzaların Miyosen öncesi temelini oluşturan Menderes Masifi’ne ait metamorfik kayalar Manisa ile Uşak arasındaki bölgede geniş alanlar kaplamaktadır. Neojen dönemine ait volkano-sedimanter istifler ise D-B (Alaşehir (Gediz) grabeni) havzalar ile KD-GB (Uşak-Güre, Selendi, Demirci, Gördes) havzalarda yüzlek vermektedir. Kuvaterner havzalar ise Gediz Grabeni’ nin modern dolgusunu oluşturmaktadır (Şekil 2.1).



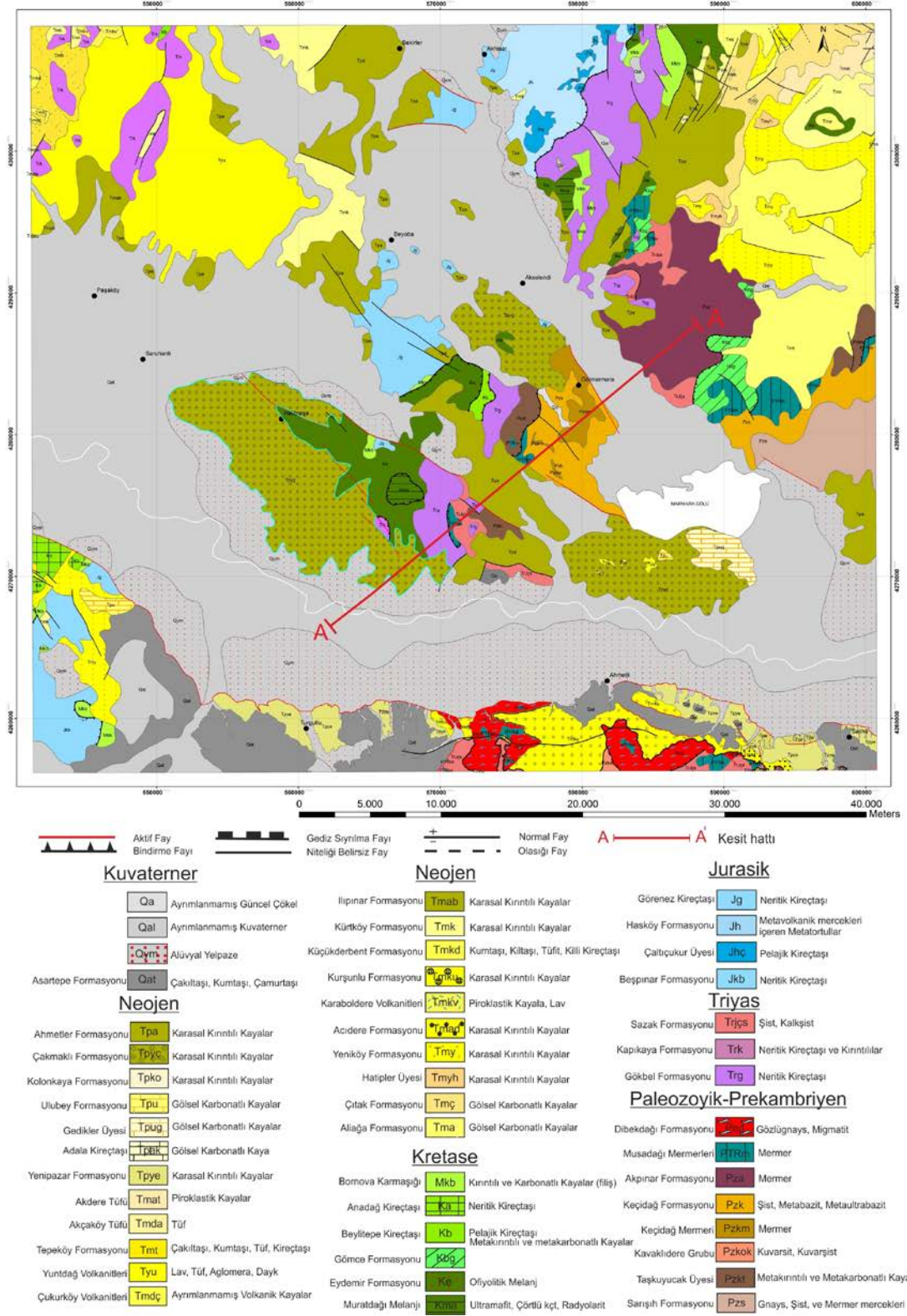
Şekil 2.1 Ege Bölgesi' nin ana tektonik ve tektonostratigrafik elemanlarını ve konfigürasyonunu gösteren basitleştirilmiş haritası (Uzel ve diğer., 2013).

Gölmarmara Havzası ve çevresi Paleozoyik' den günümüze kadar farklı yaşta kaya birimlerini içermektedir (Şekil 2.2). Gölmarmara Havzası ve çevresinde, alttan üste doğru, Menderes Masifinin örtü serisine ait Paleozoyik yaşlı metamorfikler ve bu metamorfik seriyi bindirmeli olarak üstleyen Geç Kretase–Paleosen yaşlı Bornova Fliş Zonu (Erdoğan, 1990; Okay ve diğer., 1996) ve ofiyolitik kayalar yüzlek verir. Tüm bu birimler Neojen yaşlı karasal gölsel çökeller tarafından uyumsuz olarak

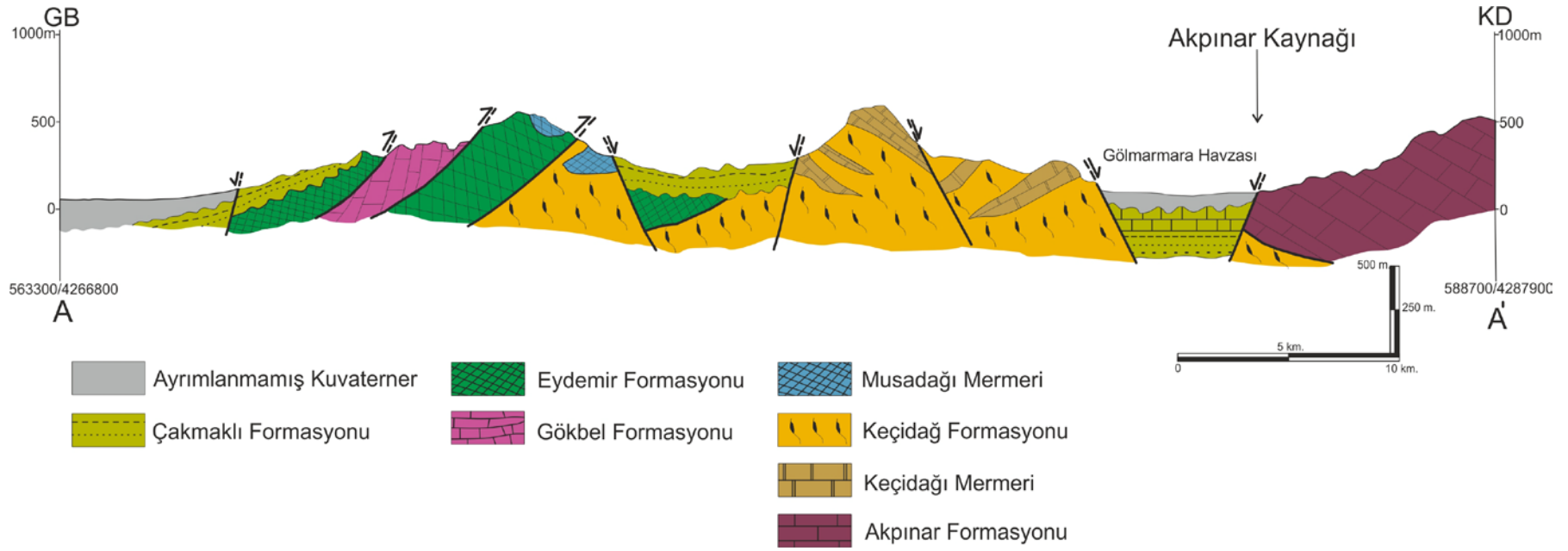
örtülmüştür. Gölarmara Havzası içinde gelişen Neojen yaşlı sedimanter kayalar bölgede yüzlek veren Kuvaterner öncesi birimlerdir. Kuvaterner yaşlı birimler üzerine yapılan çalışmalar ise oldukça azdır. Ancak, graben morfolojisi içerisinde alüvyon yelpazesi ve akarsu çökellerinden oluşan erken Kuvaterner çökellerinin, graben kenarındaki faylar tarafından kesilerek yükseltildiği ve bölgenin basamaklı bir morfoloji kazandığı, ova morfolojili graben tabanının ise Holosen çökelleriyle düzenlendiği Hakyemez ve diğer. (1999) tarafından yapılan çalışmalarda belirtilmiştir.

Gölarmara Havzası, doğu ve batı sınırları KB-GD uzanımlı yükseltilelerle sınırlı, güneyi Marmara Gölü ile simgelenen yaklaşık D-B sınırlı asimetrik bir havza niteliğindedir (Şekil. 2.2, Şekil 2.3). Havzada yapılan arazi çalışmalarında 1/25000 ölçeğinde haritalanan ve tanımlanan litostratigrafik birimler, Özkaymak (2013) doktora tezi ve hedeflenen çalışmalar göz önünde bulundurularak "Temel Kaya Birimleri", "Eski Havza Dolgusu Kaya Birimleri" ve "Modern Havza Dolgusu Kaya Birimleri" başlıkları altında incelenmiştir.

İlk iki başlık, Gölarmara Kuvaterner Havzası' nın oluşumu öncesinde bölgede varolan ve modern havza dolgusuna ait birimlere temel teşkil eden birimleri temsil etmektedir. Bu çalışmanın amacına yönelik olarak, temel birimleri aşağıda kısaca özetlenecektir. Üçüncü başlık altında, Kuvaterner dönemde Gölarmara Havzası' nda depolanan birimlerin stratigrafisi, sedimantolojik özellikleri ve fasiyesleri ile oluşum ortamları ayrıntılı olarak tartışılacaktır.



Şekil 2.2 1:100.000 ölçekli Gölarmara Havzası ve çevresinin jeoloji haritası (MTA 1:100.000' lik jeoloji haritasından değiştirilerek).



Şekil 2.3 Çalışma alanının Neojen, Kuvaterner ve temel kayalrın stratigrafik ve litolojik özelliklerini gösteren enine kesit (Kesit hattı ve gerekli diğer bilgiler için Şekil 2.2' ye bakınız).

2.1 Temel Kaya Birimleri

Çalışma alanında yüzlek veren temel kaya birimleri;

Paleozoyik-Prekambriyen yaşlı **Menderes Masifi'** ne ait mermer, şist, metabazit, metaultrabazit, metakarbonatlı birimler Gölarmara Fay Zonu' nun Gölarmara İlçe Merkezi' nden itibaren güneydoğuda Marmara Gölü' ne kadar devam ettiğı yükselen bloğunda çok geniş yüzlekler vermektedir (Şekil 2.2). Ayrıca havzanın kuzeydoğu sınırını oluşturan Keçi Dağı yükseltisinde yer yer mermer bloklarını görmek mümkündür. Son yıllarda Menderes Masifi' nin öngörülenden çok daha kompleks bir metamorfik tarihçeye sahip olduğuna yönelik bir çok yeni veri elde edilmiştir. Petrolojik bulgular, Menderes Masifi' ndeki Prekambriyen temelini Pan- Afrikan Orojenezi ile ilişkili, granulit, eklojit ve amfibolit fasiyesi koşullarında, çok evreli metamorfizmadan etkilendiğini göstermektedir (Candan ve Dora, 1998; Candan ve diğer., 1994, 1995, 2001, 2007; Oberhänsli ve diğer., 1995 a,b, 1997). Pan-Afrikan temelini en yaşlı kaya birimleri düzenli ve kesiksiz bir seri oluşturan metakırıntılılardan yapılıdır (Candan ve diğer., 2011).

Akhisar' ın güneydoğusunda Akselendi Fay Zonu' nun yükselttiğı taban bloğunda gözlenmekte olan (Şekil 2.4) Geç Triyas (Noriyen) yaşlı dolomitize kireç taşlarından oluşan **Gökbel Formasyonu'** nun (Akdeniz ve diğer., 1980) çökelim ortamı sığ bir peneplen alanıdır ve kırıntılı gelişi ile birlikte çökelmenin hızlandığı sığ denizde çökel tipi ve oranları hidrolik rejimin şiddeti, deniz seviyesindeki değişimler ve belkide iklim faktörlerinin kontrolü altındadır (Akdeniz ve Ercan, 1988).

Çalışma alanında doğuda havza sınırını oluşturan Keçi Dağ yükseltisinde çok az yüzlek alanları veren **Çömlekçi Formasyonu** (Akdeniz ve diğer., 1980) tüf arakatkılı ilksel halini kısmen koruyan metamorfizma geçirmiş kırıntılı kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2.2).

Metakonglomera ve metasilttaşlarından oluşan birimler içinde yer yer de volkanik

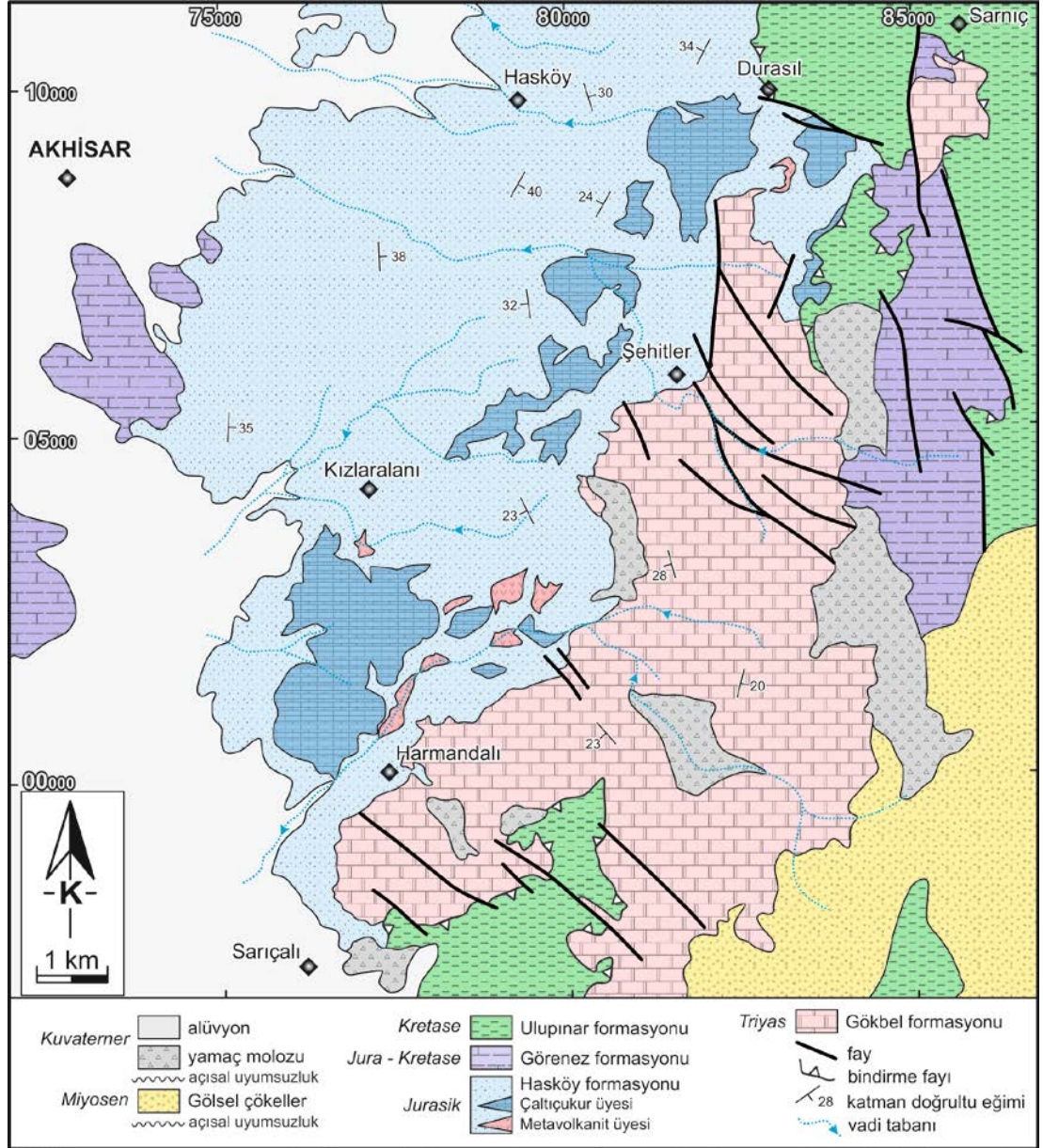
kayaçlar bulunduran Konak ve diğer., (1986) tarafından **Sazak Formasyonu** olarak adlandırılan birimin yaşı olasılıkla Liyas' dır (Akdeniz ve Ercan, 1988)

Akhisar güneydoğusunda yüzeylenen Alt Jura volkanitleri ilk kez Akdeniz ve diğer., (1980) tarafından Hasköy Formasyonu olarak tanımlanan Jura yaşı bir kırıntılı topluluğunun Metavolkanit Üyesi olarak ayırdedilmiştir. Akhisar doğusunda geniş yayılımlı olan **Hasköy Formasyonu** (Şekil 2.4) istif içinde değişik kalınlıktaki tabakalar halinde tekrarlanan çakıltası, silttaşı ve kilttaşları ile kireçtaşı ve volkanik kaya merceklerin den oluşur. Çoğunlukla çakıltası ile başlayan tekrarlanmalarda kumtaşı ve silttaşına, bazen de killi kireçtaşı merceklerine geçilir. Litofasiyeslerden bir veya birkaçının atlandığı düzensiz ardalanmalara sık rastlanır. Çoğu tekrarlanmalarda belirli bir düzen yoktur (Akdeniz, 1985).

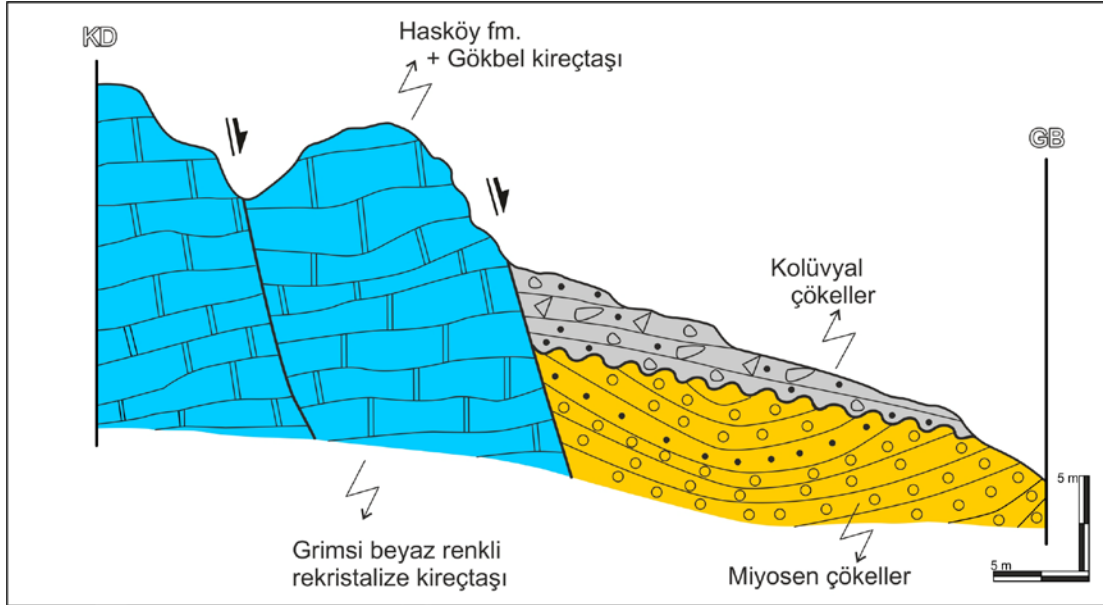
Hasköy Formasyonu üzerine yanal ve düşey geçişle **Görenez kireçtaşı** gelir (Şekil 2.4). Karahöyük Dağı, Değirmentepe ve Gökbel dağında yüzlek veren Görenez kireçtaşı, laminalı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve fosilli kireçtaşlarından yapılıdır. Havzanın kuzeydoğu sınırını oluşturan Keçi Dağı Yükseltisi' nin sınır fayları ile yükseltelen bu birimler miyosen yaşı birimler ile tektonik dokanak oluşturarak birlikte bulunmaktadır (Şekil 2.5).

Kumtaşı ve şeyl matriksi içerisine sürüklenmiş olan Mesozoik yaşı devasa kireçtaşı, çört, denizaltı volkanitleri ve serpantinit bloklarından oluşan kayaç topluluğuna Erdoğan (1990) Bornova Karmaşığı; Okay ve Siyako (1993) ise Bornova Fliş Zonu olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada **Bornova Fliş Zonu (BFZ)** adı altında incelenen birimler Miyosen yaşı Halitpaşa Grubu birimleriyle tektonik dokanak oluşturarak birlikte bulunmaktadır (Şekil 2.6). BFZ' nun yaşı Maastrichtiyen (Geç Kretase)-Paleosen zaman aralığı olarak verilmiştir (Erdoğan, 1990; Okay ve diğer., 1996). Menderes masifi ile İzmir-Ankara Kenet Zonu arasında kalan bölgede bulunan ve Alpin deformasyon zonu etkisi altında 50 ile 90 km genişliğinde ve yaklaşık 230 km uzunluğundaki tektonik zon içerisinde oluşan BFZ, çok düşük derecede metamorfizmaya uğramıştır (Erdoğan, 1990; Okay ve Altınar, 2007; Okay ve Siyako, 1993).

Çalışma alanında gözlenen Neojen yaşlı kayaların uyumsuz olarak üzerlediği (serpantinit, ultramafik, mafik volkanik, gri-kırmızı rekristalize kireçtaşı kayaları ve kırmızı-yeşil radyolaritlerden oluşan) **Ovacık Grubu** (Kaya, 2005) diğer bir temel kaya birimini oluşturmaktadır.



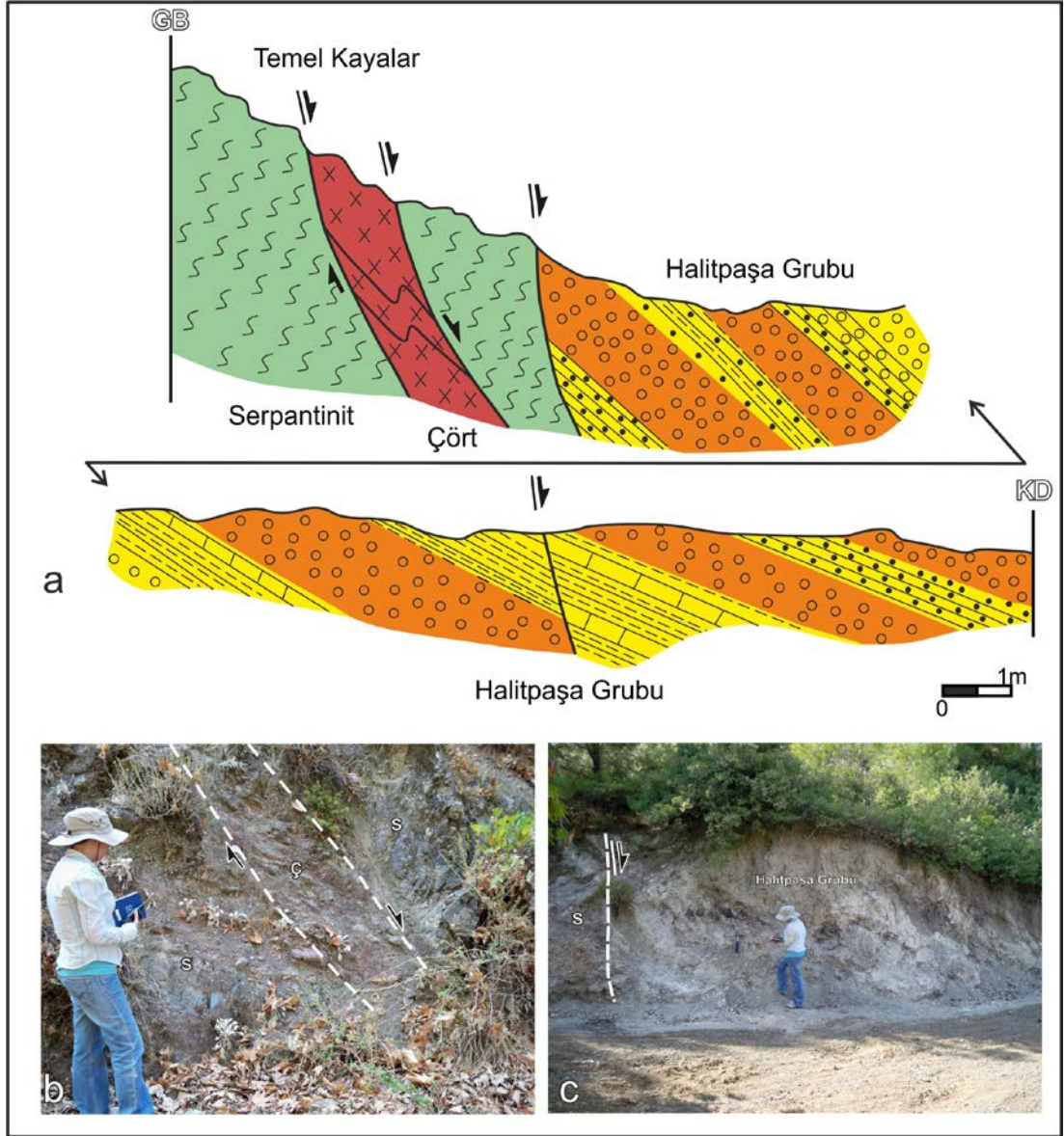
Şekil 2.4 Çalışma alanının KKD' sindeki temel kaya birimlerini gösteren Jeoloji Haritası (Akdeniz ve diğer., 1980)' den düzenlenerek).



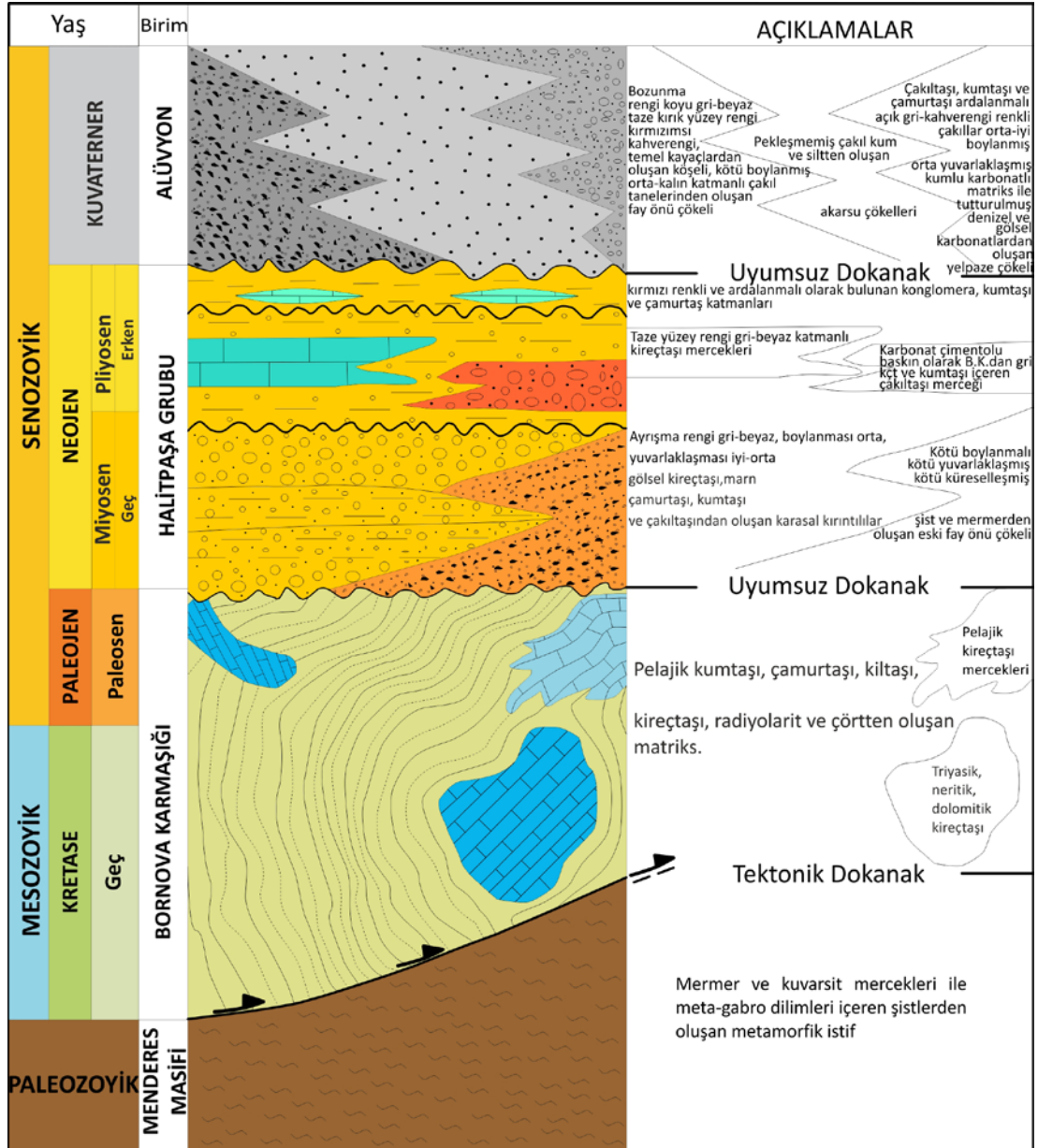
Şekil 2.5 Gökbeldere Kireçtaşı ve Hasköy Formasyonu'nun miyosen birimler ile tektonik ilişkili sınırını gösteren arazi kesiti.

2.2 Eski Havza Dolgusu Kaya Birimleri

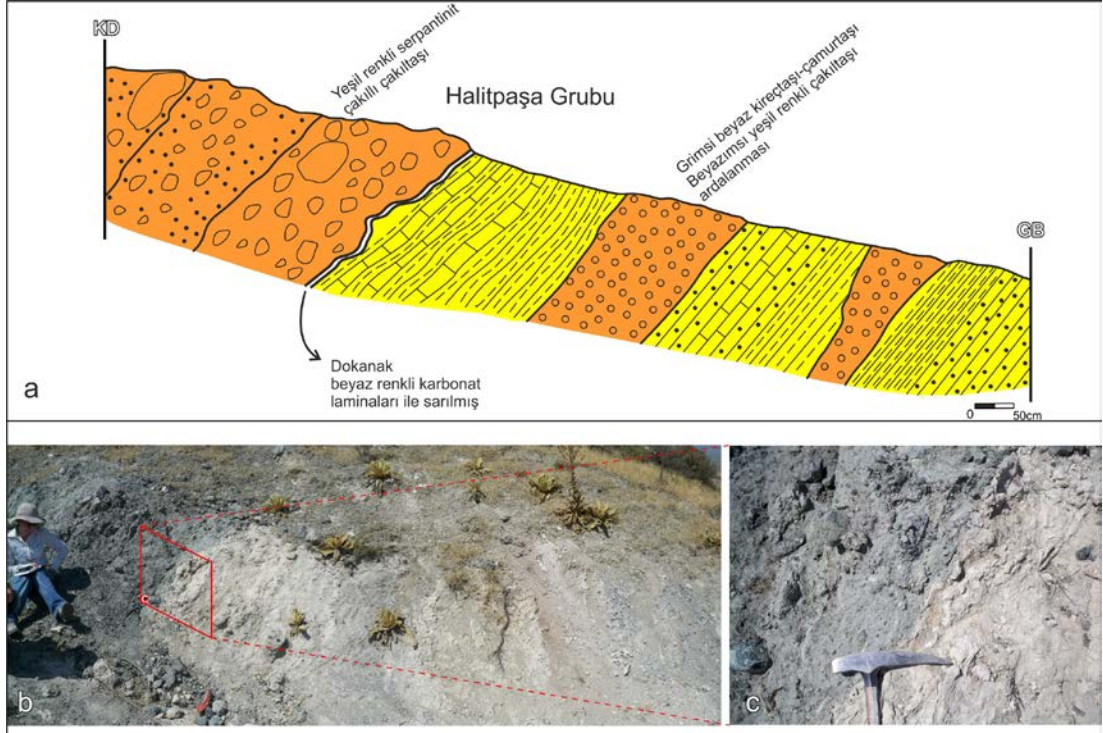
Eski havza dolgusu birimleri başlıca Neojen yaşlı ve birbirlerinden açısal uyumsuzluklarla ayrılan (Kaya, 2005) Develi, Halitpaşa ve Kızıldağ Formasyon'larından oluşmaktadır. Bu formasyonlar, çalışma amacına yönelik bir grup altında toplanıp **Halitpaşa Grubu** adıyla kullanılacaktır (Şekil 2.7, 2.8). Paleosen öncesi temel kayaları uyumsuzlukla üzerleyen ve Neojen sedimanter kayaların en altını oluşturan **Develi Formasyonu** dört üyeye ayrılmaktadır. Bunlar; fanglomera, konglomera-kireçtaşı, kumtaşı-çamurtaşı ve lamine çamurtaşı üyeleridir. Konglomera-kireçtaşı üyesinin alt bölümlerinde 7 m.'lik felsik tüf gözlenmektedir. Dört üyeden oluşan Develi Formasyonu yaklaşık 175 m. kalınlığındadır (Kaya, 2005).



Şekil 2.6 Temel kayalara ait serpantinit ve çört birimleri ile Halitpaşa Grubu' nun yapısal dokanağını gösteren a) arazi kesiti b) Çört (ç) ile serpantinit (s) arasında oluşan makaslamayı ve c) Temel kayalar ile Halitpaşa Grubu arasında bulunan yüksek açılı normal fayı gösteren fotoğraflar.



