

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

PLİYO-KUVATERNER SÖKE-MİLET
HAVZASI'NIN OLUŞUMU

Ökmen SÜMER

Mart, 2013

İZMİR

PLİYO-KUVATERNER SÖKE-MİLET HAVZASI'NIN OLUŞUMU

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

Ökmen SÜMER

Mart, 2013

İZMİR

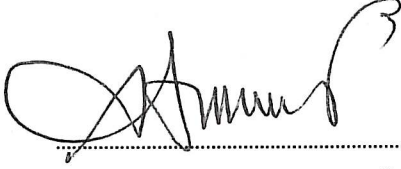
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ÖKMEN SÜMER, tarafından PROF. DR. UĞUR İNCİ yönetiminde hazırlanan “PLİYO-KUVATERNER SÖKE-MİLET HAVZASI’NIN OLUŞUMU” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından doktora tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Uğur İNCİ

Yönetici



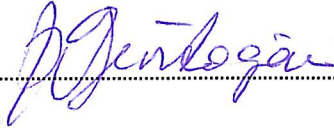
Prof. Dr. Atilla ULUĞ

Tez İzleme Komitesi Üyesi



Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Tez İzleme Komitesi Üyesi



Juri Üyesi



Juri Üyesi



Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

13 yılı aşkın bir süredir, sadece bilimsel değil ayrıca insani açıdan da olgunlaşmamı sağlayan, benim her açıdan düzgün bir bilim insanı olmam için verdiği EMEKLERİNDEN dolayı, değerli hocam Prof. Dr. UĞUR İNCİ'ye sonsuz teşekkürü bir borç bilirim. Hocam, sizin gösterdiğiniz bilimsel ve insani yoldan yürümeye devam edeceğim.

Önerileri ve her aşamasında bu çalışmaya koydukları olumlu yönde katkılarından dolayı, tez izleme komite üyeleri Prof. Dr. Atilla ULUĞ ve Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR'e teşekkürlerimi sunarım.

Bilimsel tartışmalarımız sırasında, farklı düşüncelerle birbirimizi beslediğimiz ve yeni bakış açıları kazandığımız, tarihin sayfalarında kaybolmuş tadına doyumaz anlar için Fuat ERKÜL, E. Yalçın ERSOY, Özgür KARAOĞLU, Çağlar ÖZKAYMAK ve Bora UZEL'e...

Paleontolojik örneklerin incelenmesinde ve tanımlanmasında yardımlarını esirgemeyen başta Prof. Dr. Cemal TUNOĞLU, Prof. Dr. Ayşegül YILDIZ, Prof. Dr. Güler TANER, Prof. Dr. Şevket ŞEN ve Araş. Gör. Alaettin TUNCER ile beni bu konuda yönlendiren Prof. Dr. Funda AKGÜN ve katkılarından dolayı Yard. Doç. Dr. İsmail İŞİNTEK'e...

Radyometrik yaşlandırma çalışmalarındaki, önerileri, yorumları ve katkılarından dolayı özellikle Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry Russian Academy Sciences (IGEM RAS) Enstitüsün'den Dr. Vladimir A. LEBEDEV ile Amsterdam Üniversitesin'den Dr. Klaudia KUIPER'e...

Yapısal verilerin değerlendirilmesinde kullandığım, FaultKin 5 ve Stereonet 8.0 gibi programları, hiç bir karşılık beklemeden biz bilim insanlarının hizmetine sunan Cornell Üniversitesi öğretim üyelerinden Prof. Dr. Rick ALLMENDINGER'e...

Dilek Yarımadası Milli Park sınırları içersinde yaptığım arazi çalışmalarında yardımlarını eksik etmeyen Kuşadası Milli Park Mühendisliğin'den Erdiñ Bey'e, milli park içersinde yapılan çalışmalar için gerekli izinlerin alınmasında yardımcı olan genel müdür yardımcısı Sn. Osman Öztürk'e, özellikle Milet ve çevresindeki arazi çalışmalarında, katkıları bulunan Milet Müzesi Müdiresi Hasibe Hanım'a, orman işletme şefliğinden Çetin ve Halil Bey'e, Dilek Yarımadası'ndaki arazi çalışmalarında bizlere gülyüzlerini ve yardımlarını esirgemeyen başta karakol komutanlarımızla birlikte tüm askeri personele... Ayrıca arazi çalışmalarım sırasında, varlıklarıyla bana destek olan şimdilerde hepsi meslektaşım olmuş başta Özgür Öztürk, Hüseyin Burak Göktaş, Ceyhun Yılmaz olmak üzere, Oya Ak, Ferhan Eren, Semih Eski, Tayfun Güler, Gülin Özkan, Gülbin Yaralı, Muharrem Gökhan Duran, Emre Kağan Özünü'ye... Söke'de geçirdiğim 6 yılı aşkın süre içersinde, misafirperverlikleri ve güler yüzleriyle bana destek olmuş Nail Eren, Avni Göktaş, Nimet Göktaş ve tüm Söke Öğretmen evi personeline.....

Tüm yaşamım boyunca bana destek olan, özellikle maddi ve manevi katkılarıyla bana mesleğimin sahip olduğu kazanç ortamında, imkanlarından dolayı konforu yaşatan, hatta bu muhteşem mesleğe sahip olmamın kapılarını aralayan başta annem Suzan SÜMER, babam Ersun SÜMER, kız kardeşim Dilge SÜMER ve sabrından ve emeğinden dolayı eşim Leyla SÜMER'e, ayrıca çalışmalarım sırasında, bana dosttan öte kardeşlik yapan dolayısıyla ailemden farklı tutmadığım Mehmet METİN ve Çağlar AY'a teşekkür ederim.

Son olarak;

USTAM, hocam, ağbeyim Hasan SÖZBİLİR'e..... senin Padawan'ın olarak bilim yapmak bir ayrıcalıktır....

Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri 2007.KB.FEN.047/2012.KB.FEN.017 ve paralel olarak yürütölen TÜBİTAK 111Y177 no'lu doktora tamamlama projesi tarafından desteklenmiştir. Projelerin gerçekleşmesinde katkıları bulunan tüm Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi ve TÜBİTAK ÇAYDAG çalışanlarına teşekkür ederim.

DEĞİŞMEYEN TEK ŞEY DEĞİŞİMİN KENDİSİDİR.....

Heraclitus (~ MÖ 500) Ephesus

*HEP MERAK ETMİŞİMDİR..... DÜNYADAKİ EN GÜÇLÜ DUYGU NE DİYE?
GALİBA DÜNYADAKİ EN GÜÇLÜ DUYGU MERAKTIR, MERAK İSE
SORGULAMAKLA beslenir.....*

“DOKTORA”..... aslında yabancı dillerdeki karşılığını tam alamamış bir kavram ve çalışma türüdür ülkemizde. Keşke daha doğru bir kelime yada kelimeler bütünü ile tanımlansaydı. Yabancı dillerdeki karşılığı olan “Philosophy of Doctorate” yani PhD’deki Ph’nin anlamı nasıl unutulur? Eğer unutulursa/unutulduysa neyi değiştirir? Bence bir bilim insanının, bilim yaşamı boyunca en dolu, en lezzetli ve en özgün çalışmasıdır DOKTORA (namı diğer PhD). Umarım DOKTORA? çalışması yapan her bilim insanı bunun önemini unutmadan ve Ph’yi doğru tanımlayarak, aslında özümseyerek/önemseyerek yapar çalışmasını.

Ülkemizde, üretilen bilimsel bilginin kullanılmasına yeni başlanan, farkına varılan bir dönem içersindeyiz. Bu yeni dönemin yararlı bir şekilde daha da gelişeceğine hiç şüphem yok. Bilginin bilgi üstüne konulacağı gelecekte, tez kapsamındaki bilgilerin doğru kişiler tarafından, doğru bir şekilde kullanılması ve yararlı olması dileğiyle.

Ökmen SÜMER

PLİYO-KUVATERNER SÖKE-MİLET HAVZASI'NIN OLUŞUMU

ÖZ

Pliyo-Kuvaterner Söke-Milet Havzası, Geç Pliyosen-Pleyistosen Fevzipaşa Formasyonu ve güncel alüvyonal, denizel yelpaze deltası ve Büyük Menderes denizel akarsu delta çökelleri ile doldurulmuş, transtansiyonal veya oblik olarak açılmış KD-GB gidişli asimetrik bir havzadır. Havza, Oyukdağ Sıyrılma Fayı ve sağ yanal transfer zonu olarak çalışmış Priene-Sazlı Fayı kontrolünde oluşmuş transtansiyonal supradetachment Miyosen Söke Havzası üzerinde açılmıştır.

Miyosen Söke Havzası, kristalin temel kayalar üzerine uyumsuz oturan Söke Formasyonu, Söke ile uyumsuz Davutlar Konglomerası, Davutlar ile uyumlu Kuşadası Formasyonu ve Hisartepe volkanik kaya birimlerini içerir. Miyosen sonu-Erken Pliyosen sıkışma ve doğrultu atım deformasyonundan sonra, Pliyosen sonundan itibaren transtansiyonal Pliyo-Kuvaterner Söke-Milet Havzası açılmaya başlamıştır.

Miyosen kaya birimleri üzerinde uyumsuz olarak bulunan Fevzipaşa Formasyonu, allostratigrafi uyumsuzluğu ile ayrılan altta karasal, üstte sığ denizel yelpaze deltası fasiyes topluluklarını (FA) içeren iki tortul istifden yapılıdır. Bunlar alttan üste, alt alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA 1), tatlı su karbonat gölü çökeltileri (FA 2), yelpaze deltası önü (fan-prodelta) çökeltileri (FA 3), sığ denizel yelpaze deltası yamaç çökeltileri (FA 4), kıyı yakını kumlu ağız çubuğu (nearshore sandy mouth-bar) çökeltileri (FA 5) ve üst alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA 6) dir. Sedimanter fasiyes analizlerine göre, Erken Pleyistosen başında, Söke yöresi ani bir denizel transgresyon etkisinde kalmıştır. Bu denize ait sığ denizel yelpaze deltası 2.40-0.95 My arasında, bağıl olarak tektonik dingin bir dönemde Yamaçköy Fayı önünde birikmiştir. Aşırı tortul yüklü akmalarla oluşmuş alüvyonal yelpazelerden kaynaklanan kum tortullarının kıyıda birikmesi, ilerlemesi (progradation), dalga ve akıntılarla yeniden işlenip çökeltmesi ve Yamaçköy Fayı tavan bloğunun giderek azalan çökmesi, denizel yelpaze deltası oluşumunu kontrol etmiştir.

Tektonik aktivite artışına bağlı olarak, Geç Pleyistosen sonu-Holosen oblik açılma döneminde yeniden hareketlenen Priene-Sazlı ve diğer eski fayların denetiminde güncel tortullar çökelerek Büyük Menderes grabenine verev konumlu günümüzdeki havza oluşmuştur. Havza kuzey kenarı günümüze kadar aktif kalmasına karşın güney kenar duraylı veya az aktiftir.

Anahtar sözcükler: Batı Anadolu, Söke-Milet Havzası, Büyük Menderes Deltası, sığ denizel yelpaze deltası, transtansiyonal havza.

EVOLUTION OF THE PLIO-QUATERNARY SOKE–MİLET BASIN

ABSTRACT

Plio-Quaternary Söke-Milet Basin is a transtensional asymmetric basin, trending NE-SW and filled with Late Pliocene-Pleistocene Fevzipaşa Formation and recent alluvial, marine fan-delta and Büyük Menderes marine river delta deposits. The basin was opened on the transtensional supradetachment Miocene Soke Basin that formed under the control of the Oyukdağ detachment fault and Prine-Sazlı Fault activated as a dextral transfer zone.

The Miocene Söke basin consists of Söke Formation resting on crystalline basement rocks unconformably, Davutlar Conglomerate unconformably with Söke, Kuşadası Formation conformably with Davutlar and Hisartepe volcanic rock intrusions. After late Late Miocene-Early Pliocene compressional and strike-slip deformation period, transtensional Pliyo-Quaternary Söke-Milet Basin was began to extend.

The Fevzipaşa Formation overlying the Miocene rock units is composed of two sedimentary sequences of the terrestrial at lower part and shallow marine fan-delta facies associations (FA) at upper part, intervalled with an allostratigraphic unconformity. These are; lower alluvial fan deposits (FA 1), fresh water carbonate lake deposits (FA 2), fan-prodelta deposits (FA 3), shallow marine fan-delta slope deposits (FA 4), nearshore sandy mouth-bar deposits (FA 5) and upper alluvial fan deposits (FA 6). Due to the sedimentary facies analysis, the Söke district effected from abrupt marine transgression or ingression in the early Early Pleistocene. The shallow marine fan-deltaic deposits related with this marine were deposited in front of Yamaçköy fault between 2.40 and 0.95 Ma in the relatively tectonic quiescence period. The sand deposition on shore coming from hyperconcentrated flow-generated alluvial fans, sand progradation, reworking and redeposition by currents and waves and decreasing subsidence of the hanging-wall block of the Yamaçköy Fault was controlled the deposition of the shallow marine fan-deltaic deposits.

During the late Late Pliocene-Holocene extension period, due to increasing of the tectonic activity, the recent sediments were deposited control on the reactivated Priene-Sazlı and other ancient faults and, the last basin morphology was formed obliquely to the Büyük Menderes Graben. The northern basin margin is active, while the southern margin inactive or less active in present day.

Keywords: Western Anatolia, Söke-Milet Basin, Büyük Menderes delta, shallow marine fan-delta, transtensional basin.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	vi
ABSTRACT.....	viii
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
1.1 Tez Alanı ve Tezin Literatürdeki Yeri	8
1.2 Tezin Amacı	19
1.3 Yöntemler ve Terminoloji	20
BÖLÜM İKİ – STRATİGRAFİ.....	23
2.1 Pliyo-Kuvaterner Öncesi Kaya Birimleri	26
2.1.1 Kristalin Temel Kayalar	26
2.1.1.1 Menderes Masifi.....	26
2.1.1.2 Kikladik Masif.....	28
2.1.1.3 Likya Napları	30
2.1.1.4 Kristalin Temel Kayaların Tortul Havza Oluşumundaki Rolü.....	31
2.1.2 Miyosen Kaya Birimleri.....	32
2.1.2.1 Söke Formasyonu	32
2.1.2.1.1 Kemalpaşa Konglomera Üyesi	35
2.1.2.1.1.1 Tanım.....	35
2.1.2.1.1.2 Litoloji.....	35
2.1.2.1.1.3 Dokanak ve Stratigrafi İlişkileri.....	35
2.1.2.1.1.4 Ortamsal Yorum.....	35
2.1.2.1.2 Şeytan Üyesi	37
2.1.2.1.2.1 Tanım.....	37

2.1.2.1.2.2 Litoloji.....	37
2.1.2.1.2.3 Dokanak ve Stratigrafi İlişkisi.....	37
2.1.2.1.2.4 Yaş.....	37
2.1.2.1.2.5 Ortamsal Yorum.....	38
2.1.2.1.3. Maden Kireçtaşı Üyesi	39
2.1.2.1.3.1 Tanım.....	39
2.1.2.1.3.2 Litoloji.....	39
2.1.2.1.3.3 Dokanak ve Stratigrafi İlişkisi.....	39
2.1.2.1.3.4 Ortamsal Yorum.....	39
2.1.2.2. Davutlar Konglomerası.....	39
2.1.2.2.1 Tanım.....	40
2.1.2.2.2 Litoloji.....	40
2.1.2.2.3 Dokanak ve Stratigrafi İlişkileri.....	40
2.1.2.2.4 Yaş.....	41
2.1.2.2.5 Ortamsal Yorum.....	41
2.1.2.3 Kuşadası Formasyonu.....	44
2.1.2.3.1 Tanım.....	44
2.1.2.3.2 Litoloji.....	45
2.1.2.3.3 Dokanak ve Stratigrafi İlişkileri.....	45
2.1.2.3.4 Yaş.....	45
2.1.2.3.5 Ortamsal Yorum.....	45
2.1.2.4 Hisartepe Volkanitleri.....	47
2.1.2.4.1 Radyometrik Yaş ve Yorum.....	47
2.1 Pliyo-Kuvaterner Kaya Birimleri	49
2.2.1 Fevzipaşa Formasyonu	49
2.2.1.1 Tanım.....	49
2.2.1.2 Litoloji.....	50
2.2.1.3 Dokanak ve Stratigrafi İlişkileri	50
2.2.1.4 Yaş.....	53
2.2.1.5 Ortamsal Yorum	55
2.2.2 Holosen - Güncel Çökeller	56
2.2.2.1 Alüvyon Yelpazesi ve Düzlüğü Çökelleri.....	56

2.2.2.2 Denizel Yelpaze Deltası Çökelleri	60
2.2.2.3 Büyük Menderes Denizel Akarsu Deltası Çökelleri	60
BÖLÜM ÜÇ – SEDİMANTOLOJİ.....	63
3.1 Fevzipaşa Formasyonu'nun Fasiyes Analizi ve Çökelme Ortamları	63
3.1.1 Karasal Çökelteler	66
3.1.1.1 FA 1: Alt Alüvyonal Yelpaze Çökelteleri	66
3.1.1.2 FA 2: Tatlı Su Karbonat Gölü Çökelteleri.....	74
3.1.2 Sığ Denizel Yelpaze Deltası (Fan-Delta) Çökelteleri	77
3.1.2.1 FA 3: Yelpaze Deltası Önü (Fan-Prodelta) Çökelteleri	77
3.1.2.2 FA 4: Sığ Denizel Yelpaze Deltası Yamaç Çökelteleri.....	79
3.1.2.3 FA 5: Kıyı Yakını Kumlu Ağız Çubuğu Çökelteleri (Nearshore Sandy Mouth Bar Deposits)	83
3.1.2.4 FA 6: Üst Alüvyonal Yelpaze Çökelteleri.....	86
3.2 Söke - Milet Havzası Kuzey Kenarında Alüvyonal Sedimentasyon.....	89
3.2.1 Gümelez Yelpazesi	91
3.2.2 Güllübahçe Yelpazesi	97
3.2.3 Atburgazı Yelpazesi.....	99
3.2.4 Tuzburgazı Yelpazesi	101
3.2.5 Doğanbey Güncel Sığ Denizel Yelpaze Deltası	103
3.2.6 Karina Güncel Sığ Denizel Yelpaze Deltası.....	106
BÖLÜM DÖRT – YAPISAL JEOLojİ	112
4.1 Faylar.....	112
4.1.1 Söke (S) Alanı.....	113
4.1.1.1 Düşük Açılı Faylar	117
4.1.1.1.1 Oyukdağı Sıyrılma (Detachment) Fayı (ODF).....	117
4.1.1.2 Yüksel Açılı Faylar	120
4.1.1.2.1 Priene Sazlı Fayı.....	123

4.1.1.2.2 Karagedik Fayı	126
4.1.1.2.3 Yavansu Fayı.....	127
4.1.1.2.4 Mağriboğlu Fayı.....	130
4.1.1.2.5 Pilav Fayı.....	132
4.1.1.2.6 Şarлак Fayı.....	134
4.1.1.2.7 Altepe Fayı	134
4.1.1.2.8 Kirazlı Fayı.....	136
4.1.1.2.9 Seke ve Keldağ Fayları	139
4.1.1.2.10 Caferli ve Ağaçlı Fayı	140
4.1.1.2.11 Yamaçköy Fayı.	142
4.1.1.2.12 Kayışlı Fayı.	144
4.1.2 Priene (P) ve Doğanbey (D) Alanları	145
4.1.2.1 Karina Fayı.....	151
4.1.2.2 Armutlu Fayı.....	153
4.1.2.3 Kuşluca ve Dilkaya Fayları.....	153
4.1.2.4 Kurudere Fayı	154
4.1.2.5 Değirmen Fayı	154
4.1.3 Moralı (M) Alanı	156
4.1.3.1 Menderes Fayı.....	161
4.1.3.2 Balatçık Fayı	161
4.1.3.3 Havutçulu Fayı.....	162
4.1.3.4 Gümüşyeniköy Fayı	162
4.1.3.5 Hacı Fayı.....	163
4.1.3.6 Yeniköy Fayı.....	163
4.1.3.7 Fevzipaşa Formasyonu'nu Kesen/sınırlayan Faylar	164
4.1.4 Akköy (A) Alanı	167
4.1.4.1 Akköy Fay Zonu	170
4.1.4.2 Gürge Fayı	172
4.1.4.3 Kristalin Temel Kayaları (Menderes Masifi) Kesen / Sınırlayan Faylar	173
4.1.4.4 Kuşadası Formasyonu'nu Kesen/Sınırlayan Faylar.....	174

4.1.5 Sarıkemer (SK) Alanı	175
4.1.5.1 D – B Uzanımlı Faylar	178
4.1.5.2 KD – GB Uzanımlı Faylar	178
4.1.5.3 KB – GD Uzanımlı Faylar	180
4.1.5.4 K – G Uzanımlı Faylar.....	182
4.1.6 Bağarası (B) Alanı	184
4.1.6.1 Koçarlı Fayı	187
4.1.6.2 Bağarası Fayı	189
4.1.6.3 KB – GD doğrultulu Faylar	192
4.1.6.4 Karakuzu ve Çatal Fayları	192
4.1.6.5 Kısır Fayı	193
4.2 Katman ve Kıvrımlar	194
4.2.1 Kristalin Temel Kayalar	194
4.2.2 Söke Formasyonu	195
4.2.3 Davutlar Konglomerası.....	196
4.2.4 Fevzipaşa Formasyonu	196
4.2.5 Kıvrımlar.....	200
4.3 Tortullaşma ile Yaşıt Deformasyon Yapıları	203

BÖLÜM BEŞ – PLİYO-KUVATERNER SÖKE-MİLET HAVZASI'NIN JEOLJİK EVRİMİ

5.1 Miyosen Söke Havzası	206
5.1.1 Erken-Orta Miyosen Birinci Evre.....	206
5.1.2. Orta-Geç Miyosen-Erken Pliyosen İkinci Evre	208
5.2 Pliyo-Kuvaterner Söke-Milet Havzası	211
5.2.1 Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen	211
5.2.2 Erken Pleyistosen.....	211
5.2.3 Orta-Geç Pleyistosen	212
5.2.4 Geç Pleyistosen-Holosen	213

BÖLÜM ALTI – SONUÇLAR 214

KAYNAKLAR 221

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Batı Anadolu genişleme bölgesi (BAGB) ana çizgilerde KD – GB gidişli havzalar (örneğin; Soma, Gördes, Selendi, Güre, Uşak, Cumaovası, Urla, Kocaçay, Söke, Denizli, Karacasu havzası) ve D – B gidişli grabenler (örneğin; Edremit, Bakırçay, Kütahya, Simav, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes, Gökova Grabeni) ile temsil edilen ve 20 – 60 mm/yıl hızla açılan (Reilinger ve diğer., 1997; Jackson ve McKenzie, 1988; Taymaz ve diğer., 1991; Le Pichon ve diğer., 1995; Ambraseys ve Jackson, 1998) bir bölgedir (Şekil 1.1). Bu bölgedeki graben ve horst yapıları ilk kez Arpat ve Bingöl (1969) tarafından tanımlanmıştır. BAGB, kuzey ve kuzeybatıdan okyanusal üst kabuk yığışım karmaşığı derin deniz çökelleri, karbonat kayalar ve spilitik volkanik kaya blokları ile temsil edilen Bornova Filiş zonu kayaları (Erdoğan, 1990; Okay ve diğer., 2012), güneyden ise Hellenik ve Kıbrıs yayları ile sınırlıdır. BAGB orta bölümünde ise graben kenar fayları boyunca metamorfik çekirdek kompleksi olarak da tanımlanan Menderes Masifi metamorfik kayaları yükselir (Bozkurt, 2000).

BAGB’de genişlemenin başlangıç yaşı ile havza ve grabenlerin tektonik oluşum mekanizmaları için günümüze kadar değişik görüşler ortaya atılmıştır. 1) D – B gidişli grabenler Geç Oligosen – Erken Miyosen’de oluşmaya başladı ve gelişimini günümüze kadar sürdürmektedirler (Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992, 1994; 1996). 2) D – B gidişli grabenler Geç Miyosen’de oluşmaya başlayan genç tektonik yapılarıdır (McKenzi, 1978; Yılmaz, 1997, Şengör ve diğer., 1985; Gürer ve diğer., 2001). 3) KD – GB gidişli havzalar Paleosen sonrası K – G sıkışması etkisi altında oluşmuş Erken – Orta Miyosen volkano – sedimanter istif içeren Tibet tipi çapraz grabenlerdir. Bu havzalar daha sonra Tortaniyen yaşlı D – B doğrultulu grabenler tarafından kesilirler (Şengör ve diğer., 1985; Şengör, 1987; Yılmaz ve diğer., 2000). 4) KD – GB gidişli havzalar, orojen sonrası yavaş çökmeden kaynaklanan ve Miyosen yaşlı tortul ve volkanotortul istifler içeren dağ içi çöküntü alanlarıdır (İnci, 1998; İnci, 2002). 5) havzalar tortullaşma ile yaşıt merkez volkanizması ile ilişkili doğrultu atımlı havzalara benzeyen rotasyonal yerleşme

fayları ile sınırlı Ege tipi çapraz grabenlerdir (Bozkurt, 2003). 6) KD – GB gidişli havzalar, Geç Oligosen’de ve bölgesel ölçekte Menderes Masifi metamorfik çekirdek karmaşığının üstünü açan sıyrılma fayları boyunca gelişmişlerdir (Purvis ve Robertson, 2004, 2005). 8) grabenler Pliyo – Kuvaterner yapılarıdır (Koçyiğit ve diğer., 1999a ve b; Bozkurt, 2000; Yılmaz ve diğer., 2000).

Son 40 yıldan bu yana yürütülen multidisipliner çalışmalar, Ege’nin devam eden oluşumu ile ilgili 1990 lı yıllara kadar kabul edilenlerden farklı modeller öne sürmüşlerdir. Günümüzde, Ege’nin dinamik hareketlerini ve deformasyonunu ortaya çıkartmak için bölgesel kinematik, sismolojik, uydudan izleme (Satellite Laser Ranging, SLR), coğrafi bilgi sistemleri (Global Position System, GPS), jeodezi, tomografi haritaları ve deprem odak merkezi ters çözümlerinden yararlanılmaktadır. Bu yöntemler yardımıyla Ege’nin dinamiği ve deformasyonu üzerine kabul görmüş başlıca iki model, 1) katı mikro levha modeli (rigid microplate model), ve 2) dağılan gerileme modeli (distributed tension model) dir.

Katı mikrolevha modelleri kronolojik sıra içerisinde, a) üç plaka modeli (three – plate model) (McKenzie, 1972, 1978), b) iki plaka modeli (uniaxially two – plates) yada kırılmış blok (broken – slab model) (Taymaz ve diğer., 1991), c) tek levha modeli (single – plate model) (Le Pichon ve diğer., 1995), e) farklı gerilme hızlarının transferi modeli (Sözbilir ve diğer., 2003), f) dört katı levha modeli (four rigid – plate model) (Nyst ve Thatcher, 2004) ve g) transpresyonelden transtansiyonele geçiş modeli (Yalıtırak ve diğer., 2012) olarak özetlebilir (Şekil 1.2). İkinci ana model ise gerilmenin eşit olarak dağıldığı yerçekimsel çökmedir (gravitational collapse) (Gautier ve diğ., 1999).

Katı mikro levha modellerinde, genelde Ege bölgesi bir veya birden fazla katı ve bölünmüş mikro kıtalarla ifade edilir. Gautier ve diğer. (1999), Ege’nin Miyosen – günümüz arasındaki kinematik oluşumunu deneysel analog modeller üzerinde açıklar. Buna göre, özellikle Kitlat metamorfik kayalarındaki dairesel konumlu lineasyonların güneye, Ege dalma – batma kuşağına doğru normal olarak geliştiği vurgulanmıştır. Arap ve Anadolu levhaları çarpışma yaşının bu açılmaları

karşılamaadığı, dolayısıyla Ege'deki gerilmenin Anadolu'nun batıya kaçışından ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) oluşumdan çok daha önce Alpin orojeninde kalınlaşan kıtasal kabuğun yerçekimsel çökmesinden kaynaklandığı savunulmuştur. Araştırmacılar, güneye doğru çöküşün yaklaşık D – B yönlü bir zayıflık zonu oluşturabileceğini ve bu zayıflık zonunun KAFZ'nin oluşumunu tetiklediğini analog olarak modelliyerek açıklamaya çalışmışlardır. Diğer taraftan, sünümlü ve kırılğan faz arasındaki deformasyon farkı çökmenin bir başka tektonik evre ile kesilmesi ve/veya yer değiştirmesinden kaynaklanabileceği (Bozkurt ve Sözbilir, 2004) savunularak kırılğan deformasyon fazının önemi vurgulanmıştır.

Son yıllarda elde edilen GPS verileri, Anadolu levhasının batıya hareketinin Batı Anadolu'nun orta batı bölümünde GB ya dönerek Hellenik yayın üzerine doğru hareket ettiğini göstermektedir (Reilinger ve diğer., 1997; McClusky ve diğer., 2000; Reilinger ve diğer., 2010). Sözbilir ve diğer., (2003), bu GB'ye vektörel sapmanın ana ekseninin K 20° D doğrultulu, 60 km genişlik ve 150 km uzunlukta İzmir – Balıkesir transfer zonu (İBTZ) ile çakıştığını belirtir. İBTZ ilk kez Okay ve Siyako (1991) tarafından tanımlanmıştır. Araştırmacılar İBTZ yapısal süreksizliğini, Üst Kretase – Paleosen'de Sakarya kıtası ile Anatolit – Torid karbonat platformu arasındaki Neotetis kuzey kolunun oblik kapanımını karşılayan levha sınırı özelliğinde bir transfer zonu olarak tanımlar. Bu zonun Kretase – Paleosen arasındaki hareketliliği paleontolojik verilerle de desteklenmiştir (Okay ve diğer., 2012). Ring ve diğer. (1999), aynı zonu Miyosen'de de hareketli sol yönlü doğrultu atım koridoru (sinistral wrench corridor) olarak tanımlamıştır. Araştırmacılar, Kiklatlar ile Menderes Masifi metamorfik çekirdek karmaşığı açılma hızlarının farklı olduğunu, bu açılma hızı farkının sol yönlü doğrultu atımlı fay koridoru tarafından karşılanması gerektiği belirtmiştir.

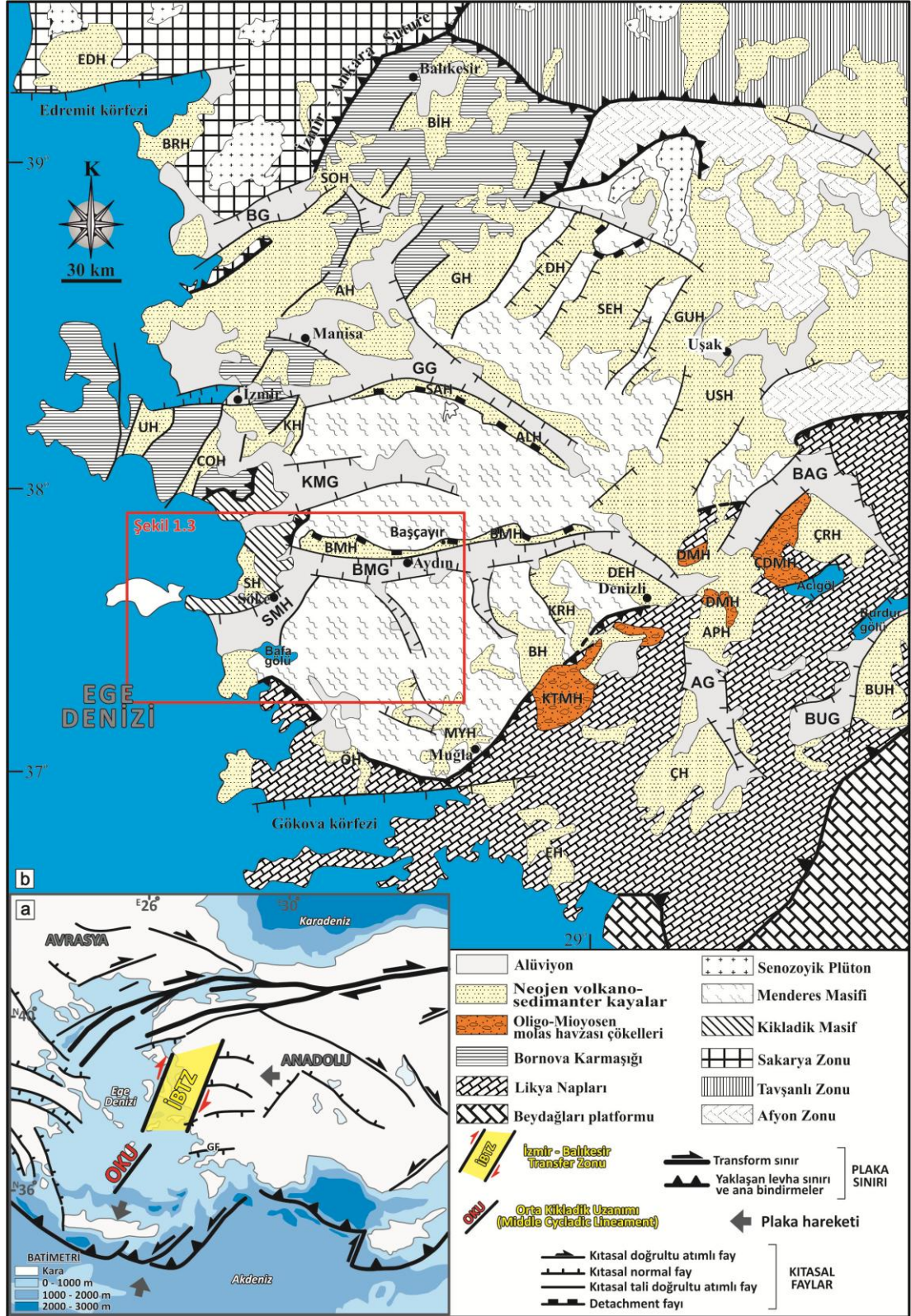
İBTZ'nin varlığı paleomanyetik verilerle de desteklenmiştir. Kissel ve Laj (1988) Batı Anadolu, Yunanistan ve Ege Denizi Yunan adalarındaki Miyosen yaşlı volkanik kayalarda güneybatı Anadolu'da saatin tersi yönünde, İBTZ'nin yer aldığı bölgede ise kaotik paleomanyetik rotasyonların varlığını gösterir. Kondopoulou ve diğer. (2011)'de aynı alanı kaotik rotasyon zonu olarak tanımlar. Ayrıca van Hinsbergen

ve diğ er. (2010) ve van Hinsbergen (2010) Batı Anadolu ve çevresinde volkanik ve tortul kayalardan 5 – 15 My arasında bu bölge içinde saatin tersi yönünde bir rotasyonel hareket bulunduğ unu Menderes Masifi'nin bu rotasyonda asimetric yükseldiğ ini belirtmiştir.

Jolivet ve diğ er (2012), Ege güneyindeki dalma – batma kuş ağ ında özellikle 15 – 17 My arası zaman diliminde, astenosfere dalan okyanusal kabuk parçasındaki günümüze kadar evrelerle yırtılma ve yırtılma sonrası astenosferik katkının İBTZ ç akış an izdüş üm volkanik kayalarında izlenebildiğ ini göstermiştir.

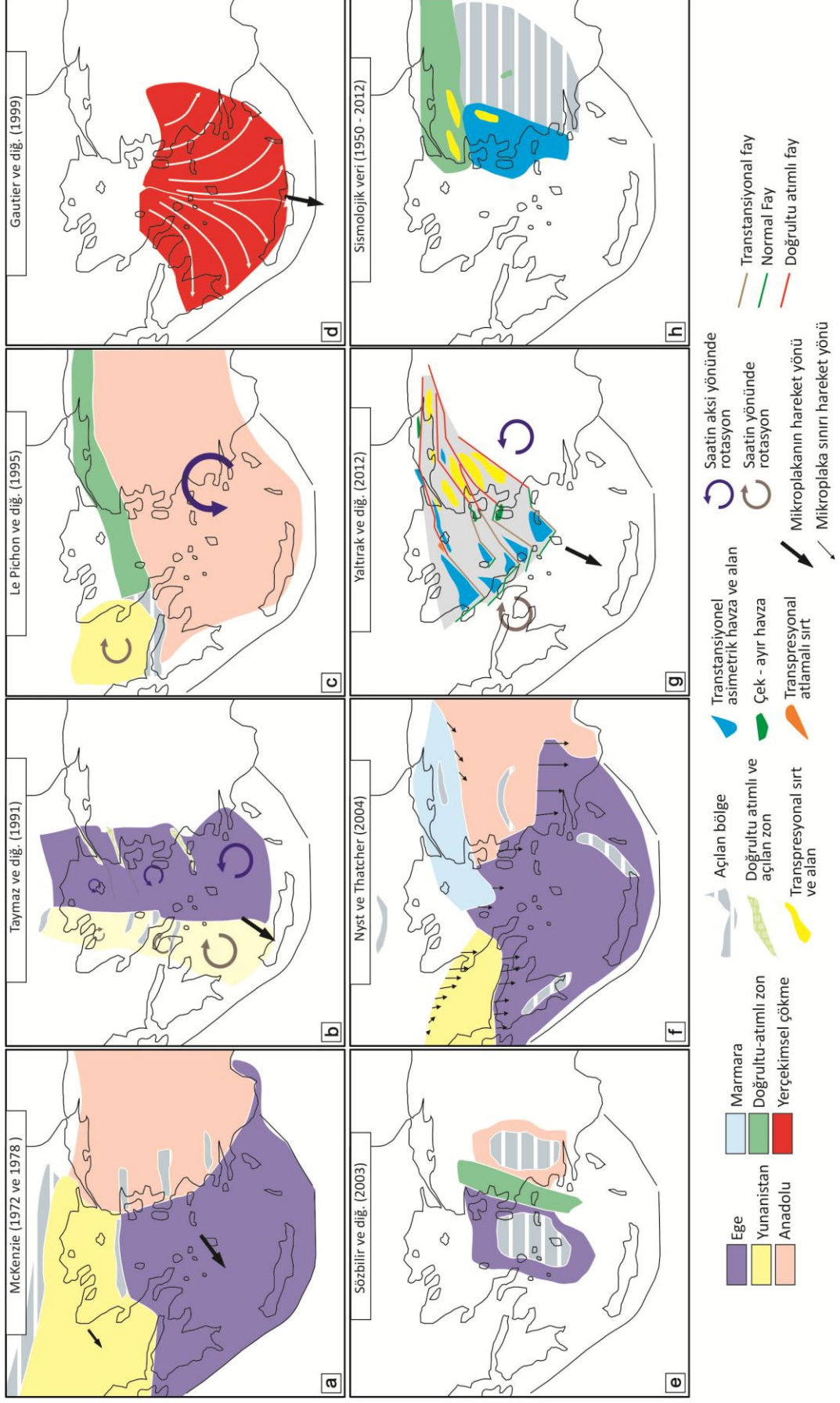
Sözbilir ve diğ er. (2003), İBTZ'nin KD uzanımlı sağ doğ rultu atımlı faylarla sınırlı Miyosen – Kuvaterner arası büyük/küçük havzalarla temsil edildiğ ini belirtir. Transfer zonunun Miyosen'den sonra da aktif kaldığı ve Kiklatların orta bölümüyle koş ut uzanım gösterdiğ i açıklanmıştır (Sözbilir ve diğ ., 2003a ve b; Erkül ve diğ er., 2005; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Uzel ve Sözbilir, 2008; Erkul, 2010; Sözbilir ve diğ er., 2011; Ersoy ve diğ er., 2011; Ersoy ve diğ er., 2011 ve 2012; Karaoğ lu ve Helvacı, 2012a ve b; Tatar – Erkül ve Erkül, 2012; Tatar – Erkül, 2012; Uzel ve diğ er., 2012 ve 2013; Özkaymak ve diğ er., 2013; Sümer ve diğ er., 2013).

Doğ rultu atımlı fay zonu ve tektonik genişleme alanları veya grabenlerin bittiğ i veya dönüş yaptığı yerlerdeki havza geliş imleri (örneğin, trantensional basins) çoğ u kez doğ rultu atımlı faylarla kontrol edilmektedir (örneğin; Olsen ve Schlische, 1990; Ring ve diğ er., 1999; Mann, 1997; Koukouvelas ve Aydın, 2002; Umhoefer ve diğ er., 2007).



Şekil 1.1 (a) Ege Denizi ve Batı Anadolu çevresinin basitleştirilmiş ana tektonik haritası (Şengör ve diğer., 1985; Jackson ve McKenzie, 1988; Barka, 1992; Bozkurt, 2001; Sözbilir ve diğer., 2003b; Kaymakçı ve diğer., 2007; Taymaz ve diğer., 2007, Tan ve diğer., 2008 ve Sözbilir ve diğer., 2011'den yararlanarak düzenlenmiştir). (b) Batı Anadolu ve çevresinin Jeolojik haritası (1/50000

ölçekli MTA jeoloji haritasından Konak (2002) ve Konak ve Şenel (2002)'den basitleştirilmiştir. Ayrıca haritanın oluşturulmasında Bozkurt ve Park, (1994); Okay ve diğer., (1996); İnci, (2002); Collins ve Robertson (2003); Bozkurt ve Sözbilir, (2004); Sözbilir (2005)'den yararlanılmıştır. AG: Acıpayam grabeni; BG: Bakırçay grabeni; BAG: Baklan grabeni; BMG: Büyük Menderes grabeni; BUG: Burdur grabeni; GG: Gediz grabeni; KMG: Küçük Menderes grabeni; SMH: Söke–Milet havzası; AH: Akhisar havzası; ALH, Alaşehir havzası; APH: Acıpayam havzası; BH: Bozdoğan havzası; BİG: Bigadiç havzası; BMH: Büyük Menderes havzası; BRH; Bergama havzası; COH: Cumaovası havzası; ÇH: Çameli havzası; ÇRB: Çardak havzası; DH: Demirci havzası; DEH: Denizli havzası; EH: Eşen havzası; EDH, Edremit havzası; GH: Gördes havzası; GUH: Güre havzası; KH: Kocaçay havzası; KRH: Karacasu havzası; MH: Muğla–Yatağan havzası; ÖH: Ören havzası; SAH, Salihli havzası; SH, Söke havzası; SED: Selendi havzası; SOH: Soma havzası; UH: Urla havzası; USH: Uşak havzası; ÇDMH: Çardak–Dazkırı Molas havzası; DMH, Denizli Molas havzası ve KTMH: Kale–Tavas Molas havzası.



Şekil 1.2 Ege, Batı Türkiye ve çevresinde yapılmış kinematik modellere ait şematik gösterimler (şekiller kronolojik sırada verilmiştir).

1.1 Tez Alanı ve Tezin Literatürdeki Yeri

BAGB'ndeki grabenlerin en büyüğü BMG, yaklaşık 120 km uzunlukta en fazla 15 km genişliktedir. Büyük Menderes nehri bu graben içinden akarak Ege Denizi'ne dökülür. BMG, Germencik yakınlarından 40 – 45° GB ya dönerek Ege Denizi'ne kadar devam eder. Tez inceleme alanı, BMG'nin bu dönüşünden sonraki Ege Denizi'ne kadar olan bölümünü kapsar. Kenar faylarının BMG den farklı olarak KD – GB gidişli olması, değişik yapısal özellikler sergilemesi, özgün karasal ve denizel tortul istif içermesi ve Büyük Menderes denizel akarsu deltası yüzünden BMG'nin bu bölümü bu tezde 'Söke – Milet havzası (SMH) olarak adlandırılmıştır. SMH, en kuzeyde Argavlı'dan başlar güneydoğuda Ege Denizi'ne kadar 800 km alanı kapsar. Havzanın kuzeybatısında Oyukdağı ve Samsun dağları, güneydoğusunda ise Sübice dağı, Beşparmak dağları ve Akköy yükseltisi yer alır (Şekil 1.3). Havza yaklaşık 50 km uzunlukta ve 16 km genişliktedir. Büyük Menderes nehri kuzeydoğudan itibaren havza güney kenarına yakın olarak yaklaşık 50 km güneybatıya doğru iki ana kola ayrılarak Ege Denizi'ne dökülür (Şekil 1.3).