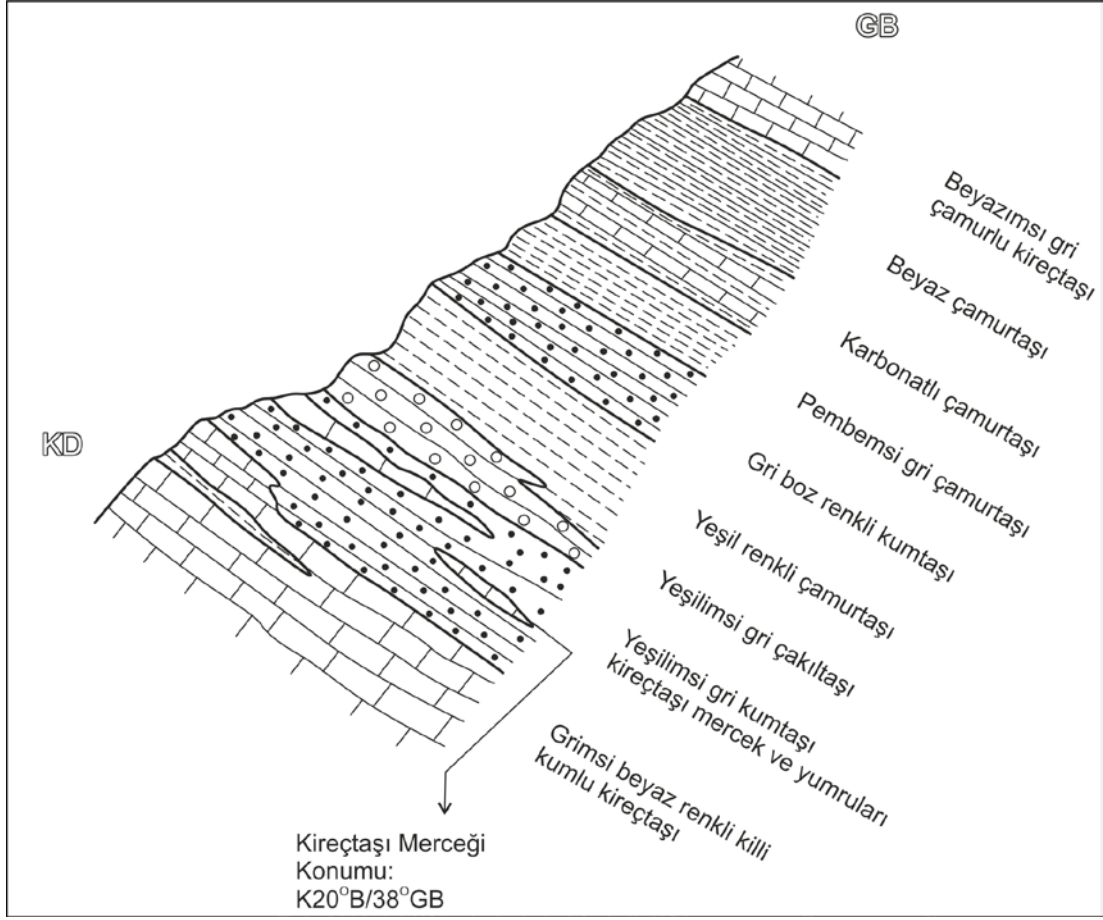
Şekil 2.7 Çalışma alanının litostratigrafik kolon kesiti (Helvacı ve diğer., 2007; Kaya, 2005)' den düzenlenerek.



Şekil 2.8 Halitpaşa Grubu' na ait serpantinlt çakıllı birim ile killi kireçtaşı biriminin dokanağı. b) Kesite ait fotoğrafın genel görünümü. c) Dokanağın yakın profili.

Develi Formasyonu' nu uyumsuz üzerleyen **Halitpaşa Formasyonu** (Şekil 2.9) başlıca gri-kahve litik kumtaşı, litik konglomera ve çamurtaşı, beyaz-kahrengimsi gri renkli kireçtaşlarından oluşur (Kaya, 2005). Çalışma alanının bazı yerlerinde kömürlü çamurtaşı seviyeleri görmek mümkündür. Mikro kristalin kalsit yapısıyla karakteristik olan kireçtaşı katmanları yer yer 4 m. kalınlığındadır. Kömürlü seviyelerde bulunan *Promimomys cor*, *Apodemus* sp., *Myomimus* sp., *Occitanomys* sp., *Ochotona* sp., *Prolagus* sp., *Orientalomys* sp., *Prolagus* sp., Erinaceidae, Gerbillidae (Pseudomeriones?), Leporidae, Ochotonidae, Sciuridae, Soricidae, Spalacidae fosilleri orta-Ruscinian ve Erken Pliyosen yaşı temsil etmektedir (Kaya, 2005).

Neojen birimler içerisinde en genç olan ve Halitpaşa Formasyonu' nu uyumsuzlukla üzerleyen **Kızıldağ Formasyonu**, kırmızı renkli ve ardalınlı olarak bulunan konglomera, kumtaşı ve çamurtaş katmanlarından oluşmaktadır (Kaya, 2005).



Şekil 2.9 Halitpaşa Grubu' nun litolojik özelliklerini simgeleyen arazi kesiti.

2.3 Modern Havza Dolgusu Birimleri

Gölmarmara Havzası'nın modern havza dolgusu baskın olarak havza kenarlarını sınırlayan aktif fayların kontrolünde gelişen kolüvyal çökeller ve alüvyal yelpazelerden ve havza düzlüklerinde biriken alüvyondan oluşmaktadır. Havzanın merkezine doğru yeryer küçük ölçekli gölsel çökeller alüvyonlarla girik halde gözlenirler. Havza kenarlarındaki kolüvyal ve alüvyal çökeller birbirleriyle geçişlidir. Gölmarmara Havzası'nı doğudan sınırlayan Akselendi Fayı önünde, biri diğerini açısız uyumsuzlukla üzerleyen iki farklı eğime sahip kolüvyal çökel gözlenmiştir. Üzerleyen katmanlar 20-25° GD'ya eğimli (Şekil 2.10a) iken üzerlenen katmanlar Akselendi fayına doğru yaklaşık 28° eğimli (Şekil 2.10b) olarak ölçülmüştür. Fay önü çökelleri içerisinde gözlenen bu uyumsuzluk yüzeyleri, bu fayın farklı zamanlarda yineleyen aktivitesine işaret etmektedir.



Şekil 2.10 Akeselendi Fayı kontrolünde gelişen b) GD 'ya eğimli b) KD 'ya kolüvyal katmanlar.

Kolüvyal çökellerin, bozunma rengi koyu gri- beyaz; taze kırık yüzey rengi kırmızımsı kahverengidir. Orta-kalın katmanlıdır. Çökeller baskın olarak köşeli, kötü boylanmış çakıl tanelerinden oluşur. Taneler baskın olarak temel kayalardan beslenmiştir ve sıklıkla kahverengi çamur, kumlu çamur ile bağlanmıştır.

Alüvyal yelpaze çökelleri ise genel olarak çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır (Şekil 2.11). Katmanları genel olarak yataya yakın olan birim baskın olarak açık gri-kahverengi renklidir. Çakıllar orta-iyi boylanmış, orta yuvarlaklaşmış kumlu karbonatlı matriks ile tutturulmuştur. Taneler baskın olarak denizel ve gölsel karbonatlardan, yeryer kumtaşlarından oluşur, ince-orta katmanlı seviyeler içerir.

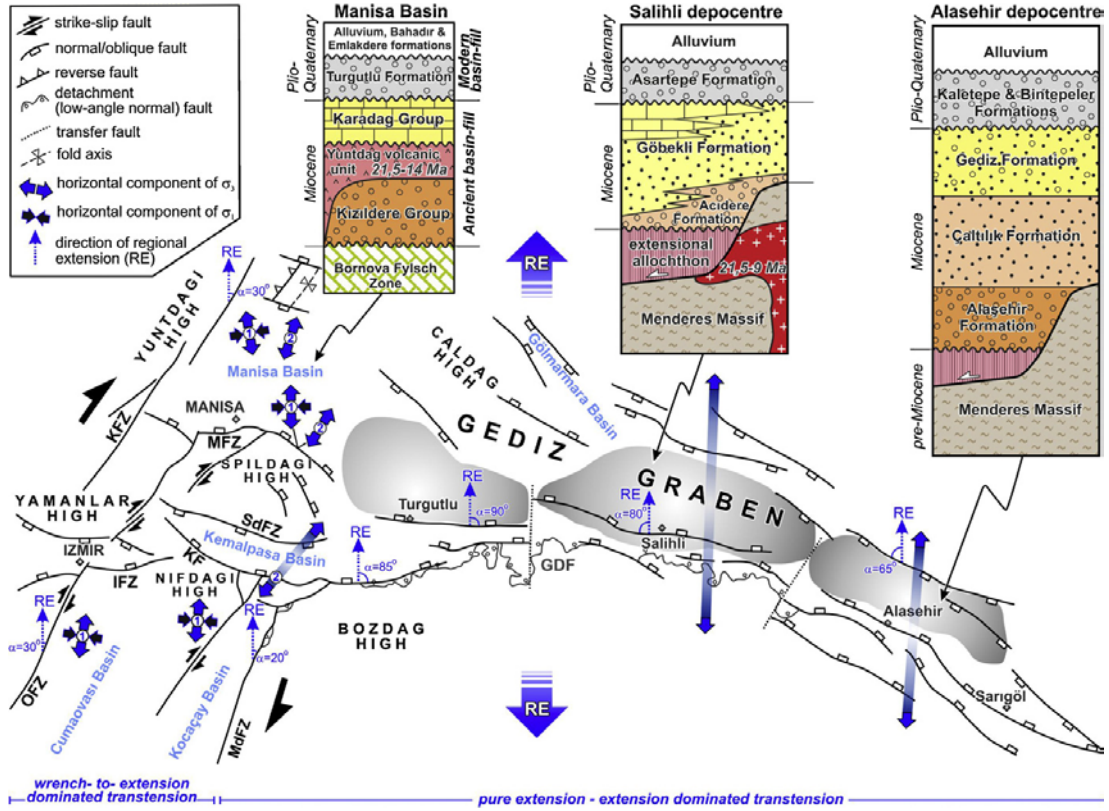


Şekil 2.11 Rahmiye Fayı önünde gelişen alüvyal yelpaze çökelleri.

2.4 Gediz Grabeni' ndeki İstiflerin Stratigrafik Korelasyonu

Gediz Grabeni' nin kuzey kolunu oluşturan Gölarmara Havzası' nda bulunan Neojen ve sonrası çökelleri, grabeni oluşturan diğer havzalarla korele edilerek bağıl yaş ve oluşum sırası gibi havza modeli oluşturmada kullanılacak bilgilerin elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu kapsamda Neojen öncesi birimler göz ardı edilerek eski ve modern havza dolgularını oluşturan birimler esas alınmıştır.

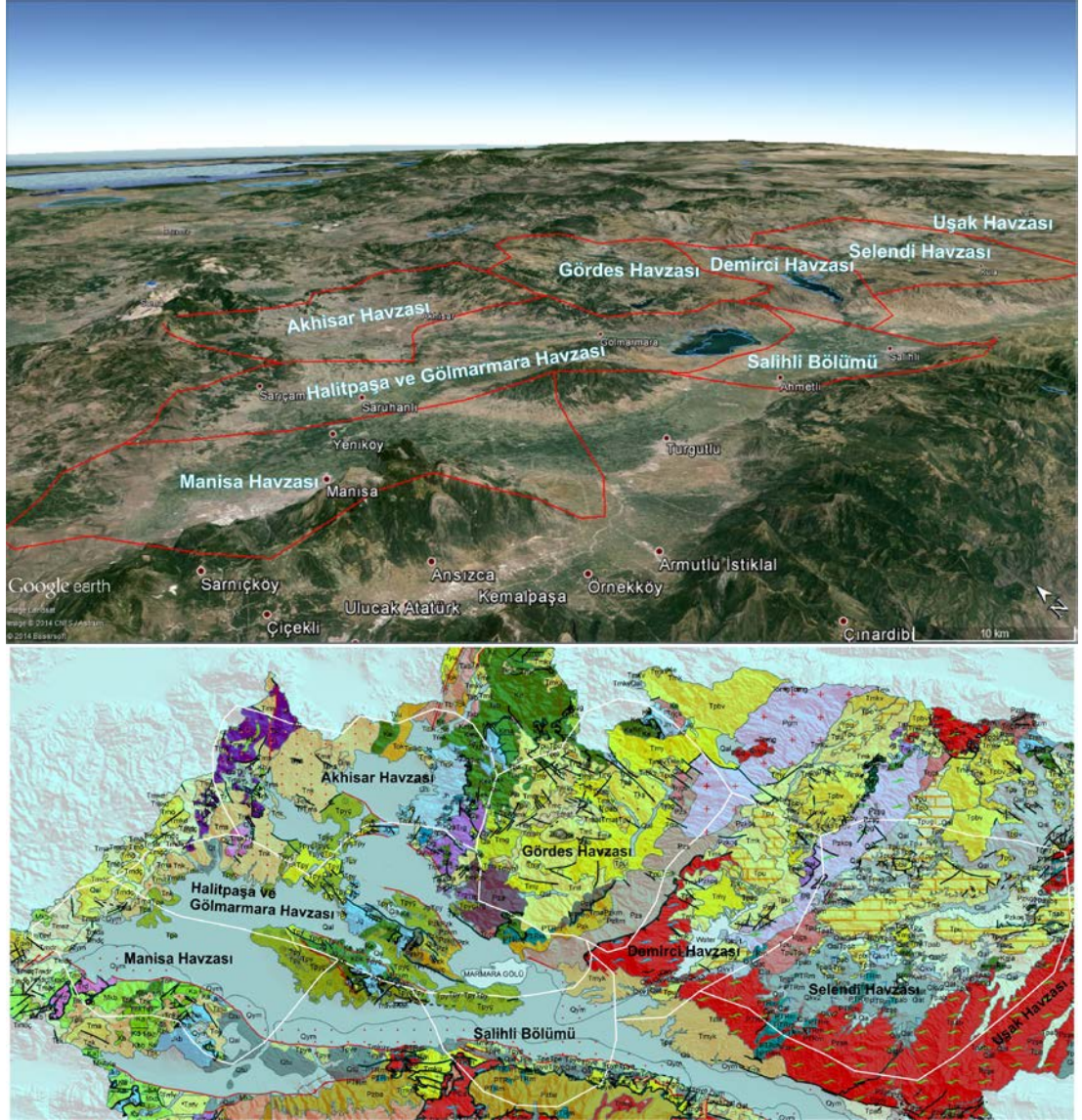
Özkaymak ve diğer., (2013)' e göre, Miyosen zamanında Yamanlar Volkanitleri Yükseltisi ile sınırlı bir gölün olduğu ayrıca Gölarmara ve Halitpaşa Havzaları' nın eskiden tek bir havza altında toplanmaktaydı. Pliyosen döneminde, bölgedeki paleostress değişimi etkisiyle KB doğrultulu kırılmalarla göl havzası parçalanmaya başlamıştır (Şekil 2.12). Önceki çalışmalar kısmında detaylı olarak bahsedilen Hakyemez ve diğer., (2013)' e göre Pleistosen- Holosen sırasında bu etkinin devamıyla havzaların günümüz şeklini aldığını paleocoğrafya haritalarıyla görmekteyiz.



Şekil 2.12 Gediz Grabeni boyunca oluşan deformasyonu ve yanıl değişimi gösteren stratigrafik model (Özkaymak ve diğer., 2013).

Bu alt başlık altında ilgili havzalar bağımsız olarak incelenip daha sonra bir bütün olarak korele edilip havzaların oluşumundan günümüze kadar geçen zaman diliminde ortak olan ve olmayan noktaları dikkate alınmıştır. Batıdan doğuya sıralanarak incelenen havzalar sırasıyla Manisa, Akhisar, Salihli, Gördes, Demirci, Selendi, Uşak Havzaları' dır (Şekil 2.13).

Manisa Havzası ve çevresi geç Kretase'den günümüze kadar farklı yaşta kaya birimlerini içermektedir. Geç Kretase–Paleosen yaşlı Bornova Fliş Zonu (Erdoğan, 1990; Okay ve diğer., 1996) ile Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar bölgede yüzlek veren Kuvaterner öncesi birimlerdir. Kuvaterner yaşlı birimler çok iyi gelişmiş alüvyal yelpazeler ve bugünkü graben tabanını dolduran eksenel akarsu çökelleri ile temsil edilir (Allen, 1974; Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Emre ve diğer., 2005; Hakyemez ve diğer., 1999; Paton, 1992).



Şekil 2.13 Gediz Grabeni boyunca korelasyonu yapılan havzaları gösteren; a) uydu görüntüsü b) jeoloji giydirilmiş dem haritası (havza sınırları yaklaşık olarak alınmıştır. Lejant için bakınız Şekil 2.2).

Yüzlek veren Miyosen öncesi Temel kaya birimleri, geç Kretase-Paleosen zaman aralığında çökelmiş kumtaşı ve şeyl matriksi ile Mesozoyik yaşlı kireçtaşı, çört, denizaltı volkanitleri ve serpantin bloklarından oluşur. Bu kaya topluluğu Erdoğan (1990) tarafından Bornova Karmaşığı; Okay ve Siyako (1993) tarafından ise Bornova Fliş Zonu (BFZ) olarak adlandırılmıştır.

BFZ'yi açısız uyumsuzlukla üstleyen Kızıldere Grubu, havzanın batısında, Yuntdağı bölgesinde yüzlek vermektedir. Birim, tabanda aramaddesi kum olan

temelden türeme gri ve kırmızımsı çakıltası ardalanması ile başlar. Üste doğru içerisinde yer yer kömür seviyeleri ve kireçtaşı ardalanması gözlenen kumtaşı ve çamurtaşına geçiş gösterir. İstifin üst seviyeleri, kalın tabakalı sarımsı kahverengi gölsel kireçtaşları ile karakteristiktir. Bu bölgede, Kızıldere Grubu'nun kalınlığı 250-300 metredir.

Karadağ Grubu, tabanda karasal kırıntılar ile başlar, baskın litoloji, kalın katmanlı, gri renkli kumlu aramadde içerisine yerleşmiş olan kötü-orta boylanmış çakıltaşlarıdır. Çakıltaşları gri-yeşil renkli kumtaşları ve kilttaşları ile ardalanmalı olarak yer alır. Birim, üst seviyelere doğru ince katmanlı kireçtaşları ve çapraz katmanlanmalı kumtaşlarına geçişlidir. Orta kesimlerde baskın olarak gri-bej gölsel kireçtaşları, marn ve kil içeren karbonat baskın istif ile karakteristiktir. Üst seviyelere doğru, istif sarımsı-kahverengi gölsel kireçtaşları ile sonlanır. Karadağ Grubu'nun üst seviyeleri Bozkurt ve Sözbilir (2006) tarafından Spildağı üzerinde haritalanmış ve tanımlanmıştır. Birim Batı Anadolu'da yüzlek veren geç Miyosen yaşlı gölsel çökeller (örn. Bozkurt ve Sözbilir, 2006; İnci, 1998, 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Koçyiğit ve diğer., 1999; Yılmaz ve diğer., 2000; Yusufoglu, 1996) ile deneştirilebilir.

Manisa Havzası'nın Kuvaterner tortul dolgusu, genel olarak flüviyal, kolüvyal ve alüvyal kökenli karasal çökellerden oluşmaktadır. Bu çökeller, Turgutlu Formasyonu ile beraber Bahadır Alloformasyonu, Emlakdere Alloformasyonu ve bu alloformasyonlar ile yanal geçişli olan Manisa Alloformasyonu ile temsil edilirler.

Turgutlu Formasyonu ilk defa Paton (1992) tarafından Turgutlu yerleşimi batısında tanımlanmıştır. Genel olarak ince çakıl ve kaba kum seviyeleri içeren çapraz katmanlı kumtaşları, çakıltaşları, killi çamurtaşı ve silt arakatmanlarından oluşur. Birim Karadağ Grubu üzerinde uyumsuz olarak bulunur ve Holosen yaşlı alüvyal-kolüvyal yelpaze çökelleri ile uyumsuz olarak örtülür. Turgutlu Formasyonu, Manisa Havzası'nın güneybatısında, Turgutlu ve Manisa yerleşim alanlarının arasında kalan bölgede geniş alanlar kaplar. Birimin tabanı, iyi yuvarlaklaşmış kaba çakıllı ve kumlu seviyelerden oluşur. Birim içerisinde genel olarak onlarca metre

kalınlığında büyük ölçekli (tabaka kalınlığı 5 cm den büyük) çapraz katmanlı kanal çökelleri ve bunları üzerleyen yatay katmanlanmalı taşkın ovası düzlüğü çökelleri yaygın olarak gözlenmektedir.

Turgutlu Formasyonu'nun karasal kıyıları, Spildağı Yükseltisi'nin doğu ve güneydoğusunda geniş alanlar kaplamaktadır. Manisa Fay Zonu'nun taban bloğunda yüzlek veren birim orta Pleyistosen zamanından beri Manisa Fay Zonu tarafından yaklaşık 200 metre yükseltilmiştir. Birimin kalınlığı 150-200 metre olarak hesaplanmıştır. Turgutlu Formasyonu'na ait kumlu çökeller içerisinde bulunan makro memeli fosillerine göre, birime erken-orta Pleyistosen yaşı verilmiştir (Mayda, 2002).

Akhisar Havzası' na ait Alt-Orta Miyosen yaşlı Soma formasyonu, Nebert (1978) tarafından m1, m2, m3 olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. Tabanda çakıltası ve kumtaşlarından oluşan akarsu çökelleri m1 olarak tanımlanmıştır. Bunların üzerinde kalınlığı 1-40 m arasında değişen k1 olarak adlandırılmış alt linyit zonu gelmektedir. Linyit seviyesinin üzerindeki yaprak fosilleri içeren marnlar ise m2 olarak tanımlanmıştır. Bunun üzerine kumlu, çörtlü, karstik boşluklu kireçtaşlarından oluşan m3 serisi gelmektedir. m3 üyesinin üzerinde k2 olarak adlandırılan orta linyit zonu yer almaktadır. Bu zonun kalınlığı 0,5-32 m arasında değişmektedir. Soma formasyonunun üzerine açısız uyumsuzlukla Deniz formasyonu gelmektedir. Bu formasyonda Nebert (1978) tarafından p1, p2, p3 olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. p1, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, alacalı kil ve çamurtaşı ardalanması şeklindedir. Bunun üzerinde k3 olarak adlandırılan üst kömür zonu gelmektedir. Kömürün üzerinde aglomera ve killerden oluşan p2 ve onunda üzerinde çörtleşmiş kireçtaşı ve tüflerden oluşan p3 üyesi gelmektedir. Deniz formasyonunun yaşı geç Miyosen (Karayığit ve Whateley, 1997; İnci, 1998) ve Erken Pliyosen (Nebert, 1978) olarak verilmiştir. Akyürek ve Akdeniz (1989) ise Soma ve Deniz formasyonlarını Soma formasyonu adı altında incelemiş ve haritalamışlardır (Sütçü ve diğer., 2011).

Salihli Bölümü' nde temeli uyumsuzlukla üzerleyen Neojen yaşlı tortullar, havzanın güney ve kuzeyinde farklı fasiyesler sunar. Güney kesiminde bulunan

Salihli Grubu, kuzey kesimdeki tortulları temsil eden Adala Grubu'na göre daha kalın bir istifeye sahiptir (Emre, 1996). Salihli grubu alttan üste doğru Acidere, Yenipazar ve Asartepe formasyonlarından oluşur.

Allahdiyen' den başlayarak doğuya doğru temel-Neojen dokanağı boyunca gözlenen Acidere Formasyonu, ayrıca, kataklastik zon üzerinde yer yer yamalar şeklinde bulunmaktadır. Arazide, kırmızı-bordo rengiyle göze çarpan formasyon başlıca çakıltası, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve kiltası-çamurtaşından yapılıdır. Tabanda baskın olan ince taneli kırıntılar, az oranda CaCO_3 'lı çamurtaşı, ender olarak kireçtaşı arakatkıları içerir. Üst düzeyde ise çakıltası-kumtaşı ardalanması baskındır. Çakıltaları, bordo, pembemsi, kırmızımsı gri renkli, ortaç pekleşmiş, orta-kalın katmanlıdır. Katman kalınlıkları 5-10 cm ile birkaç m arasında değişir, ortalama kalınlık 50-60 cm'dir. Dokusal olgunluğu düşük olan çakıltalarında boylanma kötü-çok kötüdür. Çakıllar az-ortaç yuvarlaklaşmış, kötü-ortaç küreselleşmiştir. Aramaddeyi koyu kırmızı-bordo renkli, az ortaç pekleşmiş ince çakıl, orta-kaba kum, silt ve killeri oluşturmaktadır (Sözbilir, 1985; Emre, 1996; Öner ve Dilek, 2012).

Asartepe Formasyonu genelde bejimsi- turuncumsu gri ve boz renkli olan birim, başlıca, kumtaşı arakatman ve arakatkıları içeren çakıltalarından yapılıdır. Çakıltaları çoğunlukla merceksektir. Katman kalınlıkları 20 ile 800 cm arasında değişen çakıltaları, genellikle iri çakıllı, gevşek çimentolu, az pekleşmiş ve az dayanımlıdır. Katman kalınlıkları 20-80 cm arasında değişen kumtaşı düzeyleri, yer yer çakıl serpintili, ince, orta kaba ve çok kaba kumtaşlarının ardalanmasından yapılıdır. Çakıl oranı %10-40 arasında olan bu düzeylerde katman kalınlıkları, 2 cm ile 200 cm arasında değişir (Sözbilir, 1985; Emre, 1996; Öner ve Dilek, 2012).

Gördes Havzası batıdan Menderes Masifi, doğudan Bornova Fliş Zonu ile sınırlı olan KD-GB uzanımlı bir çöküntüdür. Havzanın stratigrafisine yönelik ilk çalışmalar Nebert (1961) tarafından yapılmıştır.

Ersoy ve diğer., (2011) havza stratigrafisini üç gruba ayırır: 1) Kızıldam ve Kuşlukköy Formasyonları ile Kayacık ve Güneşli volkanilerinden oluşan erken

Miyosen yaşı volkano-sedimanter paket, 2) Gökçeler Formasyonu ile simgelenen orta Miyosen yaşı tortul paket, 3) geç Miyosen ve Kuvaterner çökeller. Erken Miyosen yaşı paket tabanda İzmir-Ankara Zonu'na ait kayalar üzerine açılacak uyumsuzlukla gelen Kızıldam Formasyonu ile başlar. Kızıldam Formasyonu Gördes havzasını batıdan ve doğudan sınırlayan faylar boyunca yüzlek verir. Formasyon havzanın doğu kenarında Menderes Masifinden türeme bileşenleri içeren kırmızı-kahve renkli alüvyal yelpaze çökelleriyle simgelenirken, havzanın batı sınırında İzmir-Ankara Zonu kayalarından türeme karbonat çimentolu kırıntılılarla temsil edilir. Birim yanal ve düşey yönde Kuşlukköy Formasyonuna geçişlidir.

Kuşlukköy Formasyonu tabanda çakıltı-kumtaşı ardalanmasıyla başlar ve üstte doğru çamurtaşı, marn, asidik tuf düzeyleri ve kireçtaşlarıyla devam eder. Havza çökelleri Kayalık ve Güneşli volkanikleri olarak adlandırılan ve baskın olarak dasidik-riyolitik bileşimli olan iki ayrı volkanizma ile kesilmektedir. Pembe-beyazımsı renkli riyolitik piroklastik, lav ve dayklardan yapılmış olan Güneşli volkanikleri havzasın kuzey kesimlerine doğru yüzlek verir. Havzanın orta bölümlerinde yüzlek veren Kayalık volkanitleri ise yeşilimsi renkli dasitik ve riyolitik dayk, lav ve piroklastiklerden oluşur ve piroklastik çökelleri Kuşlukköy Formasyonu ile giriklik gösterir. Ersoy ve diğer., (2011) bu volkanizmalardan 17.0 My ile 19.1 My arasında Ar-Ar yaşları elde etmiştir. Çalışmacılara göre, Gördes havzasının orta Miyosen yaşı çökelim aralığını Gökçeler Formasyonu simgeler. Birim genel olarak havzanın batı kenarında yüzlek verir ve baskın olarak çakıltı, çamurtaşı ve marn ardalanmasından oluşur.

Demirci Havzası her iki tarafından metamorfik yükseltilerle sınırlı KD-GB uzanımlı bir havzadır. Demirci havzasının stratigrafisi ilk kez Akyol ve İnci (1981) tarafından kurulmuştur. Araştırmacıların Demirci havzasının kuzeyinde yer alan Demirci ilçesi çevresinde yaptıkları çalışmada, yaklaşık 1000 m kalınlığa erişen havza istifini, birbirlerini uyumsuzlukla üzerleyen erken-orta Miyosen ve geç Miyosen yaşı iki stratigrafik paketten oluşturur. Erken-orta Miyosen istifi alttan üstte Kürtköyü ve Yeniköy formasyonları ile simgelenirken, geç Miyosen istifi Mahmutlar ve Demirci formasyonları ve Sevinçler volkanikleri ile karakterize olur. Demirci

Havzası'nın tabanını temsil eden Kürtköyü Formasyonu havza içerisinde KD bir hat boyunca yüzlek verir. Birim altta sarımsı, kırmızımsı kahve renkli, egemen olarak gnays çakılları içeren, dokusal olgunluğu kötü, pekleşmemiş/az pekleşmiş blok ve çakıltaşları ile başlar. Üst kesimlere doğru tane boyu incelerken sarımsı, yeşilimsi gri, kırmızımsı renklerdeki kumtaşları baskın litolojiyi oluşturur. Ortaç-ince taneli olan bu kumtaşları genellikle gnays ve kuvarsit bileşeni baskın, kalın katmanlı veya masif görünümlüdür, yer yer çakıltaşı mercekleri içerir. Alüvyon yelpazesi ortamını simgeleyen birim Yeniköy Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenir. Egemen olarak sarımsı-yeşilimsi gri ile açık kahverengi arasındaki renklerdeki kumtaşı, şeyl ve kireçtaşlarından yapıları olan Yeniköy Formasyonu düzgün katmanlı, ortaç pekleşmiş ve genellikle iyi boylanmış kırıntılılardan oluşur. Yer yer çapraz katmanlanma ve taban yapıları gibi sedimanter yapılar gözlenen birim içerisinde yeşilimsi koyu gri renkli bitümlü şeyl ve kirli beyaz renkli tüfit düzeyleri saptanmıştır. Formasyonun alt bölümleri kumtaşları ile temsil edilirken, en üst kesimleri çamurtaşı, şeyl ve kireçtaşları ile simgelenir. Akarsu ve göl çökelim ortamlarını yansıtan birim Mahmutlar Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir.

Ersoy ve diğer., (2011)' ne göre, Demirci Havzası erken Miyosen ve orta Miyosen yaşlarındaki, birbirlerinden uyumsuzlukla ayrılan iki volkano-sedimanter istiftten oluşur. Erken Miyosen istifi Kürtköyü ve Yeniköy Formasyonları ile Sevinçler volkanitleri tarafından simgelenir. Orta Miyosen istifi ise, alttan üste, Borlu, Köprübaşı, Demirci Formasyonları ve bu formasyonlarla girik olan Akdere piroklastikleri, Asitepe volkaniti ve Naşa bazaltı ile karakterize olur.

Selendi Havzası'nda Seyitoğlu (1997) 'nün, Selendi ve Gördes havzalarını içeren çalışmasında, Ercan ve diğer., (1978)' nin jeolojik harita ve gözlemlerini temel alarak bölgenin tektonik evrimini revize etmiştir. Çalışmacıya göre Selendi Havzası'nın stratigrafisi Ercan ve diğer., (1978)' ne uygun bir şekilde Hacıbekir ve İnay Grupları ile simgelenir. Çalışmacı yayınında Karaboldere ve Beydağ volkaniklerinden isim vermeden bahsederek, sırası ile, 18.9 My ve 14.9-15.5 My radyometrik yaşlar elde eder. Bu yaşlar ve arazi gözlemlerini kullanarak Hacıbekir

ve İnay Grubu oluşum yaşlarını, sırasıyla erken Miyosen ve orta Miyosen olarak yeniden tanımlar.

Purvis ve Robertson (2004; 2005) Selendi havzasında yüzlek veren Miyosen istifinin çökelim ortamını fasiyeslerine göre değerlendirmiş ve bu havzanın düşük açılı bir normal fay ile kontrol edildiğini ortaya koymuştur. Çalışmacılara göre, havza istifi tabanda kaba taneli alüvyon yelpazesi fasiyesindeki çakıldaşları ile başlar, üstte piroklastik ara katkılar içeren alüvyon düzlüğü ve göl fasiyesindeki çökeller ile son bulur. Tabanda tanımlanan yelpaze çökelleri olasılıkla Hacıbekir Grubu'na karşılık gelirken, üst kesimlerdeki düzlük ve göl çökelleri İnay Grubu'nun eşleniğidir. Ayrıca havza istifi içerisine yerleşen volkanizmadan 15.6, 16.4 ve 18.9 My yaşlar elde etmişlerdir.

Selendi havzasındaki en son çalışma Ersoy ve diğer., (2007; 2008; 2010) tarafından yapılmış, havza istifi çalışmacılar tarafından tekrar revize edilmiştir. Çalışmacılar tortul kaya birimlerinin isimlerini Ercan ve diğer., (1978)' ne uygun bir şekilde kullanırken, volkanik birimlerin isimlerinde değişikliklere gitmiştir. Buna göre Hacıbekir Grubu' nun çökelimine eşlik eden volkanizma Eğreltidağ volkanikleri ve Kuzayır lamproiti olarak isimlendirilirken, İnay Grubu içerisine yerleşen volkanik kayalar Yağcıdağ volkanikleri ve Orhanlar bazaltı olarak tanımlanmıştır. Çalışmacılar Eğreltidağ volkaniklerinden 18.9 ile 20.0 My ve Kuzayır lamproitinden 17.9 ile 18.9 My yaşlar elde etmiştir. Ayrıca Ercan ve diğer., (1996) ile Innocenti ve diğer., (2005) tarafından 8.4 ve 8.5 My olarak yaşlandırılmış olan Kabaklar bazaltını, havzadaki son volkanik evre olarak istifte üst Miyosen' e yerleştirmişlerdir.