Tez alanının da içinde bulunduğu bölgede yapılan/ bilinen ilk bilimsel jeolojik çalışmalar Hamilton ve Strickland (1840) ve Philipson (1911)'dir. Bu çalışmalardan ilki batı Anadolu'yu içine alan geniş bir alandaki masifin jeolojik kesitini veren ilk çalışmadır. İkinci çalışma ise Batı Anadolu'yu da içine alan bir alanda ve bölgenin ekonomik jeoloji kaynaklarının belirlenmesine yönelik bir çalışma niteliği taşımaktadır. SMH yakın çevresindeki kömürlü Miyosen istifinin stratigrafisi üzerine araştırmalar sınırlıdır (Yılmaz ve diğer., 1999; Ünay ve Göktaş, 1999; Sarıca, 2000; Gürer ve diğer., 2001 ve 2009). Bu araştırmaların ortaya koyduğu stratigrafi istifleri Şekil 1.4'de karşılaştırmalı olarak verilmiştir. İstiflerdeki volkanik kayalar ilk kez Ercan ve diğ., (1986) tarafından tanımlanarak 6.99 ± 0.22 My yaş verilmiştir. Bu tez çalışmasında aynı volkanitlerden daha erken radyometrik yaşlar elde edilmiştir. Ayrıca Beker – Platen, 1970 bölgede gözlenen birimlerden paleontolojik yaş ve ortamsal yorumlar yapmıştır. Ünay ve Göktaş, (1999), benzer kaya birimi adlarını kullanarak tanımladığı stratigrafi istifini ilk kez mikromemeli zonlarına göre yaşlandırır. Sarıca, (2000), Yılmaz ve diğer. (1999) ile Gürer ve diğer., (2001)'in

tanımladığı Miyosen yaşlı Fevzipaşa formasyonu içinde bulunduğu Geç Pliyosen – Geç Pleyistosen mikromemeli formlarına göre istifi revize eder. Gürer ve diğ., (2009) BMG ve SMH nin bir bölümünü kapsayan geniş bir alanın stratigrafisini, kaya birimlerini yöntemsiz sınıflayarak önceki çalışmaların ışığında yeniden tanımlar.

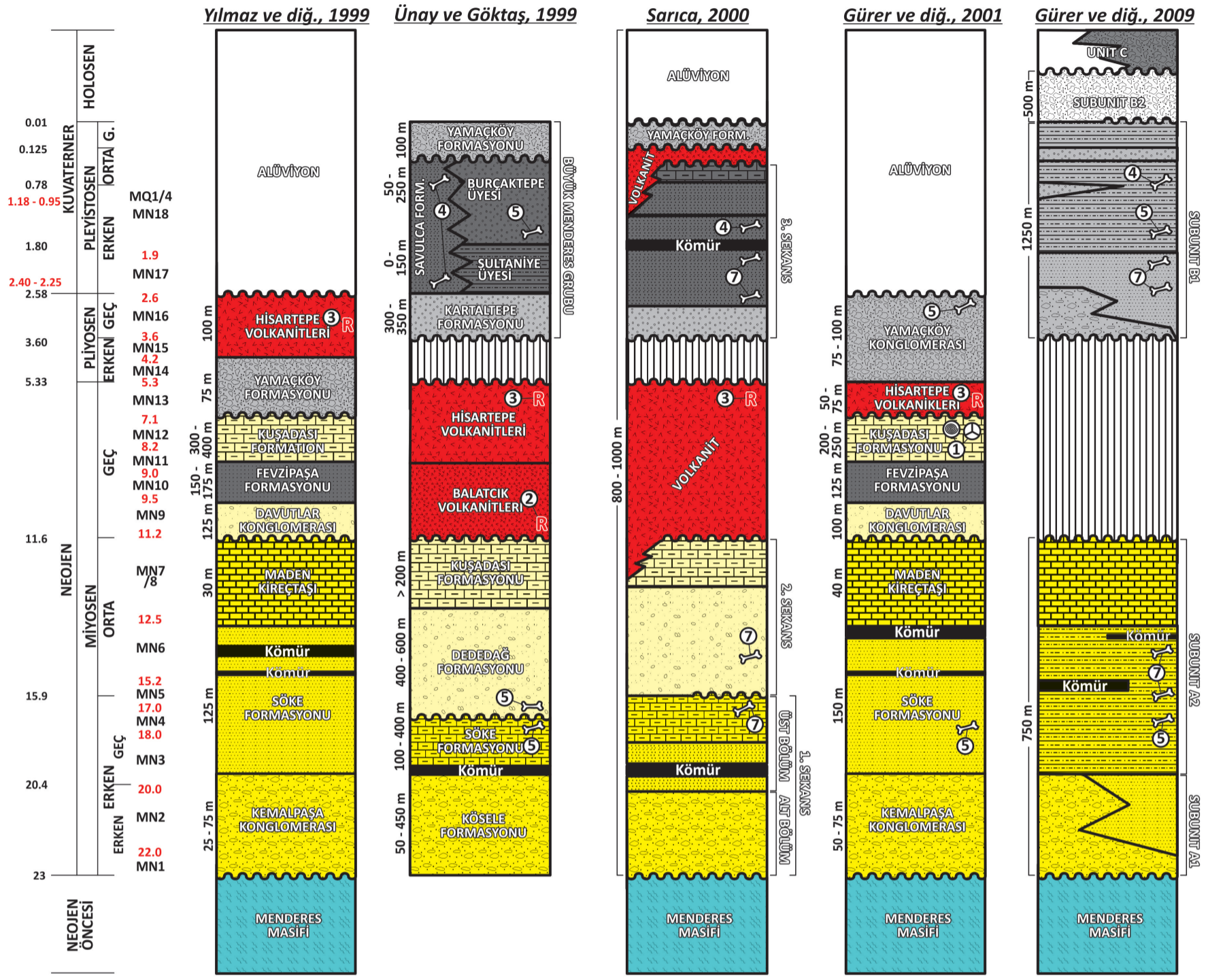
Tez alanı ve çevresindeki yapısal jeoloji ağırlıklı araştırmalar, özellikle BMG kuzey kenarındaki D – B uzanımlı ve 120 km uzunluğundaki Menderes fayı üzerinde yoğunlaşmıştır (Hancock ve Barka, 1987; Roberts, 1988; Sözbilir ve Emre, 1990; Paton, 1992; Cohen ve diğ., 1995; Emre ve Sözbilir, 1997; Altunel, 1998 ve 1999; Yılmaz ve diğ., 1999; Gürer ve diğ., 2001 ve 2009; Utku ve Sözbilir, 2003; Şen ve Seyitoğlu, 2009; Yönlü ve diğ., 2010 ve Duman ve diğ., 2011). Araştırmacılar Menderes Fayı'nın birden fazla segmentten oluşan eğim atımlı normal bir fay olduğunda birleşir. Yılmaz ve diğ. (1999), Gürer ve diğ. (2001) Söke, Davutlar, Kuşadası ve Tuzburgazı – Argavlı fay sistemlerinin özelliklerini ve jeolojik gelişimlerini vererek bir yapısal model oluştururlar. Gürer ve diğ. (2009), BMG'nin oblik ve normal fayların kontrolünde, çok evreli sıkışmalı ve açılmalı karmaşık bir tektonizma sergilediğini belirtir. İlk evre, B – D yönlü açılma ile ve K – G sıkışma ve tranpresyondur. Bu evre ile ilişkili yapılar KB ve KD gidişli konjuge oblik faylar Pliyo – Kuvaterner çökeller tarafından uyumsuz örtülen Erken – Orta Miyosen havza tortul kayaları üzerinde gelişmiştir. İkinci evre Büyük Menderes Graben'ini kontrol eden K – G açılmadır. Bu dönem kendi içinde de birbirini izleyen üç ana alt evreden oluşur, 1) Pliyosen – Geç Pleyistosen süresinde D – B gidişli Büyük Menderes sıyrılma (detachment) fayının (BMSF) oluşumu ve Menderes Masifi'nin yüzeylemesi, 2) D – B uzanımlı yüksek açılı normal faylarla kontrol edilen hızlı alüvyonal sedimantasyon ve listrik antitetik ve sentetik fayların derinde BMSF ile birleşmesi, 3) yüksek açılı listrik faylarla BMG nin bugünkü konumuna gelmesi. Araştırmacılar, BMG'deki Pliyo – Kuvaterner K – G açılmanın yay ardı açılma ve Anadolu'nun batıya kaçışından kaynaklanabileceğini belirtirler. Yönlü ve diğ. (2010), BMG kuzey kenarındaki ana aktif faylardan bazılarının depremler sırasında yeniden çalıştığını ve antik yapıların bu depremlerden etkilendiğini belirtir. Priene antik şehri ve Söke (Sazlıköy)'de bulunan bir Osmanlı köprüsündeki

deformasyon yapılarına göre, deprem az miktarda sağ yönlü bileşeni olan normal faylanmadan kaynaklanmıştır. Arkeolojik eserler üzerinde yapılan incelemeler, havzayı sınırlayan fayların son 2000 yılda aktif olduklarına dair kanıt içermektedir. SMH'nin kuzey sınırını oluşturan ana fay zonu, günümüze kadar birçok araştırmaya konu olmuştur. Bu fay zonu üzerine günümüze kadar yapılan çalışmalarda üretilen bilgilerin kronolojik özeti (Tablo 1.1) de verilmiştir.

BMG ve yakın çevresinde çok sayıda tarihsel ve aletsel dönem deprem kayıtları bulunmaktadır (Ambraseys, 1970; McKenzie, 1972, 1978; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör ve diğer., 1985; Altunel, 1999, 2003; Ambraseys ve Jackson, 1998; Koçyiğit, 2000; Yılmaz ve diğer., 2000; Akıncı ve diğer., 2000; Bağcı, 2000; Sezer, 2000a ve b; Benetatos ve diğer., 2006). Altunel (1998, 1999, 2003) SMH kuzey sınırındaki Priene antik kentinde, önemli hasarlara yol açtığını savunduğu tarihsel depremlerin yanal ve düşey deformasyon izlerini gözlemlemiştir. Aletsel dönemde meydana gelen depremler arasında en yüksek büyüklüğe sahip deprem, Ms: 6.8 1955 Söke – Balat depremidir. Bu depreme ait odak mekanizması çözümü, fay düzlemindeki sağ yanal ve düşey bileşene sahip oblik bir hareketi işaret eder (McKenzie, 1972, 1978). Hancock ve Barka (1987), Ocal (1958) deki mikrosismik bilgilere dayanarak ve Şengör ve diğer. (1987)'ye atfen depremin Söke – Balat Fayı üzerinde gerçekleştiğini, güneye eğimli fay düzleminin çok az miktarda sağ yanal bileşenli hareketinin depremin çözümü ile tutarlılık gösterdiğini belirtmişlerdir.



Şekil 1.3 Tez alanı ve Batı Anadolu'nun orta bölümünün sayısal 3D görüntüsü (BMG; Büyük Menderes Grabeni, KMG; Küçük Menderes Grabeni, SMH; Söke – Milet Havzası).



AÇIKLAMALAR

- | | | | |
|--|---|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> mikromemeli palinolojik bulgu gastropod mamut dişi radiometrik yaş denizel/acısü mollusk | <ul style="list-style-type: none"> ① Becker-Platen, 1970 ② Williamson, 1982 ③ Ercan ve diğ., 1986 ④ Ünay ve diğ., 1995 ⑤ Ünay ve Göktaş, 1999 ⑥ Akgün ve Akyol, 1999 ⑦ Sarıca, 2000 ⑧ Sümer ve diğ., 2012 ⑨ Bu çalışma | <ul style="list-style-type: none"> Çoğunlukla Pleyistosen, kısmen Pliyosen Çoğunlukla Pliyosen, kısmen Pleyistosen Çoğunlukla Orta Miyosen, kısmen Geç Miyosen Çoğunlukla Erken Miyosen, kısmen Orta Miyosen Çoğunlukla Oligosen, kısmen Erken Miyosen Oligosen - Holosen volkanik ve pülüt | <ul style="list-style-type: none"> keskin tektonik evre geçişli tektonik evre havza içi kısa süreli uyumsuzluk uyumsuzluk düşük açılı sıyrılma (detachment) fayı bindirme/sütur |
| <ul style="list-style-type: none"> Baskın olarak konglomera, bloklı konglomera, çakıllı kumtaşı Baskın olarak çamurtaşı ve çamurtaşı kumtaşı ardalanması Ağırlıklı çakıltı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşı Ağırlıklı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması Baskın olarak kireçtaşı, çamurtaşı ve killi kireçtaşı Ağırlıklı çakıltı, az miktarda kumtaşı çamurtaşı ardalanması Baskın kireçtaşı Baskın kumtaşı ve çamurtaşı Baskın olarak konglomera Resifal ve sığ denizel kireçtaşı | <ul style="list-style-type: none"> İslenendirilmemiş yada ayrılmamış/tanımlanmamış birim İnce ve kaba çakıllı, bloklı ve kumlu, çamurlu Alüvyon ve güncel çökeller Bazalt, bazaltik andezit, trakiandezit ve dasitik lav Andezit, dasit ve riyodasit Kömür seviyesi Piroklastik, volkaniklastik, epiklastik Granitik pülüt Jeolojik çökmezlik | <ul style="list-style-type: none"> ÇETMİ MELANJİ Kumtaşı-şeyl ardalanmalı matris içinde Triyas yaşlı kireçtaşı blokları BORNOVA FİLİŞ ZONU KAYALARI Türbididik kumtaşı-şeyl ardalanması bir matris içinde Mesozoyik yaşlı kireçtaşı blokları ve denizaltı volkanikleri KAZDAĞ MASİFİ Mermer, şist ve metaofiyolit MENDERES MASİFİ Gnays, şist ve mermer LİKYA NAPLARI biyoklastik platform tip karbonatlar ve türbiditik klastikler TAVAN BLOĞU METAMORFİKLERİ ofiyolit ve metasedimetler (KIKLADİK MASİF VE LİKYA NAPLARI) TAVAN BLOĞU METAMORFİKLERİ (MENDERES MASİFİ) baskın gnays, şist ve mermer TABAN BLOĞU METAMORFİKLERİ (MENDERES MASİFİ) baskın olarak mermer ve gnays BEYDAĞLARI OTOKTONU baskın olarak platform tipi karbonatlar | |

Şekil 1.4 SMH ve yakın çevresinde önceki çalışmalara ait geliştirilmiş stratigrafi istifleri.

Tablo 1.1 SMH'nin kuzey sınırındaki fay zonu üzerine yapılan çalışmalarda üretilen bilgiler.

ÇALIŞMA	FAYIN ADI	FAY TÜRÜ	FAY UZUNLUĞU	FAY ZONU GENİŞLİĞİ	FAYIN KİNEMATİK ÖZELLİKLERİ	FAYIN HARİTASI VE ENİNE JEOLOJİ KESİTİ	ÜRETTİĞİ DEPREMLE İLİŞKİSİ
Pilippson, 1911	Kenar kırık zonu	Düşey hareket	-	-	-	-	Çalışma 1955 depreminden önce
Nebert, 1955	Büyük Menderes kırık sistemi	Düşey hareket	-	-	-	Çok basit KD - GB uzanımında tek bir çizgi	Çalışma 1955 depreminden önce
Öcal, 1958	Graben kenar fayı	Düşey hareket	-	-	-	-	1955 Balat depremi
McKenzie, 1972 ve 1978	-	Oblik hareket	-	-	-	-	Deprem mekanizması oblik normal faylanma ve bu depremin Dilek Fayı'na ait bir deprem
HancockveBarka, 1987	Söke - Balat fayı	Normal fay	-	-	-	MTA'dan basit bir harita	Mekanizma McKenzie, 1972 ve 1978'den
Roberts, 1988	Graben kenar fayı	Normal fay	-	-	-	-	Mekanizma McKenzie, 1972 ve 1978'den
Altunel, 1998	Büyük Menderes fayı	Az miktar sağ yanal atımlı normal fay	Uzunlukları 10 – 15 km arasında değişen 3 parça fay segmenti	-	-	Ana hattı gösteren basit harita	McKenzie 1972 ve 1978'den ve hasar koridorundan yola çıkarak en az 6 olmak üzere 1'den fazla deprem
Ünay ve Göktaş, 1999	-	-	-	-	-	Orta bölümünün haritası var	-
Yılmaz ve diğer., 1999	Tuzburgazı - Argavlı fay sistemi	Normal ve yer yer sol yönlü oblik normal faylanma	-	-	-	Yüksel, 1971'den basit bir harita	-
Sarıca, 2000	Büyük Menderes graben Fayı	-	-	-	-	MTA'dan orta bölümün haritası	McKenzie 1972 ve 1978'den Söke - Balat depremi
Gürer ve diğer., 2001	Priene - Sazlı fayı	Sol yanal oblik normal fay	Haritadan 3 parça yaklaşık 50 km uzunluk	Eneşelon karakterde fay zonu	Tek bir lokasyondan Ve toplam 8 ölçüden oluşan bir kinematik analiz projeksiyonu	Orta bölümün haritası var	Eyidoğan and Jackson, (1985)den sol yanal deprem
Gürer ve diğer., 2009	Priene - Sazlı fayı	Sol yanal oblik normal fay	Haritadan 3 parça yaklaşık 25 km uzunluk	Eneşelon karakterde fay zonu	Atıf, Gürer ve diğ., (2001)	Gürer ve diğ., 2001'den geliştirilerek alınmış	Eyidoğan and Jackson, 1985 ve Paton, 1992'den sol yanal deprem
Yönlü ve diğer., 2010	Büyük Menderes fayı	Az miktar Sağ yanal oblik normal fay	Haritadan 4 parça toplam yaklaşık 45 km uzunluk	-	Yapıların deformasyonu ve morfolojiye göre sağ yanal oblik normal faylanma	Kendi Haritası var	McKenzie 1972 ve 1978'den Söke - Balat depremi ve kendi verilerinden 1846 depremi
Duman ve diğer.,2012	Söke Fayı	Normal fay	Haritadan 4 parça 40 km uzunluk	-	-	Kendi Haritası var	1955 depremi yüzey kırığı haritalanmış
Sümer ve diğer., 2013	Priene - Sazlı fayı	Birden fazla kinematik özellik gösteren reaktif fay	Haritadan 5 parça yaklaşık 55 km uzunluk	Yer yer 750 metre fay zonu	8 istasyonda toplam 189 ölçü ve kinematik analiz projeksiyonu	Kendi Haritası var	McKenzie 1972 ve 1978'den Söke - Balat depremi

Takahashi (1997), SMH sınır en batı ucundaki Büyük Menderes güncel denizel deltasında bataklık, lagün ve kum seti ortamlarını gözlemlemiştir. Hakyemez ve diğer. (1999), BMG dolgusunun alüvyon yelpazesi, akarsu ve deltaik, plaj, lagün ve bataklık ortamı tortullarından oluştuğunu belirtir. Kazancı ve diğer. (2009), BMG'ye ait yeraltı verilerine dayalı 245m kalınlıklı Kuvaterner dolgusu üzerinde sedimentolojik değerlendirmeler yaparak östatik deniz seviyesi değişimlerinin akarsu yatakları ile ilişkilerini ve dengelerini yorumlamıştır. Çalışmaya göre Kuvaterner tortul dolgu, kalın kırıntılı karasal çökeller ve bunlarla yanal ve düşey geçişli daha ince denizel çökellerden oluşmaktadır. Denizel tortullar, göreceli olarak üç kısa (yaklaşık 30 km) ve bir uzun (yaklaşık 100 km) kıyı çizgisi boyunca graben içine trasgresif olarak yerleşmiştir. Bu son uzun kıyı çizgisi dönemi Orta Holosen'de Ege Denizi östatik değişimi ile ilişkilidir. Bu östatik değişim, bazı tarihsel limanlarda ve yapılarda oldukça geniş ölçüde hissedilmiştir. Diğer taraftan, Büyük Menderes Nehri'nin drenajı, ağını geliştirerek tam akarsu sistemi haline geçişi Geç Pleistosen, son 250.000 yılda meydana gelmiştir (Kazancı ve diğer., 2012). Bu çalışmalarda, SMH içinde olduğu belirtilen denizel tortullara ait arazi verilerine dayalı somut sedimentolojik bulgular bulunmamaktadır.

Alçıçek (2010), Anadolu güneybatısındaki Neojen havzalarının paleoiklim gelişimini irdeler. Bu bölge, geç Erken Miyosen – Orta Miyosen'de ılık ve nemli subtropikal, geç Orta Miyosen – Geç Miyosen'de kurak ve Pliyosen'de ılık ve nemli iklim koşullarının etkisinde kalmıştır. Araştırmacıya göre Denizli, Söke ve Yatağan havzalarının Erken Burdugaliyen'den itibaren gelişmeye başlar; 1) Burdugaliyen evresi alüvyonal ortam 2) Geç Burdugaliyen – Langiyen allüvyonal sedimentasyon eşliğinde bağlantılı göller 3) Serravaliyen – Orta Tortaniyen dönemi sığ kalıcı göller 4) Orta Tortoniyen – Messiniyen dönemi göl yayılımı gelişimi ve derinleşmesi 5) Pliyosen dönemi göl yayılımı gelişimi ve derinleşmesi, 6) Kuvaterner aşınma dönemi ise birbirleri ile yüksek açıda aşınmalı uyumsuzlukla ayrılan iki evreli alüvyonal sedimentasyon ile karakterize olur. Karacasu, Bozdoğan, Çameli ve Esen havzaları ise en Erken Tortoniyen'den itibaren gelişmeye başlar; 1) Tortoniyen dönemi, alüvyonal ortam ve aynı anda gelişen Denizli, Söke ve Yatağan havzalarının göllerinin kuraklaşması ile aynı döneme denk gelir 2) Messiniyen dönemi bağlantılı

göl gelişimi ve eş yaşlı bu üç havzanın sığ göllerinin yeniden oluşumu 3) Zanklen dönemi sığ kalıcı göller ve diğer üç havzadaki eş yaşlı derinleşmeye bağlı göl gelişimi 4) Pikanzien dönemi, derin gölssel ortam 5) Gelasien dönemi sığ gölssel ortam 6) diğer havzalarla aynı türde, Kuvaterner aşınma dönemi birbirleri ile yüksek açıda aşınmalı uyumsuzlukla ayrılan iki evreli alüvyonal sedimantasyonla temsil edilir.

BMG aynı zamanda, Türkiye'nin önemli jeotermal alanlarından biridir (Özgür, 1983; Tarcan ve diğer., 2000; Şimşek, 2003). Çakır (1998), Gediz ve BMG aktif fay segmentlerinin uç kısımlarında jeotermal kaynaklı Kuvaterner travertenlerini gözlemiştir. Ayrıca. BMG, 87 – 200MW arasında elektrik üretim potansiyeline sahiptir (Akar ve diğer., 2011; Kuyumcu ve diğer., 2011 a ve b).

Tez alanı ve çevresinde jeofizik ağırlıklı çalışmalar da bulunmaktadır. Sarı ve Şalk (2006), negatif Bouguer gravite anomalilerine göre BMG'de 2.5 – 3.5 km arasında değişim gösteren tortul dolgu bulunduğunu belirtmektedir. Çifçi ve diğer. (2011), BMG tortul dolgusunda dört sismik birim ayırtlamış ve bu sismik birimlerin birbirlerinden üç düzeyle ayrıldığını belirtmiştir. Bu düzeylerin kalınlıklarının 6 – 33 km arasında değiştiğini ve en derin bölgeynin Moho süreksizliğini karşıladığını belirtirler. Ayrıca araştırmacılar sıyrılma fayının derinliğinin 10 km'ye kadar ulaştığını bildirmişlerdir. BMG tortul dolgusundaki üç ana sismik yansıma; “taban tortulları”, “kırılğan – esnek geçişi ve Moho süreksizliği” ve “sıyrılma faylarıyla oluşan yarım grabenin tabanı” dır.

BMG ve SMH'deki hızlı sedimantasyon, Menderes Masifi'nin regolitik yapısı kadar güncel ve paleoiklim değişimleri ile de yakından ilgilidir. Durdu (2010), sıcaklık ve yağış verilerini esas alarak Büyük Menderes su havzasında son 45 yıllık dönemde iklim değişiminin su kaynakları üzerinde oluşturduğu etkileri incelenmiştir. Yağış miktarının 1970'lerde Aydın'da % 5.8 iken, 1980'lerde ortalamanın altına düşerek azaldığını açıklar. Yağış miktarında istatistiksel anlamda önemli azalışın 1990'larda başladığı ve yağışın en çok azaldığı bölgenin %14.4'lik bir değerle Aydın olduğu belirtilmiştir. Büyük Menderes Nehri'nin ana kollarında akım değerlerindeki düşüşün, sıcaklık ve yağıştaki değişimler ile güçlü ilişkileri olduğu belirtilmektedir.

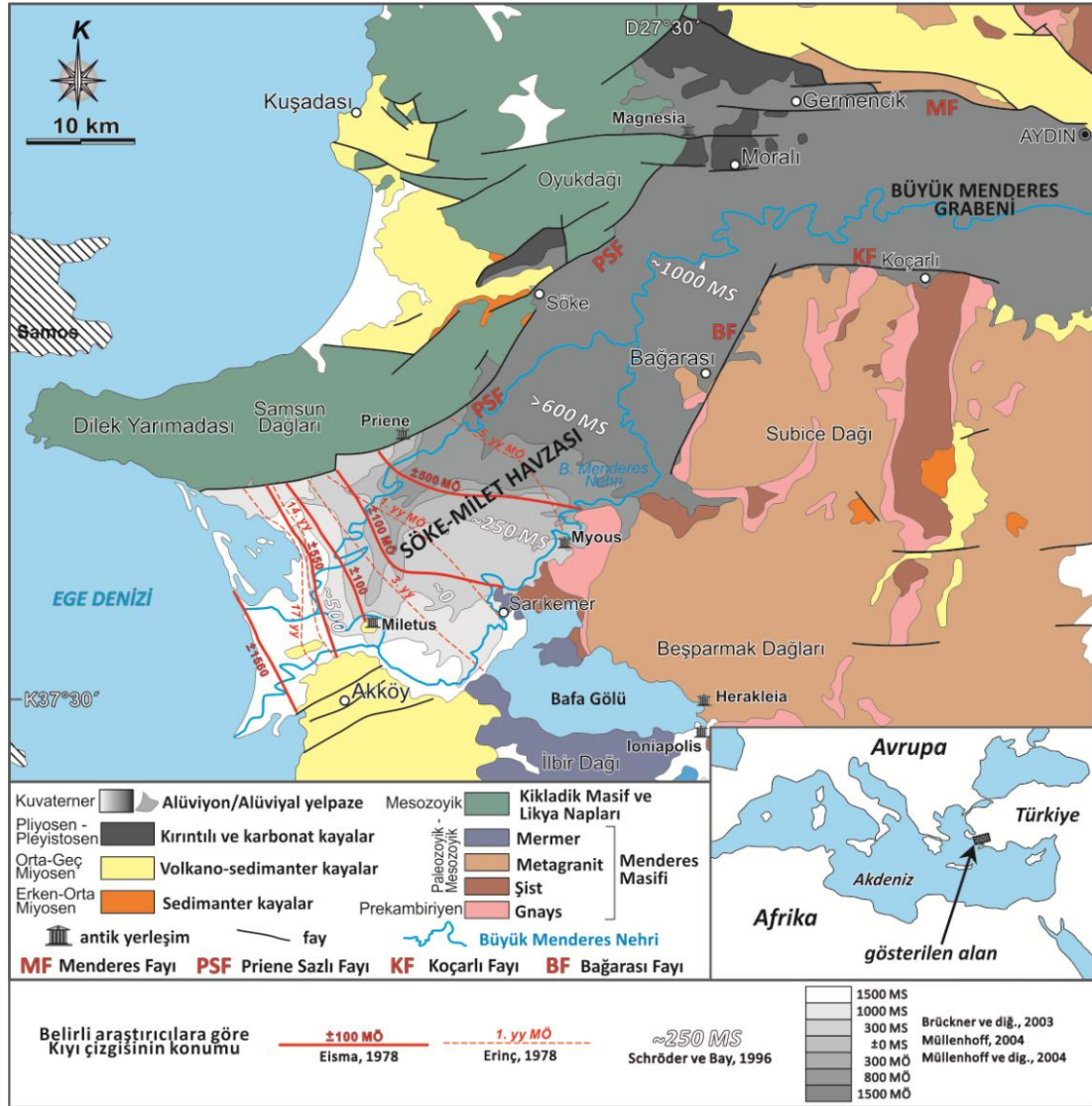
Sıcaklık artışı ve yağış miktarı ile akım verilerindeki azalışlar Büyük Menderes havzasındaki iklim değişimi olarak yorumlanmıştır.

Şen ve Seyitoğlu (2009), Batı Alaşehir (Gediz) ve BMG tortul dolgularında en Erken Miyosen – Kuvaterner arasında dört ana tortul çökel paketi ayırtmıştır. Havzadaki manyetostatigrafi çalışmaları 14.6 – 16.6 My aralığında yaş vermektedir. Bu yaş aralığı paleontolojik ve radyometrik yaşlarla desteklenmiştir. BMG’de üç kutuplaşma alanı kaydedilmiştir. İstifteki kaya birimlerinin Eskihisar sporomorf topluluğu ile benzer yaş ve formasyon özellikleri içerdiği ve uyumlu olduğu belirtilmiştir. Bu sonuçlar, Gediz ve BMG’nin Erken Miyosen’de oluşmaya başladığını göstermektedir. Alaşehir grabeninde paleomagnetik sapmalar saat yönünün tersine yaklaşık 25 derece, Büyük Menderes grabeninde ise saat yönünde yaklaşık 30 – 40 derecedir. Araştırmacılar, düşey eksen üzerindeki bu birbirine ters değişimleri, bölgedeki sıyrıma (detachment) fayları ile açıklarlar. Sonuç olarak araştırmacılar, Batı Türkiye’deki saat yönü tersine olan rotasyonların, Ege Bölgesi’ndeki yay ardı genişleme modeli için bir kanıt olarak kullanılamayacağını savunurlar.

Doğu Ege Denizi’ndeki kıtasal şelf alanları ve Batı Anadolu’daki D – B uzanımlı grabenlerin Ege Denizi ile birleştiği alanlardaki Geç Pleyistosen – güncel denizel akarsu deltası gelişimi ağırlıklı olarak jeofizik verilere dayanarak incelenmiştir (Aksu ve Piper, 1983; Aksu ve diğer., 1987a ve b; Aksu ve diğer., 1990; Gökçen ve diğer., 1990; Piper ve Perissoratis, 1991; Rojay ve diğer., 2005; Süzen ve Rojay, 2005; Uluğ ve diğer., 2005; Ergin ve diğer., 2007). Ege kıyılarının güncel morfolojisi ve deniz seviyesi değişimleri denizel akarsu delta gelişimi ile doğrudan ilişkilidir (Göney, 1975; Erol, 1976; Erinç, 1978; Kayan, 1996; Hakyemez ve diğer., 1999). Büyük Menderes denizel akarsu deltası son 5000 yıl içerisinde bugünkü SMH ile çakışan KD doğrultulu eski bir körfezi tıkararak (Latmian Gulf, Latmian Sea) Bafa Gölü’nü oluşturmuştur (Brünckner, 1997, Brünckner ve diğer., 2002 ve 204 Müllenhoff ve diğer., 2004; Hakyemez ve diğer.,1999). Ayrıca Büyük Menderes denizel akarsu deltasının antik çağlardaki ilerleyişine bağlı kıyı çizgisi değişimleri birçok araştırmaya konu olmuştur (Eisma, 1978; Erinç, 1978; Shcröder ve Bay, 1996;

Brünckner ve diğer., 2004; Müllenhoff, 2004; Müllenhoff ve diğer., 2004). Bu çalışmaların verilerinden teorik olarak belirlenen kıyı çizgisi lokasyonları Şekil 1.5’de birleştirilerek verilmiştir. Araştırmacıların önerdikleri kıyı çizgilerinin konumları birbirlerine yakın noktaları gösterse de, tarihsel süreçteki bu değişimlerin gösterdiği ortak sonuç Ege Deniz’inin son 3500 yıllık süreçte BMG’nin içlerinde bulunduğu gerçeği morfolojik, jeolojik ve arkeolojik kanıtlarla belirlenmiştir. Bu çalışmalardan Eisma (1978) ve Erinç (1978) bu kıyı izlerini tarihsel kayıtlarla açıklamaktadır. Schröder ve Bay (1996) bu kayıtları hava fotoğrafları ve uydu görüntüleri ile destekleyerek verirler. Brünckner ve diğer. (2003), Müllenhoff (2004) ve Müllenhoff ve diğer. (2004) ise bu verilere ek olarak arkeolojik alanlarda yaptıkları karotlu sığ sondaj verilerini değerlendirerek sonuçlara ulaşmışlardır. Magnesia antik yerleşiminin bile liman kenti olma özelliğinin olduğu tarihsel kayıtlarla da sabittir (Strabon’dan alıntı: Pekman, 1991). Havza içindeki antik yerleşimlerinin hepsinin bir liman kenti özelliği göstermesi, deltanın denize doğru ilerleyişinin son 3500 yıl içerisinde ne kadar hızlı olduğunun da bir göstergesidir. Günümüzde bu antik yerleşimler artık havza içindeki karasal tortullar üzerinde ve denizle ilişkileri kalmamış olarak gözlenmektedirler (Şekil 1.5).

Büyük Menderes denizel akarsu deltası üzerine yapılmış çalışmalar antik çağlarda SMH’de deniz varlığını açıklamasına karşın, akarsu ve deniz ilişkisinin ne zaman başladığını veya denizin Peleyistosen’de veya daha erken jeolojik dönemlerde varolup olmadığına açıklık getirmemektedir. Söke çevresinde denizel tortul bulgusuna ilişkin önceki jeolojik kayıtlar çok sınırlıdır. Nebert (1955), Söke çevresindeki kömürlü istifli ‘Alt Seri’ ve ‘Üst Seri’olarak ikiye ayırarak Üst Seri çökellerinin *Cardium* içeren Pliyosen kumtaşları ile uyumsuz olarak örtüldüğünü belirtir. Becker – Platen ve Löhnert (1972), Söke yakınlarındaki iki lokasyonda *Cardium edule* içeren Üst Pliyosen – Pleyistosen yaşlı yeşilimsi ince taneli kumtaşlarını tanımlar. Kazancı ve diğer. (2009), SMH havza içi tortul dolgusunda, Söke yakınlarında açılmış karotları verilmeyen petrol sondajlarından, Holosen yaşlı koyu renkli denizel çamurtaşı /kumtaşı düzeyleri yorumlamıştır.



Şekil 1.5 SMH ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Konak ve Şenel, 2002; Okay, 2001; Candan ve diğ., 2011'den yararlanarak hazırlanmıştır. Kıyı çizgisi değişimleri Eisma, 1978; Eriñç, 1978; Shcröder ve Bay, 1996; Brünckner ve diğ., 2003; Müllenhoff, 2004; Müllenhoff ve diğ., 2004' den alınmıştır).

1.2 Tezin Amacı

Büyük Menderes Grabeni (BMG), Batı Anadolu'nun en uzun ve geniş D–B uzanımlı grabenidir. BMG, Germencik yakınlarında yaklaşık 40–45° açıyla güneybatıya döner. Önceki çalışmalarda bu dönüşün nereden kaynaklandığı ve BMG den farklı yeni bir havza oluşup oluşmadığı konusuna açıklık getirilmemiştir.

Batı Anadolu'da Miyosen–Kuvaterner arasında oluşmuş tortul havzalar genellikle birbirleri üzerinde açınmıştır. Yeni havza, üzerinde açıldığı eski havzaların yapısal süreksizlikleri kontrolünde gelişir. BMG nin Söke çevresinde güneye dönüşü araştırılırken, dönüş yerindeki Kuvaterner öncesi tortul havzaları kontrol eden eski jeolojik süreksizlikler gözönünde tutularak Söke çevresinin jeolojisi aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Önceki jeolojik ve jeoarkeolojik araştırmalarda Büyük Menderes akarsu deltasının oluşumu ve Söke ovasında son 5000 yıldaki deniz etkisi vurgulanmasına karşın, antik çağlardan önceki jeolojik dönemlerde de Söke çevresinde deniz etkisinin olup olmadığına ilişkin jeolojik kayıt bulunmamaktadır. Bu tez çalışmasında, literatürde Söke çevresinde var olduğu belirtilen Pliyosen veya Pleyistosen denizinin veya deniz etkisinin jeolojik kalıntıları araştırılmıştır.

Bu tez çalışmasının amacı, Büyük Menderes Grabeni'nin morfolojik olarak KD–GB gidişli devamı olan Söke çevresindeki çöküntünün tortul havza jeolojisini ve bölgede Holosen öncesinde de deniz etkisinin olup olmadığını açıklığa kavuşturmasıdır.

1.3 Yöntemler ve Terminoloji

Bu tez çalışması kapsamında, gerek arazi çalışmaları sırasında, gerekse toplanan verilerin değerlendirilmesinde ve sunumunda, çeşitli terminolojik temel kavramlara ve dünya standartlarında kullanılan yöntemlere başvurulmuştur. Tezin temel çıkarımlarının daha anlaşılır olması için, yöntemler ve kullanıldıkları alanlar aşağıda verilmiştir.

Saha çalışmalarının yürütülmesinde uygun ölçekli topoğrafik haritaları, pusula, çekiç, şerit/kırık metre, çizim gereklileri ve GPS gibi standart araçlar kullanılmıştır. Haritalama çalışmalarında dokanak izleme gibi klasik yöntemlerin dışında, ulaşılabilir uydu görüntüleri ve hava fotoğraflarından yararlanılmıştır. Kaya birimleri yöntemli olarak adlandırılmış, adlandırmada Kuzey Amerika Stratigrafi Komisyonu, 2010 kuralları izlenmiştir.

Tortul kayaların dokusal olgunluk kavramları için, Wentworth (1922) tane boyu ölçeği Pettijohn ve diğer. (1973) boylanma ölçeği, Powers (1953) yuvarlaklık derecesi, Waddell (1932) küreselleşme abağından yararlanılmıştır. Tortul fasiyeslerin sınıflandırılmasında Miall (1978) in temel fasiyes kodlarından yararlanılmış, bu fasiyes kodları belirlenen tortul fasiyeslere göre Tucker (1988 ve 2003) ve Stow (2005) sentezlenerek geliştirilmiştir. Özellikle tortul kayaların oluşumu ve ortamsal yorumlamalarında Miall (1977 ve 1978), Allen (1982), Decelles ve diğer. (1991), Martel ve Gibling (1991), Nemec ve Postma (1993), Sranistreet ve McCarthy (1993), Collinson (1996), Reading ve Collinson (1996), Blikra ve Nemec (1998), Blair (1999a ve b) gibi çalışmalardan yararlanılmıştır. Tortul kayaların sınıflanmasında Folk (1959), Dunham (1962), Embry ve Klovan (1971), Dott (1964), Folk (1980), Lundegard ve Samuels (1980) terminolojisine uyulmuştur.

Yapısal jeolojik çalışmaların yürütülmesinde ve değerlendirilmesinde de bir çok çalışmadan yararlanılmıştır. Kıvrımlanma mekanizmasında ön plana çıkan, kırılğan ve yumuşak deformasyon tipleri ve türleri ile ilgili standartlar ve terminoloji (Donath ve Parker (1964), Ramsay (1967), Davis ve Reynolds (1996), Janecke ve diğer.

(1998)'daki temel kavramlar birleştirilerek kullanılmıştır. Kıvrımların analizlerinin yapılması için arazi çalışmaları sırasında ve sonrasında toplanan veriler Dr. K. Röller'in Stereonet 2.46 programında görselleştirilerek değerlendirilmiştir. Yapılan programsal değerlendirilmedeki sonuçlar, tez içinde kıvrımlanma mekanizması, hangi gerilme vektörleri ve yönleri ile oluştuğu sorularına cevap verecek nitelikte görsellerden oluşur.

Fay verilerinin değerlendirilmesinde Woodcock (1987) sınıflandırılması kullanılmıştır. Yapısal verilerin yorumlanmasında FaultKin 5 ve Stereonet 8.0 Allmendinger ve diğer. (1989 ve 2012) programları kullanılmıştır. Ayrıca, toplanan verilerin kalitesinin değerlendirilmesinde ve sınıflandırılmasındaki standartlar Sperner ve diğer. (2003)'de belirtilen quality ranking assessment gibi parametreler göz önünde bulundurularak gerçekleştirilmiştir. Ayrıca kinematik analizlerde kullanılan veriler, global ölçekte kabul gören Heidbach ve diğer. (2010) ile birlikte üretilen ve hali hazırda üretimi geliştirilerek devam eden 2008 World stress map (Dünya stres haritası)'ndaki güncel veriler ve bu verilerin üretilmesindeki standartlardan oluşmaktadır.

Çalışmalar sırasında jeomorfolojik yapıların saptanmasında yelpaze alanı ve geometrisi, beslenme alanı drenaj havzası özellikleri ve desenleri gibi morfometrik değerlendirilmelerin yapılmasında ve beslenme alanı kaya litolojisinin morfotektonik açıdan yorumlanmasında Howard (1967), Hare ve Gardner (1985), Cox (1994), Keller ve Pinter (2002) gibi çalışmaların belirlediği metodolojik yaklaşımlar kullanılmıştır.

Tez çalışmalarında elde edilen verilerin bilgisayar ortamına aktarılması, sunulması ve değerlendirmesi için değişik program kullanılmıştır. Üç boyutlu sayısal arazi modelleri için Global Mapper 10.0 ve Golden Software Surfer 9 programları, arazi fotoğraflarının düzenlenmesi için ACD see 12.0, Panorama Maker 2000, Corel Photopaint X5 ve Adobe Photoshop 10 gibi programlar kullanılmıştır. İnce kesit incelemeleri için Olympus marka polarizan ve binoküler mikroskop, tane boyu belirleme çalışmalarında, Data Viewer ve GDCKit 2.2 programları kullanılmış ve bu

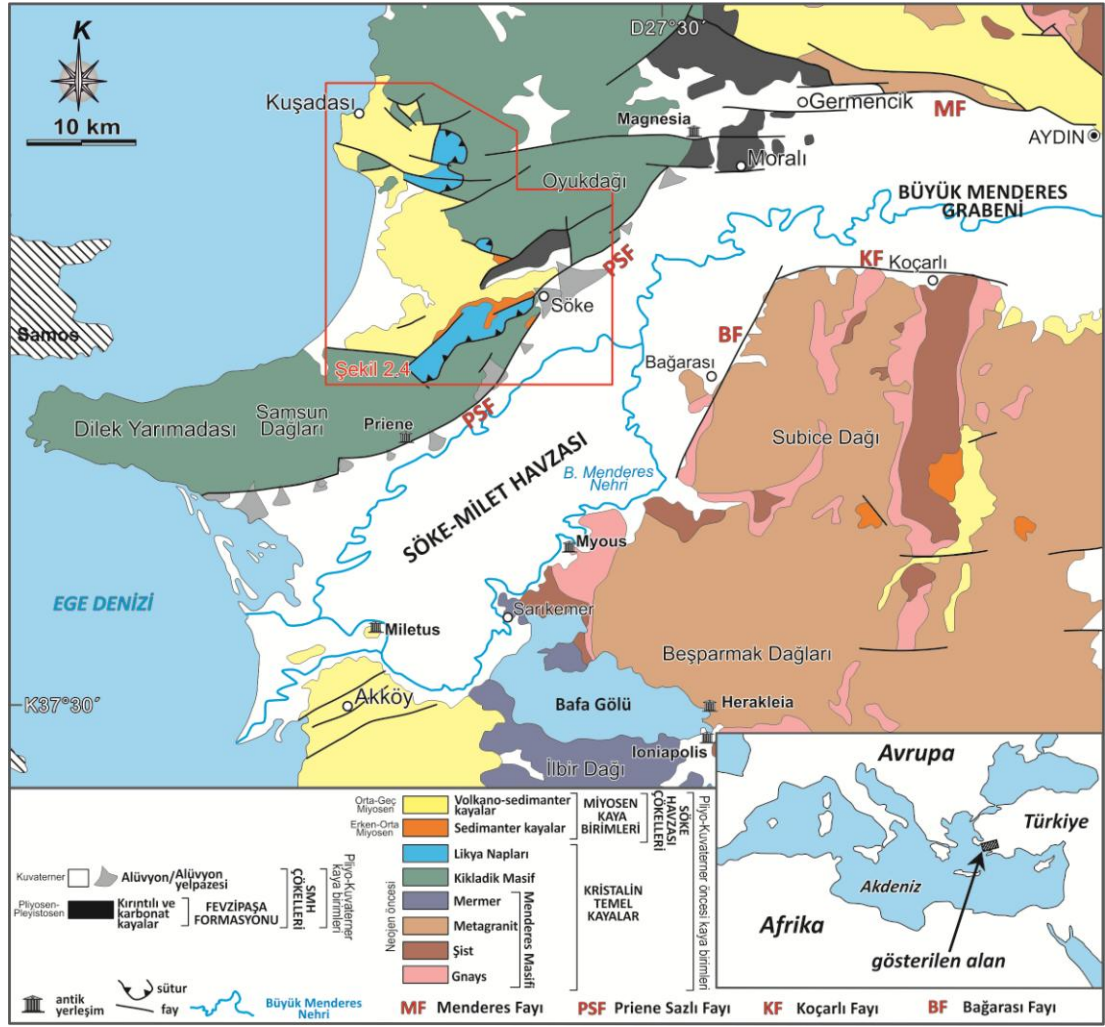
programlara uygun R 2.4.1 yaması ile elde edilen veriler ham olarak metafile uzantılı dosyalara çevrilerek, Corel Draw X5'de düzenlenmiştir. Arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarıyla ulaşılan bilgi ve sonuçlar DEÜ FBE formatına uygun olarak ofis programlarında düzenlenerek sunulmuştur.