Uşak Havzası kuzeydoğu'da Banaz'dan başlayıp, güneyde Eşme' ye kadar uzanan KD-GB doğrultulu Geç Tersiyer yaşlı bir havzadır. Bölgedeki en son çalışma Karaoğlu ve diğer., (2010) tarafından yapılmıştır. Çalışmacılar Ercan ve diğer., (1978) tarafından verilen kaya birimleri isimlerini ve Seyitoğlu (1997) tarafından istife verilen yaşları koruyarak yeni radyometrik yaşlar sunmuştur. Çalışmacılara göre, havza istifi tabanda Simav Sıyrılma Fayı tarafından kontrol edilen Hacıbekir Grubu ile temsil edilir. Çökelim erken Miyosen' de Kürtköyü Formasyonu ile başlar ve Yeniköy Formasyonu ile son bulur. Bu süreçte herhangi bir volkanik aktivite söz konusu değildir. Ercan ve diğer., (1978)' nin Karaboldere volkanikleri olarak

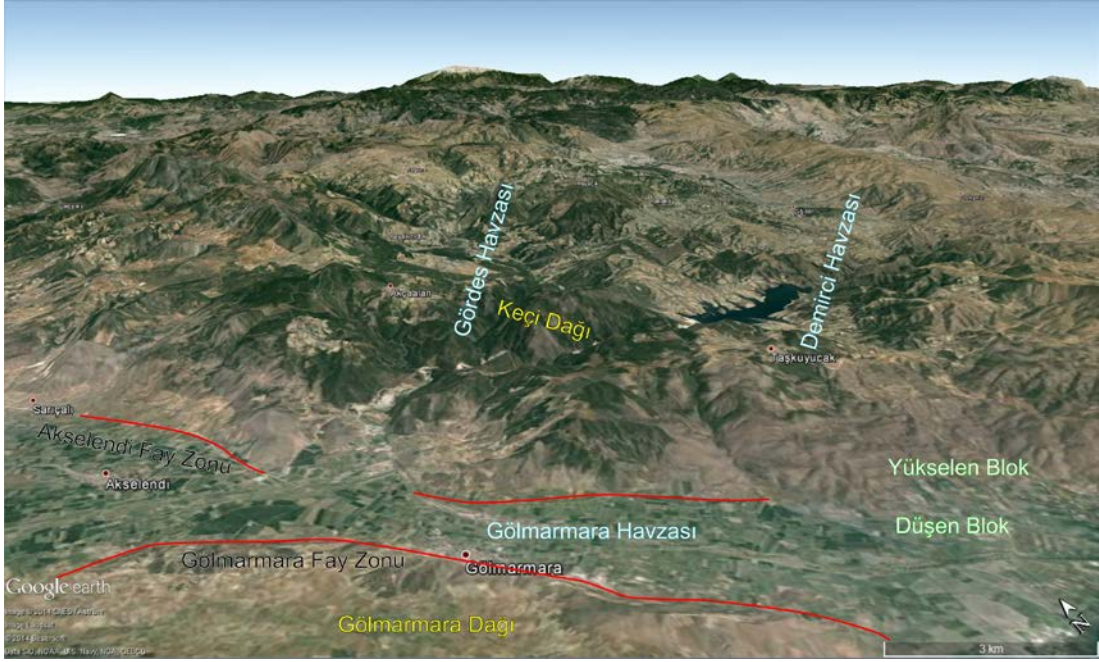
isimlendirilen ve Hacıbekir Grubu içerisinde tanımlanan volkanizma, çalışmacılar tarafından İnay Grubu' nun içerisindeki Beydağı volkaniklerine dahil edilmiştir. Çökelimi Gediz Sıyrılma Fayı ile kontrol edilen İnay Grubu diğer çalışmalarda olduğu gibi altta Ahmetler Formasyonu, üstte Ulubey Formasyonu ile temsil edilirken Beydağ ve Payamtepe volkanikleri bu birimler içerisine yerleştirilmiştir. Çalışmacılar bu volkanizmalardan sırasıyla 17.9-12.1 My ile 16.0-15.9 My yaşlar elde etmiştir. Bölgedeki üst Miyosen Asartepe Formasyonu ile karakterize olurken bu birim içerisine 7.4 My (Şen ve diğer., 1994) yaş elde edilen Karaağaç daykları sokulmuştur.

Havza sınırları içerisinde bulunan kayalara göre bir gruplama yöntemi kullanılırsa;

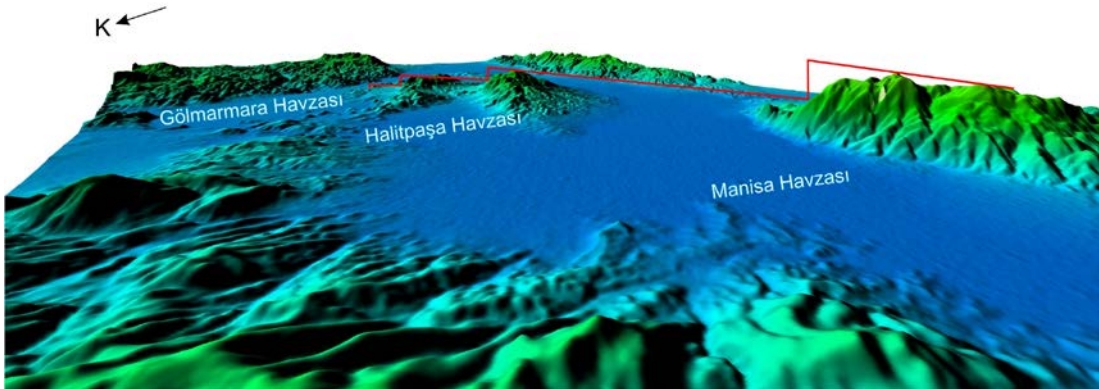
İçerdiği temel kayalara göre Gördes, Demirci, Selendi ve Uşak Havzası' nı bir grupta, Manisa, Halitpaşa, Gölarmara, Akhisar ve Salihli Bölümü' nü bir grupta toplamak mümkündür. Havza oluşumlarından itibaren biriken çökel ortamlara göre korelasyon bölümün devamında daha detaylı olarak incelenecektir.

Beslenme alanını oluşturan temel kayalara göre yapılan sınıflamaya destek vermesi amacıyla, sayısal yükseklik modeli haritaları, havza sınırlarını oluşturan faylar ve havza doğrultuları incelenmiş olup, aralarında bağıl yaş ilişkileri hakkında bir takım kanılara varılmıştır. Çalışma alanını oluşturan Gölarmara Havzası' nın Keçi Dağı Yükseltisi' nde bulunan beslenme alanına karşılık gelen Gördes ve Demirci Havzası, morfolojik ve yapısal olarak karşılaştırıldığında askıda kalmış bir havza niteliği taşımaktadır. Demirci ve Gördes Havzaları' nın Gölarmara Havzası' nın sınır fayları ile kesilip yükseltildiği açıkça gözükmemektedir (Şekil 2.14). Bu kanıya göre Gölarmara Havzası, Gördes, Demirci ve Selendi Havzası' ndan bağıl olarak daha genç oluşumlu havza niteliği taşımaktadır. Bu kanıyı kuvvetlendiren çalışmalar bölüm üçte morfometrik indis hesaplamaları ile detaylı şekilde anlatılmaktadır. Kısaca bahsedecek olursak, fayla sınırlı havza kenarlarında çok az sayıda ve gelişmemiş ütü altı yapıları fayların aktif olmadığı anlamına gelebileceği gibi aslında çok genç bir havzanın oluşumunu gösterebileceğini unutmamak gerekir. Tek başına yorumlanması büyük bir hataya sebebiyet verecek morfometrik indisler, havza içerisinde gelişmekte olan ve daha büyümemiş alüvyal yelpazelerle

yorumlandığında genç havza niteliğini bize kanıtlamaktadır. Ayrıca Manisa' dan Gölarmara' ya doğru basit bir gözle bakıldığında, ilk oluşan havzanın yükseltisinin daha sonra oluşanlara göre daha yüksek olması gibi düz mantıkla bakıldığında bir dizi havza oluşumunu morfolojik olarak görmek mümkündür (Şekil 2.15).



Şekil 2.14 Gölarmara, Gördes ve Demirci Havzası' nın arasında bulunan morfolojik ilişkiyi gösteren google earth görüntüsü.



Şekil 2.15 Manisa, Halitpaşa, Gölarmara havzalarının yükseltileri arasında kot farkını gösteren dem haritası. Kırmızı çizgi yükseklik farkını göstermektedir.

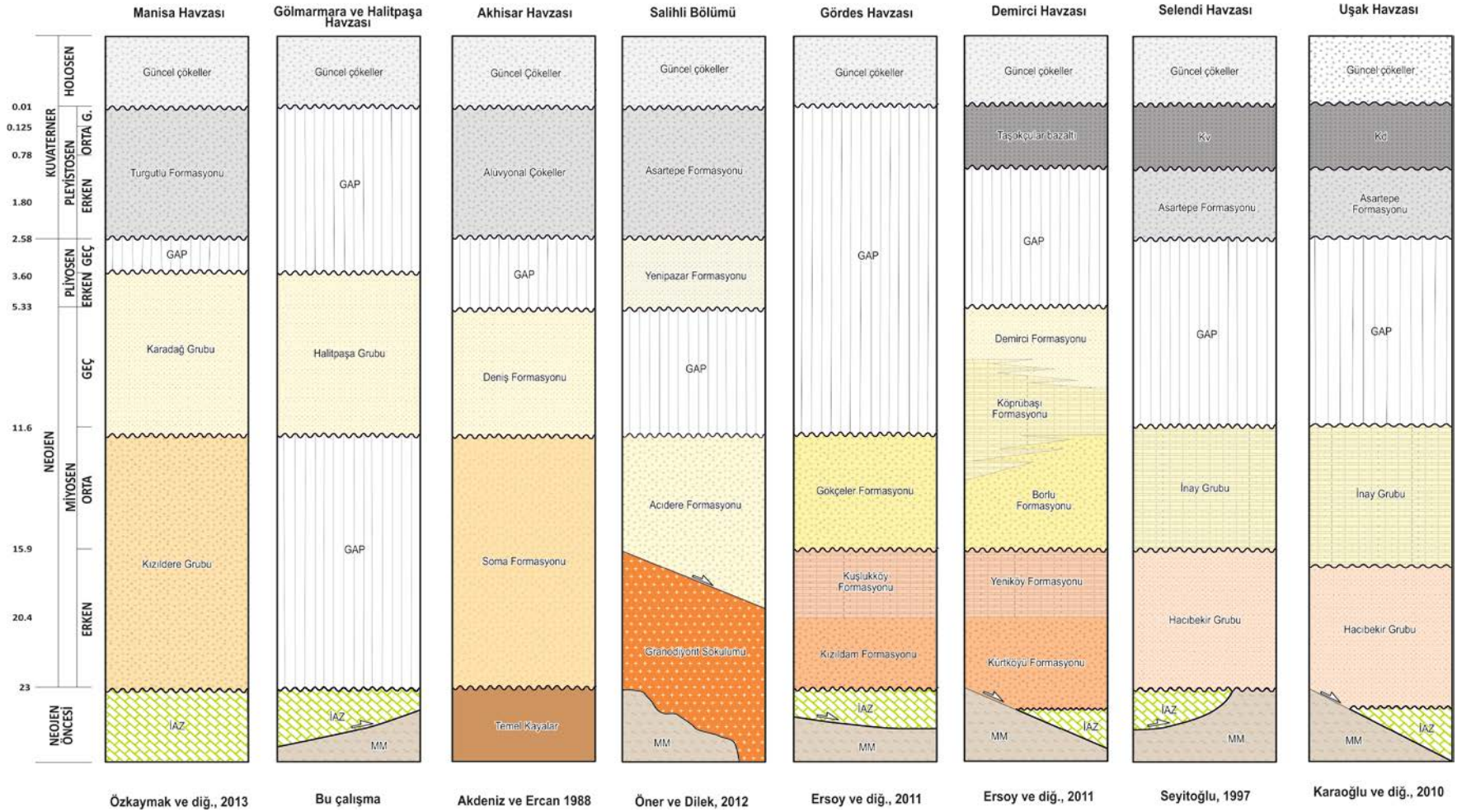
Birikim alanlarında gözlenen, Neojen ve günümüze kadar olan kayalara göre yapılan korelasyon sonucu Manisa, Halitpaşa, Gölarmara ve Akhisar Havzası daha öncede bahsedildiği gibi Miyosen zamanında bir olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 2.16). Ancak, Erken-Orta Miyosen zaman aralığında Manisa ve Akhisar' da gözlenen Kızıldere Grubu ve Soma Formasyonu' nuna karşılı gelececek bir birimin olmayışı bu kanıyı zayıflatan bir nedendir. DSI' nin 1973 ve 1975 yılları arasında bölgede yaptığı rezistivite logları incelendiğinde bu boşluğun neden olduğu açıkça görülmektedir (Şekil 2.17). Kesitlerden de anlaşıldığı gibi Gölarmara Havzası' nın güncel çökel yatağında örtülü bir horst graben yapısı bulunmaktadır. Miyosen yaşı verilen ve güncel çökeller ile uyumsuz bir şekilde bulunan birimler, aslında Kızıldere Grubu ve Soma Formasyonu' na karşılık gelebilir.

Geç Miyosen-Pliyosen aralığında Manisa Kardağ Grubu, Halitpaşa-Gölarmara Halitpaşa Grubu, Akhisar Deniz Formasyonu' na karşılık Salihli Bölümü' nde çökel olmaması, günümüzün şeklini almaya başlayan Gediz Grabeni' nin kuzey kolunun oluşmasıyla açıklanabilir (Şekil 2.16). Marmara Dağı ve Çaldağ' ın yükselmesi ile aşındırma etkenlerinin değişmesi, Salihli Bölümü' nde çökelinin olmamasına neden olmuş olabilir. Bu yükselimlerin Pliyosen zamanına gelmesi Özkaymak ve diğer. (2013)' e göre doğruluk payı taşımaktadır. Marmara Gölü' nün yatağını oluşturmaya başlayan bu süreç Hakyemez (2013)' ün yaptığı modellemesiyle günümüze kadar aydınlanmaktadır. Pleyistosen çökellerinin sadece çalışma alanında ve Güre Havzası' nda görülmemesi dikkat çeken fakat nedeni anlaşılanamayan ayrı bir unsurdur.

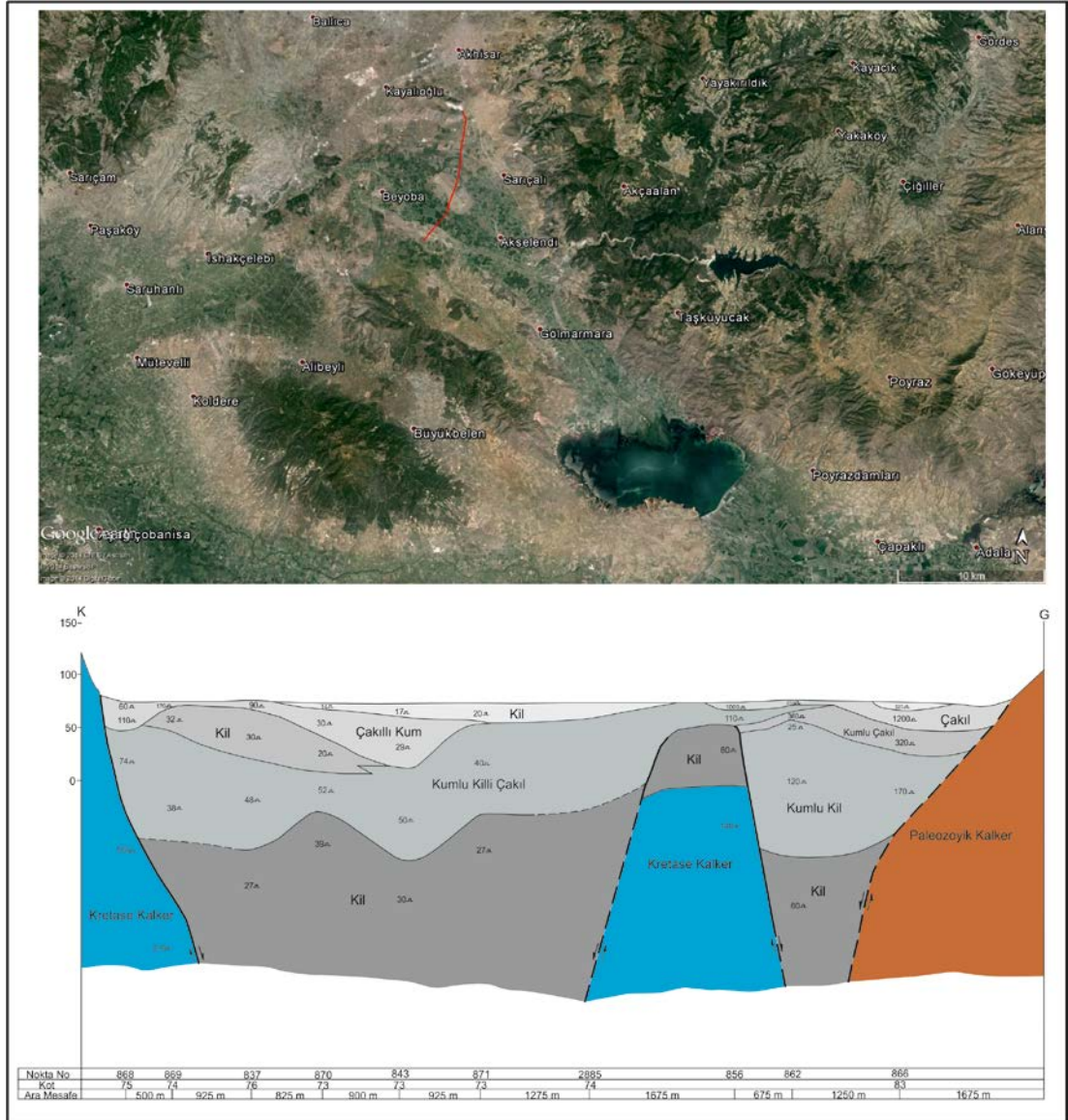
Büyük ölçekli düşünmek gerekirse, Gördes, Demirci, Selendi ve Uşak havzalarında Erken-Orta Miyosen yaşlı İnay Grubu, Borlu Formasyonu ve Gökçeler Formasyonu' na karşılık gelen Manisa, Halitpaşa, Gölarmara, Akhisar ve Salihli' ye ait Kızıldere Grubu, Soma Formasyonu ve Acıdere Formasyonu, aynı zamanlarda çökeldiği gözüksede litolojik fasiyes özelliklerine bakıldığında farklı ortamlarda yani farklı havzalar içerisinde iki ayrı grup olduklarını göstermektedir (Şekil 2.16). çalışma alanına ait havza bu gruplardan Manisa, Akhisar ve Salihli kısmına dahil olmaktadır.

Küçük ölçekli düşünüldüğünde morfoloji ve havza içinde gelişen yelpazelere bakıldığında, Miyosen' de başlayan ortak çökelim alanının Pliyosende ayrılmaya

başlamasıyla oluşan Gölarmara Havzası, bu grubun arasında en genç üyeyi oluşturduğu söylenebilir.



Şekil 2.16 İlişkili komşu havzalarla yapılan litostratigrafik korelasyon.



Şekil 2.17 DSİ' nin bölgede yapmış olduğu rezistivite loglarının yorumlanmasıyla oluşturulmuş enine kesit. Google earth görüntüsünde bulunan kırmızı çizgi kesit hattını göstermektedir.

BÖLÜM ÜÇ

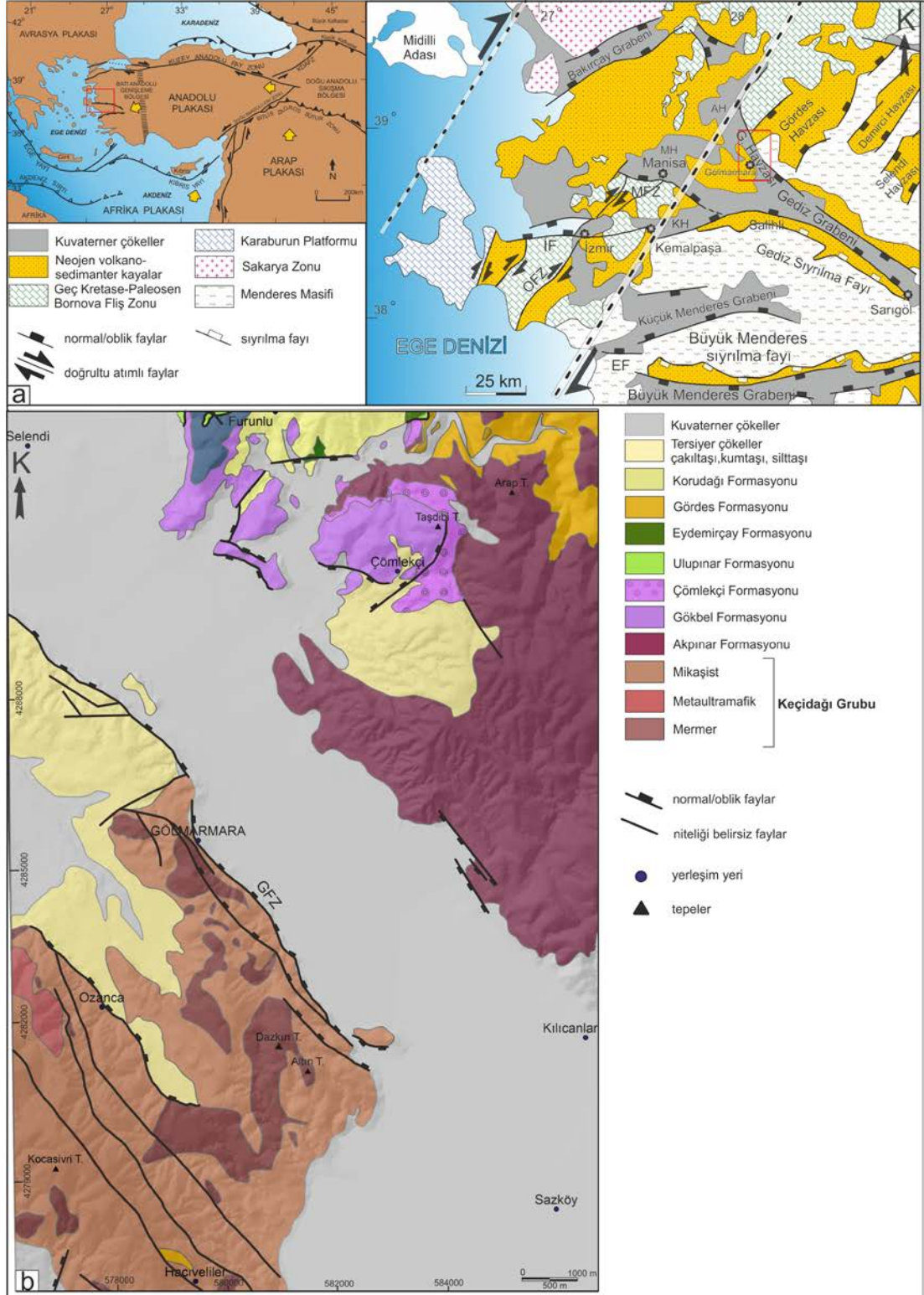
TEKTONİK JEOMORFOLOJİ

Bu bölümde, Gölarmara Havzası' na ait olan Gölarmara Fay Zonu' nun aktif tektoniğini ve tektonik evrimini açıklamak amacı ile fayın taban ve tavan bloğundan toplanan jeolojik ve jeomorfolojik veriler sunulmuştur. Gölarmara Havzası' nı sınırlayan ve havza niteliğini kazandıran kısımların üzerinde gözlenen morfolojik özellikler incelenmiştir.

3.1 Gölarmara Fay Zonu' nun Morfolojik Özellikleri

Batı Anadolu'daki büyük ölçekli normal faylardan birisi olan Gölarmara Fay Zonu, geometrik olarak kuzeybatı doğrultulu bir geometriye sahiptir. Yaklaşık 14 km uzunluğunda olan fay zonunun Marmra Gölü' nün batısından Gölarmara ilçe merkezine kadar olan bölümü KB–GD uzanımlı ve çizgisel gidişlidir. GFZ, Gölarmara ilçe merkezinden itibaren doğrultusunu batı yönünde çevirerek KB-GD uzanım sunmaya devam eder (Şekil 3.1).

Gölarmara Fay Zonu, taban bloğundan havza tabanına doğru, eğimli olan fayların oluşturduğu basamaklı bir yapı sunar. GFZ' nin Gölarmara ilçe merkezindeki parçasında düşey atımla ilgili daha önce bir çalışma yapılmamıştır. Ancak, bu atıma karşılık gelebilecek havza dolgusunun kalınlığıyla ilgili olarak DSI' nin yaptığı Akhisar – Selendi Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu (1973)' e göre 200 m' den fazla olduğu söylenebilir. Ancak, güneyde Salihli çevresinde, Sarı ve Şalk (2006) tarafından gerçekleştirilen Bouguer gravity profillerinin 2D analiz sonuçlarına göre, Gediz Grabeni'ndeki en yüksek tortul dolgu kalınlığı 0.5 ile 2 km arasındadır. Gediz Grabeni'nin Alaşehir bölgesindeki kalınlığı ise 3 km'yi aşmaktadır (Çiftçi ve Bozkurt, 2010).



Şekil 3.1 (a) Batı Anadolu'daki ana fay sistemlerini gösteren genelleştirilmiş jeoloji haritası (Bozkurt ve Sözbilir, 2004, 2006; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008'den düzenlenmiştir). Kısaltmalar, KDAFZ, Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, GFZ: Gölarmara Fay Zonu AH: Akhisar Havzası, MH: Manisa Havzası, KH: Kemalpaşa Havzası, EF: Efes Fayı, MFZ: Manisa Fay Zonu, OFZ: Orhanlı Fay Zonu. (b) Gölarmara Fay Zonu'nu ve bu zonun kontrolünde yükselen

Gölmarmara Dağı Yükselimi gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (MTA 1/25000' lik haritadan düzenlenmiştir). Haritanın lokasyonu Şekil 3.1a'da verilmektedir.

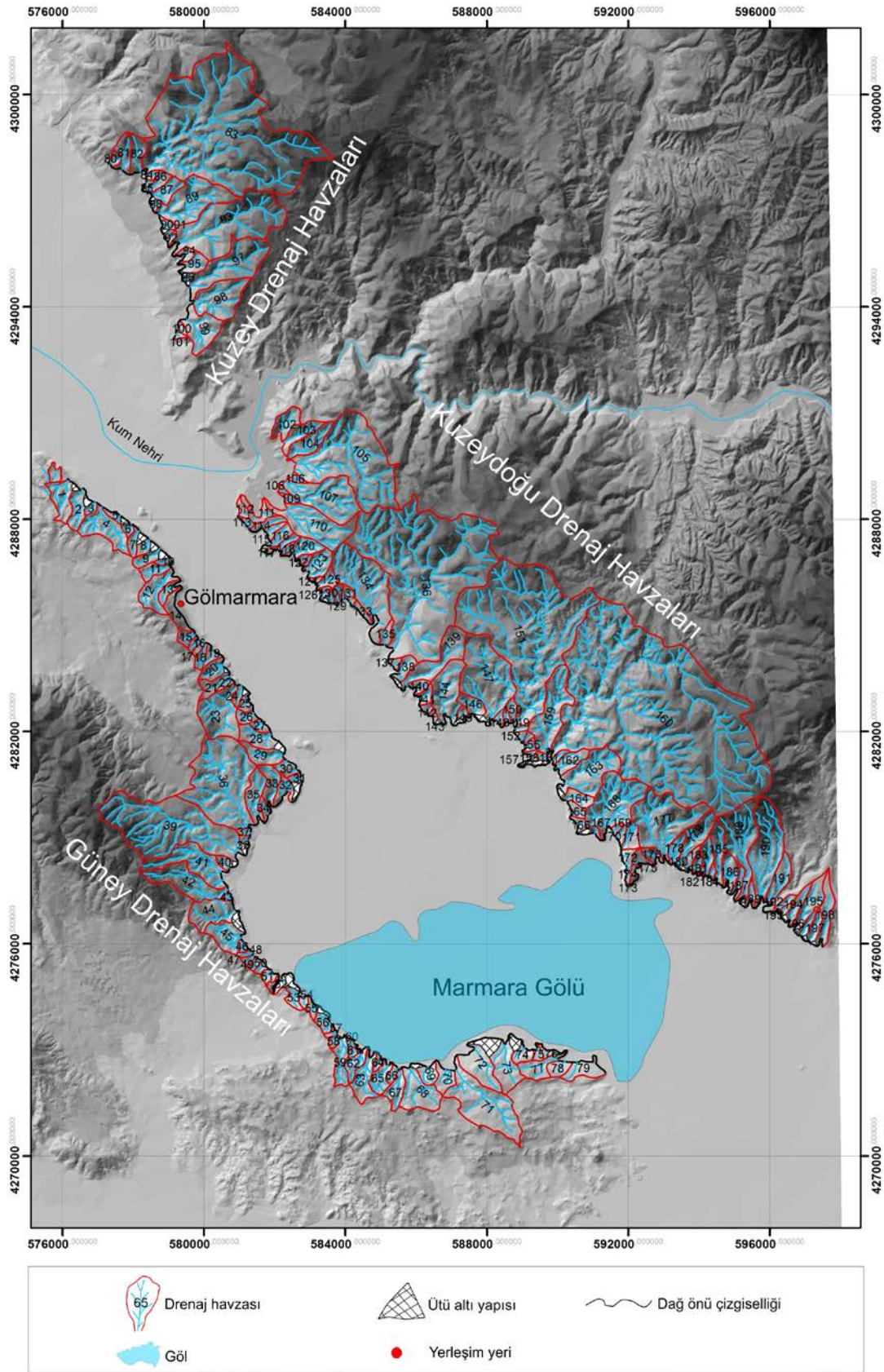
3.1.1 Aktif Tektoniğe İşaret Eden Jeomorfik Veriler

Bu çalışmada, Gölmarmara Havzası' nı besleyen drenaj sistemleri üç ana bölüme (kuzey, kuzeydoğu ve güney) ayrılarak incelenmiştir (Şekil 3.2). Bu bölümde sunulan jeomorfik verileri elde etmek amacıyla, Gölmarmara, Akselendi Fay Zonu ' nun hem tavan hem de taban bloğunda ve Keçi Dağ yükseltisinde ayrıca dağönü ile temsil edilen fay zonu boyunca morфометrik analizler yapılmıştır. Elde edilen veriler Dağönü ve Drenaj havza analizi altbaşlıkları altında sunulmuştur. Bu çalışma kapsamında, aşağıda sunulan eksenel nehir özellikleri Marmara Gölü'nü besleyen fakat insan eliyle yönü değiştirilmiş Kum Nehri' nin eski yatağına aittir.

3.1.1.1 Dağönü

Gölmarmara Fay Zonu jeomorfolojik olarak çizgisel gidişli ve çok net belirgin olmayan dağönü kayalıkları ile ifade edilir. Bu bölümde, havzayı sınırlayan yükseltilerin dağönünün aktif tektonik özelliklerinin jeomorfolojik anlamda yorumlanması amacı ile dağ önü boyunca belirlenen jeomorfik göstergeler analiz edilmiştir. Bu amaç doğrultusunda dağ önü sinüslüğü (S_{mf}), üçgen yüzey eğimi-yüksekliği oranı jeomorfik indisleri kullanılmıştır.

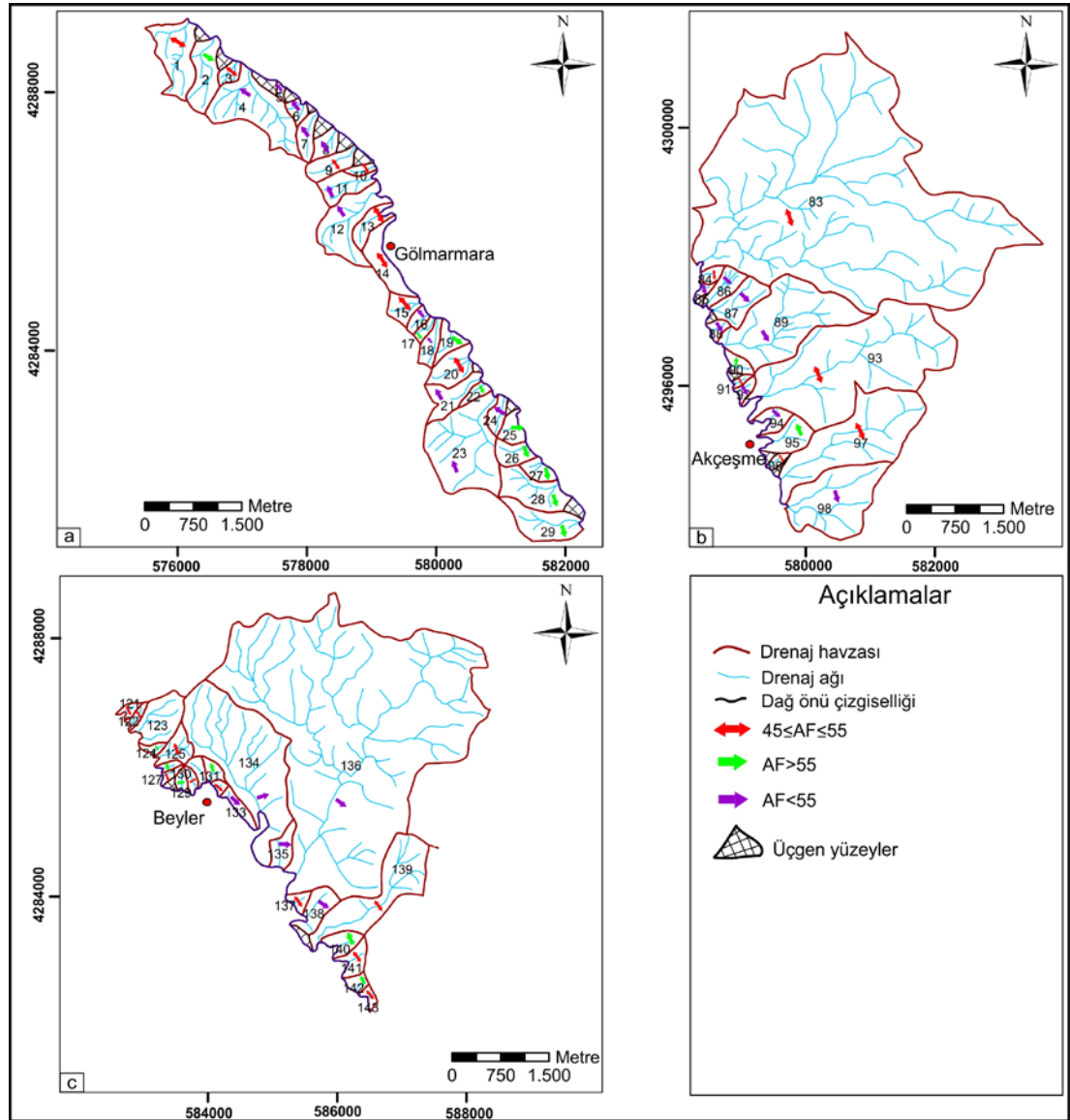
Havza sınırını oluşturan yükseltilerin dağ önünün (kuzey, kuzeydoğu, güney havzaları) bölümleri için **Dağ önü sinüslüğü (S_{mf})** değerleri hesaplanmıştır (Şekil 3.3, Tablo 3.1). Elde edilen sonuçlara göre Akselendi Fay Zonu' na ait (kuzey havzalar) S_{mf} değeri 1.53, Keçi Dağ Yükseltisi' nin (kuzeydoğu havzalar) S_{mf} değeri 1.63 ve Gölmarmara Fay Zonu' nun (güney havzalar) S_{mf} değeri 1.2' dir (Tablo 3.1).



Şekil 3.2 Üç ana grup altında incelenen ve havzaları ve numaralarını gösteren, SRTM görüntüsü üzerine giydirilmiş jeomorfoloji haritası.

Tablo 3.1 Gölarmara Havzası dağ önü bölümlerine ait S_{mf} ve üçgen yüzey yüzdesi (L_f/L_s) değlerleri (Havza lokasyonları için Şekil 3.1, 3.3'e bakınız).

Havzalar	S_{mf}	L_f/L_s
Güney Havzalar	1,201	0,665
Kuzey Havzalar	1,538	0,272
Kuzeydoğu Havzalar	1,630	---



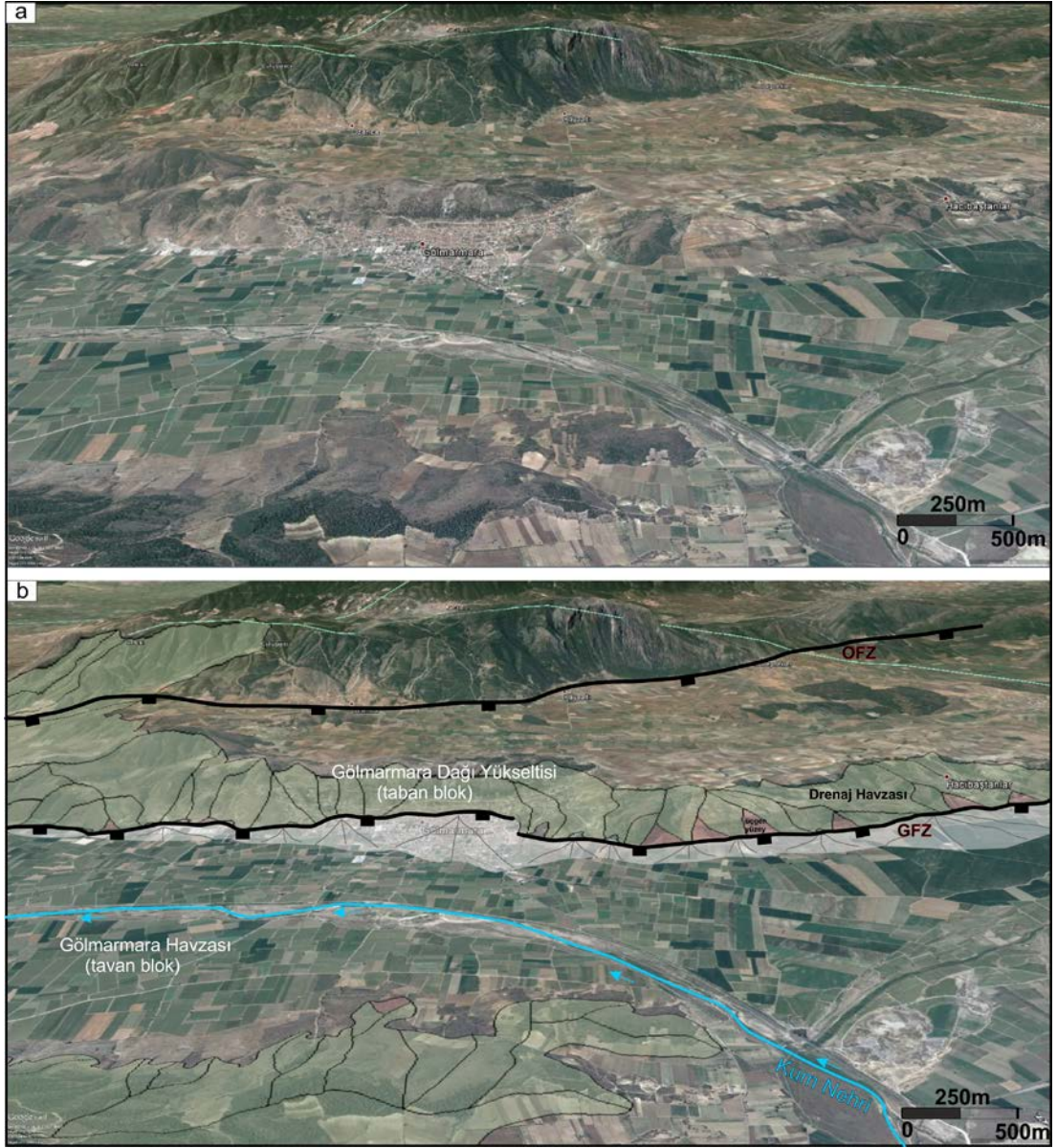
Şekil 3.3 Çalışma alanında hesaplanan ana jeomorfik indisleri gösteren drenaj haritası. a) Güney havzalar b) Kuzey havzalar c) Kuzeydoğu havzalar (Havzaların tam yerleri için Şekil 3.2'ye bakınız) Drenaj havzalarının AF değlerine göre belirlenen eğimlenme yönleri renkli oklar ile gösterilmiştir

(daha fazla açıklama 3.2.2 Drenaj Havza Analizi bölümünde verilmiştir). S_{mf} hesaplamaları hesaplanmıştır ve değerler Tablo 3.1'te verilmiştir.

Bazı çalışmalarda “ütü altı yapısı” terimleri ile de ifade edilen **üçgen yüzeyler**, özellikle eğim atımlı normal faylarla kontrol edilen dağ önlerinde sıklıkla gözlenen jeomorfik göstergelerdir. Fay ile kesilen ve taban blokta yükselen fay şevleri her iki yanında gelişen drenaj ağları ile aşındırılarak üçgen şekilli bir görünüm kazanır. Bu çalışmada, Gölarmara Havzası' nın kuzey, kuzeydoğu ve güney bölümlerinde bulunan 19 adet üçgen yüzeyin uzunluk dağılımları ölçülmüştür (Şekil 3.3). Çalışma alanında bulunan ütü altı yapıları havza sayıları ve daha önce yapılan çalışmalarla kıyaslanacak olursa, ütü altı yapıları açısından fakir bir havza denebilecek özelliktedir. Fakat bu durum GFZ' nin kuzeyde alüvyon altında gözlemlenemeyen kısmında istisna göstermektedir (Şekil 3.3a). Ütü altı yapılarının çok sayıda gözlenememesi ve hali hazırda bulunanların da dereler ile aşındırılmış olması, havzayı sınırlayan fayların atım miktarında ve fayın hareket sıklığı hakkında önemli bilgiler sağlamaktadır. Yapılan üçgen yüzey hesaplamalarının düşük olması bu düşüncüyü desteklemektedir (Tablo 3.1). Özetle söylemek gerekirse aşındırma kuvvetlerinin hızı fayın hareket hızından daha yüksektir.

3.1.1.2 Drenaj Havzası Analizi

Bu bölümde, GFZ ve AFZ' nin eğim atımlı normal fay özelliğine bağlı olarak gelişen drenaj (akaçlama) havzalarının analiz edilen verileri, "Gölarmara Dağı Yükseltisi Drenaj Sistemi", "Keçi Dağı Yükseltisi Drenaj Sistemi" olmak üzere iki başlık altında sunulacaktır. Tavan blokta yeralan eksenel nehir ve taban blokta yeralan drenaj havzaları, her bir bloğun aktif tektonik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla farklı başlıklar altında incelenmiştir. Taban blok deformasyonuna işaret eden verilerin yanı sıra, vadi tabanı-vadi genişliği oranı (V_f), asimetri faktörü (AF), gibi jeomorfik indislerin analizleri sunulmuştur.



Şekil 3.4 a) Gölarmara Fay Zonu' nu gösteren 3 boyutlu Google Earth görüntüsü b) Şekil 3.4a'da verilen alanın, drenaj havzası, üçgen yüzey, alüvyal yelpaze, eksenel nehir ve dağ önu çizgiselliği gibi temel jeomorfolojik göstergeleri yansıtan ayrıntılı şematik gösterimi.

Gölarmara Havzası' nda akan bir ana nehir yeralır. Güre Havzası' ndan batıya doğru akan Kum Nehri, Manisa Havzasında bulunan ve yaklaşık D–B doğrultusunda uzanan ve batıya doğru akan Gediz Nehri ile birleşir. Gediz Nehri bu birleşimden itibaren güneybatıya doğru akışını sürdürür ve Kemalpaşa Havzası' ndan gelen Nif Nehri ile birleşerek tek bir kol halinde batıya doğru akar. Çalışma alanında bulunan Kum Nehri bazı kaynaklarda Kum Çayı olarak geçmektedir (Şekil 3.2). DSİ' nin 1951 yılında yapılan, çevre tarım alanları sulama kaynağı için kullanılmak üzere

Marmara Gölü' nde ve besleyen derelerde yapılan çalışmalar sonucu Kum Nehri kanal yoluyla Marmara Gölü' ne bağlanarak kontrollü bir şekilde besleme yapılmaya başlanmıştır. Bu durum, eksenel nehir özelliği taşıyan jeomorfolojik yapılarda tahribatlara neden olup, günümüzde bakıldığında eksenel nehir gibi duran fakat tamamen insan yapısı olan kanal yapılarında incelemelerin sonuçlarda aldatıcılık sağlayacağı düşünülüp hesaplamalar yapılmamıştır. Eski akarsu kanalı ve atnalı şekilli kanal yapıları (oxbow) yoğun tarım faaliyetlerinin bulunmasından dolayı gözlenememektedir. Bundan dolayı çalışmada eksenel nehir göçünü tanımlayabilmek olanaksız hale gelmiştir.

Bu çalışma kapsamında drenaj havzalarının analizi üç başlık altında incelenmiştir. Bunlar, Gölarmara Dağı Yükseltisi Drenaj Havzaları (Güney Havzalar), Keçi Dağı Yükseltisi (Kuzey Havzalar, Kuzeydoğu Havzalar) Drenaj Havzaları' dır (Şekil 3.2, Şekil 3.3). Çalışma alanında toplam 190 adet havza bulunmaktadır. İncelemeler ve jeomorfik indis hesaplamaları tektonik ve havza konum özelliklerine bakılarak çalışma amacına uygun havzalara odaklanarak yapılmıştır.

Tablo 3.2 Gölarmara ve Keçi Dağı Yükseltleri üzerinde bulunan ana nehirlerin ve drenaj havzalarının morfolojik özellikleri ile, V_f (vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı), AF (asimetri faktörü).

	Drenaj Havza No	Havza alanı (km ²)	Dere uzunluğu (m)	V_f	AF	Drenaj Havza No	Havza alanı (km ²)	Dere uzunluğu (m)	V_f	AF
Kuzey Havzalar	83	12,5	5914	0,39	52	91	0,03	184	--	50
	84	0,07	211	1,63	51	92	0,06	238	1,81	33
	85	0,04	138	0,83	36	93	3,53	3391	0,4	49
	86	0,19	692	0,83	44	94	0,14	182	0,93	32
	87	0,35	931	0,36	29	95	0,28	525	0,15	57
	88	0,07	258	1,53	45	96	0,04	217	1,5	48
	89	1,63	2133	0,13	32	97	1,75	2670	0,36	46
	90	0,1	293	0,38	65	98	1,2	1540	0,2	29
Kuzeydoğu Havzalar	121	0,05	177	0,3	53	133	0,1	109	1,03	13
	122	0,05	301	5,5	50	134	2,31	2291	0,53	24
	123	0,43	819	2	42	135	0,18	437	0,83	32
	124	0,04	190	6,57	70	136	11,04	5582	0,47	38
	125	0,2	540	1	52	137	0,07	207	5,66	50
	126	0,04	192	6	65	138	0,25	487	0,87	30
	127	0,04	196	0,4	31	139	1,1	2385	1,78	47
	128	0,05	267	0,59	52	140	0,15	274	0,17	64
	129	0,05	306	0,8	62	141	0,15	264	0,14	46
	130	0,08	398	1,2	47	142	0,07	225	0,53	73
	131	0,08	251	0,78	68	143	0,05	106	0,78	49
	132	0,03	113	1,59	51					
Güney Havzalar	1	0,58	1167	0,33	46	16	0,08	344	4,8	37
	2	0,41	1266	0,63	60	17	0,06	411	0,84	59
	3	0,09	427	0,44	54	18	0,15	738	0,38	34
	4	0,91	1501	0,48	26	19	0,15	408	0,43	57
	5	0,02	152	0,46	18	20	0,03	669	0,16	45
	6	0,09	238	0,15	32	21	0,29	643	0,06	42
	7	0,17	722	0,55	37	22	0,07	323	0,08	73
	8	0,14	430	1,76	45	23	1,3	1805	1	31
	9	0,23	889	0,40	52	24	0,12	594	0,46	35
	10	0,06	397	--	47	25	0,14	246	0,15	60
	11	0,27	786	1,23	36	26	0,18	465	0,53	72
	12	0,66	1294	--	27	27	0,13	223	0,08	57
	13	0,18	566	0,85	45	28	0,48	847	0,09	85
	14	0,34	218	2,70	52	29	0,47	984	0,41	57
	15	0,17	492	0,34	51					

Gölmarmara Dağı Yükseltisi (Güney Havzalar) Drenaj Havzaları üzerine yapılan çalışmalar kapsamında, Gölmarmara Fay Zonu' nun taban bloğunu oluşturan Gölmarmara Dağı üzerinde gelişmiş drenaj havzaları incelenmiştir. Gölmarmara Yükseltisi üzerinde bulunan drenaj sistemi, birkaç yüz m² olan alana sahip drenaj havzaları içermektedir (Tablo 3.2). Drenaj havzaları içerisinde akan ana derelerin doğrultuları sistematik içerisinde hesaplanıp ileride alt başlık altında detaylı olarak sunulacaktır. Numaralandırılan drenaj havzaları içerisinde akan ana dereler tipik olarak 0.3–0.7 km arasında uzunluklara sahipken, 1.2-1.8 km uzunluğa sahip dereler azdır (Şekil 3.3, Şekil 3.4b, Tablo 3.2). Akaçlama yapısı olarak fazla dağınım göstermez.

Keçi Dağı Yükseltisi (Kuzey Havzalar) Drenaj Havzaları' nda yapılan çalışmalarda, Akselendi Fay Zonu' nun bir kısmını oluşturduğu Keçi Dağı üzerinde oluşmuş drenaj havzaları incelenmiştir. 12.5 km² lik alana sahip olan 83 numaralı havza en büyük drenaj havzasını oluşturmaktadır. Diğer havzalara göre nispeten akaçlama anlamında daha dağınık yapı sunar.

Keçi Dağı Yükseltisi (Kuzeydoğu Havzalar) Drenaj Havzaları' nda çok küçük havzalardan oluşmasına karşın 11.04 km² alana sahip en büyük havzasıyla tüm havzalar arasında en büyükler arasına girmektedir. Bunun dışında bulunanlar ise ince dar uzanım gösteren havza tipi modeline uymaktadır (Şekil 3.3).

3.1.1.3 Derelerin Sistematik Yönelimi

Derelerin sistematik yönelimi çalışmalarıyla, bölgede bulunan tektonik stressin yönü anlaşılmaya çalışılmış olup, ayrıca Gölmarmara Havzası' nın güncel alüvyon birikimini kontrol eden drenaj ağlarında yapılan bu çalışmada amaç, bölgesel tektoniğin oluşturduğu stresin yönelemi ile ana drenaj havzalarında bulunan ve ana vadilere bağlanan alt vadilerin yönelimi arasında bir ilişki olup olmadığını görmektir. Yöntem olarak drenaj ağlarının ana derelerini oluşturan yan kolların yönelimleri dikkate alınmıştır. Gölmarmara Havzası' nda bulunan toplam 190 drenaj havzası üç ana grup altında toplanıp, amaç için hizmet edecek bilgiye sahip olmayan havzalar

ıkarılarak analiz yapılmış olup yön olarak K-G, D-B, KD-GB, KB-GD ana doğrultular kullanılmıştır. K-G, D,B doğrultusuna 10 derece kadar yakın olan akalamalar yakın oldukları doğrultuya dahil edilmiştir. Elde edilen sonuçlar yorumlanıp gl diyagramı ile gösterilmiştir. Gl diyagramında yukarıda bahsi geçen yönler kullanılıp bunların dışında ara değerlere yer verilmemiştir (şekil 3.5).

Güney Drenaj Havzaları;

Gölmarmara Fay Zonu' nun tavan bloğunda yer alan ve havzanın beslenme alanlarından birini temsil eden bu kısımda toplam 50 adet drenaj havzasında inceleme yapılmış olup sonuç olarak baskın KB-GD yönelim gözlenmiştir (Tablo 3.3, şekil 3.5)

Tablo 3.3 Marmara Dağı yükseltisinde bulunan ve güney drenaj havzalarını oluşturan vadilerin yönelim doğrultuları ve sayıları.

Havza No	K-G	D-B	KD-GB	KB-GD
1			1	
2		2		2
3			4	
4			2	
5		1	6	3
6			1	1
7				2
8			1	
9			1	
11				2
12		1	1	2
13				
18				

Tablo 3.3 Marmara Dağı yükseltisinde bulunan ve güney drenaj havzalarını oluşturan vadilerin yönelim doğrultuları ve sayıları (devamı).

Havza No	K-G	D-B	KD-GB	KB-GD
20		1	1	
23			3	4
27		1	3	
28			2	1
27				1
31	1			1
32			2	1
33				1
35	2		1	
36	2	2	5	6
39	1	3	16	2
41		3	7	2
42		4	1	1
43			1	
44				2
45	1		6	
51				1
52				1
56			1	1
57			1	
58			1	
59		2		3
62	1		1	

Tablo 3.3 Marmara Dağı yükseltisinde bulunan ve güney drenaj havzalarını oluşturan vadilerin yönelim doğrultuları ve sayıları (devamı).

Havza No	K-G	D-B	KD-GB	KB-GD
64				
65		1	2	2
66			1	
68		1	2	
69			1	
70				1
71		2	3	2
72			2	1
73			1	
74			1	
75			1	
76			1	
77			1	
Toplam	9	24	90	44

Kuzey Drenaj Havzaları;

Akselendi Fay Zonu ile yükselen ve aynı zamanda havzanın kuzey-kuzeydoğu sınırına ait olan drenaj havzalarında toplam 14 havzada inceleme yapılmış olup sonuç olarak KD-GB ve KB-GD yönelim gözlenmiştir (Tablo 3.4, Şekil 3.5).

Tablo 3.4 Havzanın kuzey-kuzeydoğu sınırı yükseltisini ve kuzey drenaj havzalarını oluşturan vadilerin yönelimleri ve sayıları.

Havza No	K-G	D-B	KD-GB	KB-GD
80			1	
81			2	1

Tablo 3.4 Havzanın kuzey-kuzeydoğu sınırı yükseltisini ve kuzey drenaj havzalarını oluşturan vadilerin yönelimleri ve sayıları (devamı).

Havza No	K-G	D-B	KD-GB	KB-GD
83	2	2	12	11
86			2	
87			2	1
88		1	4	3
89		4	2	4
93	3	1	3	5
94		1	1	
95		1		
96	1	1	1	4
97	2		3	1
98			4	
Toplam	8	11	37	31

Kuzeydoğu Drenaj Havzaları;

Keçi Dağ yükseltisinde yer alan ve havzanın kuzeydoğu beslenme alanını oluşturan bu kısımda toplam 31 adet drenaj havzasında inceleme yapılmış olup sonuç olarak baskın KD-GB ve KB-GD yönelim gözlenmiştir (Tablo 3.5, Şekil 3.5).

Tablo 3.5 Keçi Dağı yükseltisinde yer alan ve kuzeydoğu drenaj havzasını oluşturan vadilerin yönelimleri ve sayıları.

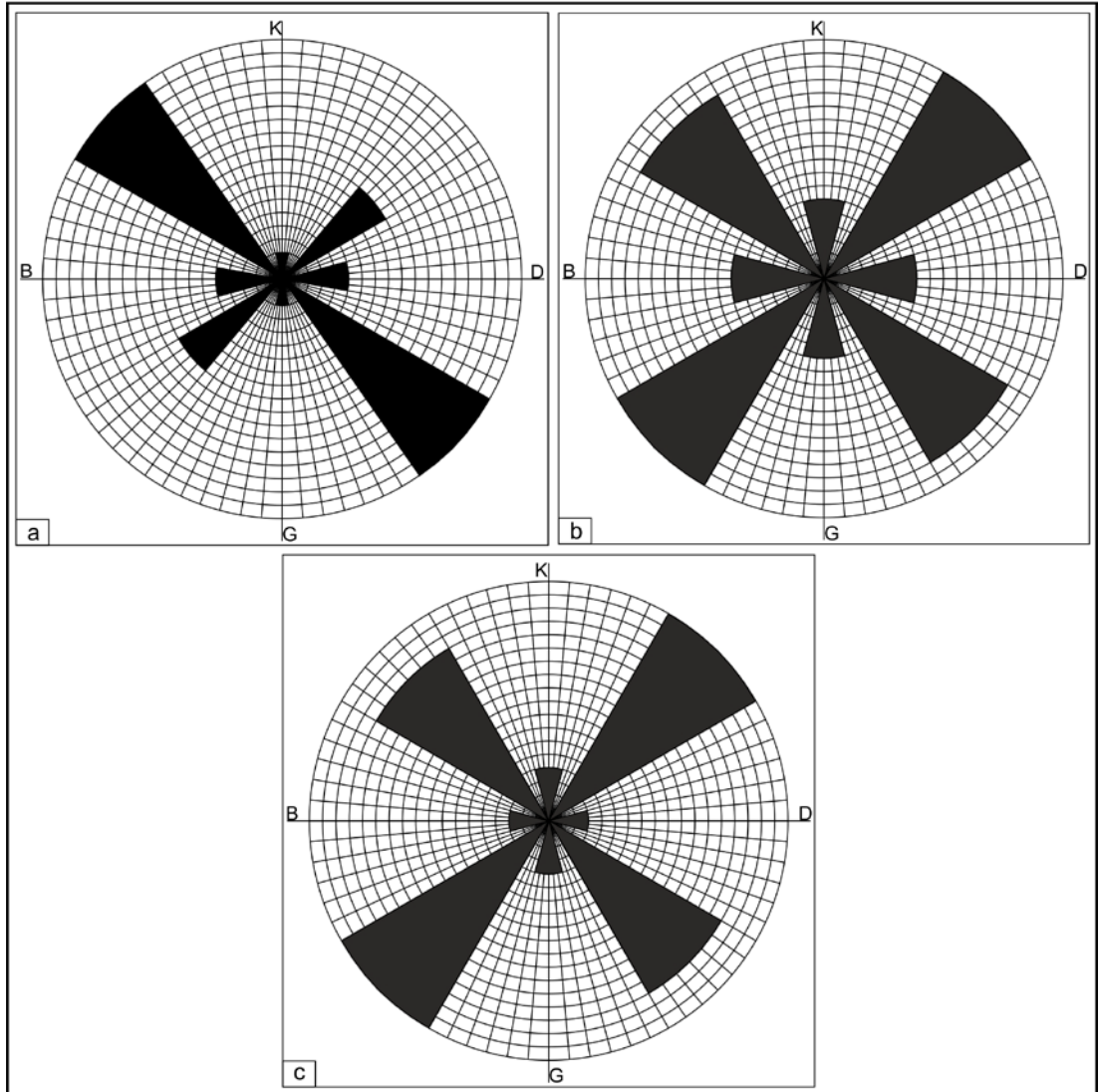
Havza No	K-G	D-B	KD-GB	KB-GD
102		1	1	2
103	1		2	2
104			3	

Tablo 3.5 Keçi Dağı yükseltisinde yer alan ve kuzeydoğu drenaj havzasını oluşturan vadilerin yönelimleri ve sayıları (devamı).

Havza No	K-G	D-B	KD-GB	KB-GD
107			3	4
110		4		2
116			2	
120	2		1	2
123			2	1
125			1	
134	2		6	
136	5	1	9	13
139			1	1
144		1	3	
146	1		1	
147	2	1	5	4
151	3	4	9	15
160	6	11	36	15
162			1	
163	3		2	3
168			8	5
171			2	1
177	1		6	3
178			3	
179			1	3
183				2
185				3

Tablo 3.5 Keçi Dağı yükseltisinde yer alan ve kuzeydoğu drenaj havzasını oluşturan vadilerin yönelimleri ve sayıları (devamı).

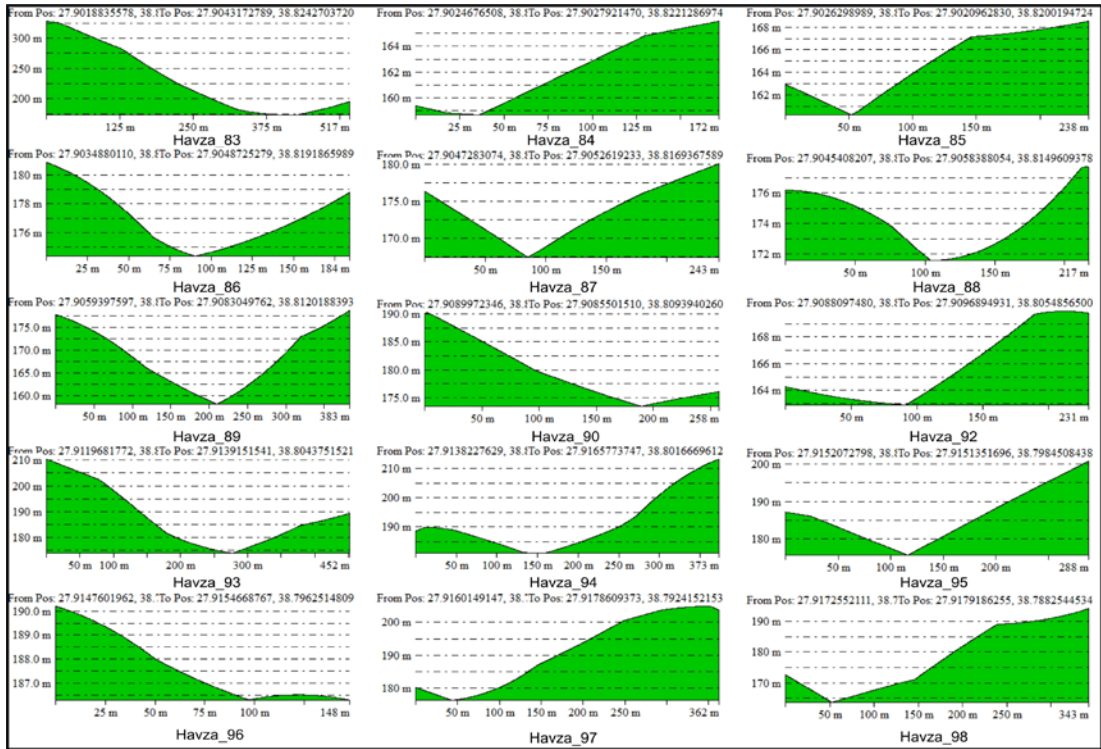
Havza No	K-G	D-B	KD-GB	KB-GD
188		1	2	3
189	2		3	6
190			1	1
Toplam	31	26	120	101



Şekil 3.5 Drenaj havzalarına ait gül diyagramları. a) Güney drenaj havzası gül diyagramı, b) Kuzey drenaj havzası gül diyagramı, c) Kuzeydoğu drenaj havzası güldiyagramı.

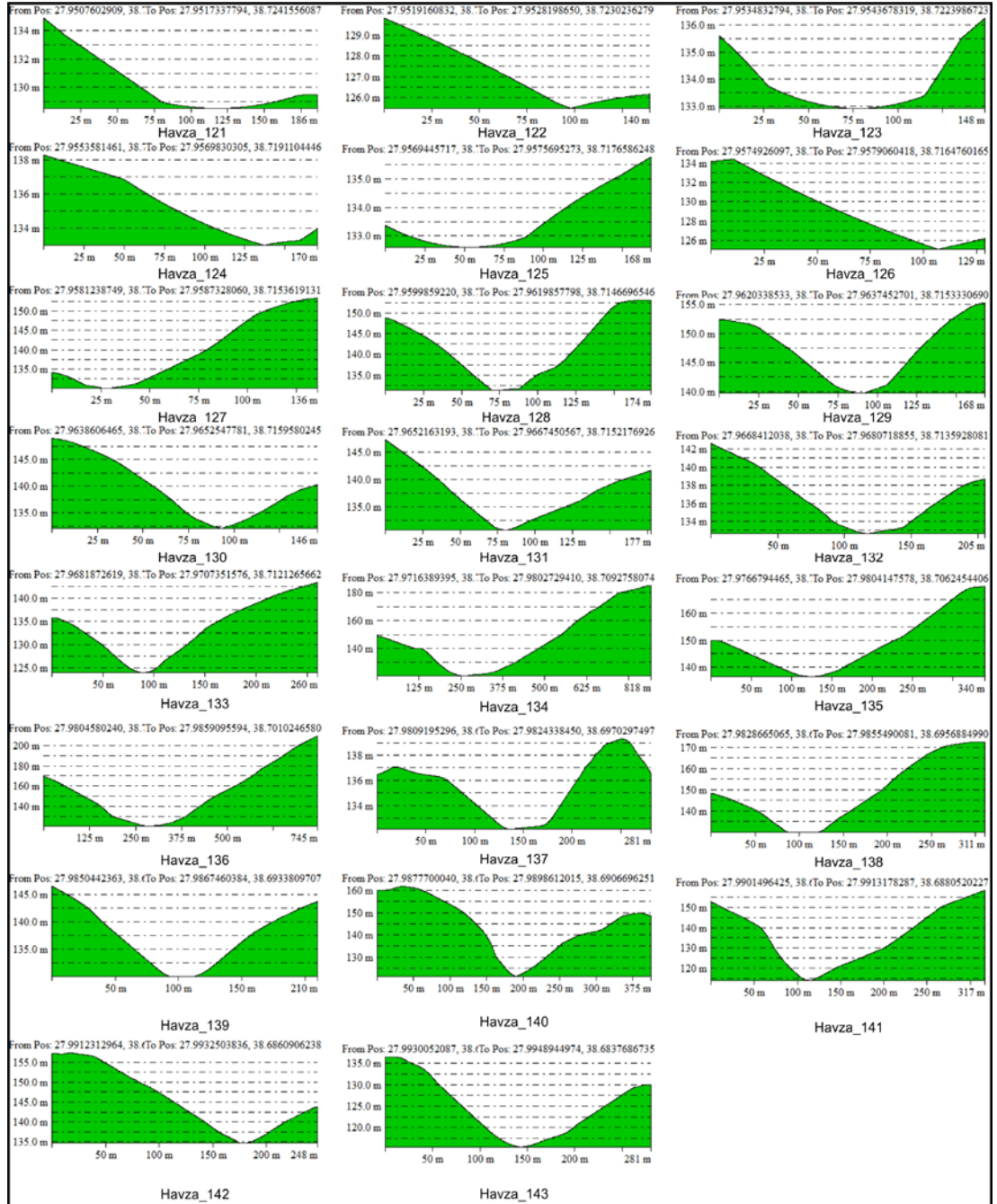
Vadi Tabanı-Vadi Yüksekliği Oranı (V_f) çalışmalarında, dağ önlerindeki enine vadi kesitlerinin V_f değerlerinin hesaplanması için küçük ölçekli drenaj havzalarında dağ önünden itibaren derenin yukarı kısmına doğru ~250 m ve büyük ölçekli drenaj havzalarında ise derenin yukarı kısmına doğru ~250 ve ~500 m mesafede kesitler alınmıştır. Bu yöntem Ramirez-Herrera (1998) ve Tsodoulos ve diğer. (2008) tarafından da kullanılmıştır. V_f değerleri Gölarmara Dağı ve Keçi Dağı Drenaj Sistemi üzerinde tanımlanan drenaj havzaları üzerinde hesaplanmıştır (Şekil 3.2, Tablo 3.2). SRTM verilerinde olan data bozulmaları sebebiyle bazı havzalarda analiz yapılamamaktadır, bu havzalar Tablo 3.2' de çizgi şeklinde gösterilerek belirtilmiştir. Çalışılan fay zonları boyunca yapılan ölçümler, ortalama V_f değerlerinin 0,06 ve 0,94 arasında sonuç verdiğini ortaya çıkarmıştır (Tablo 3.2). Normal fay geometrisi ve modeline göre, doğal olarak aktivitenin en düşük olması beklenen alanlardan nispeten daha yüksek V_f değerleri ($> 0,2$) vermiştir.

Kuzey Havzalar' da bulunan ve Akselendi Fay Zonu' nun tavan bloğunu oluşturan drenaj sistemlerinde V_f değerleri 89, 91, 92, 94, 96 numaralı havzalar haricinde yüksek değerler vermektedir (Tablo 3.2). SRTM verilerinden elde edilen hesaplamaların dere kesiti Şekil 3.6' da verilmektedir.