BOLÜM İKİ

STRATİGRAFİ

Söke çevresindeki Neojen – Kuvaterner kaya birimlerinin stratigrafisi, önceki çalışmaların ışığında yeniden ele alınarak incelenmiştir. İnceleme alanının stratigrafisi arazi gözlemlerine dayalı yeni stratigrafi ve jeokronoloji yaş verileri çerçevesinde yeniden değerlendirilmiştir. Kuvaterner ve öncesine ait kaya birimleri en açık olarak Söke – Milet Havzası'nın orta bölümünde ve kuzeybatı kenarında yüzlek verir (Şekil 2.1). Kuzeybatı kenarda kum işletmesi amacıyla açılmış ocaklar, kaya birimlerinin ayrıntılı olarak incelemesine yardımcı olmuştur.

Söke – Milet Havzası'nın (SMH) stratigrafisi tezin amaçları doğrultusunda iki ana başlık altında toplanarak tanımlanmıştır. Bunlar; 1) Pliyo–Kuvaterner öncesi kaya birimleri, 2) Pliyo–Kuvaterner kaya birimleridir. Kristalin temel kayalar üzerine uyumsuz olarak oturan Pliyo–Kuvaterner öncesi tortul istif, kömür içeren Miyosen yaşlı tortul ve volkanik kayalardan oluşur. Bu volkano–tortul paketin toplam kalınlığı yaklaşık 900 m, Pliyo–Kuvaterner tortul istifin kalınlığı ise yaklaşık 500 metredir (Şekil 2.2).



Şekil 2.1 SMH ve BMG çevresinin jeoloji haritası (Okay, 2001; Konak ve Şenel, 2002; Candan ve diğer., 2011'den değiştirilerek).

YAŞ	MEMELİ ZONU	KAYA BİRİMİ	LİTOLOJİ	ÇÖKELME ORTAMI	TEKTONİK	
	HOLOSEN	SÖKE-MİLET GÜNCEL HAVZA DOLGUSU	50-200 m	Blok, çakıl, kum, çamur	ESKİ ve YENİ ALÜVYON YELPAZELERİ DENİZEL YELPAZE DELTASI BÜYÜK MENDERES AKARSU DELTASI	OBLİK GENİŞLEMELİ TRANSTANSİYONEL ORTAM
0.01	KUVATERNER	FEVZİPAŞA FORMASYONU	250 m	Bloktaşı, bloklu çakıldaşı, çakıldaşı, çakıllı kumtaşı	SİĞ DENİZEL YELPAZE DELTASI	OBLİK GENİŞLEMELİ TRANSTANSİYONEL ORTAM
0.125						BAĞIL TEKTONİK DİNGİNLİK DÖNEMİ
0.78						
1.18 - 0.95						
1.80	ERKEN	MN18	FA 6	ÜST TÜF SEVİYESİ (ÜTS)	ALÜVYON YELPAZESİ SİĞ KARBONAT GÖLÜ	OBLİK GENİŞLEMELİ ORTAM
2.40 - 2.25	ERKEN	MN17	FA 5	Bol mikalı kumtaşı		
2.58	ERKEN	MN16	FA 4	ALT TÜF SEVİYESİ (ATS)		
3.60	ERKEN	MN15	FA 3	Çakıldaşı, çakıllı kumtaşı ve kireçtaşı	KISA DÖNEM TRANSPRESYONEL DEFORMASYON EVRESİ	
5.33	ERKEN	MN14	FA 2	ÇÖKELME BOŞLUĞU (HİYATUS)		
	ERKEN	MN13	FA 1			
	ERKEN	MN12				
11.6	NEOJEN	KUŞADASI FORMASYONU	~ 200 m	Baskın olarak kireçtaşı ve killi kireçtaşı, kumtaşı çamurtaşı ardalanması	KARBONAT GÖLÜ VE GÖL KIYISI	YÜKSEK AÇILI FAYLANMA KONTROLÜNDE GELİŞEN TRANSTANSİYONEL ORTAM
12.3	MİYOSEN	HİSARTEPE VOLKANİTLERİ	~ 60 m	Bazalt ve andezit	ALÜVYON VE KOLÜVYON YELPAZESİ AKARSU	DÜŞÜK AÇILI FAYLANMA KONTROLÜNDE GELİŞEN TRANSTANSİYONEL ORTAM
	ORTA	DAVUTLAR KONGLOMERASI	250 m	Bloklu çakıldaşı ve çakıldaşı, kumtaşı		
15.9	ERKEN	MEDEN KİREÇTAŞI ÜYESİ	~ 45 m	Kireçtaşı ve killi kireçtaşı	KARBONAT GÖLÜ	DÜŞÜK AÇILI FAYLANMA KONTROLÜNDE GELİŞEN TRANSTANSİYONEL ORTAM
		MN5	~ 200 m	Kömür	BATAKLIK	
20.4		MN4	~ 200 m	Kumtaşı çamurtaşı ardalanması	ALÜVYON DÜZLÜĞÜ ve GÖL KIYISI	
		MN3	~ 70 m	Bloklu çakıldaşı, çakıldaşı ve çakıllı kumtaşı	ALÜVYON ve KOLÜVYON YELPAZESİ	
23	NEOJEN ÖNCESİ	KIKLADIK MASİF ve LİKYA NAPLARI	KRİSTALİN TEMEL KAYALAR	Meta-sedimanter kayalar, olistolitik metamorfik kayalar ve rekristalize kireçtaşı, dolomit, meta dolomit	Gnays, şist ve mermer	OYUKDAĞI SİYRİLME FAYI
		MENDERES MASİF				

Şekil 2.2 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi istifi. Kesit üzerindeki ayrıntılar için Şekil 1.4'e, Fasiyes toplulukları (FA) için sedimantoloji bölümüne bakınız.

2.1 Pliyo–Kuvaterner Öncesi Kaya Birimleri

İnceleme alanı ve Batı Anadolu'nun çoğu Neojen yaşlı karasal havzalarındaki Pliyo–Kuvaterner öncesi kaya birimleri birbirlerinden ana uyumsuzluk yüzeyi ile aralanan iki kaya topluluğu içerir; (1) kristalin temel kayalar ve (2) Miyosen kaya birimleri (Şekil 2.1 ve 2.2).

2.1.1 Kristalin Temel Kayalar

Kristalin temel kayalar Batı Anadolu'da birbirlerinden ana kenet zonları ile ayrılan tektonik birliklerden oluşur. Çalışma alanı ve yakın çevresinde yayılım sunan Menderes Masifi, Kikladik Masif ve Likya Napları kendi aralarında tektonostratigrafik istiflenme sunar. Menderes Masifi SMH'nin güney kenarında, Kikladik Masif ve Likya Napları ise kuzey kenarında geniş yüzlekler verir (Şekil 2.1).

2.1.1.1 Menderes Masifi

Menderes Masifi genelde gnays, şist ve mermer gibi metamorfik kayalardan oluşur. Özellikle Bağarası, Sübice Dağı ve Beşparmak Dağlar'ında oldukça geniş yüzlekler sunan gnays türü metamorfik kayalar, sedimanter ve magmatik kökenli metamorfik kayalardan ayırtedilebilir özellikler gösterir (Dora ve diğer., 2001). İnceleme alanının doğu–güneydoğu kenarındaki yükselteri oluşturan gnays türü kaya topluluklarının özellikleri belirgin farklılıklar sunar. Paragnayslar, genelde iri kristalli bol feldispat porfiroblastları içeren, kuvars miktarı yüksek ve yapraklanma aralığı 2–3 cm arasında değişen foliyasyonlu gnayslardır (Şekil 2.3a). Porfiroblastların boyları ortalama 2–3 cm, yer yer 4–5 cm dir. Ortognayslar ise grimsi beyaz ve beyazımsı açık gri, ayrışma zonlarında pembemsi turuncu ve kırmızı renklidir. Minerolojik bileşimleri genelde kuvars, feldispat türü ortoklas ve mikalardan oluşmaktadır. Biyotit bol, muskovit azdır. Daha masif yapıda olmaları ve açık renkleri, bol feldispat ve plajiyoklas içerikleri ile paragnayslardan litolojik olarak kolayca ayrılırlar (Şekil 2.3 b). Bağarası'nın doğusuna gidildikçe gnayslar

daha çok pegmatitik özellik gösterir. Bu bölgedeki gnayslar albit ve kuvarsa zengindir ve kristal boyutları iridir. Özellikle farklı ayrışma ve aşınma şekilleri karakteristik morfolojik görüntü sunar.

Menderes Masifi şist kayaları Sarıkemer kuzey doğusunda dar bir alanda yüzlek verir (Şekil 2.1). Sarımsı yeşilimsi ve açık kahverengi, ayrılmış kısımları koyu kahverengi kıvılcıklı renklidir. Şistler genelde bol muskovitli az biyotitli mika–kuvars şist bileşimindedir. Gnayslara göre az dayanımlıdır. Bu özellikleri dolayısı ile çok çabuk ayrışıp parçalanırlar. Yapraklanma aralıkları en fazla 0,5 mm, genelde 1–3 mm arasındadır. Şistler içersinde yer yer kuvars bant ve mercikleri gözlenir (Şekil 2.3c).

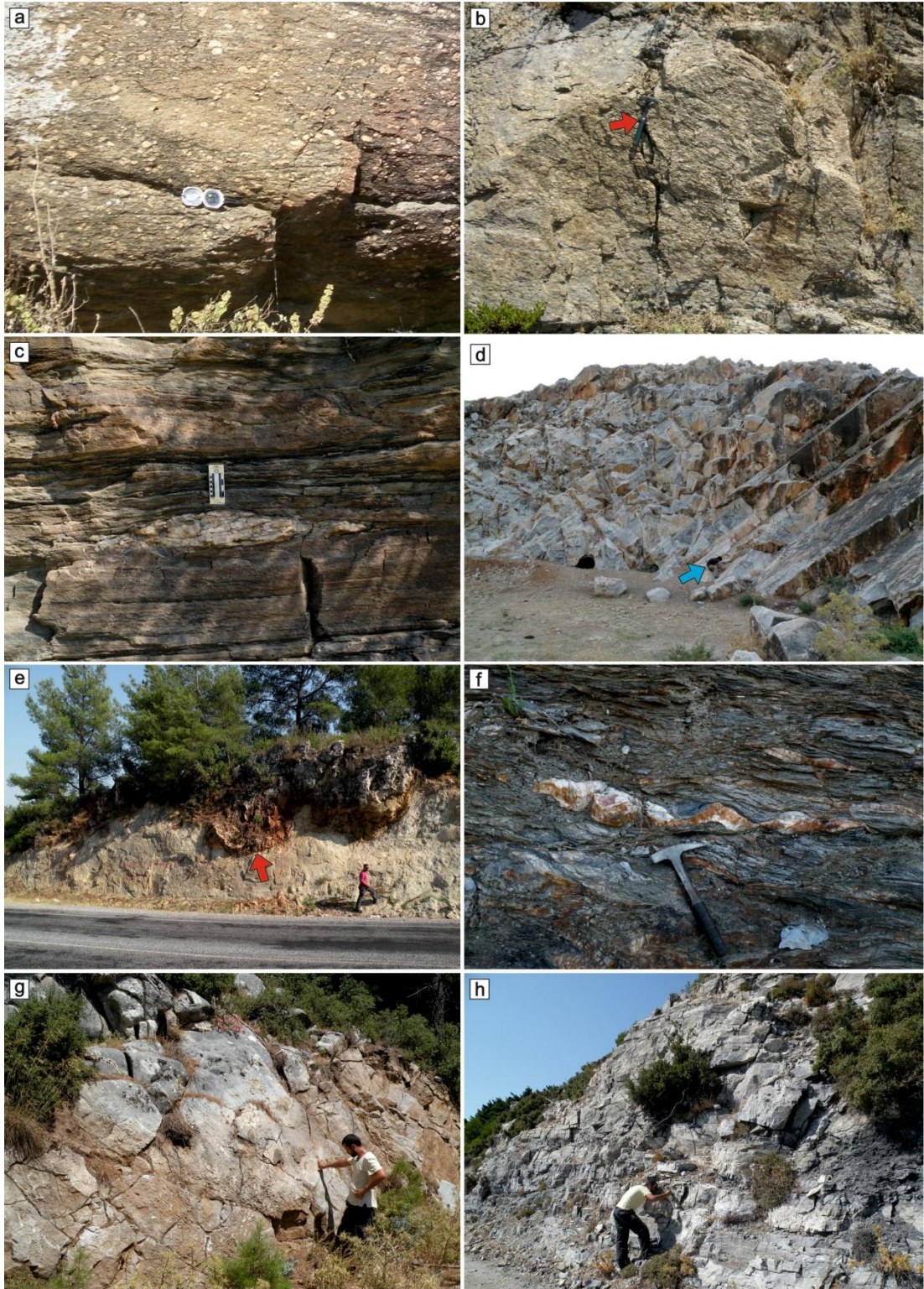
Menderes Masifi'nin diğer baskın kaya türü de mermerdir. Mermerler SMH'nin güneybatı sınırında, Sarıkemer ve Bafa Gölü kuzey ve güney kenarlarında yüzlek verir (Şekil 2.1). Her iki alanda gözlenen mermerlerin litolojik özellikleri birbirine benzer. Beyazımsı gri, yer yer koyu gri renkli mermerler genel olarak masif, yer yer 5 cm – 1 m arasında değişen foliyasyonlu yapraklanma aralıkları ile karakteristiktir (Şekil 2.3d). Kalın foliyasyonlu bölümlerinde, ilksel tortul kayalarından kalıtsal biyoklastik allokemler yer yer rekristalize sparkalsit ile doldurulmuştur.

Menderes Masifi'nin jeolojik yaşı günümüze kadar çok araştırılmıştır. Çoğu araştırmacıya göre, gnayslar çekirdek, şist ve mermerler ise örtü serisini oluşturur (Candan, 1994; Koralay, 2001; Dora ve diğer., 2001). Pan–Afrikan bir temeli oluşturan çekirdek serisinde gözlenen gnayslara ait jeolojik yaşlar; Prekambriyen–Kambriyen'dir (572 ± 7 Ma 521 ± 8 Ma) (Loos ve Reischmann, 1999). Başka araştırmacılar da yaptıkları çalışmalarda gnaysların yaşlarını bu aralıklara yakın olduğunu belirtirler (Dora ve diğer., 2001; Régnier ve diğer., 2007). SMH'nin güneydoğu kenarında Bafa Gölü kuzey sınırındaki gnayslar için, olası Paleosen sonrası yaş öneren çalışmalar da vardır (Erdoğan ve Güngör, 2004). Çalışmacılar, bu bölgedeki gnays ve şist birimi arasındaki dokanağın intrüzif olduğunu ve şist birimi içindeki pelajik mermerlerin Maastrichtiyen yaşlı olduğunu belirtirler. Diğer

araştırmacılar, gnays biriminin, Menderes Masifi'nin ana metamorfizması sırasında meydana geldiğini ve biyostratigrafik korelasyonla yaşlarının Eosen ve Erken Oligosen olması gerektiğini, radyometrik mika yaşları ile de 35 ± 5 Ma olduğunu belirtmişlerdir (Şengör ve diğer., 1984; Şatır ve Friedrichsen, 1986). Gnayslar için Tersiyer yaşı öneren başka çalışmalar da bulunmaktadır. Bu çalışmalarda, özellikle inceleme alanının güneyinde bulunan Çine ast masifine ait (Çine Napı) gnays yüzleklerinden alınan mikalardan elde edilen yaşlar değerlendirilmiştir. Çalışmalarda birimin buradaki kuzeye doğru taşınma yönü veren ve yaygın olarak gözlenen milonitik yüzleklerindeki mikalarda özellikle Rb/Sr ve $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaşları kullanılmış ve birime 38 ± 5 Ma ile 32 ± 4 Ma arası değişen yaşlar önerilmiştir (Hetzl ve Reischmann, 1996; Bozkurt, 2004; Lips ve diğer., 2001; Catlos ve Çemen, 2005). Bazı çalışmacılar ise bölgede iki farklı granitik gnaysın olması gerektiğini, bunlardan birinin olası Tersiyer diğerinin ise olası Prekambriyen olduğunu belirtir (Bozkurt, 2007). Bu tartışmalı yaş aralıkları, Neojen öncesindeki metamorfizma olaylarının geniş bir zaman aralığında meydana geldiğini öngörür.

2.1.1.2 Kikladik Masif

SMH'nin kuzey kenarındaki Dilek Yarımadası ve çevresinde gözlenen diğer bir kristalin temel kaya topluluğu da Kikladik Masif'e ait metamorfik kayalardır. Bu kaya topluluklarının önceleri Menderes Masifi'ne ait bir kütle olduğu kabul edilsede, metamorfizma türü ve şekli açısından farklılıklar gösterdiği ve Ege Denizi içinde yayılım sunan Kiklatlar'a ait olduğu son yıllarda yapılan çalışmalarda ortaya konmuştur (Candan ve diğer., 1997; Oberhänsli ve diğer., 1998; Ring ve diğer., 1999; Okay, 2001; Çetinkaplan, 2002; Rimmelle ve diğer., 2006; Ring ve diğer., 2007; Gesner ve diğ., 2011). Çakmakoglu (2007), bu kayaların karmaşık bir tektonostartigrafik paketler bütünü olduğunu belirtir. Kikladik Masif'e ait bu kayalar genelde Mesozoyik yaşlı mermerlerden ve klorit-kıyanit şist, mavi amfibol içerikli metabazit ve mataboksit katkılarından yapıldır (Candan ve diğer., 1997; Oberhänsli ve diğer., 1998).



Şekil 2.3 Kristalin temel kayalara ait arazi fotoğrafları. (a) foliyasyonlu paragneyslar, (b) açık renkli ortagneyslar (pusula 16, çekici 30 cm, kırmızı ok çekici gösterir), (c) kuvars mercekli şist kayaları, (d) foliyasyonlu mermerler (mavi ok kişiyi gösterir), (e) Metaolistostromal Kikladik Masif birimi (kırmızı ok blok dokanağını gösterir), (f) Metakirintılı Kikladik Masif şist birimi, (g) Likya Naplarına ait

dolomit birimi, (h) Likya Naplarına ait orta–kalın katmanlı rekristalize kireçtaşı (fotoğraflardaki kişilerin ortalama boyu 186 cm).

Kikladik Masife ait bu kaya topluluklarının özellikle glaokofan+krosit, mavi–yeşil amfibol, karfolit, omfasit ve epidot gibi karakteristik mavi şist minerallerini içermesiyle Menderes Masifi’nden ayrılır. Mermer Kikladik Masif’in en yaygın gözlenen kaya bileşenidir. Mermerler daha çok Samsun Dağları’nda ve Söke ilçesinin kuzeyinde yer alan Okukdağı’nda yüzlek verir. Mermer dışındaki litolojiyi oluşturan kaya toplulukları genelde metafiliş karakterindedir. Bu birim, matriksi şistten oluşmuş içinde değişik boyutlarda metabazit, metaultrabazit, eklojit, kalkşist, mermer, amfibolit ile çörtlü mermer blok ve/veya tektonik dilimleri bulunan bazik kökenli "metaolistostrom" özelliğindedir (Şekil 2.3 e). Şistlerin taze yüzeyi baskın olarak yeşilimsi gri ve sarımsı yeşil, yer yer az ayrılmış kısımları açık kahverengi, ayrılmış kısımları ise kahverengi kıvılcıklı renklidir (Şekil 2.3 f). Şistler genelde bol muskovitli az biyotitli mika kuvars–şist karakterindedir. Yapraklanma aralıkları ortalama 2 –3 mm, özellikle aşırı derecede makaslanmış alanlarda 0.5 mm kadardır.

Kikladik Masif kaya topluluklarının yaşı pek çok araştırmacıya göre Mesozoyik–Oligosen arasındadır. Şist kayası içindeki fengit kristalleri $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemine göre ortalama Orta Eosen (40 M.y.) yaş vermektedir (Oberhänsli ve diğer., 1998). Bu kayaların Samos ve Kikladlar’daki eşleniklerinde ise metamorfizma geçirme yaşı 55 M.y’den 30 M.y’e kadar değişiklik gösterir (Gesner ve diğer., 2011). Ring ve diğer. (2007), Kikladik Masif’in bazı paketleri için 32 M.y. ile 42 M.y. arası yaş önerir. Genel görüş, bu kayaların dalma batmanın son aşamalarında önce yüksek basınç/yüksek sıcaklık metamorfizması, sonra Geç Eosen–Erken Oligosen’de Batı Anadolu’da yaygın olarak gözlenen Barov tipi gömülme metamorfizması geçirdiği yönündedir.

2.1.1.3 Likya Napları

SMH’nin kuzey kenarında yüzlek veren diğer bir temel kristalin kaya topluluğu Likya Napları’dır. Bu kaya topluluklarının yüzlekleri, Söke batı–güneybatısında, Samsun Dağları en doğu ucunda, Kuşadası doğu–güneydoğusunda ve Oyukdağ

batisındadır (Şekil 2.1). Bölgede Likya Napları'na ait kaya topluluklarının varlığı ilk kez Güngör ve Erdoğan (2001) tarafından tanımlanmıştır. Çetinkaplan (2002), Rimmelle ve diğer. (2006) ve Çakmakoglu (2007) bu kaya topluluklarını yeniden tanımlamışlardır. Bu kaya toplulukları genelde dolomitik ve mermere yakın dokusal özellik gösteren rekristalize kireçtaşlarından ve az miktarda kırmızı yeşil renkli metakırıntılılar ile temsil edilir. Dolomitlerin taze yüzey renkleri açık grimsi beyazdır (Şekil 2.3g). Bu dolomitik kayalar yer yer orta kalınlıkta katmanlanma gösteren açık beyaz bej renkli mermerleşmiş rekristalize kireçtaşları ile birliktelik gösterirler (Şekil 2.3h). Kırmızı kırıntılı bölüm ise yapraklanma gösteren ince kırıntılı yer yer epimetamorfik bölümler içeren kırıntılı/metasedimanter kayalar ile temsil edilir. Bu kırıntılı bölümün Likya Napları'na ait Karaova Formasyonu'na benzerlik gösterdiği belirtilmektedir (Rimmelle ve diğer., 2006; Çakmakoglu, 2007). Karaova Formasyonu olarak tanımlanan bu bölümde en üstte kahverengimsi sarı kalkışit, açık-koyu gri renklerde ince-orta katmanlı dolomit, grimsi beyaz dolomitik rekristalize kireçtaşları ile metakırıntılı kayalar ardalanır. Bu tektonostratigrafik kaya serilerinin içindeki bazı paketlerde bulunan fosil yaşları Triyas'tan Kretase'ye kadar değişir (Çakmakoglu, 2007). Bu tez kapsamında, Likya Naplarına ait kaya toplulukları da diğer kristalin temel kayalar gibi Neojen öncesi olarak kabul edilmiştir.

Bu üç tektonik birlikten oluşan kristalin temel kaya toplulukları birbirleri üzerinde tektonostratigrafik olarak alttan üste Menderes Masifi, Kikladik Masif ve Likya Napları şeklinde bulunurlar. Çalışma alanında, kristalin temel kayalar Miyosen kaya birimleri ile yapısal ve stratigrafi uyumsuzluğu oluşturur.

2.1.1.4 Kristalin Temel Kayaların Tortul Havza Oluşumundaki Rolü

Sedimentasyon ve tektonik, havza oluşumunu kontrol eden en temel etkenlerdendir. Havza tortul girdisi, özellikle o havzayı besleyen beslenme alanlarındaki kaya bileşiminin fiziksel-kimyasal özellikleriyle yakından ilgilidir. Diğer taraftan, volkanizma merkezleri ve metamorfik masifler havzalara önemli miktarda tortul üreten beslenme alanlarıdır.

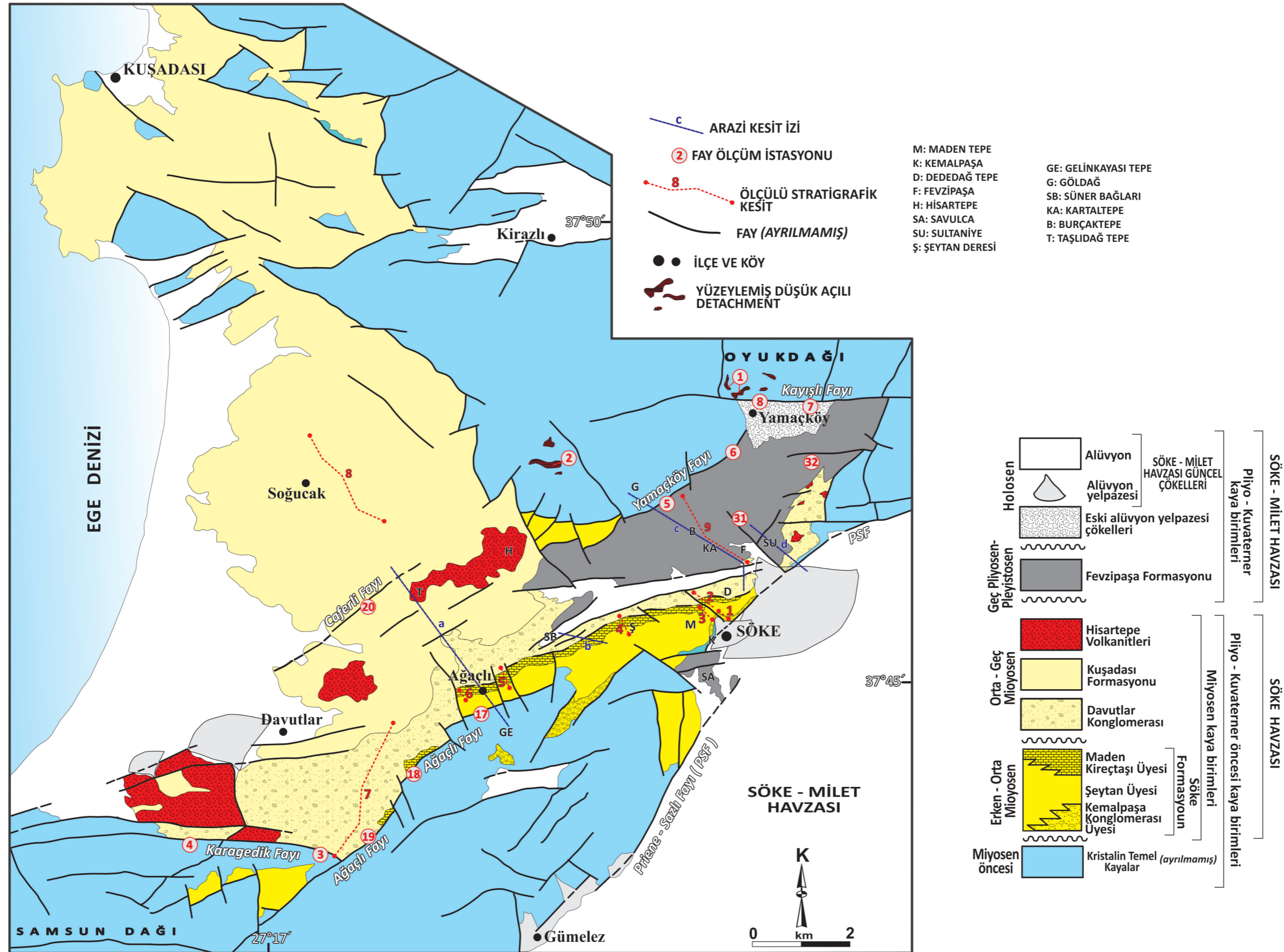
Menderes Masifi, Kikladik Masif ve Likya Napları, gerek tektonik gerekse kaya bileşimi açısından üzerinde açınmış tortul havzalara önemli miktarda tortul sağlayan alanlardır. Bu tür metamorfik masiflerin regolitik yapısı, üzerinde açınan havzalara çok miktarda tortul sağlayarak kalın istiflerin oluşumuna katkıda bulunur.

2.1.2 Miyosen Kaya Birimleri

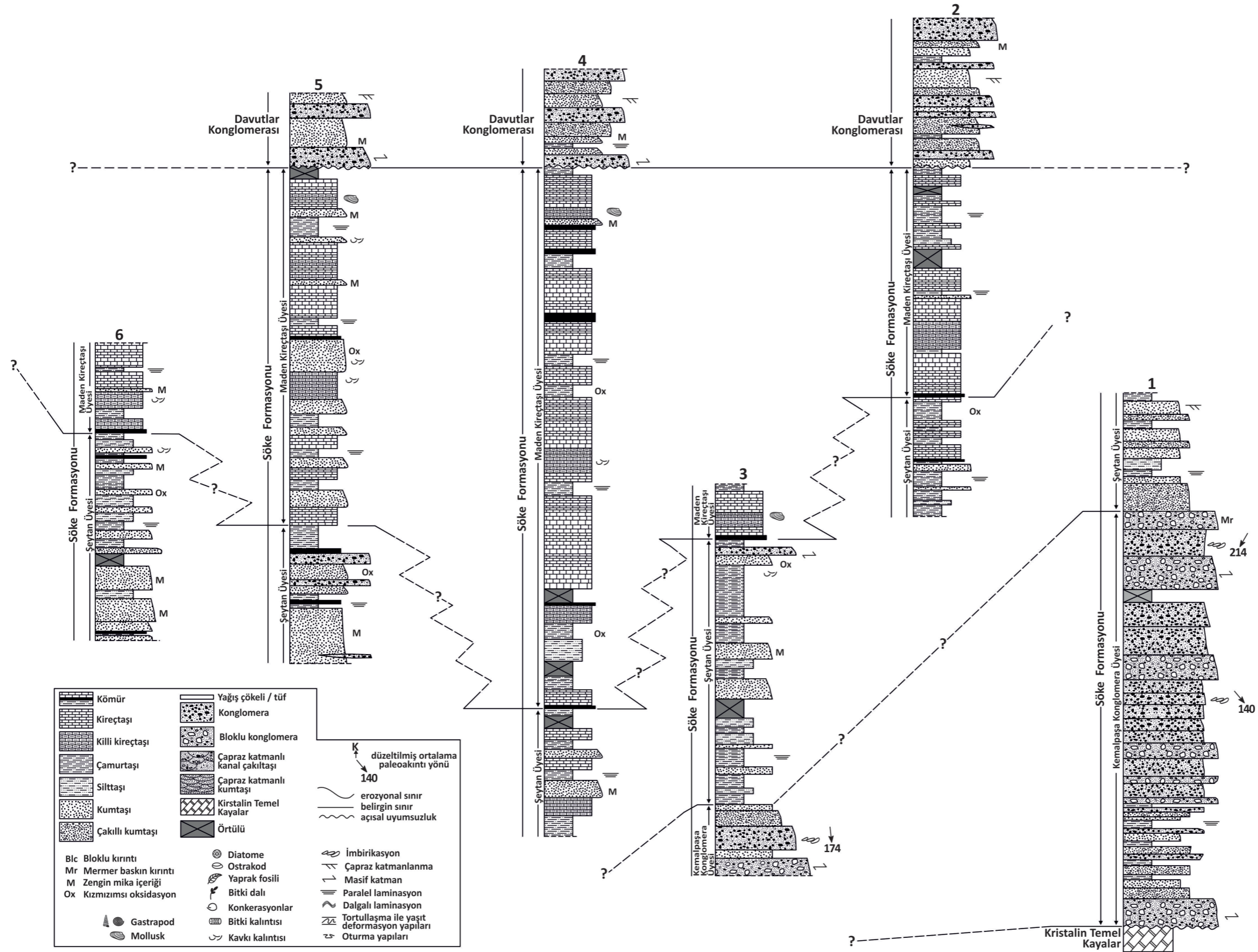
Bu başlık altındaki kaya birimleri başlıca kırıntılı, karbonat ve volkanik kayalardan oluşur. Miyosen kaya birimleri en açık olarak Söke – Kuşadası arasında gözlenir (Şekil 2.1 ve 2.4). Miyosen kaya birimleri formasyon düzeyinde dört kaya birimine bölünerek incelenmiştir, bunlar alttan üste; Söke Formasyonu, Davutlar Konglomerası, Kuşadası Formasyonu ve bu kaya birimlerini keserek yerleşmiş Hisartepe Volkanitleri'dir. Bu kaya istifinin toplam kalınlığı 750 m den fazladır (Şekil 2.2). Bu kaya birimleri, Miyosen Söke Havzası'nın dolgusunu oluşturur (Şekil 2.4).

2.1.2.1 Söke Formasyonu

'Söke Formasyonu' adı ilk kez Ünay ve Göktaş (1999) tarafından egemen olarak kömür, killi kireçtaşı ve kırıntılı kayalar içeren birim için kullanılmıştır. Aynı adı Gürer ve diğer. (2001), kömür içeren kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan kaya birimi için kullanmıştır. Her iki araştırma da gerek Söke Formasyonu gerekse Söke Formasyonu'nun uyumlu olarak oturduğu başlıca çakıltaşından oluşan alttaki kaya birimini, ölçülü stratigrafi kesiti vermeden, sırasıyla Kösele formasyonu ve Kemalpaşa konglomerası olarak adlandırmışlardır. Bu çalışmada Söke Formasyonu, stratotip verilerek en altta kaba kırıntılı Kemalpaşa Konglomera Üyesi, orta bölümde kumtaşı, çamurtaşı, karbonat kaya ve kömür katmanlarından oluşan Şeytan Üyesi ve en üstte ise baskın olarak karbonat kayalardan oluşan Maden Kireçtaşı Üyesi altında toplanmıştır (Şekil 2.2 ve 2.5). Birim kristalin temel üzerine açısız uyumsuz olarak oturur. Yaklaşık 8 km² alanda yayılım sunan formasyonun toplam kalınlığı 250 m'dir.



Şekil 2.4 Söke-Kuşadası arasının jeoloji haritası (Harita alanı için Şekil 2.1'e bakınız).



Şekil 2.5 Söke Formasyonu ölçülü stratigrafi kesitleri. Kesit yerleri için Şekil 2.4'e bakınız.

2.1.2.1.1 Kemalpaşa Konglomera Üyesi

2.1.2.1.1.1 *Tanım.* Başlıca kahverengimsi renkli kaba taneli çakıltaşı ve kumtaşları ile temsil edilir; çamurtaşları az olarak bulunur. Üyenin haritalanan alandaki yüzlek genişliği dar bir alanda yaklaşık 0,9 km², kalınlığı ise toplamda 50 metre ve daha azdır. Birim en açık Söke–Kuşadası karayolu ve Söke ilçesinin Kemalpaşa mahallesinde gözlenir (Şekil 2.4 ve 2.5).

2.1.2.1.1.2 *Litoloji.* Çakıltaşları egemen olarak kahverengimsi, kaba taneli, çok ince çakıl–kaba kum az çamur aramadde destekli, yer yer tane destekli, masif ve kalın katmanlı, zayıf–ortaç boylanmalı ve yer yer iyi pekleşmiştir. Çakıl bileşenleri az yuvarlaklaşmış rekristalize kireçtaşı, mermer, şist, gnays, az olarak mafik metamorfik kayalar, çört ve kuvarsitden oluşur (Şekil 2.6a). Çakıltaşı içinde yer yer merceksel konumlu kaba kumtaşı ve çamurtaşları yer alır. Çakıl uzun eksenleri kiremitvari dizilimli paleoakıntı yapıları ender olarak gözlenir, yaklaşık K – G gidişlidir (Şekil 2.5, kesit 1). Kumtaşları kahverengimsi–kırmızımsı renkli, kalın–ince katmanlı, yer yer laminalı, çamur aramadde destekli, ortaç boylanmalı ve kaba–ince tanelidir. Kumtaşları yer yer çakıllıdır. Çamurtaşları grimsi – sarımsı renkli, kalın katmanlı ve ortaç pekleşmiştir. Kumtaşları ile düzensiz ardalanmalıdır (Şekil 2.6b).

2.1.2.1.1.3 *Dokanak ve Stratigrafi İlişkileri.* Kemalpaşa Konglomera Üyesi kristalin temel kayalar üzerinde açısız uyumsuz oturur. Alt dokanak ilişkisi Söke–Kuşadası yolu ve yakın çevresinde gözlenir. Birimin temel üzerine oturduğu en alt bölümü blokludur. Birim genel olarak alttan üste tane incelmelidir. Çakıltaşlarından çakıllı kaba/çok kaba kumtaşlarına geçiş baskın olarak dereceli, yer yer ise anidir (Şekil 2.6b). Birim Kemalpaşa mahallesinde en kalındır. Batı ve doğuya gidildikçe Şeytan Üyesi ile yanal ve düşey geçiş yapar ve incelerek temel kayaları üzerler (Şekil 2.2 ve 2.5)

2.1.2.1.1.4 *Ortamsal Yorum.* Birimin stratigrafi ve sedimentoloji özellikleri, kristalin temele bitişik alüvyon yelpaze (leri) ortamında biriktirildiğini yansıtır.

Çakılların kaya bileşimi, bu yelpazelerin yaklaşık kuzeyden ve doğrudan kristalin temel kayalardan, özellikle Menderes Masifi'nden ayrıışan tortullarla beslendiğine işaret eder.



Şekil 2.6 Söke Formasyonu'na ait arazi fotoğrafları. (a) Kemalpaşa Konglomera Üyesi'ne ait bloklı çakıltaşı (çekiç 30 cm), (b) Çakıltaşları ile çakıllı kaba taneli kumtaşları arasındaki ani sınır (beyaz oklar), (c) Kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması, (d) Şeytan Üyesi'nin kömür arakatlı çamurtaşları (ölçek 1m), (e) Kumtaşları içinde gözlenen bivalvia kavkaları (para 2,5cm), (f) Maden Kireçtaşı Üyesi (fotolardaki kişilerin boyu ortalama 175 cm).

2.1.2.1.2 Şeytan Üyesi

2.1.2.1.2.1 *Tanım.* Birim başlıca kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Kömür içerir. Yaklaşık 6 km² yayılım sunar (Şekil 2.4). Birime ait başvuru ve tipik kesitler Ağaçlı köyü ve Söke çevresindedir (Şekil 2.5). Birim Kemalpaşa Konglomera Üyesi ve Maden Kireçtaşı Üyesi ile yanal ve düşey geçişlidir.

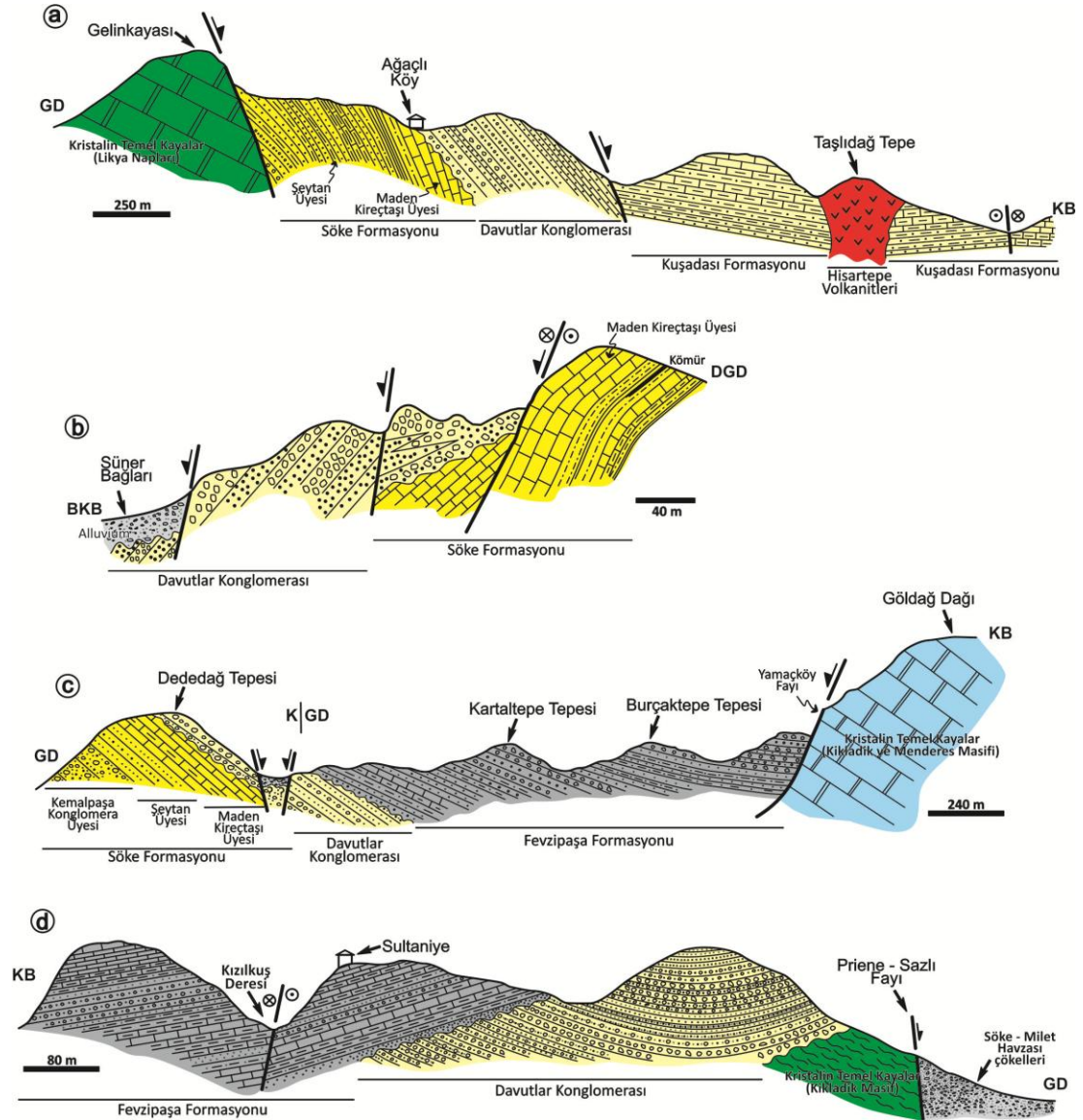
2.1.2.1.2.2 *Litoloji.* Kumtaşları grimsi renkli, kalın–ince katmanlı, kaba–ince taneli, tane destekli, ortaç–iyi boylanmalı ve ortaç–iyi pekleşmiştir (Şekil 2.6c). Sublitarenit ve kuvarsvake bileşimlidir. Mika mineralleri bol olarak bulunur. Kumtaşı katmanlarının üst bölümleri genellikle ince kömür arakatlı ve bol bitki kalıntılıdır (Şekil 2.6d). Kumtaşları kalınlıkları 0,5 ile 1,5 m arasında kömür arakatmanları içerir. Kireçtaşları beyazımsı renkli, kalın–ince katmanlı, yersel olarak killi, kumlu ve mikritik bileşimlidir. Kireçtaşı, çamurtaşı ve ince taneli kumtaşları *Unio* sp. gibi bivalviya fosilleri içerir (Şekil 2.6 e). Çamurtaşları grimsi renkli, kalın katmanlı, ortaç iyi pekleşmiş ve diğer kaya bileşenleriyle düzensiz ardalanmalıdır.