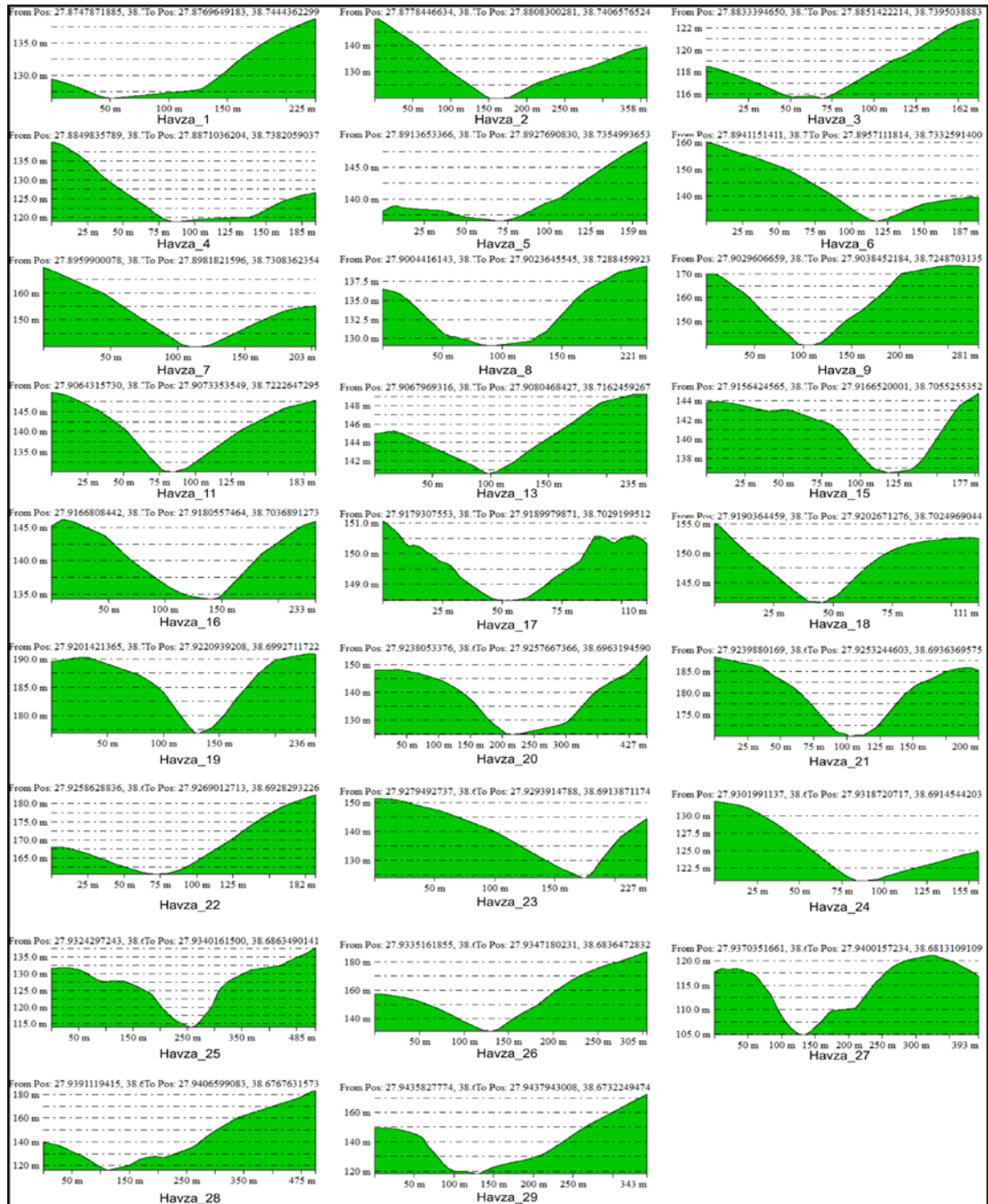
Şekil 3.6 Kuzey havzalardan alınan V_f değerlerinin elde edilmesinde kullanılan SRTM kesitleri.

Keçi Dağı Yükseltisi' nin güney kısmında yer alan Kuzeydoğu Havzalar ise, nisbeten daha düşük Vf değerleri vermektedir (Tablo 3.2). Fakat ortalama olarak aktivitenin düşük olduğu izlenimini sunmaktadır. SRTM verilerinden elde edilen hesaplamaların dere kesiti Şekil 3.7 de verilmektedir.



Şekil 3.7 Kuzeydoğu havzalardan alınan Vf değerlerinin elde edilmesinde kullanılan SRTM kesitleri.

Gölmarmara Dağı Yükseltisinde bulunan ve Gölmarmara Fay Zonu' nun tavan bloğunu oluşturan Güney Havzalar, 0,01-0,35 ortalama Vf değerleri ile aktivitenin yüksek olduğunu ifade etmektedir (Tablo 3.2). Özellikle bu değerlerin, fay zonunun kuzey ucunda düşmesi ve ütü altı yapılarının sıklığı, aşınmaya karşı direnerek günümüzde rahat gözlenebilir durumda olması bu segmentin aktif olduğu görüşünü güçlendirir. Alınan dere kesitleri Şekil 3.8' de verilmektedir.



Şekil 3.8 Güney havzalardan alınan Vf değerlerinin elde edilmesinde kullanılan SRTM kesitleri.

Asimetri Faktörü (AF), çalışmalarında, hesaplanan ve asimetri yönüne işaret eden AF değerleri üç grup altında sınıflandırılmıştır (Şekil 3.3, Tablo 3.2). Bu gruplar: (i) $45 \leq AF \leq 55$ (simetrik havzalar, kırmızı ve iki başlı oklar ile gösterilmiştir (Şekil 3.3), (ii) $AF > 55$ (asimetrik havzalar eflatun renkli oklar ile gösterilmiştir (Şekil 3.3), ve (iii) $AF < 45$ (asimetrik havzalar yeşil oklar ile gösterilmiştir (Şekil 3.3). AF değerlerinin 50'den giderek uzaklaşması, havzadaki tektonik eğimlenmelerin etkilerinin arttığını göstermektedir. Gölarmara Yükseltisi' nin bölümlerinde hesaplanan AF değerleri, güney bölümünde güneydoğuya eğimlenme, merkez bölümünde simetrik ve kuzey bölümünde kuzeybatıya eğimli model sunmaktadır (Şekil 3.3). Keçi Dağı yükseltisinin Akselendi Fay Zonu' nun tavan bloğunu oluşturduğu kısımda büyük alana sahip havzalarda simetri gözlenirken çok sayıda olan alt havzalarda baskın olarak güneydoğuya eğimlenme gözlenmektedir (Şekil 3.3). Keçi Dağı Yükseltisi' nin güney kısmını oluşturan ve çalışmada Kuzeydoğu Havzalar ismiyle adlandırılan bölümde hesaplanan AF değerleri ise, baskın olarak asimetrik havza modeli sunmaktadır (Tablo 3.2).

3.1.2 Jeomorfolojik Yorum

Bu bölümde, Gölarmara Havzası' nı sınırlayan yükseltilerin fay zonlarına ait tavan ve taban bloklarında ve bu blokların sınırını temsil eden dağ önü boyunca gelişen fay ilişkili jeomorfolojik yapıların yorumlanması yapılmıştır. Gölarmara Fay Zonu' nun önünde, menderesli akarsu yapılarının ve oxbow tipi kanalların olmayışı havzanın eğimlenmediği anlamına gelmektedir. Fakat bilinmesi gereken bir durum olan DSİ 1951 Marmara Gölü ıslah çalışmalarında bu yapıların yok edilmiş olma olasılığıdır. Eğimlenmenin olmaması normal/oblik atımlı fay geometrisine sahip fay zonlarında listrik fay geometrisi sunmadığı anlamına gelebilir. SRTM ve quickbird görüntüleriyle yapılan ayrıntılı alüvyon çalışmalarında havzanın doğrultusu boyunca güneydoğu istikametinde çok hafif bir eğimlenme görülmektedir. Bu teorinin doğruluğu için çok daha detaylı uzaktan algılama yöntemleri kullanılabilir.

Havza sınırları içerisinde devam edip ileride Nif ve Gediz Nehri ile birleşen Kum Nehri, havzanın modern alüvyon dolgusunu oluşturan çökel yükünü taşımaktadır. Hakyemez ve diğer. (1999), Gediz Grabeni'nin geç Kuvaterner evriminde ve ilgili yüzey şekillerinin oluşmasında aktif tektonizmanın anahtar rolü olduğunu ifade etmişler ve Gediz nehrini örgülü akarsu olarak tanımlamışlardır. Ancak, yukarıda verilen bilgiler ışığında, kanalın çökel yükü ve modeline göre, Gediz Nehri menderesli-örgülü geçiş (model 4, Schumm, 1986) modeline uymaktadır. Bu model, kanal tipi sınıflamasına göre, yüksek sinüslük oranı ve menderesli kanalın çakıllı ve/veya kum setleri içeren geniş ve düz kanalları ile karışım-yüklü kanal modelini temsil etmektedir (Özkaymak, 2013)..

Hızlı tavan blok düşmesi ve taban blok yükselmesine işaret eden çizgisel gidişli dağ önleri, geniş üçgen yüzeyler, küçük alüvyal yelpazeler ve yakınsak eksenel nehirler (Burbank ve Anderson, 2001) Gölarmara Havza sınırlarında gözlenememektedir. Düşey hareketleri ve vadileri kazıyan derelerin kombinasyonu sonucu oluşan üçgen yüzeylerin eğim açısı değeri; fayın atım oranı, toprak oluşumu ve dağ yamacının erozyonu arasındaki dengeyi yansıtır (Menges, 1990; Keller ve Pinter, 2002; Picotti ve diğer., 2009).

Gölarmara Fay Zonu'nun kuzeybatı bölümlerinin bitiş zonunda bulunan üçgen yüzeylerde yapılan incelemeler düşük eğime sahip olduklarını göstermektedir ($<40^\circ$). Karşılaştırılacak olursak, bu alanda arazide ölçülen dağönünün tabanındaki fay yüzeyi 84° olarak ölçülmüştür. Bu zon boyunca üçgen yüzeylerin yükseklikleri de eğim dereceleri ile ters orantılıdır. Bu bölgedeki maksimum yükseklik ve eğim değerleri, fayın atımı belirgin bir şekilde toprak oluşumu veya yamaç erozyonundan daha azdır. Tektonik aktivitenin hızına bağlı olarak, temel kaya litolojisi de zaman ve yer bakımından üçgen yüzey gelişimi için önemli rol oynar. Düşük üçgen yüzey eğimleri ve var olan üçgen yüzeylerinin aşınıp kaybolması, bölgede bulunan kolay aşınır karasal çökellere ve foliasyonlu kolay dağılan yapıya sahip metamorfik kayaların nedeni olabilir. Ütü altı yapılarının sık gözlemlendiği tek yer olan GFZ' nun kuzeybatı ucunda, yer yer gözlenen travertenlerin yüksek dayanımıyla ilişkisi olabilir. Farklı bir yorumlama yapılacak olursa, erozyon hızının fayın aktivitesinden

daha az veya eşit olduğu tek yer denebilir. Tektonik olarak aktif dağ önlerinin belirgin ve geniş üçgen yüzeyler ile, tektonik olarak daha az aktif dağ önlerinin ise daha küçük, parçalara ayrılmış yüzeyler ile tipik olduğu bilinmektedir (Bull, 1978). Havzaya genel hatlarla bakıldığında, düşük eğime ve sayıya sahip üçgen yüzey yüzdeleri ile havza sınırını oluşturan fayların aktivitesinin az olduğu söylenebilir.

Son yıllarda Petit ve diğer. (2009) tarafından üçgen yüzeylerin istatistiksel analizi üzerine yapılan bir çalışma kayma hızı ile üçgen yüzey eğimi arasında doğrudan bir korelasyon olduğuna işaret etmektedir. GFZ ve AFZ' larında yapılacak olan minimum kayma hızlarıyla üçgen yüzey eğim değerleri oranlanırsa aralarında korelasyon olup olmadığı ve fayın aktivitesi için değerli veriler elde etmek mümkündür. Dağ önü bölümleri boyunca hesaplanan üçgen yüzey uzunluğu değerleri düzensiz bir dağılım sunmaktadır (Tablo 3.1). Bu durum, drenaj havzaların şekilleri ve temel kayanın fluvial sistemlerle aşındırılmasına karşı dayanımı ile açıklanabilir.

Dağ önlerinde, havzaların genişlikleri o havzaların ne kadar ince-uzun şekilli ve dairesel olduklarına bağlıdır. Daha dairesel havzalar daha geniş üçgen yüzeylerin gelişmelerine olanak sağlayacaktır (Burbank ve Anderson, 2001; Mayer, 1986). Kolay aşınabilen karasal kıvrıntılı birimlerin yer aldığı drenaj sistemleri ince-uzun havzalar ile tipiktir. Bu havzalar, nispeten daha çok kesilmiş, daha az yüksekliğe sahip ve dar üçgen yüzeylerin gelişmesine olanak sağlar. Dayanımlı kayalar üzerinde gelişen üçgen yüzeyler ise, daha uzundurlar ve dairesel şekilli drenaj havzaları ile kontrol edilirler. Dağ önü boyunca ölçülen üçgen yüzey yüzdesi (L_f/L_s) Akselendi Fay Zonu ve Keçi Dağı Yükseltisi boyunca çok düşük değerler sunmuştur. Kuzeydoğu Havzalar ismi verilen kısımda ise ütü altı yapısı çok çok az olduğundan ölçüm sonuçları incelenemeyecek kadar kötüdür. Gölarmara Fay Zonu' nda nispeten daha yüksek fakat, aktif fay değerlerine sahip olacak kadar yüksek değerler vermemektedir. Bunun nedeni fayın aktif olmadığından çok kaya birimlerinin aşınması kolay olanlardan oluşmasına ve aktivite sıklığının çok az olduğuna bağlayabiliriz.

Dağ önü sinüslük oranlarının hesaplanmasında, hesaplanan sonuçlara göre Kuzey Havzalar' da 1,53, Kuzeydoğu Havzalar' da 1,63 ve Güney Havzalar' da (GFZ) 1,20 Smf değerleri çıkmıştır (Tablo 3.1). Bu sonuç, GFZ kısmında bu dağ önlerinin tektonik olarak aktif, AFZ kısmında fayın nisbeten aktivitesinin az olduğunu göstermektedir.

Hesaplanan V_f oranları da, Gölarmara Yükseltisi' nde baskın olarak ve tüm havza sınırı oluşturan kısımlarda dağönünün tektonik olarak aktif olduğuna işaret etmektedir. Dağönü boyunca hesaplanan V_f değerleri ortalama olarak düşüktür ve V-şekilli vadilerin varlığını gösterir. En düşük V_f değerleri, Gölarmara Fay Zonu' nun tavan bloğunda ölçülürken, en yüksek değerler Keçi Dağı Yükseltisine ait olan Kuzeydoğu Havzalar' da ölçülmüştür (Tablo 3.2). Ölçülen tüm V_f değerlerinin 1'den küçük olması, Gölarmara Dağı yükseltisinin aktif yükselimine işaret eden çizgisel ve tabanı kazıyan derelerin varlığına işaret etmektedir.

Gölarmara Yükseltisi' nin bölümlerinde hesaplanan AF değerleri, güney bölümünde güneydoğuya eğimlenme, merkez bölümünde simetrik ve kuzey bölümünde kuzeybatıya eğimli model sunmaktadır. Keçi Dağı yükseltisinin Akselendi Fay Zonu' nun tavan bloğunu oluşturduğu kısımda büyük alana sahip havzalarda simetri gözlenirken çok sayıda olan alt havzalarda baskın olarak güneydoğuya eğimlenme gözlenmektedir. Keçi Dağı Yükseltisi' nin güney kısmını oluşturan ve çalışmada Kuzeydoğu Havzalar ismiyle adlandırılan bölümde hesaplanan AF değerleri ise, baskın olarak asimetrik havza modeli sunmaktadır.

Gölarmara Havzası sınırlarını oluşturan yükseltilerinde yer alan drenaj havzaları, aynı tektonik etki altında ancak farklı litolojik birimler üzerinde gelişmişlerdir. Derin deniz ortamında çökelen dayanımı yüksek karbonatlı kayalar üzerinde gelişen drenaj havzaları, daha düşük dayanımlı gölsel veya volkano-sedimanter kayalar üzerinde gelişen havzalara oranla daha dik ve yüksek röliyefe sahiptirler. Ancak kolay aşınabilen alüvyal ve flüviyal çökeller gibi karasal kıvrımlar düşük röliyefli drenaj havzalarının gelişmesine olanak sağlamışlardır.

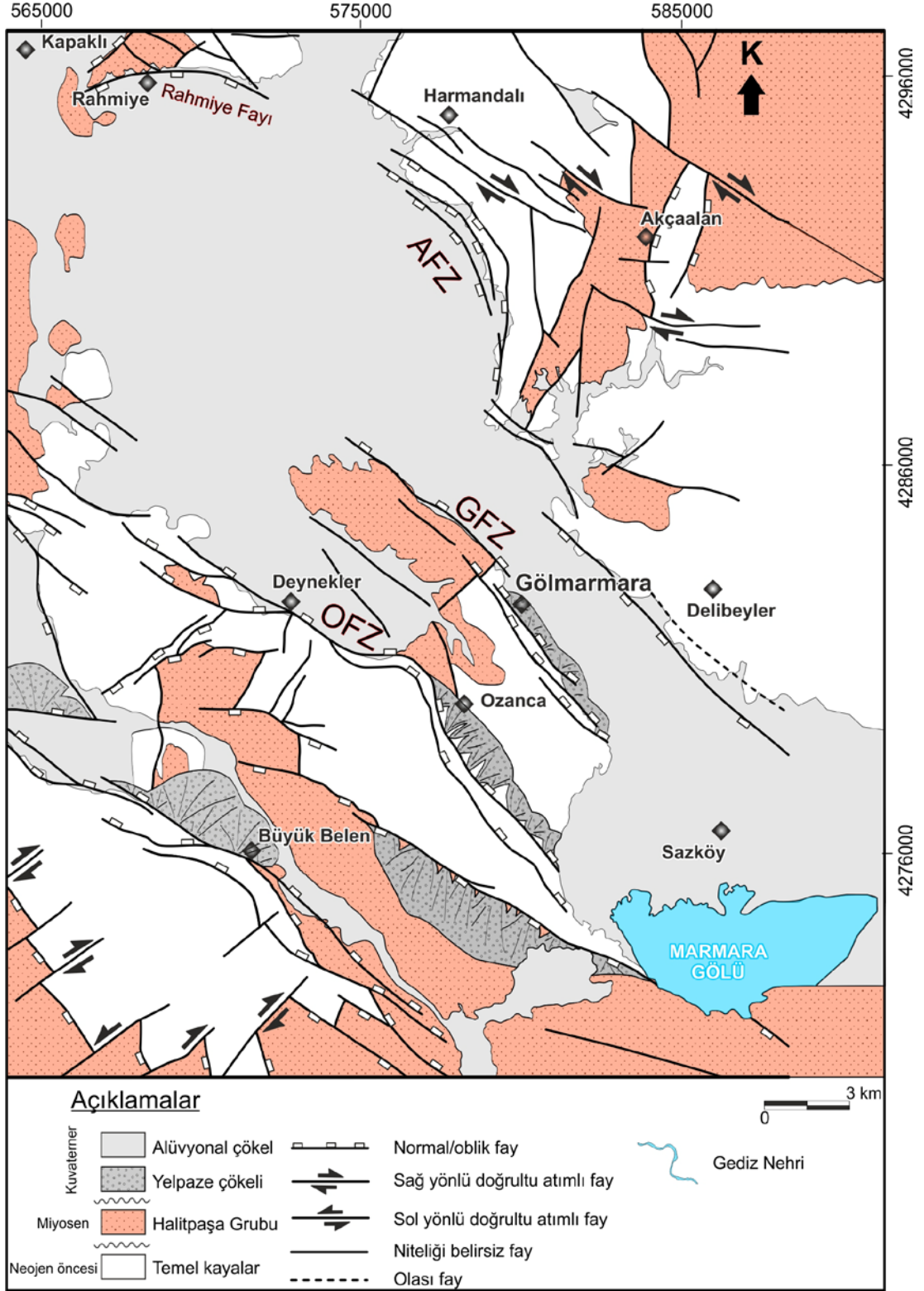
BÖLÜM DÖRT

YAPISAL JEOLJİ

Bu bölümde, Gölarmara Havzası' nda yapılan ayrıntılı arazi çalışmaları ile haritalanan yapısal veriler sunulacak ve havzada tanımlanan fayların kayma düzlemleri üzerinde yapılan ölçümler ile elde edilen kinematik analiz (çözüm) verileri yorumlanacaktır. Gölarmara Havzası' nda haritalanan yapısal elemanlar ve Gediz Grabeni' nin diğer kollarını oluşturan fay zonları ve çevre alanın sismotektoniği ana başlıkları altında çalışılıp birlikte yorumlanarak komşu havzalarla olan bütünlüğü incelenmiştir .

Bölgede ana yapısal hatlar; Miyosen dönemine ait kaya toplulukları arasındaki Miyosen havza dolguları ile Miyosen öncesi temel kayaları arasındaki sıyrılma (detachment) fayları ve Miyosen sonrası gelişmiş olan eğim/oblik atımlı normal faylar ile doğrultu atımlı faylardan oluşur (Şekil 4.1).

Bindirme fayları İzmir-Ankara Zonu kayaları, Afyon Zonu ve Menderes Masifi metamorfik kayaları arasında gözlenir. Her üç tektonostratigrafik kuşak kendi içinde de bindirme faylarıyla sınırlı tektonik dilimler içerir. Sıyrılma fayları Alaşehir (Gediz) Grabeni güzey kenarı boyunca Menderes Masifi kayaları ile Neojen tortul dolgu arasında yüzlek verir. Bunun yanında yapılan son çalışmalar Uşak-Güre, Selendi ve Gördes havzalarında da metamorfik temel ile Neojen volkano-sedimanter dolgu arasındaki dokanak boyunca sıyrılma faylarının varlığını belirtmektedir (Purvis ve Robertson, 2004). Gediz Havzası içindeki son dönem yapıları olarak haritalanan doğrultu atımlı faylar ve normal faylar, Kuvaterner dönemi alt havza sınırlarını oluşturur. Doğrultu atımlı faylar İzmir-Manisa hattı üzerinde ve Gördes, Selendi havzalarında Miyosen sonrası tektoniği kontrol eder. Benzer şekilde eğim/oblik atımlı normal faylar da Gediz havzası içindeki yükselteri (Nif Dağı, Spil Dağı, Çaldağı, Bozdağ vb. gibi) sınırlayan kenar fayları niteliğinde gelişmiştir (Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2011).



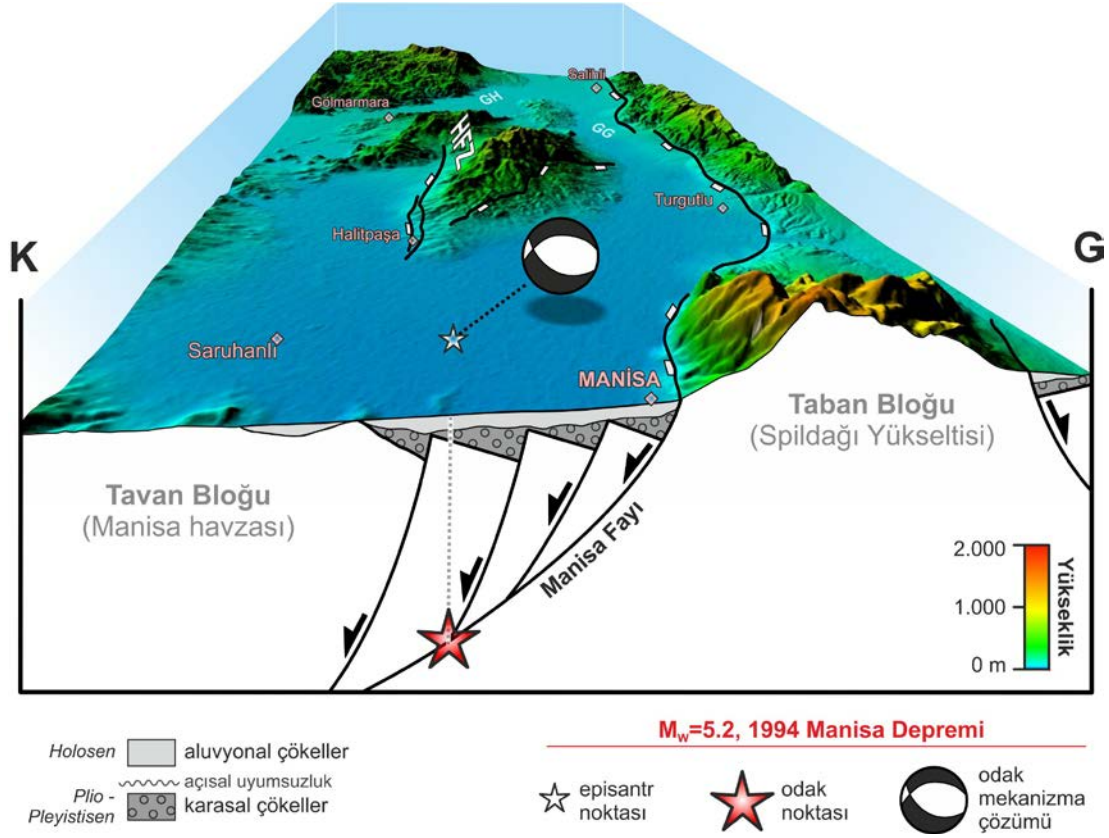
Şekil 4.1 Çalışma alanının temel birimlerini ve yapısal elemanlarını gösteren basitleştirilmiş jeolojik haritası. Kısaltmalar; AFZ: Akselendi Fay Zonu, GFZ: Gölmarmara Fay Zonu, OFZ: Ozanca Fay Zonu.

Gölmarmara havzasının içinde yer aldığı Gediz grabeninin Salihli-Alaşehir kısmıyla ilgili çok sayıda jeolojik çalışma bulunmaktadır (Arpat ve Bingöl, 1969; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit ve diğer., 1999; Hakyemez ve diğer., 1999; Yılmaz ve diğer., 2000; Seyitoğlu ve diğer., 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2007, 2008, 2009). Bunun yanında grabenin batıya doğru kollarını oluşturan Kemalpaşa Havzası (Sözbilir ve diğer., 2011) ve Manisa havzasıyla ilgili çalışmalar (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Özkaymak ve diğer., 2011) çok kısıtlıdır ve özellikle Plio-Kuvaterner dönemiyle ilgili ayrıntılı veriler içermektedir. Bu çalışmalarda Gediz Grabeni ve kollarını oluşturan Kemalpaşa ve Manisa havzalarının sınır faylarının aktif olduğu ve eski deprem kayıtlarını içerdikleri belirtilmiştir. Fakat Gölmarmara Havzası'nın sınır fayları ve havza dolgusunun jeolojik özellikleriyle ilgili herhangi bir jeolojik çalışma bulunmamaktadır.

Bölgesel ölçekte fay zonlarının incelenmesi, havza oluşumu ve evriminin anlaşılması için büyük önem taşıyacağından, önceki çalışmalarla desteklenerek en büyük fay zonunu oluşturan Manisa Fay Zonu'ndan başlanarak alt başlıklar altında anlatılmıştır.

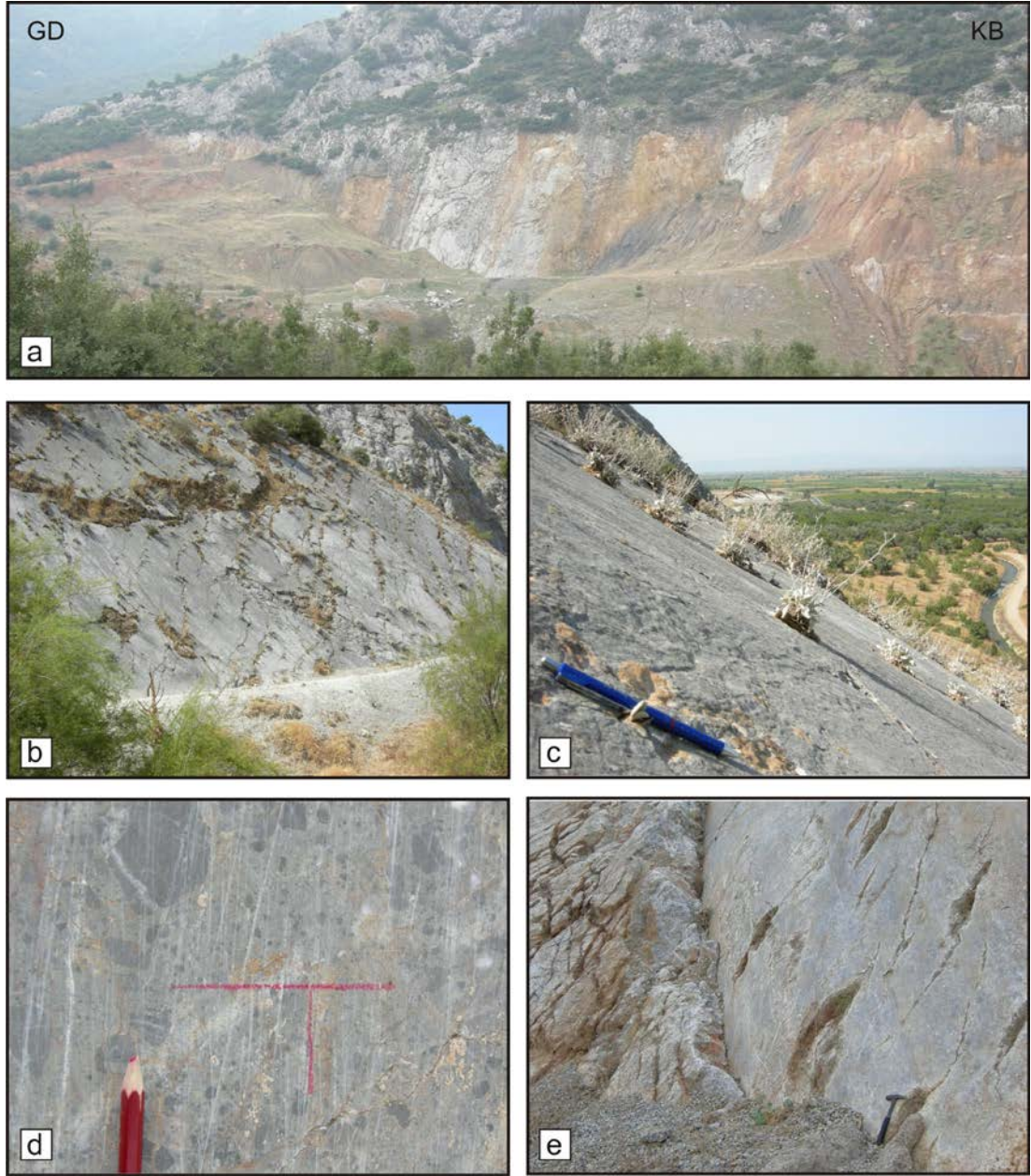
4.1 Manisa Fay Zonu (MFZ)

Batı Anadolu'daki büyük ölçekli normal faylardan birisi olan Manisa Fay Zonu (MFZ), Gediz Grabeni'ni sınırlayan ve 150 km'den fazla uzunluğa sahip olan Gediz Fay Sistemi'nin ana fay zonlarından birisidir (Özkaymak ve Sözbilir, 2008, 2012; Özkaymak ve diğer., 2011; 2013). Spildağı'nın kuzey sınırını oluşturan MFZ boyunca belirgin dağönü fay sarplıkları önemli tektonik jeomorfolojik göstergeler içerir. MFZ, Gediz Grabeni'nin batısında yer alan Manisa'nın Turgutlu ilçesi ile Manisa kent merkezi batısındaki Akgedik köyü arasında 35 km uzunluğunda kuzeye doğru kavis yapan bir yay geometrisine sahip eğim atımlı normal faydır (Şekil 4.2, Şekil 4.3).



Şekil 4.2 28 Ocak 1994 Manisa depreminin oluşum mekanizmasını gösteren blok diyagram (Özkaymak, 2013). HFZ: Halitpaşa Fay Zonu, GH: Gölarmara Havzası, GG: Gediz Grabeni.

Ana hatlarıyla MFZ üç ana bölümden oluşmaktadır: (i) doğu bölümü KB–GD doğrultusunda ve yaklaşık 15 km uzunluğunda çizgisel gidişli bir yapı sunar; (ii) merkez bölüm yaklaşık 10 km uzunluğundadır ve D–B uzanımlıdır; (iii) yaklaşık 10 km uzunluğundaki batı bölüm ise genel olarak kademeli diziliimli KB–GD uzanımlı birbirine paralel/yarıparalel birkaç fay parçasından oluşur ve Manisa kent merkezi ile Akgedik köyü arasında uzanır. MFZ, sırasıyla 0,1, 0,3 ve 0,26 mm/yıl kayma hızına sahip batı, merkez ve doğu bölümler olmak üzere üç ana sismojenik zondan yapılıdır. MFZ'nun batı bölümünde gerçekleştirilen paleosismoloji amaçlı hendek çalışmalarında üç depreme ait izler saptanmıştır; bunlar sırasıyla, 926, 1595 veya 1664 ve 1845 depremlerine karşılık gelmektedir (Özkaymak ve diğer., 2011). Bu sonuç, Manisa Fay Zonu'nun Manisa ilini etkileyen tarihsel depremlerin önemli bir kısmına kaynaklık ettiğini göstermektedir.



Şekil 4.3 Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde yer alan ve dağönünü kontrol eden KB-GD uzanımlı ana fay segmentine ait arazi fotoğrafları, (a) dağönünün panoramik görünümü ve bu fay düzlemi üzerindeki (b) enine çatlaklar (c) karbonatlı kayma düzlemi ve eksenel nehir, (d) normal fay çizikleri ve fay breşi, (e) fay kertikleri ve enine çatlakları göstermektedir (Özkaymak ve diğer., 2011).

4.2 Akselendi Fay Zonu (AFZ)

Gölmarmara Havzası' nı kuzeyden Akhisar Havzası ile sınırlayan Akselendi Fay Zonu yaklaşık 20.2 km uzunluğundadır. GD' ya kavisli bir geometriye sahip Akselendi Fay Zonu, Rahmiye batısından Morallılar' ın batısına kadar yaklaşık D-B

bir uzanıma sahiptir. D-B uzanımlı bu segmentin adı, Karahöyük Dağı' nı güneyden yükselterek aynı zamanda dağın sınırını oluşturan Rahmiye Fayı' dır. Morahılar' ın batısından itibaren güneye doğru yay geometrisi sunan bu segment yaklaşık 5.2 km uzunluğundadır. Fay Rahmiye Köyü kuzeyinde üç kola ayrılarak kuzeybatıya doğru devam eder. Fay kontrolünde gelişen dağ önü çizgiselliği Morahılar Köyü' nden itibaren alüvyon ile sınırlanır. Alüvyon altında örtülü olarak devam eden yaklaşık 3.2 km uzunluğa sahip olası fay Pınarcık dolaylarında yükselen blokla birlikte tekrar gözlenir. Pınarcık ile Kulaksızlar Köyü arasında GD uzanımlı bu kısım Akselendi Fay Zonu' nun ikinci segmentini oluşturur. Yaklaşık 5.4 km uzunluğunda olan Kulaksızlar Segmenti tavan bloğundan havza tabanına doğru, havzaya doğru eğimli olan fayların oluşturduğu basamaklı bir yapı sunar. Devamında K-G uzanımla güneye doğru yön değiştirerek devam eder. K-G uzanımlı üçüncü segment Akçeşme Köyü' nün doğusundan geçerek Kum Çayı' na kadar yaklaşık 6.4 km boyunca devam eder. Kum Çayı' nın getirdiği alüvyonla örtülen segmentin devamı gözlenememektedir.

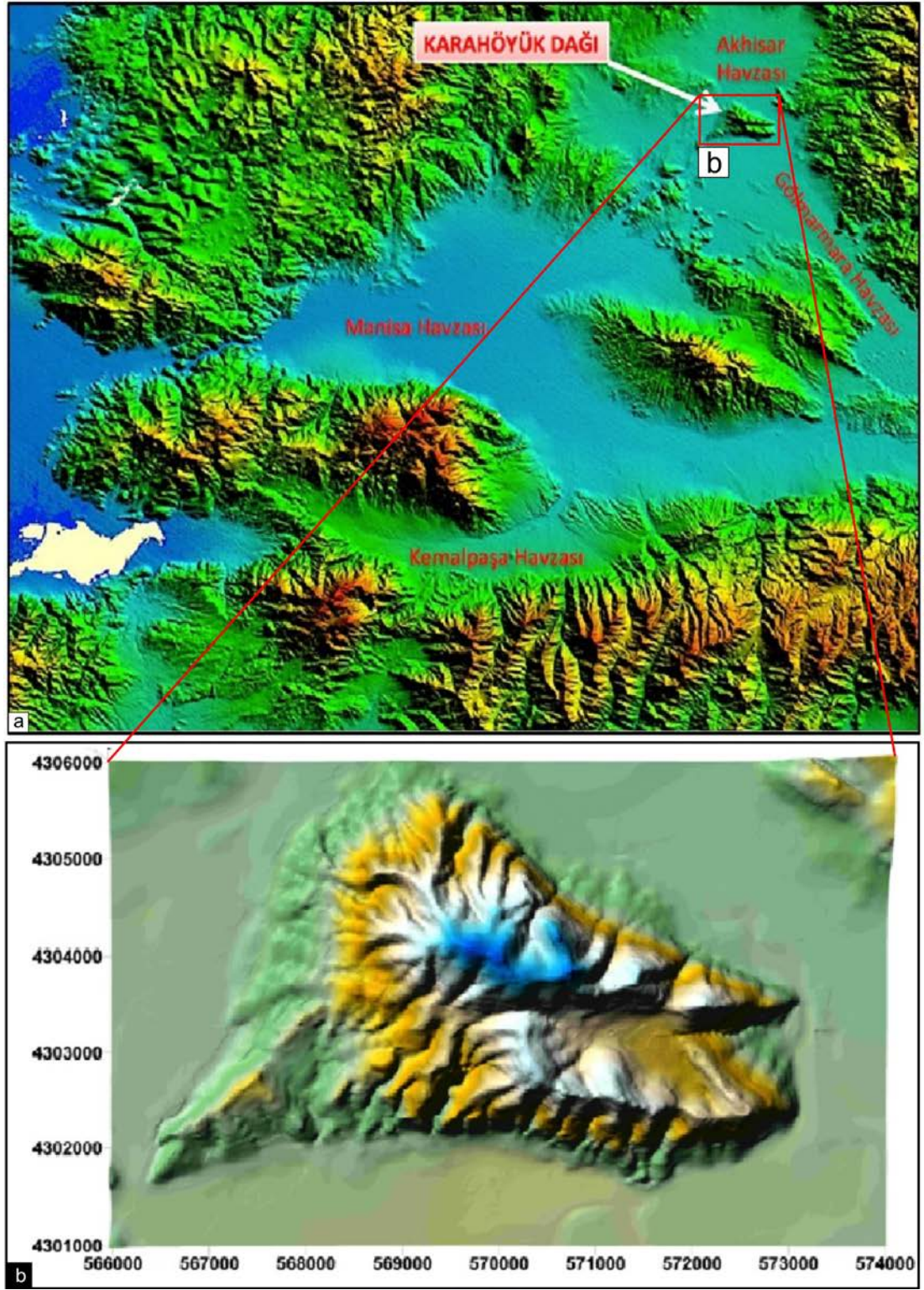
Rahmiye Fayı' nın yükselen bloğunda Mesozoik yaşlı kireçtaşları ile Miyosen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı tortullar gözlenir. Fayın düşen bloğunda Kuvaterner-Holosen yaşlı alüvyal ve koluvyal çökeller bulunur. Söz konusu çökeller fay zonu boyunca kesilmiştir. Fay zonu boyunca 5 m yüksekliğe varan fay düzlemleri, fayın Kuvaterner aktivitesine işaret eder. Fay zonu boyunca yapılan kinematik analiz çalışmaları, Rahmiye fayının oblik atımlı normal fay niteliğinde olduğunu kanıtlar. Gölarmara Havzası KB-GD uzanımlı bir yükselti olan Karahöyük Dağı ile Akhisar Havzası'ndan ayrılır. Karahöyük Dağı her iki tarafından normal faylarla sınırlı bir horst şeklindedir (Şekil 4.4a, 4.4b).

Karahöyük Dağı' nı güneyden sınırlayan Rahmiye fayı, yaklaşık D-B uzanımlı ve güneye eğimli bir yay geometrisi sunar (Şekil 4.5, Şekil 4.6). Fay kontrolünde gelişen dağ önü çizgiselliği 5,5 km uzunluğundadır (Şekil 4.7, 4.9). Fay Rahmiye Köyü kuzeyinde üç kola ayrılarak kuzeybatıya doğru devam eder. Fayın yükselen bloğunda Mesozoyik yaşlı kireçtaşları ile Miyosen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı tortullar gözlenir. Fayın düşen bloğunda Kuvaterner-Holosen yaşlı alüvyal ve

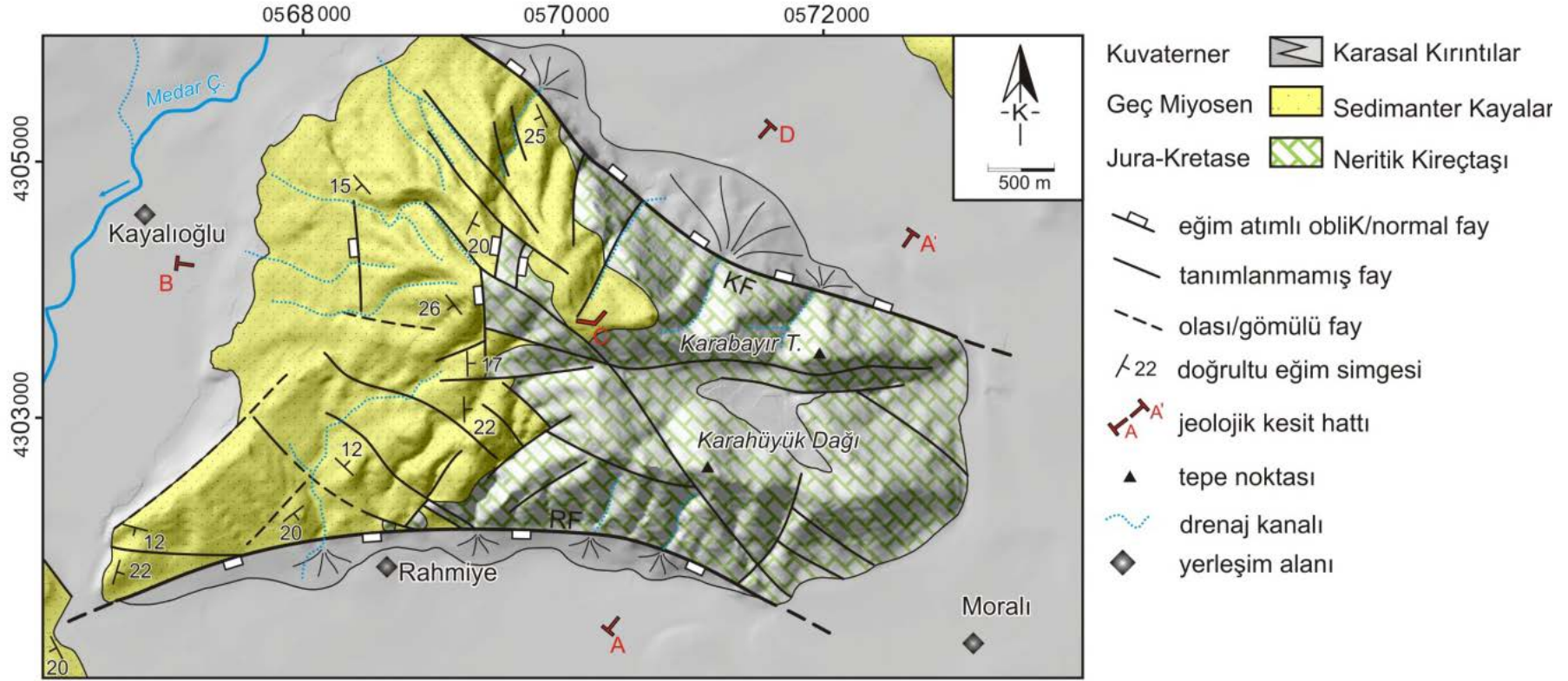
kolüvyal çökeller bulunur. Söz konusu çökeller fay zonu boyunca kesilmiştir. Fay zonu boyunca 5 m yüksekliğe varan fay düzlemleri, fayın Kuvaterner aktivitesine işaret eder. Fay zonu boyunca yapılan kinematik analiz çalışmaları, Rahmiye fayının oblik atımlı normal fay niteliğinde olduğunu kanıtlar (Şekil 4.7).

Kulaksızlar Segmenti' nin yükselen bloğunda Mesozoyik yaşlı neritik kireçtaşları, ofiyolitik seri kayaları ve bu kayalarla fay zonunu oluşturan basamaklı fay yapılarıyla dokanak ilişkisi sunan Miyosen yaşlı karasal kırıntılılar bulunmaktadır. Havzaya doğru basamaklı yapı sunan segmentte, havzaya yaklaştıkça temel kayaları yer yer örten yamaç molozları ve yelpazeler gözlemlenmektedir.

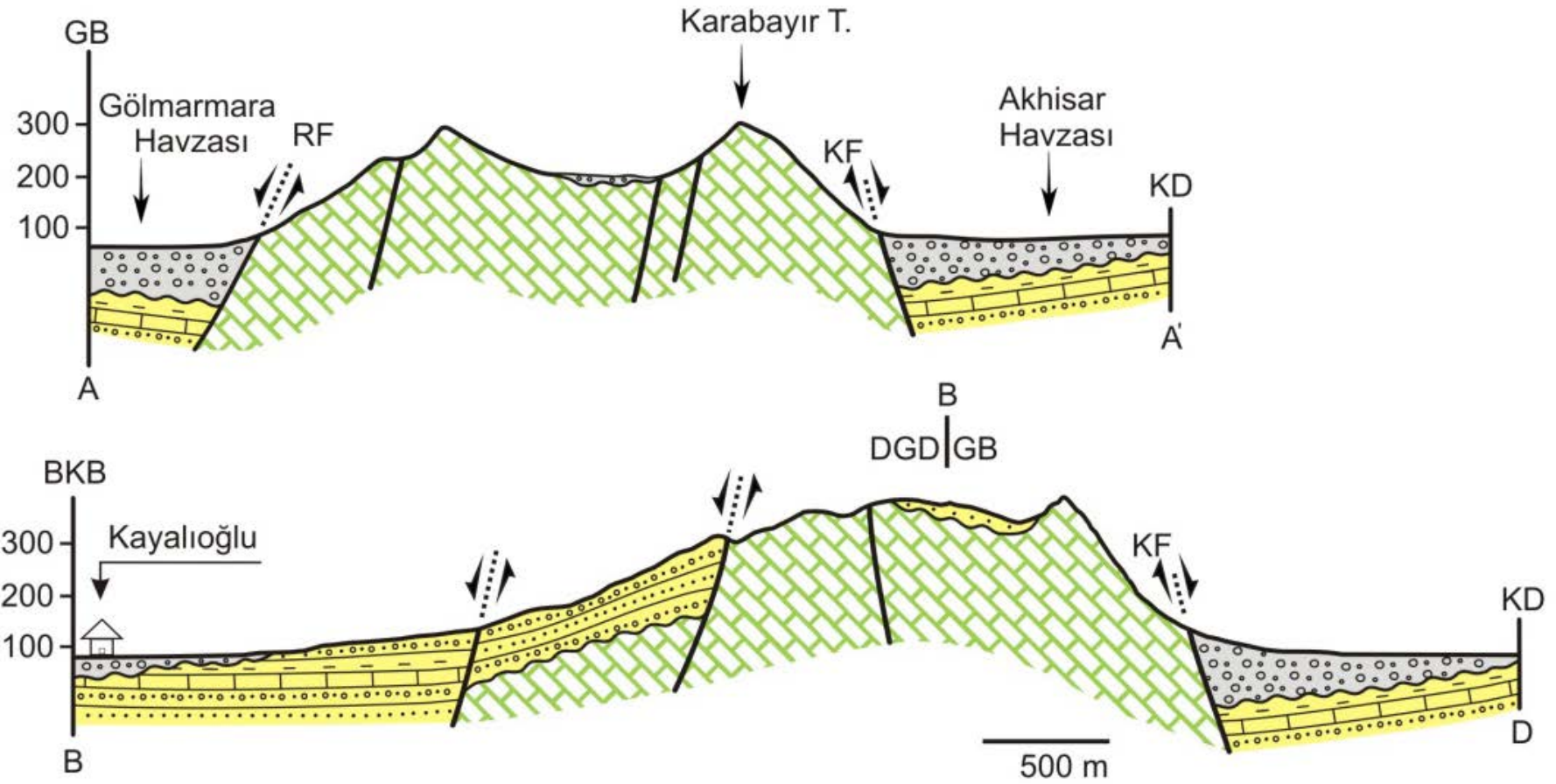
Akçeşme Segmenti boyunca K-G yönlü çizgisel yapı sunan fay zonu, tavan bloğunda bulunan Mesozoyik yaşlı ofiyolitik kaya birimleri ile Miyosen yaşlı karasal kırıntılılar arasında tektonik dokanağı, güney ucunda ise alüvyon ile neritik kireçtaşı arasında tektonik dokanağı oluşturmaktadır. Bu segment KD-GB doğrultulu küçük ölçekli faylar ile ötelenmektedir.



Şekil 4.4 a) Çalışma alanında bulunan Karahöyük Dağının yerini gösteren DEM (Dijital Yükseklik Haritası) görüntüsü. b) Karahöyük Dağı'nın üç boyutlu DEM görüntüsü.



Şekil 4.5 Karahöyük Dağı'nın ayrıntılı jeoloji haritası.

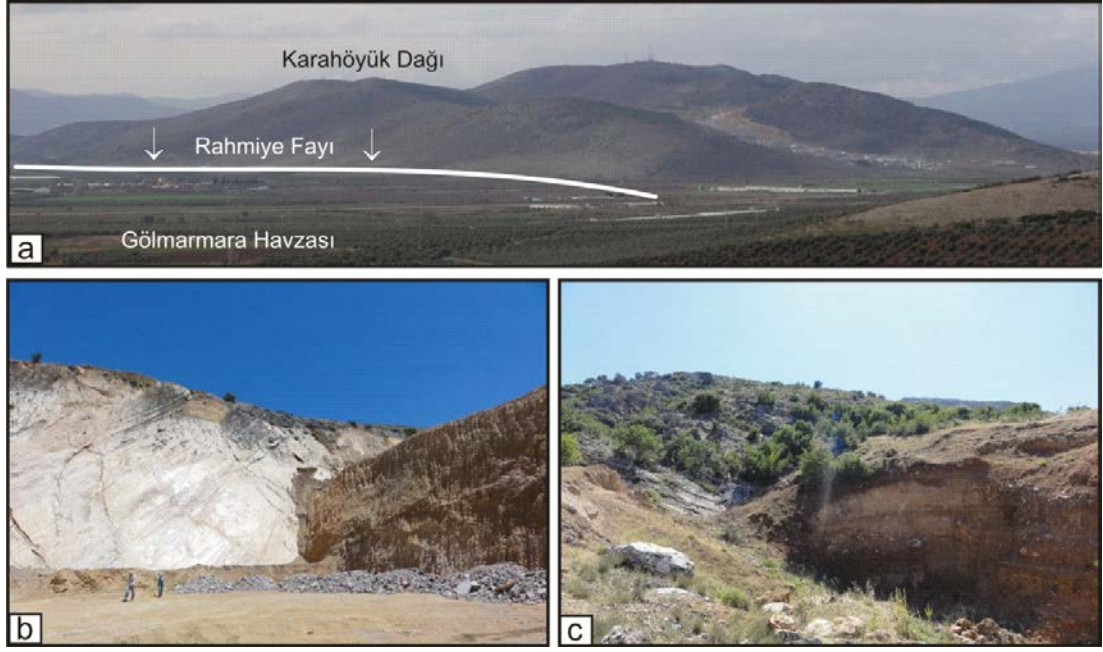


Şekil 4.6 Şekil 4.4' da gösterilen A-A' ve B-B' kesit hatları boyunca alınan enine jeolojik kesitleri.



Şekil 4.7 a) Karahöyük Dağı' nı güneyden sınırlayan d)Rahmiye Fayı' na ait arazi görünümüleri.

Fay zonu boyunca yapılan kinematik analiz çalışmaları, Karabayı Fayı' nın eğim atımlı normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Bunun yanında, fayın batı bölümünde önceki deformasyon dönemlerine ait doğrultu atım karakterindeki fay düzlemleri saptanmıştır. Her iki fay Miyosen sonrası dönemde birlikte çalışarak, Karahöyük Dağının en az 400 m kadar yükselmesine neden olmuştur.



Şekil 4.8 a) Karahöyük Dağı' nı gösteren arazi fotoğrafı, bakış yönü: kuzeybatı. b) Rahmiye ve c) Karabayır Faylar' nı gösteren arazi fotoğrafları.

Akçeşme ve Kulaksızlar segmentlerinde bulunan ve fay zonuna ismini veren Akselendi Fayı, Akselendi yerleşim alanın güneydoğusundaki Ilıcaksu mevki güneyinden başlayarak, Karahöyük Dağı'na doğru yaklaşık 10 km boyunca batıya bakan bir yay geometrisinde izlenebilmektedir. Ilıcaksu mevki civarındaki düzlemleri KD-GB uzanımlı olarak ölçülen Akselendi Fayı, Akselendi doğusunda KG doğrultusuna kıvrılır; daha kuzeyde de KB-GD doğrultusu boyunca gidiş kazanarak Karahöyük Dağı'na doğru ilerler (Şekil 4.9a). Fayın Akselendi doğusunda dağ önünde fayın gidişini gösteriyor. Fay boyunca, fay önünde iyi gelişmiş olan alüvyal yelpaze çökelleri ile temel kayalar arasındaki tektonik dokanak net olarak gözlenmektedir (Şekil 4.9b). Akselendi Fayı'na ait kayma düzlemlerinden alınan ölçümler de bu fayın eğim/oblik atımlı normal fay karakterinde olduğuna işaret etmektedir.

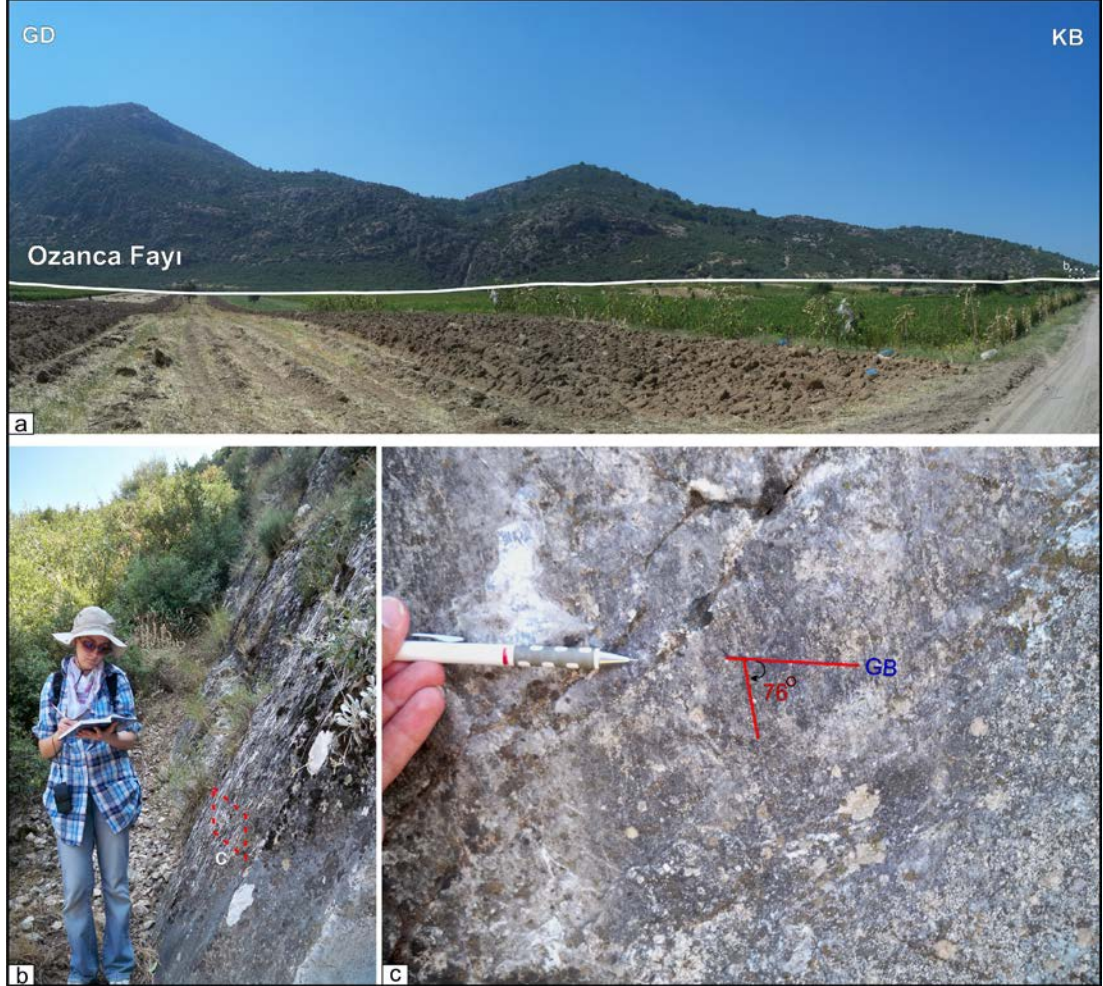


Şekil 4.9 a) Akselendi yerleşim alanının doğusunda yeralan Akselendi fayını gösteren arazi fotoğrafı, b) Akselendi Fay Zonu' nun yakın görüntüsü.

4.3 Ozanca Fay Zonu (OFZ)

Gölmarmara Dağı yükseltisinin güneybatısında Ozanca Köyü' nden geçen bu zon toplam 26.6 km uzunluğunda üç ayrı segmentten oluşmaktadır (Emre ve diğer., 2012) İlk segment, Lütfiye Köyü' nün kuzeydoğusundan başlayıp KB-GD doğrultusunda yaklaşık 7.9 km boyunca Kumkuyucak Köyü' nün güneybatısına kadardır. Bu segmentte birbirine paralel havzaya eğimli faylar bulunmaktadır. Kumkuyucak' dan Deynekler Köyü' nden geçerek Kayaaltı Köyü' ne kadar birinci segmente paralel, dağ önü çizgiselliğini koruyarak yaklaşık 7.3 km boyunca devam etmektedir. Segmentin güneydoğu ucunda kavis geometrisi sunarak ilerleyen fay üçüncü segmente geçmektedir. Kayaaltı ile Ozanca Köyü' nden geçerek Marmara Gölü' nün batı çökellerine kadar yükselti içerisinde yaklaşık 11.4 km boyunca devam

eden bu segment, burada son bularak Ozanca Fay Zonu' nun da sınırını oluşturmaktadır (Şekil 4.10).



Şekil 4.10 a) Ozanca Fay Zonu' na ait panoramik görüntü. b) Fay yüzeyinde ölçülen c) fay çizikleri.

Fay zonunun Lütfiye ve Deynekler segmentlerinde Mesozoyik yaşlı ofiyolitik ve neritik kireçtaşlarından oluşan kaya birimleri bulunmaktadır. Bu birimlerle taban bloğunda bulunan alüvyon biriminin arasında tektonik dokanak oluşturmaktadır. Basamak yapı sunan kısımların basamak aralarında ise Miyosen yaşlı karasal kırıntılı birimler dikkati çekmektedir. Ayrıca fay önlerinde gelişen ve birbirleriyle girik bir şekilde bulunan yelpazeler bulunmaktadır.

Kayaaltı Segmentinde, fay zonu Marmara Gölü' nde gözlemlenemeyecek konuma gelene kadar Paleozoyik yaşlı metamorfik temel birimleri içerisinde alüvyondan uzak

konumda devam etmektedir. Yükselti içinde bulunan bu segmentte fay önü gelişen sadece metamorfik taneler içeren güncel olmayan yelpaze yapıları gözlenmektedir.

Yapılan çalışmalar sonucu Ozanca Fayı oblik atımlı normal fay niteliğine sahip olduğu anlaşılmıştır.

4.4 Gölarmara Fay Zonu (GFZ)

Çalışma amacına göre en çok önemi arz eden ve Gölarmara Havzası' nın güneybatı sınırını oluşturan bu zon yaklaşık 14 km uzunluğunda olup, geometrik olarak kuzeybatı doğrultulu bir geometriye sahip olan fay zonunun Marmra Gölü' nün batısından Gölarmara ilçe merkezine kadar olan bölümü çizgisel gidişlidir. GFZ, Gölarmara ilçe merkezinden itibaren doğrultusunu batı yönünde çevirerek KD-GB uzanım sunmaya devam eder (Şekil 4. 16). Gölarmara Fay Zonu, taban bloğundan havza tabanına doğru, havzaya doğru eğimli olan fayların oluşturduğu basamaklı bir yapı sunar. GFZ' nin Gölarmara ilçe merkezindeki parçasında düşey atımla ilgili daha önce bir çalışma yapılmamıştır. Ancak, bu atıma karşılık gelebilecek havza dolgusunun kalınlığıyla ilgili olarak DSI' nin yaptığı Akhisar – Selendi Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu (1973)' e göre 200 m' den fazla olduğu söylenebilir. Ancak, güneyde Salihli çevresinde, Sarı ve Şalk (2006) tarafından gerçekleştirilen Bouguer gravity profillerinin 2D analiz sonuçlarına göre, Gediz Grabeni'ndeki en yüksek tortul dolgu kalınlığı 0.5 ile 2 km arasındadır. Gediz Grabeni'nin Alaşehir bölgesindeki kalınlığı ise 3 km'yi aşmaktadır (Çiftçi ve Bozkurt, 2010).

GFZ' yi iki ayrı segmente ayırmak mümkündür. Gölarmara İlçe Merkezi' nin kuzeyinden itibaren başlayıp kuzeybatıya doğru devam eden çizgisel hat alüvyon içerisinde örtülü fay olarak devam etmektedir. Bu segmentin Gölarmara İlçe' sinde yükselen blokta Paleozoyik yaşlı metamorfik temel kayaları daha kuzeyinde yer yer ofiyolitik seriye ait birimler ile Miyosen yaşlı karasal kırıntılı birimler bulunmaktadır. Miyosen birimleri ile ofiyolitik birimler arasında bulunan faylı dokanak GFZ tarafından kesilerek her iki biriminde alüvyon ile dokanak halinde

olmasını sağlamaktadır. Çizgisel bir şekilde devam eden hattın dağ önü çizgiselliği saf ve açık şekilde göstermesi, ütü altı yapılarının olması ve tavan bloğu önünde tavan bloğu üzerine gelişen yelpaze yapıları da belirgin morfolojik özellikleridir. Alüvyon altında devam eden fay zonu DSİ rezistivite kesitlerinde açıkça görülmektedir (Şekil 2.18).



Şekil 4.11 a) Gölarmara ve b) Halitpaşa faylarını gösteren arazi fotoğrafları.

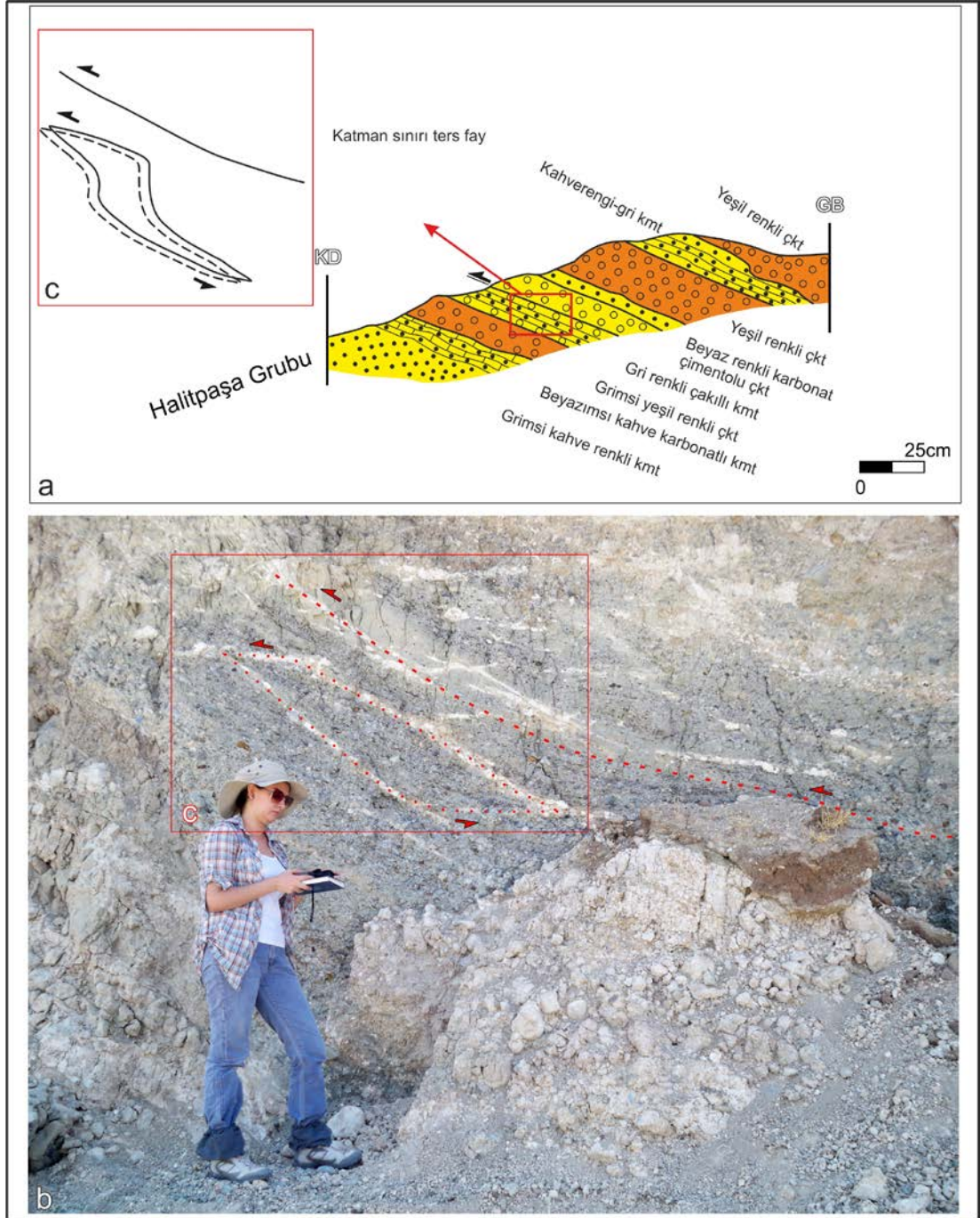
GFZ' nin güneydoğusunda kalan ikinci segment yükselen blokta bulunan Paleozoyik yaşlı metamorfik birimlerle alüvyon sınırını oluşturmaktadır. Bu segmentin yer yer yelpazelerin altında kalması yüzünden sanki çizgisel bir yapı olmadığı izlenimi gösterir.

Kıyaslama yapmak gerekirse, GFZ' nin Güneybatısında bulunan ve bu zona paralel olan Ozanca Fay Zonu' nda bulunan yelpaze genişlikleri GFZ' ye göre daha büyüktür. Ayrıca OFZ' nin yükselen bloğunun rakımı GFZ' nin yükselen bloğundaki Marmara Dağı' nın rakımından daha fazladır.

4.5 Miyosen İçinde Gözlenen Deformasyonlar

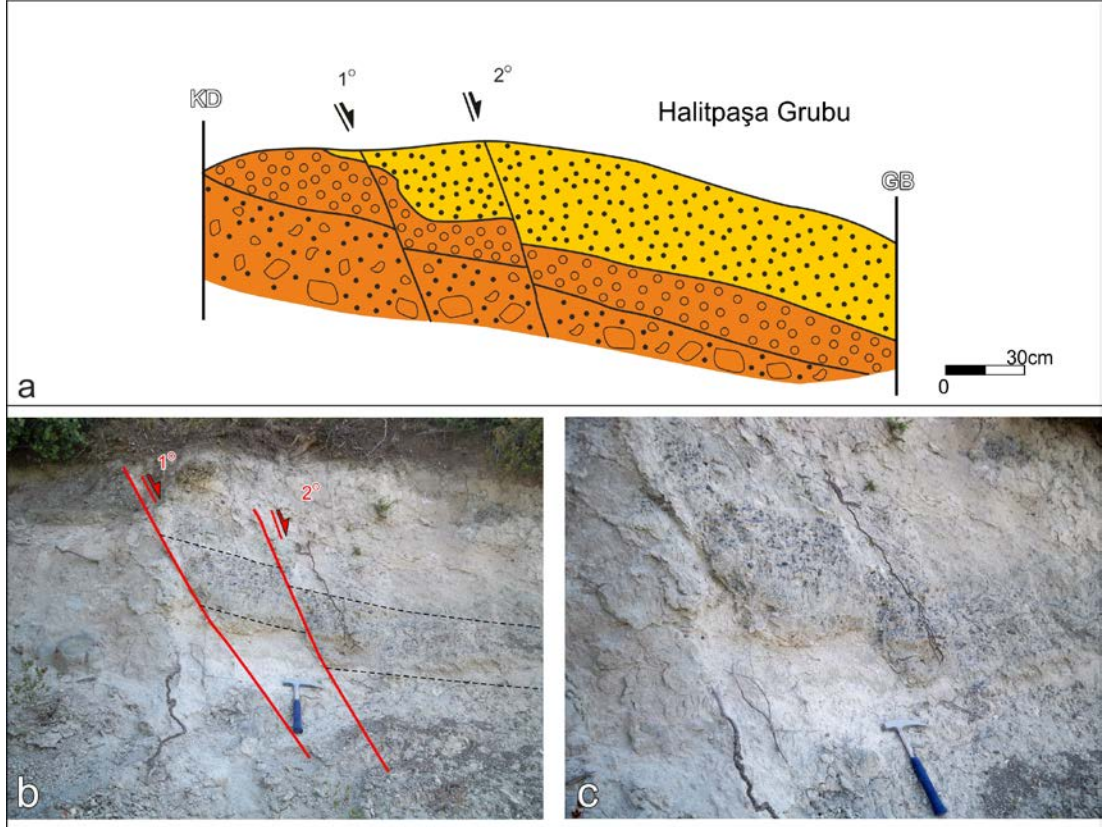
Havza oluşumundan günümüze kadar geçen süreçte, havzanın nasıl bir paleostress rejiminde şekillendiğini ve geliştiğini anlamanın yanında, havza modeli ve Gediz Grabeni' nde bulunan diğer havzalarla olan ilişkisini anlamak açısından, Miyosen döneminde oluşan deformasyon yapıları arazi gözlemleri ile incelenmiştir. Bu kapsamda, gözlemlenen deformasyon ve fay yapılarından arazi kesitleri alınıp fotoğraflanmıştır.