2.1.2.1.2.3 *Dokanak ve stratigrafi ilişkisi.* Birimim alt dokanağı Kemalpaşa Konglomera Üyesi ile geçişlidir. Kemalpaşa Konglomera Üyesi'nin çökemediği alanlarda birim temel kayalarla stratigrafik veya yapısal uyumsuz olarak bulunur (Şekil 2.2 ve 2.7, kesit a). Birim Ağaçlı köyünde yaklaşık 200 m kalınlıkta olmasına karşın doğu ve batı yönünde giderek inceler.

2.1.2.1.2.4 *Yaş.* Birim içersinde yaş bulgusu içeren 3 çalışma bulunmaktadır. Ünay ve Göktaş (1999) *Cricetodon* aff. *tobieni*, *Democricetodon* n.sp., *Megacricetodon* cf. *primitivus* ve *Glirulus* sp. gibi mikro memeli bulgularına dayanarak birimin MN 4 memeli zonu ile temsil edileceğini ve yaşının Orleaniyen (Geç Erken Miyosen) olduğunu belirtirler. Sarıca (2000) ise, birimin kömürlü düzeylerinin altında belirlediği *Albertona* sp. ve *Democricetodon* sp. gibi mikro memeli bulgularına dayanarak yine MN 4 zonuna işaret etmektedir. Akyol ve Akgün

(1999)'da birim içerisinde gözlenen kömürlerdeki palinolojik bulgulara dayanarak, Orta Miyosen yaşını önermiştir.

2.1.2.1.2.5 Ortamsal Yorum. Birimin stratigrafi, sedimentoloji ve litoloji bileşimi, alüvyon yelpazelerine bitişik alüvyonal düzlük ve bu düzlüklere yerleşmiş küçük göller ve göl kenarı bataklık ortamlarında birikime işaret eder.



ARAZİ KESİTLERİ AÇIKLAMALARI

kumtaşı	alüvyon ve kolüvyon	açısal uyumsuzluk	sağ yanal doğrultu atımlı fay
çakıltaşı	çakıllı kumtaşı	yüksek açılı eğim atımlı normal fay	sol yanal doğrultu atımlı fay
bloklu çakıltaşı	çamurtaşı	mermer/rekristalize kireçtaşı	sağ yanal bileşenli verrev atımlı normal fay
kireçtaşı	kiltası	metasediment	
killi kireçtaşı	lav ve dom		

Şekil 2.7 Kaya birimlerinin stratigrafi ilişkilerini gösteren arazide çizilmiş enine jeoloji kesitleri (Kesit hatları için Şekil 2.4, renk açıklamaları için Şekil 1.4'e bakınız).

2.1.2.1.3. Maden Kireçtaşı Üyesi

2.1.2.1.3.1 *Tanım.* Birim baskın olarak kireçtaşı ve çamurtaşı araldanmasından ve az olarak ince taneli kumtaşlarından oluşur. Ekonomik kömür katmanları içerir. Birimin tipik kesiti ve başvuru kesitleri Maden Tepe ve çevresindedir. Söke'den Ağaçlı'ya kadar yaklaşık 1 km² yayılım gösteren birim, ortalama 45 metre kalınlığındadır (Şekil 2.2 ve 2.4).

2.1.2.1.3.2 *Litoloji.* Kireçtaşları açık gri, bejimsi sarı renkli, düzgün orta/kalın katmanlı, yersel algal laminasyonlu ve yüksek dayanımlıdır (Şekil 2.6f). Bazı kireçtaşı katmanları karakteristik olarak saz fosilleri ve kuş gözü yapıları içerir. Kireçtaşları genellikle killi biyomikrit, biyomikrit, biyoklastlı çamurtaşı ve kuvars kumlu biyoklastlı çamurtaşı bileşimlidir. Biyoklastlar genelde planisipiral gastropod ve bivalvia kavkılarından oluşur. Biyoklastlar tane içi sparkalsit dolguludur. Çamurtaşları grimsi renkli ince-kalın katmanlı killi ve genellikle kireçtaşları ile araldanmalıdır. İnce taneli kumtaşları grimsi renkli, ince kömür arakatlı ve genellikle kireçtaşı ve çamurtaşları ile araldanmalıdır.

2.1.2.1.3.3 *Dokanak ve Stratigrafi İlişkisi.* Maden Kireçtaşı Üyesi'nin alt dokanağı Şeytan Üyesi ile yanal ve düşey geçişlidir. Söke Formasyonu'nun üst bölümünü temsil eden birim, Davutlar Konglomerası tarafından stratigrafik uyumsuz olarak örtülür. Maden Kireçtaşı Üyesinin Söke Formasyonunun diğer üyeleriyle stratigrafi ilişkisi ve kalınlık değişimi Şekil 2.5'de verilmiştir.

2.1.2.1.3.4 *Ortamsal Yorum.* Maden Kireçtaşı Üyesi'nin Şeytan Üyesi ile stratigrafi ilişkisi ve sedimanter özellikleri alüvyonal düzlükler üzerine yerleşmiş çok sığ karbonat göl ortamı ve göl kenarı bataklık ortamlarında birikimi yansıtır.

2.1.2.2. Davutlar Konglomerası

2.1.2.2.1 Tanım. Birim egemen olarak grimsi ve yeşilimsi çakıldaşı, kumtaşı ve çok az miktarda çamurtaşlarından oluşur. Birim, Yamaçköy ile Davutlar arasında yaklaşık 11 km² yayılım sunar (Şekil 2.4). Birimin başvuru kesitleri Davutlar güneyi Kurşunlu Manastırı dağ yolu ve Söke–Kuşadası yol yarmalarında. Birim, Söke Formasyonu’nu ve kristalin temel kayaları uyumsuz olarak örter, Kuşadası Formasyonu tarafından uyumlu olarak altlanır (Şekil 2.7 ve 2.8, kesit 7).

2.1.2.2.2 Litoloji. Birimin baskın litolojisini oluşturan çakıldaşları alt bölümlerde grimsi–yeşilimsi renkli, kırmızımsı ayrışmalı, masif ve kalın katmanlı, zayıf boylanmalı, ara madde destekli ve blokludur (Şekil 2.9a). Çakıllar genellikle mermer ve rekristalize kireçtaşı az olarak metasedimanter ve ultrabazik kaya kırıntılarıdır. Birimin üst bölümüne doğru tane destekli çakıldaşları artar, bu bölümler de çakıldaşları iyi boylanmış ve yuvarlaklaşmıştır (Şekil 2.9b). Çakıldaşlarındaki aramade oranı yanal yönde değişim gösterir (Şekil 2.9c). Formasyonun orta bölümünde, çapraz katmanlanma, 2 – 2,5 m kalınlıklı kanal dolgusu yapıları ve binik çakıl dizilimleri olağandır (Şekil 2.9d, Şekil 2.8, kesit 7). Çakıl dizilimleri ortalama G’den K’ye paleoakıntıya işaret eder. Söke – Kuşadası karayolu yol yarmalarında çakıldaşı ve kumtaşı araldanması karakteristiktir (Şekil 2.9e). Bu alanda kumtaşları grimsi ve yeşilimsi ve kırmızımsı–kahverenkli, ince ve kalın katmanlı, yer yer çapraz katmanlı ve paralel laminalı, tane destekli, orta–iyi boylanmalı ve çakıldaşları ile düzensiz araldanma gösterir (Şekil 2.9f ve g). Kumtaşları içinde çakıldaşı mercekleri sık olarak gözlenir (Şekil 2.9f). Bazı kumtaşı katmanları taşınmış gastropod kavkaları içerir. Çamurtaşları grimsi ve yeşilimsi renkli, ince katmanlı genellikle kumtaşları ile düzensiz araldanmalıdır.

2.1.2.2.3 Dokanak ve Stratigrafi İlişkileri. Davutlar Konglomerası Söke Formasyonu ve kristalin temel kayaları üzerine açılı uyumsuzlukla oturur. Birimin Söke Formasyonu ve kristalin temel ile alt dokanak ilişkisi Ağaçalı Köyü, Dededağ Tepe, Süner Bağları ve Sazlı Köy yakınında izlenebilir (Şekil 2.7 ve 2.10). Birim, Söke Formasyonu Maden Kireçtaşı Üyesine ait killi kireçtaşı kırıntıları içerir (Şekil 2.10c). Birimin katman kalınlıkları ve tane boyu üste doğru incelmektedir (Şekil 2.9g). Çakıldaşı yanal yönde kumtaşlarına geçişlidir. Davutlar Konglomerası, üstteki

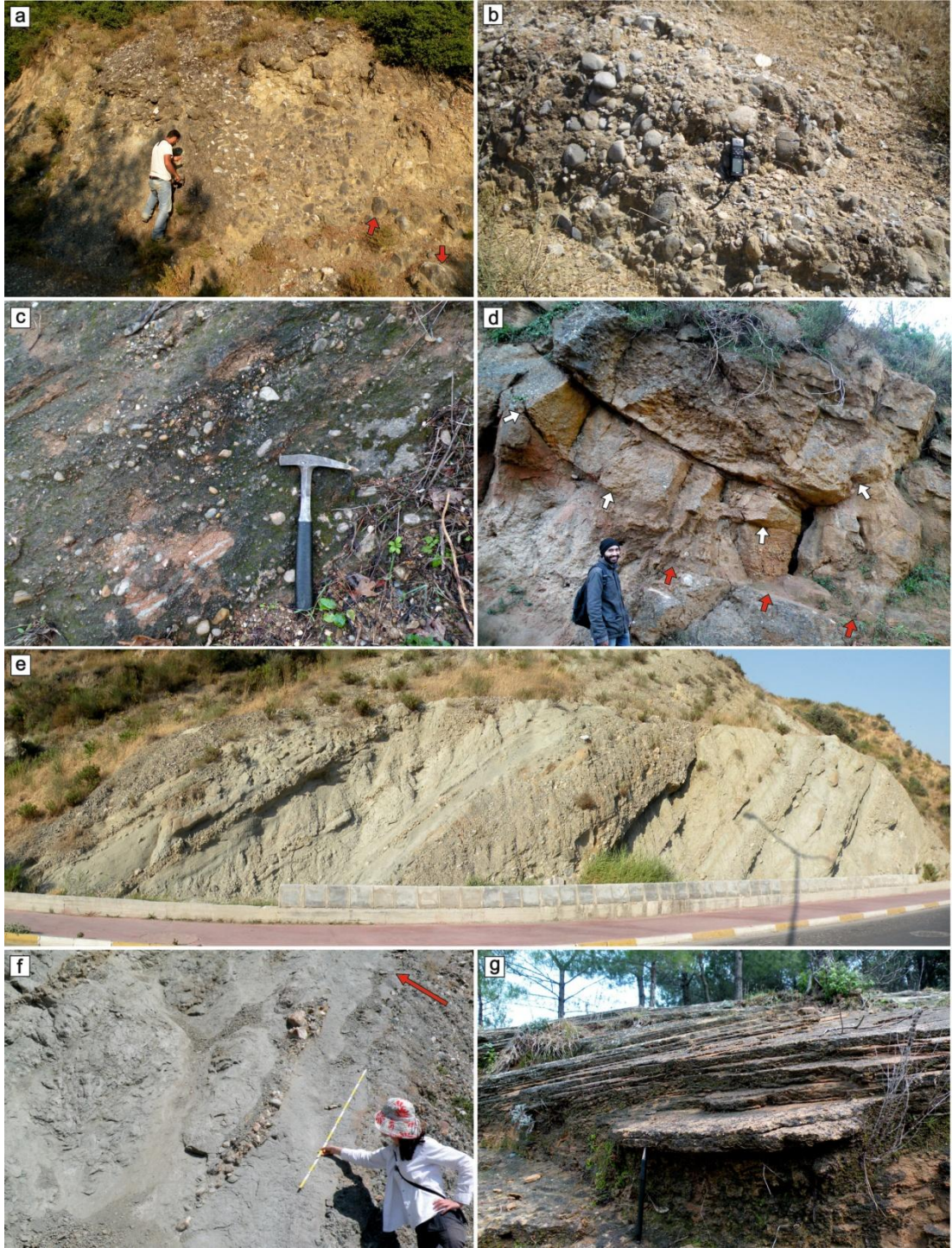
Kuşadası Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Birimin alt dokanağı özellikle Davutlar'da faylıdır.

2.1.2.2.4 Yaş. Ünay ve Göktaş (1999) ve Sarıca (2000), Söke ve Davutlar Formasyonlarından saptadıkları mikromemeli faunasının Orleaniyen (Geç Erken Miyosen) ve MN 4 memeli zonunu temsil ettiğini vurgulamışlardır. Ünay ve Göktaş (1999), Davutlar Konglomerası içindeki *Cricetodon*'u ve *Albertona*'yı evrimsel bakımdan Söke Formasyonu içinde gözlemledikleri *Cricetodon* ve *Albertona*'dan daha ileri bir evrimsel aşamada bulunduğunu, Davutlar Konglomerasının daha genç olabileceğini vurgulamışlardır. Ayrıca Sarıca (2000) Davutlar Konglomerası içindeki ince kırıntılı tortullarda MN 6 memeli zonunu temsil eden formlarında olduğunu belirtir. Buna göre, Davutlar Konglomerası için Orta Miyosen yaşı kabul edilebilir.

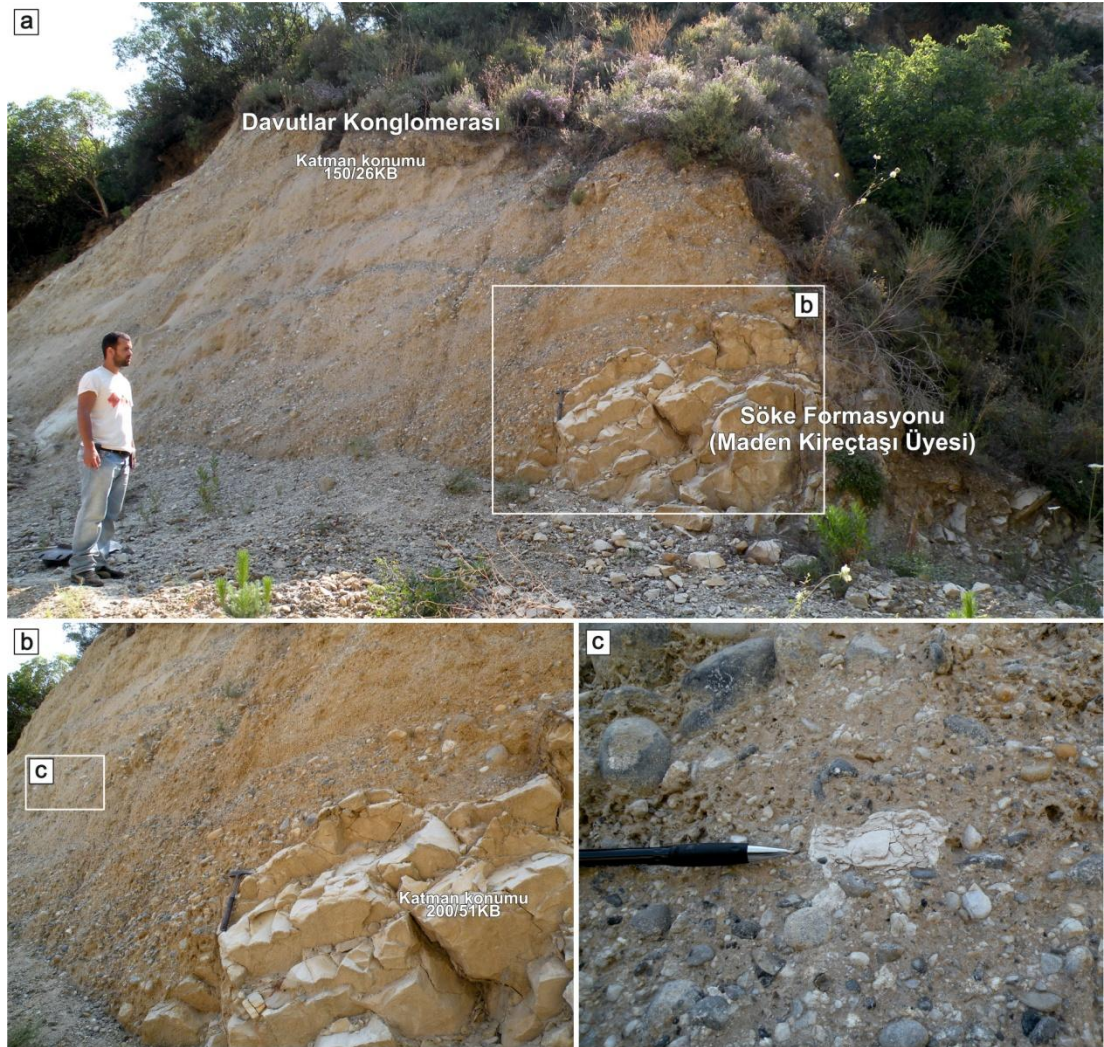
2.1.2.2.5 Ortamsal Yorum. Birimin sedimanter özellikleri, döküntü akmalarıyla biriktirilmiş alüvyon yelpazelerini ve akarsu ortamında çökelmeyi yansıtır. Birimin az miktardaki ince taneli kırıntılı tortul kayaları, akarsu taşkın ortamına işaret edebilir.



Şekil 2.8 Davutlar Konglomerası, Kuşadası ve Fevzipaşa Formasyonlarına ait başvuru kesitleri (Ölçülü kesit yerleri için Şekil 2.4, şekil üzerindeki sembollerin açıklaması için Şekil 2.5'e bakınız).



Şekil 2.9 Davutlar Konglomerası'na ait arazi fotoğrafları. (a) istifin tabanında gözlenen som bloklulu çakıltaşı (kırmızı oklar blokları gösterir, kişi 190 cm), (b) iyi/ orta boylanmış çakıltaşı (gps 17 cm), (c) ara madde destekli çakıltaşı (çekiç 30 cm), (d) çakıltaşı kanal dolgusu (kırmızı oklar katmanı, beyaz oklar ise kanalın tabanını gösterir, kişi 170 cm), (e) Söke – Kuşadası karayolu yol yarmalarında çakıltaşı ve kumtaşı ardalanması, (f) kumtaşı içindeki ince çakıltaşı mercikleri ve çakıltaşlarında gözlenen derecelenme (kırmızı ok çakıldan kaba kuma derecelenmeyi gösterir, kırık metre 100 cm), (g) ince katmanlı kumtaşı (çekiç 30 cm).



Şekil 2.10 (a) Davutlar Konglomerası ile Söke Formasyonu Maden Kireçtaşı Üyesi arasındaki uyumsuz dokanak ilişkisi (kişi 190 cm), (b) bu dokanak ilişkisinin yakından görünümü (çekiç 30 cm), (c) Davutlar Konglomerası içinde gözlenen Söke Formasyonu'na ait Maden Kireçtaşı Üyesi'nden türeme kireçtaşı çakılı (kalemin boyu 10 cm).

2.1.2.3 Kuşadası Formasyonu

2.1.2.3.1 *Tanım.* Birim alt bölümde başlıca çakıltaşı ve kumtaşı üst bölümde ise çamurtaşı ve kireçtaşları ile temsil edilir. Kuşadası çevresinde yaklaşık 35 km² yayılım sunar (Şekil 2.4). Birime ait başvuru kesiti Söke–Kuşadası karayolu üzerindedir (Şekil 2.8, kesit 8). Ayrıca formasyonun Kuşadası içindeki yol yarmalarında da incelenebilecek yüzlekleri bulunmaktadır. Kuşadası Formasyonu

Davutlar Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir, Fevzipaşa Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

2.1.2.3.2 Litoloji. Birimin alt bölümündeki çakıltaşları grimsi renkli, masif ve kalın katmanlı aramadne destekli ve kötü boylanmış. Çakıllar ince-kaba çakıl büyüklüğünde ve genellikle kristalin masifden türemiştir. Çakıllı kumtaşlarıyla yanal ve düşey geçiş gösterir (Şekil 2.11a). Kumtaşları grimsi ve açık kahverengimsi renkli, ince-kalın katmanlı, yer yer düzlemsel çapraz katmanlı, orta-iyi boylanmış (Şekil 2.11b). Kumtaşları bol mikalıdır. Çamurtaşları grimsi yeşilimsi renkli, kalın-ince katmanlı ve ince taneli kumtaşları ile arakatkılı yada ardalanmalıdır. Çamurtaşları gastropod kavkıdır (Şekil 2.11d) Birimin üst bölümünde baskın olan kireçtaşları beyazımsı ve bej renkli, ince-kalın katmanlı ve mikritik bileşimlidir. İnce taneli kumtaşları ile ardalanmalıdır (Şekil 2.11 c ve e).

2.1.2.3.3 Dokanak ve Stratgrafi İlişkileri. Kuşadası Formasyonu Davutlar Konglomerası ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 2.2 ve Şekil 2.8, kesit 7). Birim Fevzipaşa Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Birimin ölçülebilir kalınlığı 120 m olmasına karşın toplam kalınlığı 200 metreden fazladır. Birimi oluşturan kaya bileşenleri birbirleriyle kısa aralıklarda geçişlidir.

2.1.2.3.4 Yaş. Becker-Platen (1970) birimin yaşını *Cyprinotus wolffi*, *Cyprinotus congener* Vavra, *Cyprinotus dentatmarginatus* (Bairo), *Ilyocypris gibba* Lutz, *Paracandona euplectella*, *Potamocypris gracilis* Sieber, *Cypridopsis* sp., *Cyprinotus* sp., *Planorbis* cf. *planorbis* (Linne), *Carychium* Müller, *Vertigo antivatio* (Drapamaud), *Vertigo angustior* Jeffreys tatlı su ostrakod ve gastropod fosillerine göre Geç Miyosen olarak verir. Kuşadası Formasyonunun alt bölümünü kesip yerleşen Hisartepe Volkanitleri'nden elde edilen yeni Ar^{39}/Ar^{36} radyometrik Orta Miyosen yaşı, Kuşadası Formasyonunun Orta - Geç Miyosen yaşda olabileceğini gösterir.