Miyosen yaşlı çökelleri bu çalışma kapsamında Halitpaşa Grubu olarak adlandırdıldığı önceki bölümlerde dile getirilmiştir. Halitpaşa Grubu birimlerinde gözlenen sin-sedimanter deformasyonların miktarı oldukça fazla ve belirgindir (şekil 4.12).



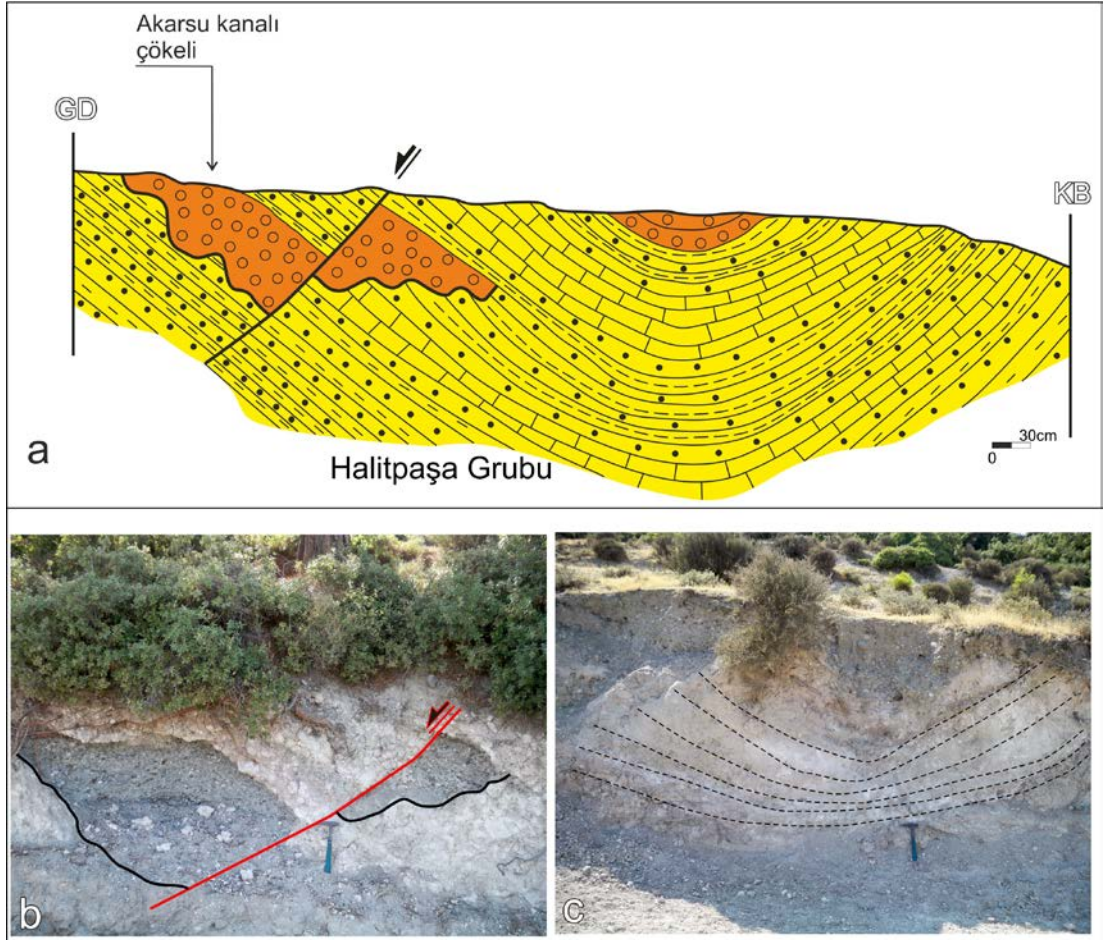
Şekil 4.12 Halitpaşa Grubu' na ait sin-sedimanter deformasyonla oluşan b) ters faylanma. c) Faylanma sırasında oluşan "s" yapısı.

Havza içerisinde, diyajenezi tamamladıktan sonra Miyosen yaşlı birimleri normal faylarla içerisindeki çakıllı seviyeleri kırıp öteleyen deformasyonlar bulunmaktadır (Şekil 4.13, 4.14).



Şekil 4.13 Miyosen yaşlı birimlerin içerisinde bulunan b) çakıllı seviyeleri öteleyen normal faylar. c) Fayların yakın profil görüntüsü.

Faylanma ile oluşan ötelenmelerin yanında Halitpaşa Grubu' nun içerisinde haritalanamayacak kadar küçük ölçekli kıvrımlanmalar görmekte mümkündür (Şekil 4.21). Antiform ve senform yapılarının sıkça gözlemlendiği havza içerisinde bu yapıların Miyosen yaşlı birimlerde görülmesi, bu yaş aralığında sıkışmaların olduğunu göstermektedir.

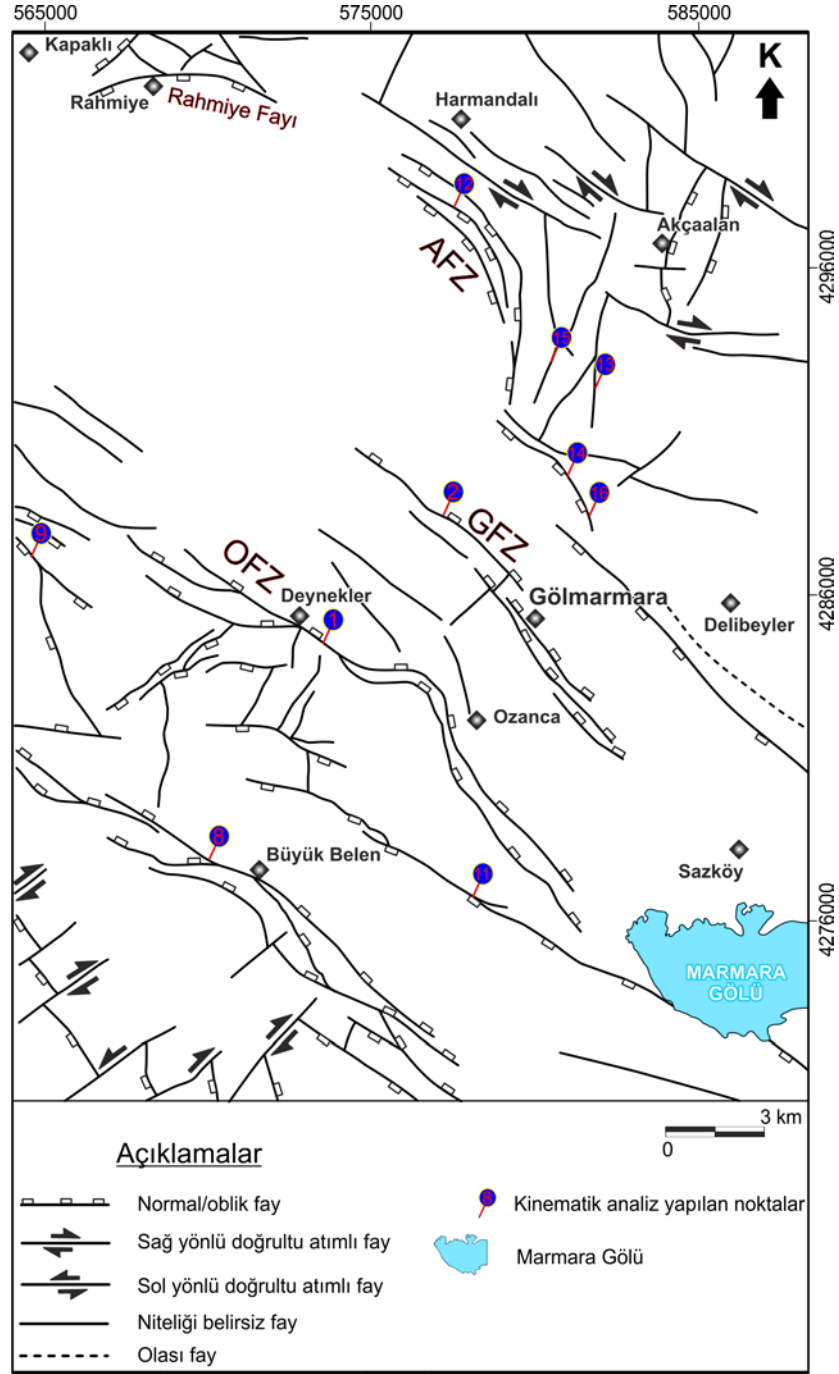


Şekil 4.15 Halitpaşa Grubu' nda bulunan b) senklinal yapı ve c) akarsu kanalı çökellerini (akç) öteleyen normal fay.

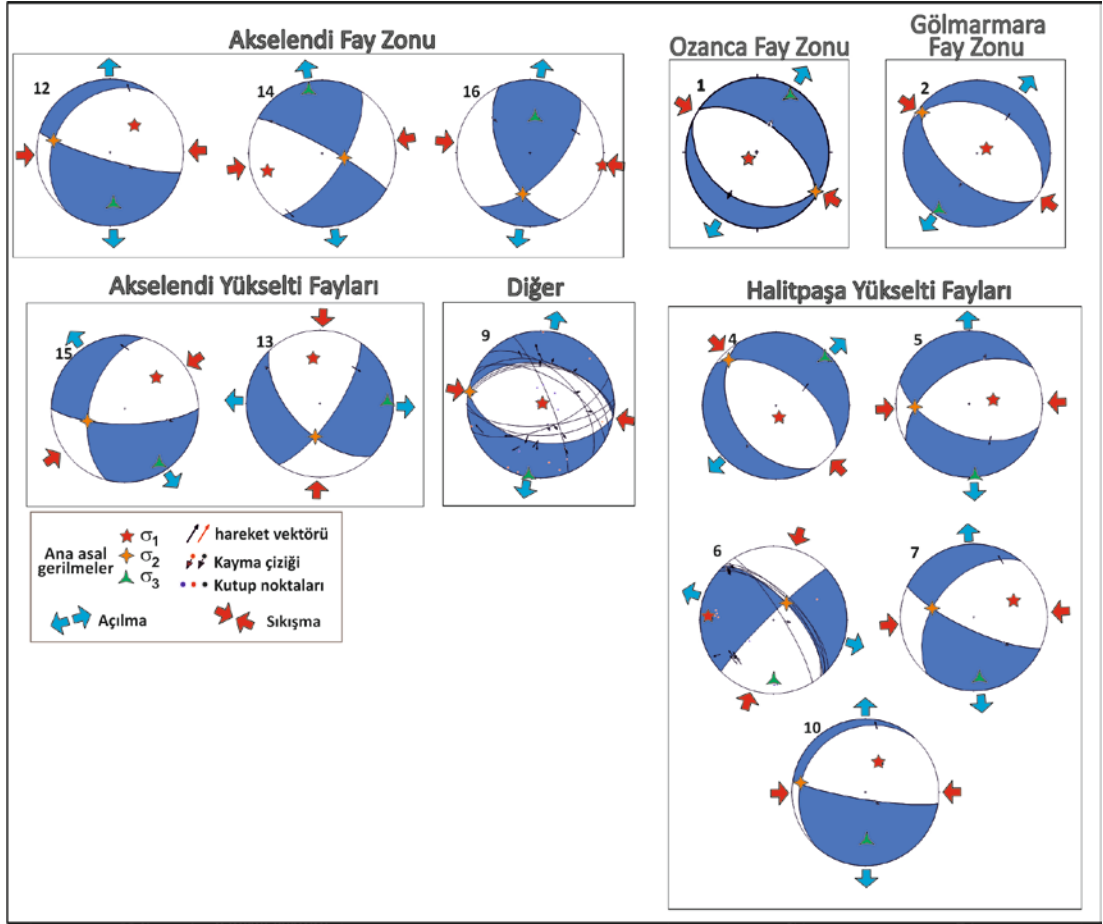
4.6 Kinematik Analiz

Gölmarmara Havzası' nda yapılan jeolojik haritalama çalışmaları, bölgedeki yapısal ilişkilerin ayrıntılı olarak incelenmesine olanak sağlamıştır. Gölmarmara Havzası' nın gelişiminde rol oynayan tektonik kuvvetlerin gerilim yönlerini hesaplamak amacıyla bölgede haritalanan ve tanımlanan faylar üzerinde ölçülen kinematik göstergelere göre kinematik analiz çalışmaları yapılmıştır (Şekil 4.16, Şekil 4.17).

Kinematik analiz çalışmalarında Faultkin 5 kullanılmış olup, sonuçlar bölgesel anlamda oluşan tektonik kuvvetlerin ve daha önce çevre havzalarda yapılan çalışmalarla karşılaştırılmıştır.



Şekil 4.16 Çalışma alanında yapılan kinematik analizlerin ait olduğu fayların yerini gösteren harita. Çözüm mekanizmaları için bkz. Şekil 4.18. Kısaltmalar; AFZ: Akselendi Fay Zonu, GFZ: Gölmarmara Fay Zonu, HFZ: Halitpaşa Fay Zonu, OFZ: Ozanca Fay Zonu.



Şekil 4.17 Faultkin programı ile yapılan kinematik analizleri gösteren veriler. Verilerin hangi faya ait olduğunu görmek için bkz. Şekil 4.16.

BÖLÜM BEŞ

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yüksek lisans tez çalışmasının son bölümünde, Gölarmara Havzası' nın Batı Anadolu grabenleri içerisindeki yeri özetlenmiş, ve havzada yapılan arazi ağırlıklı çalışmalarda elde edilen stratigrafik, jeomorfolojik ve yapısal sonuçlar ile önceki çalışmalar karşılaştırılarak sunulmuştur.

Gediz grabeni doğuda Sarigöl ilçesinden başlar ve batıya doğru Salihli ilçesine kadar KB-GD doğrultusunda uzanım sunar. Salihli ilçesinden itibaren Kemalpaşa Havzası, Manisa Havzası ve Gölarmara Havzası şeklinde üç ana kola ayrılır. Doğu uzantıları Gediz Grabeni ile bağlantılı olan bu kollardan, kuzeydeki Gölarmara ile güneydeki Kemalpaşa havzaları ve bunların arasında kalan Manisa Havzası, Gediz Grabeni'nin alt havzaları olarak ifade edilebilir.

Çalışma alanı içerisinde bulunan Marmara Gölü, Manisa'nın ilçesi Gölarmara' da bulunan Salihli'nin kuzeyindeki bir alüvyal set gölüdür. Doğu kısmı Gediz Ovasına, kuzeybatı kısmı Akhisar Ovasına açık olup, buralardan alüvyon setleriyle ayrılır. Bu durum, Marmara Gölüne set gölü karakterini verir.

Gölarmara Havzası, yapısal ve morfolojik olarak doğu ve batı sınırları KB-GD uzanımlı yükseltilerle sınırlı, güneyi Marmara Gölü ile simgelenen asimetrik bir havza niteliğindedir.

Gölarmara Havzası ve çevresinde Paleozoyik' den günümüze kadar farklı yaşta kaya birimlerini yüzlek vermektedir. Gölarmara Havzası'nı sınırlayan horstlarda, alttan üste doğru, Menderes Masifinin örtü serisine ait Paleozoyik yaşlı metamorfikler ve bu metamorfik seriyi bindirmeli olarak üstleyen Geç Kretase– Paleosen yaşlı Bornova Fliş Zonu (Erdoğan, 1990; Okay ve diğer., 1996) ve ofiyolitik kayalar yüzlek verir. Tüm bu birimler Neojen yaşlı karasal gölssel çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür. Gölarmara Havzası içinde gelişen Neojen yaşlı sedimanter kayalar bölgede yüzlek veren Kuvaterner öncesi birimlerdir. Bu

birimler, havzada yapılan arazi çalışmalarında "Temel Kaya Birimleri", "Eski Havza Dolgusu Kaya Birimleri" ve "Modern Havza Dolgusu Kaya Birimleri" başlıkları altında incelenmiştir.

Havzada yapılan arazi çalışmalarında 1/25000 ölçeğinde haritalanan ve tanımlanan litostratigrafik birimler, "Temel Kaya Birimleri", "Eski Havza Dolgusu Kaya Birimleri" ve "Modern Havza Dolgusu Kaya Birimleri" başlıkları altında incelenmiştir.

Eski havza dolgusu birimleri başlıca Neojen yaşlı ve birbirlerinden açısız uyumsuzluklarla ayrılan (Kaya, 2005) Develi, Halitpaşa ve Kızıldağ Formasyon'larından oluşmaktadır. Bu formasyonlar, çalışma amacına yönelik bir grup altında toplanıp Halitpaşa Grubu adıyla kullanılmıştır.

Gölmarmara Havzası'nın modern havza dolgusu baskın olarak havza kenarlarını sınırlayan aktif fayların kontrolünde gelişen kolüvyal çökeller ve alüvyal yelpazelerden ve havza düzlüklerinde biriken alüvyondan oluşmaktadır. Havzanın merkezine doğru yeryer küçük ölçekli görsel çökeller alüvyonlarla girik halde gözlenirler. Havza kenarlarındaki kolüvyal ve alüvyal çökeller birbirleriyle geçişlidir.

Bu çalışmada, Gölmarmara Havzası'nı besleyen drenaj sistemleri üç ana bölüme (kuzey, kuzeydoğu ve güney) ayrılarak incelenmiştir. Sunulan jeomorfik verileri elde etmek amacıyla, Gölmarmara, Akselendi Fay Zonu' nun hem tavan hem de taban bloğunda ve Keçi Dağ yükseltisinde ayrıca dağönü ile temsil edilen fay zonu boyunca morfometrik analizler yapılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre Akselendi Fay Zonu' na ait (kuzey havzalar) Smf değeri 1.53, Keçi Dağ Yükseltisi' nin (kuzeydoğu havzalar) Smf değeri 1.63 ve Gölmarmara Fay Zonu' nun (güney havzalar) Smf değeri 1.2 olarak bulunmuştur. Ütü altı yapılarının çok sayıda gözlenememesi ve hali hazırda bulunanların da dereler ile aşındırılmış olması, havzayı sınırlayan fayların atım miktarında ve fayın hareket sıklığı hakkında önemli bilgiler sağlamaktadır. Yapılan üçgen yüzey hesaplamalarının düşük olması bu düşüncüyü desteklemektedir.

Özetle söylemek gerekirse aşındırma kuvvetlerinin hızı fayın hareket hızından daha yüksektir.

Gölmarmara Havzası' nda akan bir ana nehir yeralır. Güre Havzası' ndan batıya doğru akan Kum Nehri, Manisa Havzasında bulunan ve yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan ve batıya doğru akan Gediz Nehri ile birleşir. DSİ' nin 1951 yılında yapılan, çevre tarım alanları sulama kaynağı için kullanılmak üzere Marmara Gölü' nde ve besleyen derelerde yapılan çalışmalar sonucu Kum Nehri kanal yoluyla Marmara Gölü' ne bağlanarak kontrollü bir şekilde besleme yapılmaya başlanmıştır. Bu durum, eksenel nehir özelliği taşıyan jomorfolojik yapılarda tahribatlara neden olup, günümüzde bakıldığında eksenel nehir gibi duran fakat tamamen insan yapısı olan kanal yapılarında incelemelerin sonuçlarda aldatıcılık sağlayacağı düşünülüp hesaplamalar yapılmamıştır. Eski akarsu kanalı ve atnalı şekilli kanal yapıları (oxbow) yoğun tarım faaliyetlerinin bulunmasından dolayı gözlenememektedir.

Derelerin sistematik yönelimi çalışmalarıyla Gölmarmara Havzası' nda bulunan toplam 190 drenaj havzası üç ana grup altında toplanmıştır. Güney Drenaj Havzaları' nda baskın KB-GD yönelim, Kuzey Drenaj Havzaları' nda KD-GB ve KB-GD yönelim, Kuzeydoğu Drenaj Havzaları' nda baskın KD-GB ve KB-GD yönelim gözlenmiştir.

Akselendi Fay Zonu' nun taban bloğunu oluşturan drenaj sistemlerinde Vf değerleri yüksek değerler vermektedir. Gölmarmara Dağı Yükseltisinde bulunan ve Gölmarmara Fay Zonu' nun taban bloğunu oluşturan Güney Havzalar, 0,01-0,35 ortalama Vf değerleri ile aktivitenin yüksek olduğunu ifade etmektedir. Gölmarmara Yükseltisi' nin bölümlerinde hesaplanan AF değerleri, güney bölümünde güneydoğuya eğimlenme, merkez bölümünde simetrik ve kuzey bölümünde kuzeybatıya eğimli model sunmaktadır. Keçi Dağı yükseltisinin Akselendi Fay Zonu' nun taban bloğunu oluşturduğu kısımda büyük alana sahip havzalarda simetri gözlenirken çok sayıda olan alt havzalarda baskın olarak güneydoğuya eğimlenme gözlenmektedir. Keçi Dağı Yükseltisi' nin güney kısmını oluşturan ve çalışmada Kuzeydoğu Havzalar ismiyle adlandırılan bölümde hesaplanan AF değerleri ise,

baskın olarak asimetrik havza modeli sunmaktadır. Havzaya genel hatlarla bakıldığında, düşük eğime ve sayıya sahip üçgen yüzey yüzdeleri ile havza sınırını oluşturan fayların aktivitesinin az olduğu söylenebilir. Dağ önü bölümleri boyunca hesaplanan üçgen yüzey uzunluğu değerleri düzensiz bir dağılım sunmaktadır. Bu durum, drenaj havzaların şekilleri ve temel kayanın fluvial sistemlerle aşındırılmasına karşı dayanımı ile açıklanabilir.

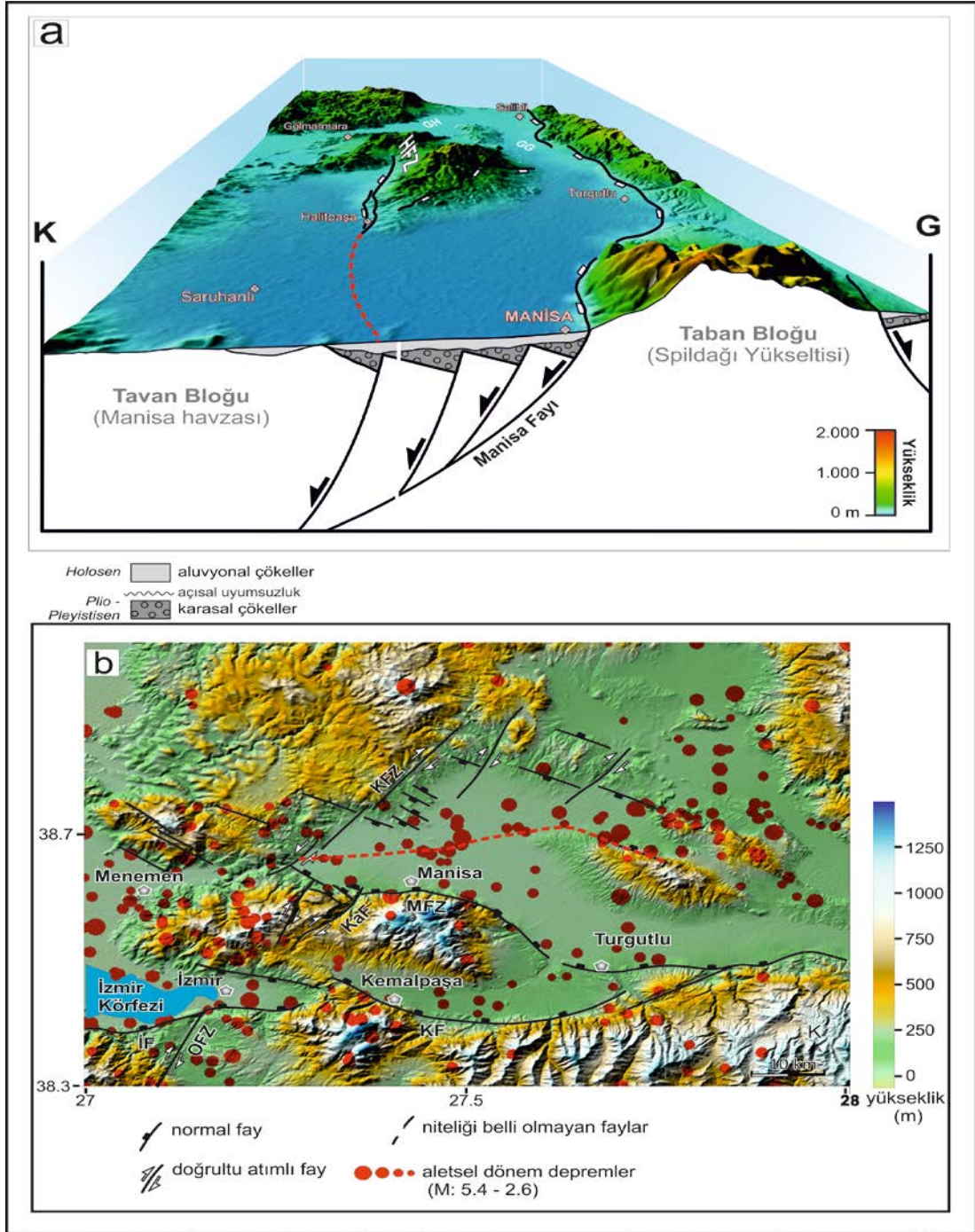
Yapılan ayrıntılı arazi çalışmalarına göre, Bölgede ana yapısal hatlar; Miyosen dönemine ait kaya toplulukları arasındaki Miyosen havza dolguları ile Miyosen öncesi temel kayaları arasındaki sıyrılma (detachment) fayları ve Miyosen sonrası gelişmiş olan eğim/oblik atımlı normal faylar ile doğrultu atımlı faylardan oluşur. Halitpaşa Fay Zonu, Çaldağ doğusunda yeralan Derici Köyünden başlayarak BKB-DGD doğrultusu boyunca Büyükbelen ve Halitpaşa yerleşim alanlarını kat ederek Çaldağ kuzeybatısında yeralan Develi Köyüne kadar devam eder. Toplam uzunluğu yaklaşık 25 km olan HFZ, eğim/oblik atımlı normal fay özelliğindedir ve kuzeye eğimlidir. Gölarmara Havzası' nı kuzeyden Akhisar Havzası ile sınırlayan Akselendi Fay Zonu yaklaşık 20.2 km uzunluğundadır. GD' ya kavisli bir geometriye sahip Akselendi Fay Zonu, Rahmiye batısından Morallılar' ın batısına kadar yaklaşık D-B bir uzanımına sahiptir. D-B uzanımlı bu segmentin adı, Karahöyük Dağı' nı güneyden yükselterek aynı zamanda dağın sınırını oluşturan Rahmiye Fayı' dır. Çalışma amacına göre en çok önemi arz eden ve Gölarmara Havzası' nın batı sınırını oluşturan bu zon yaklaşık 14 km uzunluğunda olup, geometrik olarak kuzeybatı doğrultulu bir geometriye sahip olan fay zonunun Marmra Gölü' nün batısından Gölarmara ilçe merkezine kadar olan bölümü KD-GB uzanımlı ve çizgisel gidişlidir. GFZ, Gölarmara ilçe merkezinden itibaren doğrultusunu batı yönünde çevirerek KD-GB uzanım sunmaya devam eder. GFZ' yi iki ayrı segmente ayırmak mümkündür. Gölarmara İlçe Merkezi' nin kuzeyinden itibaren başlayıp kuzeybatıya doğru devam eden çizgisel hat alüvyon içerisinde örtülü fay olarak devam etmektedir. GFZ' nin güneydoğusunda kalan ikinci segment yükselen blokta bulunan Paleozoyik yaşlı metamorfik birimlerle alüvyon sınırını oluşturmaktadır. Bu segmentin yer yer yelpazelerin altında kalması yüzünden sanki çizgisel bir yapı olmadığı izlenimi verir.

İzmir-Manisa bölgesinde son yüz yılda yıkıcı deprem yaşanmamasına karşın, tarihsel dönem deprem kataloglarında ve bazı tarihsel kayıtlarda, bu bölgedeki şehirlerin büyük depremlerden etkilendikleri ve büyük yıkımların gerçekleştiğine dair bilgiler mevcuttur. Bölgeyi ve özellikle Manisa şehrini etkileyen tarihsel dönemde meydana gelen büyük depremlerin tanımlamaları özetlenmiştir. Batı Anadolu'daki en iyi kayıtlanan tarihsel dönem depremlerden bir tanesi milattan sonra (M.S.) 17 depremidir. Bu olaydan 27 yıl sonra, M.S. 44 yılında, Magnesia ve Ephesus (Efes) antik şehirleri VIII şiddetindeki bir depremle sallandılar. Manisa şehrini etkileyen en son yıkıcı deprem, 23 Haziran 1845 yılında meydana gelmiştir. Gölarmara bölgesinde aletsel kayıtlara bakıldığında Gölarmara Fay Zonu' nun ve havzayı doğudan sınırlayan kısımlarında sismik hareketlilik gözükmektedir. Elde edilen veriler açık bir şekilde Gölarmara Fay Zonu'nun ve bölgenin Holosen aktivitesini göstermektedir.

Gediz Grabeni' nin kuzey kolunu oluşturan Gölarmara Havzası' nda bulunan Neojen ve sonrası çökelleri, grabeni oluşturan diğer havzalarla korele edilmiştir. Özkaymak ve diğer (2013)' e göre . Pliyosen döneminde bölgedeki paleostress etkisiyle KB doğrultulu kırılmalarla günümüzde bulunan havzalar oluşmaya başlamıştır. Hakyemez ve diğer. (2013)' e göre Pleistosen- Holosen sırasında bu etkinin devamıyla havzaların günümüz şeklini aldığını paleocoğrafya haritalarıyla görmekteyiz. Demirci ve Gördes Havzaları' nın Gölarmara Havzası' nın sınır fayları ile kesilip yükseltildiği açıkça gözükmektedir. Bu kanıya göre Gölarmara Havzası, Gördes, Demirci ve Selendi Havzası' ndan bağıl olarak daha genç havza niteliği taşımaktadır. Birikim alanlarında gözlenen, Neojen ve günümüze kadar olan kayalarla göre yapılan korelasyon sonucu Manisa, Halitpaşa, Gölarmara ve Akhisar Havzası' nın Miyosen zamanında bir olduğu anlaşılmaktadır. Morfoloji ve havza içinde gelişen yelpazelere bakıldığında, Miyosen' de başlayan ortak çökelim alanının Pliyosende ayrılmaya başlamasıyla oluşan Gölarmara Havzası, bu grubun arasında en genç üyeyi oluşturduğu söylenebilir. Halitpaşa, Ozanca ve Gölarmara' da yapılacak paleosismoloji çalışmalarının Manisa Havzası' nda daha önce yapılan çalışmalarla kıyaslanması ile bu kanının doğruluğu ortaya çıkarılabilir. Gördes,

Demirci, Selendi ve Uşak havzalarında Erken-Orta Miyosen yaşlı İnay Grubu, Borlu Formasyonu ve Gökçeler Formasyonu' na karşılık gelen Manisa, Halitpaşa, Gölarmara, Akhisar ve Salihli' ye ait Kızıldere Grubu, Soma Formasyonu ve Acıdere Formasyonu, aynı zamanlarda çökeldiği gözüksede litolojik fasiyes özelliklerine bakıldığında farklı ortamlarda yani farklı havzalar içerisinde iki ayrı grup olduklarını göstermektedir.

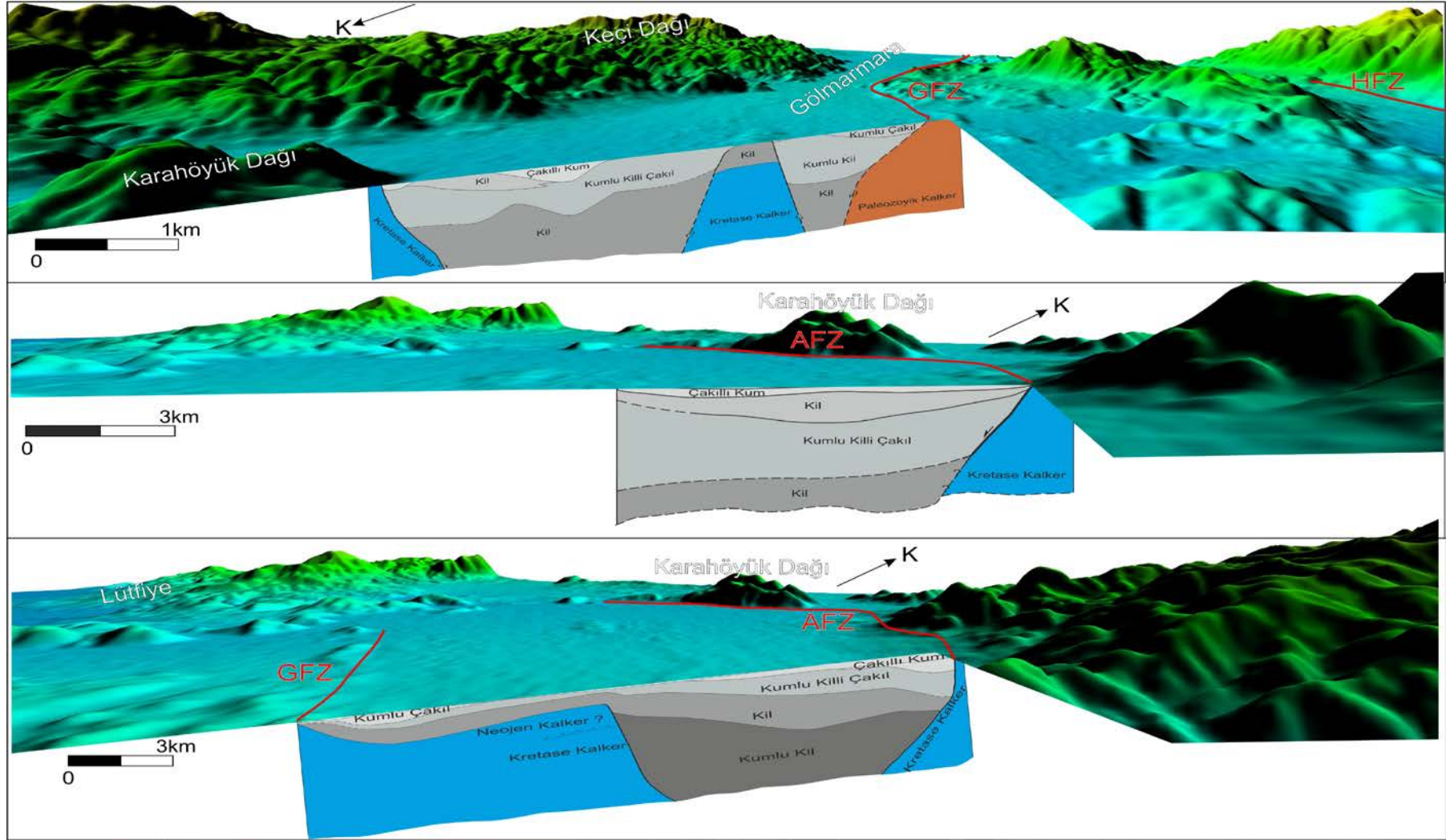
Gediz Grabeni boyunca yapılan havza analizi çalışmalarında havza evrimi ve modelinin anlaşılması için fay zonları arasında bağlantılar aranmıştır. Bu amaç doğrultusunda, daha önce çalışılmış havzalardan ve aletsel depremlemlerin aktararak yapılmış sismotektonik haritalarından yararlanılmıştır. Bunun sonucunda, Gölarmara ve Halitpaşa Havzası' nın batısında bulunan Manisa Havzası' nın güney sınırını ve aynı zamanda Spildağı Yükseltisi' ni sınırlayan Manisa Fay Zonu ile Halitpaşa Fay Zonu arasında bir bağlantı olabileceği tespit edilmiştir. Özkaymak ve diğ., 2013' de bulunan Manisa Havzası' nı gösteren model blok diyagramda, Manisa Fay Zonu' nun havza içerisine doğru faylanmaların basamaklı yapıda olduğu söylenmiştir (Şekil 5.1a). Bu blok diyagram ile sismotektonik haritasında bulunan depremlerin merkez üsleri ile birleştirildiğinde basamak yapılarından bir tanesinin Halitpaşa Fay Zonu ile birleştiği görülmektedir (Şekil 5.1b). İleri dönemlerde yapılacak paleosismoloji hendekleriyle fay önü çökellerinden yaşlandırmalarla bu tespitin doğruluğu daha tartışılabilir hale gelecektir.



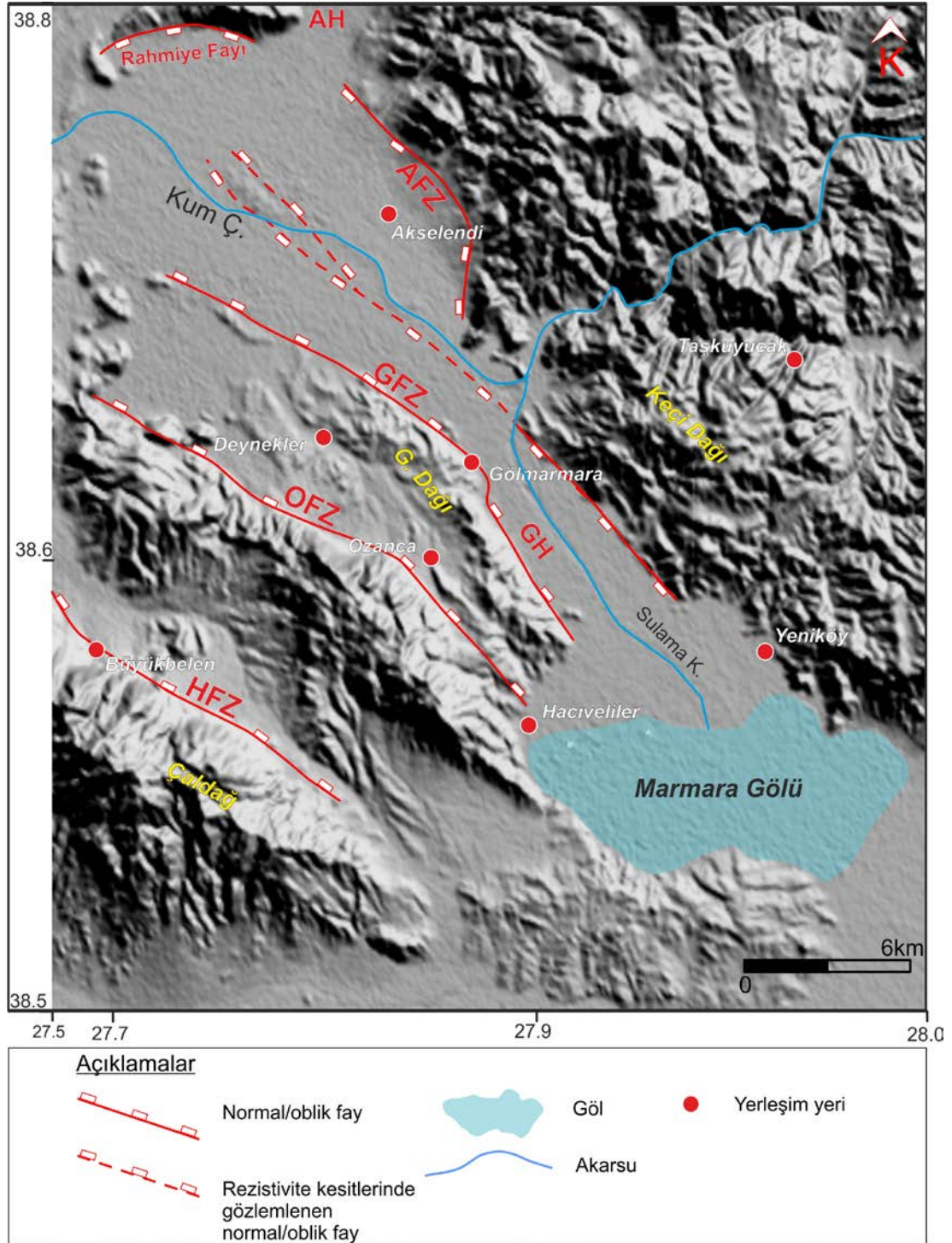
Şekil 5.1 a) Manisa Fay Zonu' nunda bulunan basamaklı yapıları ve Manisa Havzası' nı gösteren blok diyagram (Özkaymak ve diğ., 2013). b) Çalışma alanı ve çevresinin sismotektonik haritası. Kırmızı kesikli çizgi, MFZ ile HFZ' nin tahmini birleşimini göstermektedir.

Manisa çevresinde son dönemlerde olan depremlerin episantrlarının bu basamak yapılarını takip edencesine yoğunlaşarak doğuda Halitpaşa Fay Zonu ile birleşmesi bu kanıyı kuvvetlendirmektedir.

DSİ' nin daha önce yapmış olduğu rezistivite kesitleri yorumuyla havzanın kuzey batı ve doğu sınırlarının sırasıyla, Akselendi Fay Zonu (AFZ), Gölarmara Fay Zonu (GFZ), AFZ' nin devamı olarak düşünölen Keçi Dağı Yükseltisi' ni oluşturan faylarla sınırlandığı net bir şekilde ortaya çıkmıştır (Şekil 5.2). Ayrıca Gölarmara Havzası içerisinde modern havza dolgularının çökeldiği yerde örtölü bir horst yapısını görmek bu kesitlerle mümkündür (Şekil 5.2). Horstu sınırlayan faylar, Keçi Dağı' nı yükselten havza sınırı fayı ile alüvyon altında birleşerek devam etmektedir (Şekil 5.3). Uzaktan algılama yöntemleri ile alüvyon içerisinde yükseltiye neden olan fayların morfometrik indis hesaplamaları aktif olduğunu göstermektedir.



Şekil 5.2 DSİ' e ait rezistivite kesitlerinin blok diyagrama dönüştürülmüş hali.



Şekil 5.3 Dem haritası üzerine giydirilmiş ana fay zonlarını ve kesikli çizgi ile bu çalışmada ilk çizilen alüvyon altında kalan havza içi faylar. Kısaltmalar; AH: Akhisar Havzası, GH: Gölmarmara Havzası, AFZ: Akselendi Fay Zonu, GFZ: Gölmarmara Fay Zonu, HFZ: Halitpaşa Fay Zonu, OFZ: Ozanca Fay Zonu.

KAYNAKLAR

- Abrams, M. (2000). The Advance Spaceborne Thermal Emission ve Reflections Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 847–859.
- Abrams, M. ve Hook, S. (2002). *ASTER User Handbook* (Version 2), California.
- Akdeniz, N., Konak, N. ve Armağan, F. (1980). Akhisar (Manisa) güneydoğusundaki Alt Mesozoyik kaya birimleri. *Türkiye Jeoloji Mühendisliği Kongresi Bülteni*, 2, 77-90.
- Akdeniz, N. (1985). *Akhisar-Gölmarmara-Gördes-Sındırgı arasının jeolojisi*. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı, İstanbul. (Yayımlanmamış)
- Akdeniz, N. ve Ercan, T. (1988). Akhisar (Manisa) bölgesi Liyas volkanitleri ve Erken Mesozoyik volkanizmasının Ege Denizi çevresindeki yayılımı. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C. 31, 3346.
- Aktar, M., Karabulut, H., Özalaybey, S. ve Childs, D. (2007). A conjugate strike-slip fault system within the extensional tectonics of Western Turkey. *Geophysical Journal International*, 171 (3), 1363–1375.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B.J., Sözbilir, H. ve Kekovalı, K. (2006). Crustal structure ve local seismicity in western Anatolia. *Geophysical Journal International*, 166, 1259–1269.
- Akyürek, B. ve Akdeniz, N. (1989). *1:100.000 ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji haritaları*, Balıkesir-G5 Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüt Dairesi, Ankara.

- Allen, C. R. (1974). Geological criteria for evaluating seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1041–1057.
- Altın, Y., Ayan, T., Deniz, R., Çelik, R. N., Ergun, M., Kahveci, M., ve diğer. (1999). *GPS Measurements in Turkey From 1990 to 1997*, Third Turkish-German Joint Geodetic Days, 1-4 Haziran 1999, İstanbul
- Altın, E. (1998). Evidence for damaging historical earthquakes at Priene, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 7, 25–35.
- Altın, E. (1999). Geologic ve geomorphologic observations in relation to 20th. September 1899. Menderes earthquake, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 156, 241–246.
- Ambraseys, N.N. (1988). Engineering seismology. *Earthquake Engineering ve Structural Dynamics*, 17, 1–105.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F. (1995). *The seismicity of Turkey ve adjacent Areas: A historical review, 1500–1800*. İstanbul: Eren Publishing ve Booktrade.
- Ambraseys, N.N. ve Jackson, J.A. (1998). Faulting associated with historical ve recent earthquakes in the Eastern mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133, 390–406.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5835–48.
- Angelier, J. (1991). Inversion of field data in fault tectonics to obtain regional stress. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103, 363–76.

- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis ve paleostress reconstruction. In P.L. Hancock, (Ed). *Continental Deformation* (53–100). Oxford: Pergamon Press.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, İ.H., Poisson, A., Şimşek, Ş. ve Uysal, Ş. (1981). Analyses of fault mechanisms ve expansion of Soutwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75, T1–T9.
- Arı, Y. ve Derinöz, B. (2011). Bir sulak alan nasıl yönetilmez? Kültürel Ekolojik Perspektif ile Marmara Gölü (Manisa) Örneği. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 9 (1).
- Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). The rift system of the western Turkey thoughts on its development. *Mineral Research ve Exploration Institute of Turkey Bulletin*, 73, 9.
- Barka, A. ve Reilinger, R. (1997). Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: Deduced from GPS, neotectonic ve seismicity data, *Annali Di Geofisica*, X2 (3), 587–610.
- Benetatos, C., Kiratzi, A., Ganas, A., Ziazia, M., Plessa, A. ve Drakatos, G. (2006). Strike-slip motions in the Gulf of Sığacık (western Turkey): Properties of the 17 October 2005 earthquakes seismic sequence. *Tectonophysics*, 426, 263–279.
- Blikra, L.H. ve Nemec, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: Depositional processes, facies ve palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909–959.
- Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, ve its tectonic implications. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper (Eds.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, special publications*, 173, 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. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63–79.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2006). Evolution of the large-scale active Manisa Fault, southwest Turkey: Implications on fault development ve regional tectonics. *Geodinamica Acta*, 19 (6), 427–453.
- Bull, W.B. (1977). *Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California*. U.S. Geological Survey Contract Report 14-0-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes, Engineering, Menlo Park, California.
- Bull, W. B. (1978). *Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California*. U.S. Geological Surfeiy Contact Report 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes, Engineering, Menlo Park, California.
- Bull, W.B. (2007). *Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology*. Oxford: Wiley-Blackwell.
- Bull, W.B. (2009a). *Tectonically active landscapes*. Oxford: Wiley-Blackwell.
- Bull, W.B. (2009b). *Geomorphic Responses to Climatic Change*. New Jersey: Blackburn Press.
- Bull, W.B. ve McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north ve south of the Garlock fault, California. In Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, New York, 115–138.

- Burbank, D.W. ve Anderson, R.S. (2001). *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, Massachusetts, USA.
- Candan, O., Dora, O.O., Dürr, St. ve Oberhansli, R. (1994). Erster Nachweis von Granulit und Eklogit - Relikten im Menderes - Massif / Türkei. *Geology paleontology. Sb.1 5.Symposium*, 217- 220.
- Candan, O. (1995). Menderes Masifindeki kalıntı granulit fasiyesi metamorfizması. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 4,35-55.
- Candan, O. ve Dora, O.O. (1998). Menderes Masifinde granulit, eklogit ve mavi şist kalıntıları: Pan-Afrikan ve Tersiyer metamorfik evrimine bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41/1, 1-35.
- Candan, O., Dora, O.O., Oberhanslı, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J.H., Warkus, F.C. ve diğer. (2001). Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Science*, 89, 793-811.
- Candan, O., Koralay, E., Dora, O., Chen, F., Çetinkaplan, M., Akal, C. ve diğer. (2007). Menderes Masifinin Pan-Afrikan temel stratigrafisi ve örtü - çekirdek serilerinin ilksel dokanak ilişkisi. *Menderes Masifi Kolokiyumu*, İzmir, 8-14.
- Candan, O., Dora, O., Oberhanslı, R., Koralay, E., Çetinkaplan, M., Akal, C. ve diğer. (2011). Menderes Masifinin Pan-Afrikan temel stratigrafisi ve Gondvana'nın geç Neoproterozyonik / Kambriyen evrimi ile ilişkisi. *MTA Dergisi*, 142, 25-68, 2011.
- Candan, O., Oberhanslı, R., Dora, O., Çetinkaplan, M., Koralay, E., Rimmele, G. ve diğer. (2011). Menderes Masifinin Pan-Afrikan temel ve Paleozoyik - erken Tersiyer örtü serilerinin polimetamorfik evrimi. *MTA Dergisi*, 142, 123-165, 2011.

- Caputo, R. ve Helly, B. (2005). The Holocene activity of the Rodia Fault, Central Greece. *Journal of Geodynamics*, 40 (2-3), 153–169.
- Caputo, R., Helly, B., Pavlides, S. ve Papadopoulos, G. (2004). Palaeoseismological investigation of the Tyrnavos Fault, Central Greece. A contribution to the seismic hazard assessment of Thessaly. *Tectonophysics*, 394 (1), 1–20.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2007). Anomalous stress field ve active breaching at relay ramps: a field example from Gediz Graben, SW Turkey. *Geological Magazine*, 144, 687–699.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2008). Folding of the Gediz Graben fill, SW Turkey: extensional and/or contractional origin? *Geodinamica Acta*, 21, 145–167.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2009). Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49–79.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2010). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal ve spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22, 846–873.
- Çiftçi, N.B. (2012). In situ stress field and mechanics of fault reactivation in the Gediz Graben, Western Turkey. *Journal of Geodynamics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.03.006>.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. ve diğer. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. In: Cloetingh, S., Fernandez, M., Munoz, J.A., Sassi, W., and Horvath, F. (Editors), Structural controls on sedimentary basin formation. *Tectonophysics*, 282, 1-38.

- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979). Aegean ve surrounding region: Complex multiplate ve continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84–92.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia-A Young Collision Zone. *Geological Society Special Publication*, 19, 3–37.
- Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (2013). *Manisa bölgesi iklim özellikleri*. 29 Ocak 2011, <http://www.dmi.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx?m=MANI>
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamandere, İ.H. ve Letouzey, J. (1979). Formation of the grabens in southwestern Turkey. *Mineral Research ve Exploration Institute of Turkey Bulletin*, 92, 7-18.
- Devlet Su İşleri (1971). *Akhisar-Selendi Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu*, Devlet Su İşleri İç Kaynaklar.
- Devlet Su İşleri (1973). *Akhisar-Selendi Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu*, Devlet Su İşleri İç Kaynaklar.
- Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171–185.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting ve accommodation faults in the Gediz ve Büyük Menderes Grabens (Western Turkey). In Ö. Pişkin, M. Ergün, M.Y. Savaşçın, G. Tarcan (eds). *Proceedings International Earth Sciences Colloquium on the Aegen Region*, (73–94). İzmir.

- Emre, T. ve Sözbilir, H. (2007). Tectonic evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes Graben: Evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in west Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 441–470.
- Emre, Ö., Özalp S. ve Duman, T. (2012). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi İzmir (NJ 35-7) Paftası. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Harita Arşivi.
- Emre, Ö., Ere, Ö., Özalp S., Doğan A., Özaksoy V., Yıldırım C., ve diğer. (2005). İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri. Ankara: MTA Raporu no:10754.
- England, P. (2003). The alignment of Earthquake T-axes with the principal axes of geodetic strain in the Aegean region. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 47-54.
- Ercan, E., Satır, M., Sevin, D. ve Türkecan, A. (1996). Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 119, 103–112.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A., ve Günay, E. (1978). Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 21, 97 -106.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara zonunun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2, 1–20.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z. (1967). Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (MS. 11-1964). İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü yayınları, No 28.

- Ersoy, Y. ve Helvacı, C. (2007). Stratigraphy and geochemical features of the Early Miocene bimodal (ultrapotassic and calc-alkaline) volcanic activity within the NE-trending Selendi Basin, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 16, 117–139.
- Ersoy, E.Y., Helvacı, C. ve Sözbilir, H. (2010). Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: implications for late Cenozoic crustal extension in Western Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 488, 210-232.
- Ersoy, E.Y., Helvacı, C. ve Palmer, M.R. (2011). Stratigraphic, structural and geochemical features of the NE-SW trending Neogene volcano-sedimentary basins in western Anatolia: implications for associations of supradetachment and transtensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting. *Journal of Asian Earth Science*, 41, 159–183.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J.A. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir ve Gediz earthquake of 1969-1970 in western Turkey: implications for the nature ve geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 81, 569–607.
- Graham, L.C. (1974). Synthetic interferometer radar for topographic mapping, *Proceedings IEEE*, 62, 763-768.
- Guidoboni, E., Comastri, A. ve Triana, G. (1994). *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*. Italy: Istituto Nazionale di Geofisica.
- Hakyemez, H.Y., Erkal, T. ve Göktaş, F. (1999). Late Quaternary evolution of the Gediz ve Büyük Menderes grabens, western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 549–554.

- Hakyemez, H.Y., Göktaş, F. ve Erkal, T. (2013). Gediz Grabeni' nin Kuvaterner jeolojisi ve evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 56 (2).
- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 639–654.
- Ingersoll R.V. (1988). Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1704-1719.
- Işık, V., Tekeli, O. ve Seyitoğlu, G. (2003). Ductile-brittle transition along the Alaşehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes Massif, western Turkey. *Tectonophysics*, 374, 1–18.
- İnci, U. (1998). Miocene synvolcanic alluvial sedimentation in lignite-bearing Soma Basin, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 7, 63– 78.
- İnci, U. (2002). Depositional evolution of Miocene coal successions in the Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 51, 1–29.
- Jackson, J. ve McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions ve seismic moment tensors ve rates of active deformation in the Mediterranean ve Middle East. *Geophysical Journal*, 93, 45–73.
- Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (2012). *Son depremler*. 26 Şubat 2012, <http://www.koeri.boun.edu.tr/scripts/lst5.asp>.
- Karaoğlu, Ö., Helvacı C. ve Ersoy, E.Y. (2010). Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of the NE–SW-trending Uşak- Güre basin, western Türkiye. *Lithos* 119 (3-4), 193-210. (*A Sınıfı*)

- Karayigit, A.I. ve Whateley, M.K.G. (1997). Properties of a lacustrine subbituminous (k1) seam, with special reference to the contact metamorphism, Soma-Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 34, 131-155.
- Kavak, K.Ş. ve Çetin, H. (2007). A Detailed Geologic Lineament Analysis Using Landsat TM Data of Gölarmara/Manisa Region, Turkey. *Online Journal of Earth Sciences Online Journal of Earth Sciences* 1 (3): 145-153.
- Kaya, O., Ünay, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Pekdeğer, A., ve diğ. (2004). Halitpaşa Transpressive Zone: Implications for an Early Pliocene compressional phase in central western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 13, 1–13.
- Kaya, O., Ünay, G., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A. ve diğ. (2005). Halitpaşa Transpressive Zone: Implications for an Early Pliocene Compressional Phase in Central Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, 13,1-13.
- Kaymakçı, N., İnceoz, M. ve Ertepinar, P. (2006). 3D-architecture and Neogene evolution of the Malatya Basin: inferences for the kinematics of the Malatya and Ovacık fault zones. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 15, 123-154.
- Keller, E.A. (1986). *Investigation of active tectonics: Use of surficial earth processes*. Washington D.C.: Active Tectonics National Academy Press.
- Keller, E.A. ve Pinter, N. (1996). *Active tectonics: Earthquakes Uplift and Landscapes*, New Jersey: Prentice Hall.
- Keller, E.A. ve Pinter, N. (2002). *Active tectonics, earthquakes, uplift, and landscape*. New Jersey: Prentice Hall.

- 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, 167–28.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 156, 605–616.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. ve Kuloshvili, S. (2001). Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) ve Lesser Caucasus: İmplication for Transition From Thrusting to Strike-Slip Faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Koçyiğit, A. ve Özacar, A. (2003). Extensional neotectonic regime through the NE edge of outer Isparta Angle, SW Turkey: New field ve seismic data. *Turkish Journal of Earth Science*, 12, 67–90.
- Konak, N., Andeniz, N. ve Çakır, M.H. (1986). Çal-Çivril-Karahallı dolaylarının jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No. (Yayımlanmamış)*.
- Köse, O. (2000). *Kuzey Anadolu fay kuşağında tektonik gerilim birikim noktalarının uzaktan algılama teknikleri ile belirlenmesi*. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.
- Lenk, O., Türkezer, A., Ergintav, S., Kurt, A.İ. ve Belgen, A. (2003). Monitoring the kinematics of Anatolia using permanent GPS network stations. *Turkish Journal of Earth Science*, 12, 55–66.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, C., Lallemand, S., Noomen, R. ve Veis, G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 100, 12675–12690.

- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M. ve Gardien, V. (1990). Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone ve St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177(1-3), 139–149.
- Manisa Valiliği, (2013). *T.C. Çevre ve Orman Bakanlığı Manisa Valiliği İl Çevre Ve Orman Müdürlüğü Manisa İl Çevre Durum Raporu*. 673, 03 Nisan 2010, http://www2.cedgm.gov.tr/icd_raporlari/manisaicd2011.pdf
- Martin, S., Bigazzi, G., Zattin, M., Viola, G. ve Balestrieri, M.L. (1998). Neogenic kinematics of the Giudicarie fault (central-eastern Alps, Italy): New apatite fission-track data. *Terra Nova*, 10, 217–221.
- Massonet, D. (1993). Displacement fields mapped by radar interferometry. *Proceedings of the CRCM'93, Kobe*, December 6-11, 139-145
- Mayda S. (2002). Paleontological study of Neogene-Quaternary mammalian fauna from Aşağı Cobanisa (Manisa - Turgutlu). *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, Ref: T8-17, Thessaloniki, Greece.
- Mayer, L. (1986). *Tectonic geomorphology of escarpments ve mountain fronts*. Washington D.C: Active Tectonics National Academy Press.
- Mcclusky, S. C., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I. ve diğer. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics ve dynamics in the eastern Mediterranean ve Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
- Menges, C.M. (1990). Soil ve geomorphic evolution of bedrock facets on a tectonically active mountain front, western Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. *Geomorphology*, 3, 301–332.

- Miall, A. D. (2000). *Principles of sedimentary basin analysis, third edition*. Springer-Verlag Inc., New York, 616.
- Mueller, St., Kahle, H.-G. ve Barka, A. (1997). Plate-Tectonic Situation in the Anatolian–Aegean Region. In: Schinder ve Pfister (Eds.), *Active Tectonics of NW Anatolia — The Marmara-Poly Project*. VdF Hochschulverlag, Zürich, 13–28.
- NASA/JPL (2005). *SRTM Documentation*. 29 Ocak 2005, http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/Documentation/SRTM_Topo.pdf
- Nebert, K. (1961). Gördes (Batı Anadolu) bölgesindeki Neojen volkanizması hakkında bazı bilgiler. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi*, 57, 50 - 54.
- Nebert K. (1978). Linyit içeren Soma Neojen bölgesi, Batı Anadolu. *Mining Research Exploration Institute Turkey Bulletin 90 (1978) 20–69 (in Turkish with English abstract)*.
- Norman, T., Toker, V., Altiner, D., Örcen, S., Demirtaşlı, E. ve Korkmazer, B. (1986). *Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları*. Türkiye Stratigrafi Komitesi. MTA Genel Müdürlüğü, 28, Ankara.
- Nyst, M. ve Thatcher, W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *Journal of Geophysical Research* 109(B11), 406-430.
- Okay, A. ve Siyako, M. (1993). İzmir-Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenedinin yeni konumu. Türkiye ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli. S. Turgut, (ed.), *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri Kitabı* içinde (333-355). Ankara.
- Okay, A.İ., Satır, M., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S. (1996). Paleo-ve Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic ve geochronologic

- constrains. In A. Yin, T.M. Harrison (eds.). *The tectonic evolution of Asia* (420–441). United States: Cambridge University Press.
- Okay, A.I. ve Altıner, D. (2007). A condensed Mesozoic section in the Bornova Flysch Zone: A fragment of the Anatolide-Tauride carbonate platform. *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 257-279.
- Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksöz, M.N., Kong, R.W., Barka, A.A., Kınık, İ. ve diğer. (1995). Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, *EOS Transactions*, 76/9.
- 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* 17/3, 615-635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B. ve Akyüz, H.S. (2011). Geological and palaeoseismological evidence for late Pleistocene-Holocene activity on the Manisa fault zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20 (4), 449–474.
- Özkaymak, Ç., ve Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spildağı High Ranges, western Anatolia. *Geomorphology* 173–174 (2012) 128–140.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. ve Uzel, B. (2012). Neogene–Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics GEOD - 1171*
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. ve Uzel, B. (2013). Neogene-Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117–135.

- Papazachos, B. ve Papazachou, C. (1997). *The Earthquakes of Greece*. Thessaloniki: Ziti Publications.
- Paton, S. (1992). Active normal faulting, drainage patterns ve sedimentation in southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 149, 1031–1044.
- Pavlides, S. (1996). First Palaeoseismological results from Greece. *Annali Geofis*, 34, 545–555.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M. ve Keller, E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes ve drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74-87.
- Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V. ve diğer. (2009). Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics*, 28, TC6010, doi:10.1029/2009TC002555.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. ve Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone*. Berlin Heidelberg-New York: Springer-Verlag.
- Picotti, V., Ponza, A. ve Pazzaglia, F. J. (2009). Topographic expression of active faults in the foothills of the northern Apennines. *Tectonophysics*, 474, 285-294.
- Purvis, M. ve Robertson, A.H.F. (2004). A pulsed extension model for the Neogene–Recent E–W-trending Alaşehir Graben and the NE–SW-trending Selendi and Gördes Basins, western Turkey, *Tectonophysics*, 391, 171-201.
- Purvis, M. ve Robertson, A.H.F. (2005a). Sedimentation of the Neogene–Recent Alaşehir (Gediz) continental graben system used to test alternative tectonic models for western (Aegean) Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 373-408.

- Purvis, M. ve Robertson, A.H.F. (2005b). Miocene sedimentary evolution of the NE-SW-trending Selendi and Gördes Basins, W Turkey: Implications for extensional processes. *Sedimentary Geology*, 174, 31-62.
- Ramirez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic Assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317-332.
- Ranalli, G. (2000). Rheology of the crust ve its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics*, 30(1-2), 3-15.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C. ve Oral, M. B. (1997). GPS measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.
- Ring, U., Susanne, L. ve Matthias, B. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence ve late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21, 1575-1601.
- Sarı, C. ve Şalk, M. (2006). Sediment thicknesses of the Western Anatolia graben structures determined by 2-D ve 3-D analysis using gravity data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 39-48.
- Schumm, A.S. (1986). *Alluvial River Response to Active Tectonics, studies in geophysics, active tectonics*. Washington D.C.: National Acedemy Press, 80-94.
- Schumm, A. S., Dumont, J. F. ve Holbrook, J.M. (2002). *Active Tectonics ve Alluvial Rivers*. Cambridge: Cambridge University Press, 276.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension ve basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155-166.

- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. C. (1996). The age of Alaşehir graben (west Turkey) ve its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1–11.
- Seyitoğlu, G. (1997). Late Cenozoic tectono-sedimentary development of Selendi and Uşak-Güre basins: A contribution to the discussion on the development of east-west and north- trending basins in western Turkey. *Geological Magazine*, 134, 163-175.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ. ve Tekeli, O. (2000). Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 157, 1097–1100.
- 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*, 139, 15–26.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. ve Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic ve seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203–225.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. (1981). *Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (2100 B.C.–1900 A.D.)*. TÜBİTAK raporu, No. TBAG-341.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics ve the geometry of related macroscopic structures: Field evidence from the Gediz detachment, western Turkey, *Turkish Journal of Earth Science*, 10, 51–67.
- Sözbilir, H. (2002). Geometry ve origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277–288.

- Sözbilir, H. (2005). Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: Evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 257–284.
- Sözbilir, H., İnci, U., Erkul, F. ve Sümer, Ö. (2003). *An intermittently active transform zone accommodating NS extension in Western Anatolia ve its relation to the North Anatolian Fault System*. International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian ve Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics ve Paleoseismology, ve Field Training Course in Paleoseismology, Ankara, Poster Session, 2/2.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Özkaymak, Ç., Ersoy, Y., Erkül, F., ve diğer. (2007). Batı Anadolu’da İzmir-Balıkesir Transfer Zonu içinde kalan aktif doğrultu-atımlı faylarla sınırlı havzaların jeolojik özellikleri. S. Ergintav, (Ed.), *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 11. Toplantısı bildiri özleri kitabı*, (42). Kocaeli.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, E.Y., Koçer, T., ve diğer. (2008). D-B Uzanımlı İzmir Fayı ile KD-Uzanımlı Seferihisar Fayı’nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi’ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik Ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 51 (2), 91–114.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U. ve diğer. (2009). 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 51(2), 217–238.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. ve Akkiraz, S. (2011). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: the Kocaçay Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research*, 23(4), 423-448.

- Sümer, Ö., San, T. B., Gürçay, B., Pekesin, B. F., Avcı, M. K. ve Koruyucu, A. (2006). *Aster uydu verisi uygulamaları; Türkiye'den örnekler*. MTA Genel Müdürlüğü ve Japonya Uluslararası İş Birliği Ajansı özel yayın serisi 5.
- Sütçü, E., Kumtepe, P., Nurlu, Y. ve Cengiz, T. (2011). Frekans oranı yöntemiyle potansiyel kömür sahalarının belirlenmesi: Manisa-Soma Havzası. *TMMOB Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi*.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). *Doğu Anadolu'da Neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri*. Maden Tetkik Aarama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şengör A. M. C. ve Kidd W. S. F. (1979). Post-collisional Tectonics of the Turkish Iranian Plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting ve related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: K. Biddle, N. Christie-Blick (eds), *Strike-slip Deformation, Basin Formation ve Sedimentation. Society of Economic Paleontologists ve Mineralogists, Special Publications 37*, 227–264.
- Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults ve differential stretching of hangingwalls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, In: M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (eds), *Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publication, 28*, 575–589.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C. ve Yörük, A. (2008). The Earthquakes Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 17, 405–418.

- Tan, O. ve Taymaz, T. (2001). Source parametres of November 6, 1992 Doganbey (İzmir) earthquake (Mw=6.0) obtained from inversion of teleseismic body-waveforms. In: *Proceedings of 4th International Turkish Geology Symposium: Work in Progress on the Geology of Turkey and Its Surroundings*, Çukurova University Publications, 171.
- Taymaz, T., Jackson, J. ve Mckenzie, D. (1991). Active tectonics of the North ve Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433–490.
- Tsodoulos, I., Koukouvelas, I. ve Pavlides, S. (2008). Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece). *Tectonophysics*, 453, 211–232.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A first record of strike-slip basin in western Anatolia ve its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559–591.
- Uzel, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed Basin in Western Anatolia: The Inner Bay of İzmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 439-471.
- Uzel, B., Sözbilir H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N. ve Langereisc, G. C. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir-Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94– 116.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I. ve diğer. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1, 239–265.

- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade ve class terms for clastic sediments. *Journal Geology*, 30, 377-392.
- Yılmaz Y., Şaroğlu F. ve Güner Y. (1987). Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, O.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., ve diğer. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop In: Bozkurt E., Winchester J.A. ve Piper J.D.A. (eds), Tectonics ve Magmatism in Turkey ve the Surrounding Area. *Geological Society of London, Special Publication 173*, 353–384.
- Yusufoğlu, H. (1996). Northern margin of the Gediz graben: Age ve evolution, west Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 5, 11–23.
- Zanchi, A., Kissel, C. ve Tapırdamaz, C. (1990), Continental deformation in Western Turkey: A Structural and paleomagnetic approach. *International Earth Sciences Colloquim on the Aegean Region*, 357-368, İzmir.
- Zebker, H.A. ve Goldstein, R.M. (1986). Topographic mapping from interferometric synthetic aperature radar observations. *Journal of Geophysical Research*, 91, B5, 4993-4999
- Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B.J. ve Sözbilir, H. (2006). Seismotectonics of western Turkey from high resolutions ve moment tensor determinations. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07316.
- Ziegler, P.A., Van Wees, J.-D. ve Cloetingh, S.A.P.L. (1998). Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, 300, 103–129.