2.1.2.3.5 Ortamsal Yorum. Birimin sedimantolojik ve litolojik özellikleri ile faunal içeriği tatlı su karbonat göl ortamına işaret eder. Kireçtaşları ile yanal ve

düşey geçiş gösteren kumtaşı ve ince taneli kırıntılı tortul kayaların özellikleri, bu tatlı su gölüne bitişik küçük delta ortamlarına işaret edebilir.



Şekil 2.11 Kuşadası Formasyonu'na ait arazi fotoğrafları (a) grimsi ve kahve renkli çakıllı kaba taneli kumtaşı (çekiç 30 cm), (b) yeşilimsi gri renkli çapraz katmanlı kumtaşları (kalem 14 cm), (c) ince taneli kumtaşı ve çamurtaşları ile ardalanmalı kireçtaşı katmanları (kırmızı oklar kireçtaşı katman sınırlarını gösterir, kişi 183 cm), (d) ince taneli kumtaşı ve gastropod kavkılı çamurtaşları (çekiç 30 cm), (e) beyazımsı bej renkli kireçtaşı katmanları (kişilerin ortalama boyu 175 cm).

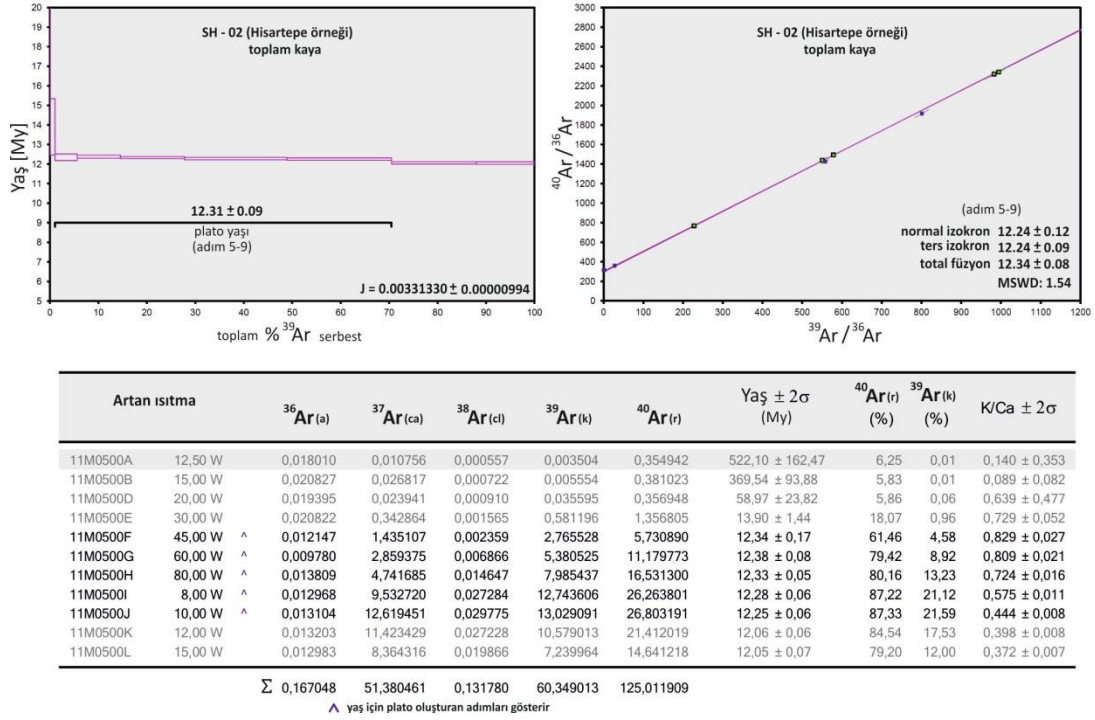
2.1.2.4 Hisartepe Volkanitleri

İlk kez Ercan ve diğer. (1986) tarafından tanımlanan Hisartepe Volkanitleri koyu gri–siyah renkli, karakteristik altıgen soğuma yüzeyli trakiandezit, bazaltik andezit, andezitik, az olarak latitik ve riyodasitik lav ve dom fasiyesinde volkanik kayalardır. Özellikle Hisartepe ve çevresindeki volkanik kayalar çok dik duvarlı tepeler oluşturur (Şekil 2.12a). Domların kenarlarında, altıgen soğuma sütunları ile karakteristik volkanik kayalar bulunmaktadır (Şekil 2.12b). Hisartepe Volkanitleri yaklaşık KD–GB uzanımlı bir kuşakta 4 ana alanda yüzlek verir (Şekil 2.4). Haritadan ölçülebilen kalınlıkları yaklaşık 60 m civarındadır. Sivri Tepe ve çevresindeki domun çıkış eksenini yaklaşık 40 KD'dur (Şekil 2.12c). Volkanik kayalar içinde kristalin temel kayaların kisenolitleri sık gözlenir (Şekil 2.12d). Hisartepe Volkanitleri, Davutlar Konglomasını keserek Kuşadası Formasyonu içine yerleşmiştir. Volkanik kayalar Hisartepe'de, Kuşadası Formasyonu kireçtaşları ile akışkan sınırlı peperitik dokanak oluşturur (Şekil 2.12e).

2.1.2.4.1 Radyometrik Yaş ve Yorum. Hisartepe volkanitlerinin K/Ar radyometrik yaşı Ercan ve diğer. (1986) ve Ercan ve diğer. (1996)'da birbirlerinden farklı aralıklarda verilmiştir. Bu yaşlar sırasıyla 6.99 ± 0.22 My ve 13.4 ± 0.3 ile 14.1 ± 0.5 My arasındadır. Bu çalışmada Hisartepe Volkanitleri Ar^{39}/Ar^{36} yöntemi ile yeniden yaşlandırılmıştır. Hisartepe'den alınan volkanik kaya örneklerinden elde edilen plato ve izokron yaş değerleri Şekil 2.13'de verilmiştir. Bu yöntemle göre elde edilen sonuçlar, volkanik kayaların 12.31 ± 0.09 plato yaşı ve $12.34 \pm 0.08 - 12.24 \pm 0.12$ izokron yaşlarında oluştuğunu gösterir. Bu yaş verisine göre, Hisartepe Volkanitleri Orta Miyosen'de sığ domlar şeklinde yerleşmiştir. Peperitik dokanak ilişkisi, Kuşadası Formasyonu göl ortamındaki karbonat birikimi ile volkanizmanın eş yaşlı olduğuna işaret eder. Bu ilişki olasılıkla Üst Miyosen'e kadar devam etmiştir.



Şekil 2.12 Hisartepe Volkanitlerine ait arazi fotoğrafları. (a) aşırı derecede dik Hisartepe Volkanitleri'nin uzaktan görünümü, (b) Hisartepe'deki domda altıgen soğuma yüzeyleri, (c) Sivri Tepe'de gözlene domun çıkış uzanımını yansıtan arazi fotoğrafı (kişi 178 cm), (d) volkanik lavlardaki kristalin temel kayalara ait kisenolitler (kalem 14 cm), (e) Kuşadası Formasyonu kireçtaşları ile volkanik kayaların yaptığı akışkan sınırlı peperitik dokanak (kişi 190 cm).



Şekil 2.13 Hisartepe Volkanitleri'nin plato/izokron yaş diyagramları ve yöntemde ölçülen değerlere ait sayısal veriler.

2.2 Pliyo–Kuvaterner Kaya Birimleri

Söke çevresindeki Pliyo–Kuvaterner kaya toplulukları Batı Anadolu'da yaygın olarak gözlenen bir jeolojik çökmezlik evresi ile Pliyo–Kuvaterner öncesi kaya birimlerinden ayrılır. Tez alanında birbirlerinden uyumsuzlukla ayrılan ve Söke–Milet Havzası'nı dolduran Pliyo–Kuvaterner kaya ve çökel toplulukları iki ana başlık altında toplanabilir. Bunlar alttan üste; (1) Fevzipaşa Formasyonu ve (2) Holosen–güncel çökellerdir (Şekil 2.2).

2.2.1 Fevzipaşa Formasyonu

2.2.1.1 Tanım. 'Fevzipaşa Formasyonu' adı ilk kez Gürer ve diğer. (2001) tarafından ölçülü stratigrafi kesiti vermeden Davutlar Konglomerası üzerine uyumlu olarak gelen Üst Miyosen yaşlı kumtaşı, siltaşı ve çamurtaşlarından oluşan kaya birimi için kullanılmıştır. Daha önce Ünay ve Göktaş (1999) aynı kaya topluluğunu tipik veya başvuru stratigrafi kesiti vermeden Savulca Formasyonu, alttaki

çakıltaşlarını ise Kartaltepe Formasyonu adı altında tanımlamıştır. Her iki araştırmacı da, Yamaçköy Formasyonu olarak tanımladıkları başlıca çakıltaşından oluşan üstteki kaya birimini Pliyosen ve Geç Pliyosen–Pleyistosen yaşında kabul etmişlerdir.

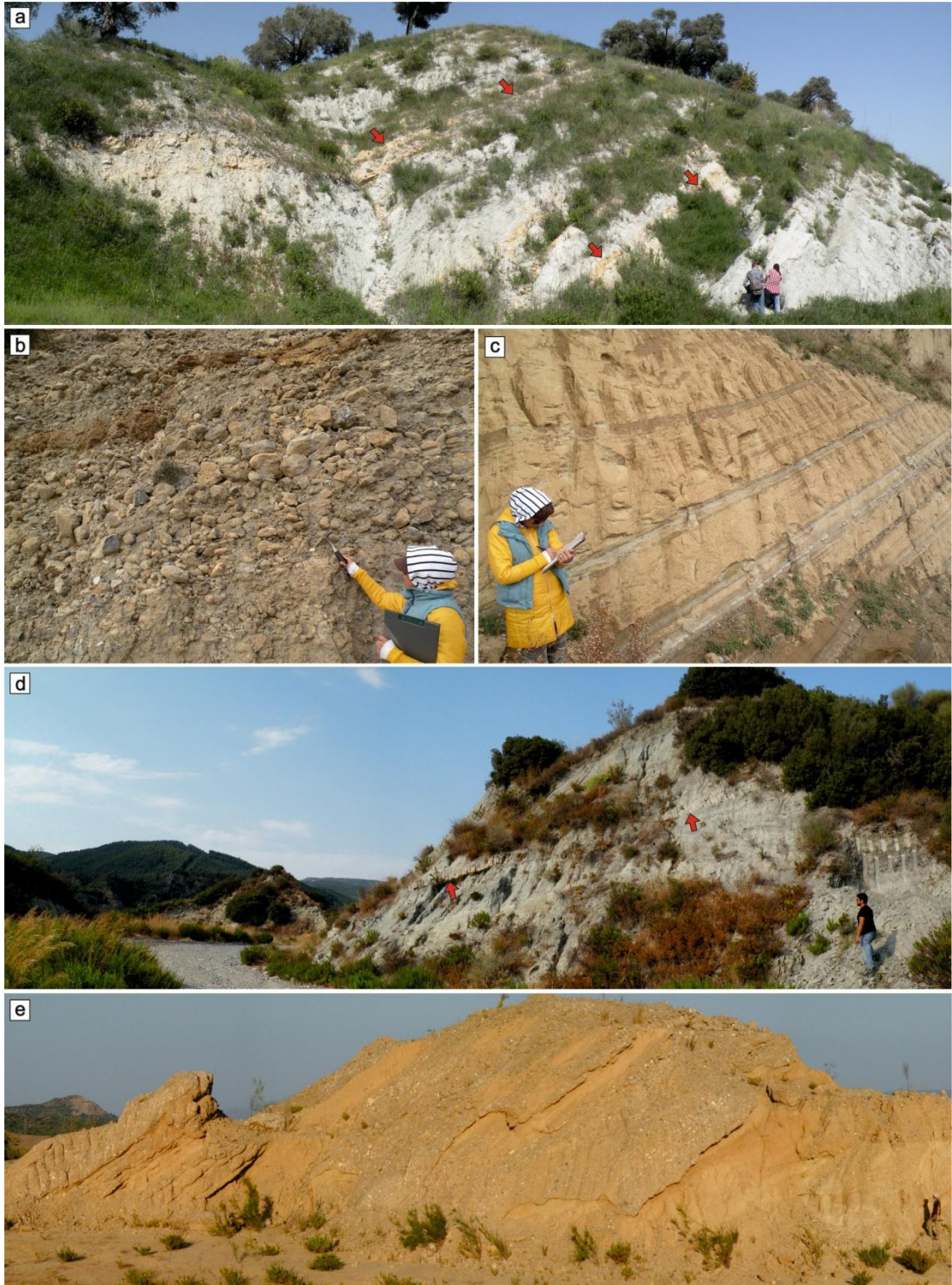
Bu çalışmada önceden tanımlanan bu kaya birimleri haritalanarak ayırtlanmış ve tipik kesitleri verilerek Fevzipaşa Formasyonu adı altında yeniden tanımlanmıştır. Fevzipaşa Formasyonu altta çakıltaşı ve kireçtaşı ar dalanması, ortada ince taneli kumtaşı ve az olarak çamurtaşı üstte ise alttaki kumtaşı ve çamurtaşlarını allostratigrafi uyumsuzluğu ile örten çakıltaşlarından oluşur. Birime ait tipik kesit Fevzipaşa ile Yamaçköy arasındadır (Şekil 2.8, kesit 9). Toplam kalınlığı yaklaşık 250 m dir.Yamaçköy ve Söke arasında yaklaşık 15 km² yayılım sunar (Şekil 2.4). Birim Miyosen kaya birimlerini ve kristalin temel kayaları uyumsuz olarak örter.

2.2.1.2 Litoloji. Birim egemen olarak yeşilimsi, grimsi ve kahve renkli çakıltaşı, kumtaşı ve az olarak çamurtaşlarından yapılıdır. Çakıltaşları massif, kalın ve ince katmanlı, kaba taneli, normal ve ters dereceli katmanlı, aramadde ve tane destekli ve az boylanmıştır. Çakıl bileşenler egemen olarak kristalin temel kayalar, az olarak Miyosen kaya birimlerine ait kireçtaşlarıdır. Bazı çakıltaşı katmanlarında mafik volkanik ve serpantin çakılları bağıllı bolluk gösterir. Çakıltaşlarında çakıl imbrikasyonları olağandır. Bu çakıl imbrikasyonları yaklaşık K'den G'ye doğru paleoakıntı verir (Şekil 2.8, kesit 9).

Çakıltaşları ile arakatmanlı olarak bulunan çakıllı kumtaşları genel olarak çakıltaşları ile benzer renklerde massif, kalın katmalı, aramadde destekli, kötü boylanmalıdır. Çakıltaşından sonra ikinci bolluktadır. Birimin orta bölümünü oluşturan kaba–ince taneli kumtaşları çakıltaşı ve çakıllı kumtaşları ile yanal ve düşey geçişlidir. Kumtaşları yeşilimsi ve kahve renkli, kaba–ince taneli, massif, orta–ince katmanlı, çapraz ve kırışık katmanlı, laminalı, tane destekli, iyi boylanmış ve az–ortaç pekleşmiştir. Kumtaşları karakteristik olarak bol mikalıdır. Formasyon içinde tuf ara katkıları gözlenmektedir.

İnce–kaba taneli kumtaşları ile yanal ve düşey geçişli çamurtaşları yeşilimsi renkli masif, kalın–ince katmanlı ve laminalıdır. Çamurtaşları tatlı ve acı su ostrakod fosilleri ile planktonik diatom ve balık dişleri içerir. Az olarak karadan türeme bitki kırıntıları bulunur. Birimin alt bölümünde çakıltaşı ve kumtaşları ile yanal ve düşey geçişli olarak bulunan kireçtaşları beyazımsı–bej renkli, kalın ve ince katmanlı, yersel algal laminalı ve mikritik bileşimlidir. Bol miktarda tatlı su ostrakod ve gastropod fosilleri içerir. Kireçtaşı yer yer kristalin temel kayalardan türeme mafik ultramafik ve metamorfik çakıllar içerir. Fevzipaşa Formasyonu kaya bileşenlerinin saha özellikleri Şekil 2.14’de verilmiştir.

2.2.1.3 Dokanak ve Stratigrafi İlişkileri. Fevzipaşa Formasyonu Davutlar Konglomerası üzerine düşük açılı uyumsuzlukla oturur, alüvyonal tortulları tarafından uyumsuz olarak örtülür. Alt dokanak ilişkisi Dededağ Tepe KB’sında, Söke–Kuşadası yolu üzerinde, Fevzipaşa Mahallesi devlet hastanesinin karşısındaki yol yarmalarında ve Sultaniye’nin GD’sunda görülebilir (Şekil 2.7 c, d ve 2.8 kesit 9). Dededağ çevresinde, birim Hisartepe Volkanitlerine ait bazaltik çıkıntıları uyumsuz olarak örter. Birimin kristalin temel kayalar ve diğer Miyosen kaya birimleri ile alt dokanak ilişkisi çoğu yerde faylıdır. Çakıltaşı altta gösel kireçtaşları, üstte ise sığ denizel kumtaşları ve çamurtaşları ile yanal ve düşey geçişlidir. Alttaki çakıltaşı–gösel kireçtaşı geçişli tortul paket üstteki çakıltaşı sığ denizel kumtaşı–çamurtaşı geçişli tortul paketten allostratigrafi uyumsuzluğu ile ayrılır. Biri bu allostratigrafi uyumsuzluk düzeyindeki kumtaşları, diğeri ise üstteki çakıllı kumtaşları içinde 40 ve 20 cm kalınlıklı iki volkanik kül/tüf katmanı bulunmuştur. Tüf katmanları beyazımsı bej renkli, çok ince taneli ve pümis içerikli, kuvasça ve biyotitçe zengindir. Formasyonun ince–kaba taneli kumtaşları içinde çapraz katmanlanma ve laminalanma ve diğer tortul yapılar sık olarak gözlenir (Şekil 2.15). Formasyon üste doğru kabalaşma gösterir. Fevzipaşa Formasyonu SMH’nin kuzeybatı kenarındaki Moralı ve çevresinde de yayılım göstermektedir (Şekil 2.1). Formasyonun yayılım alanındaki sivri tepeler, yaklaşık dik ve dike yakın vadiler karakteristiktir.

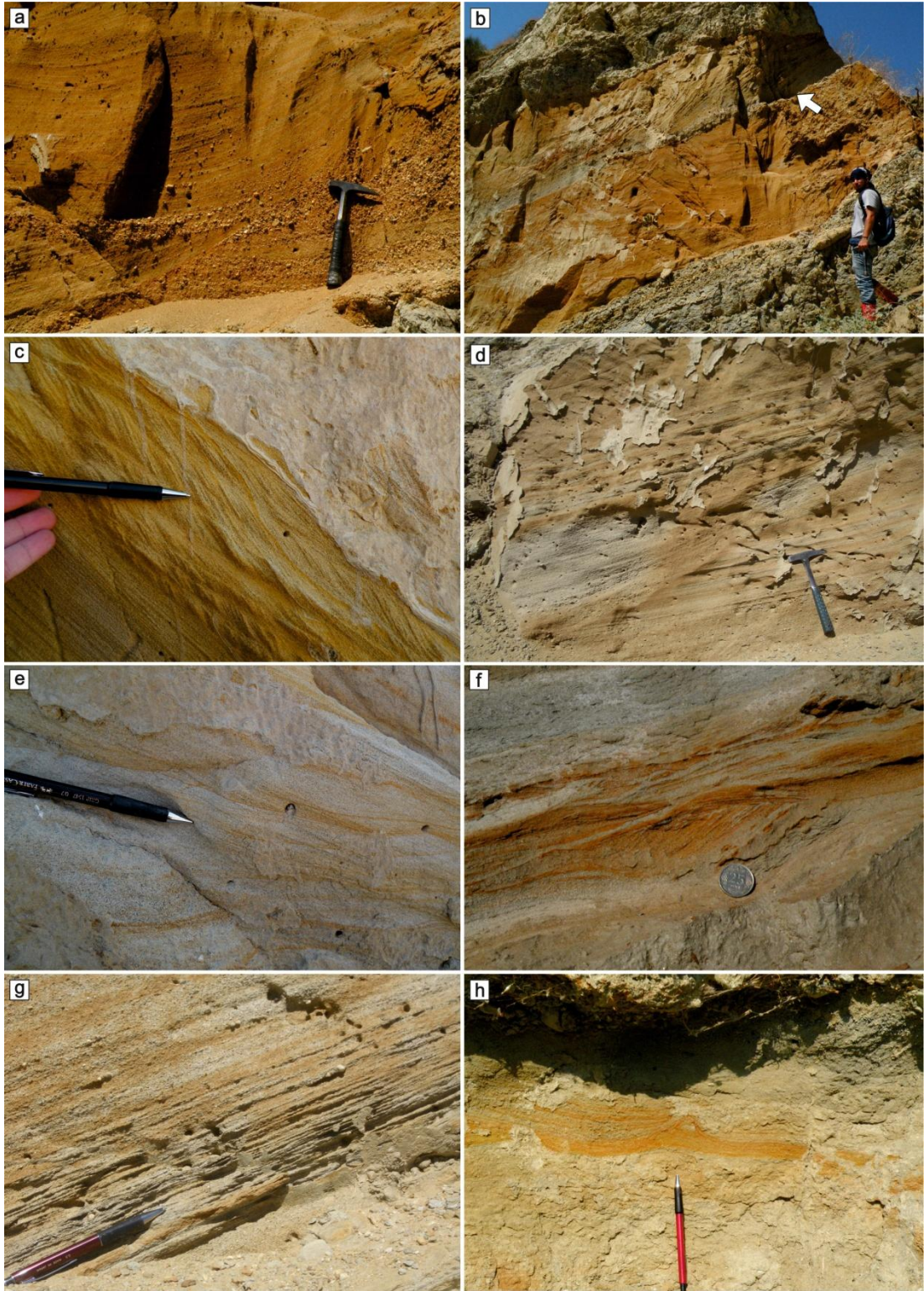


Şekil 2.14 Fevzipaşa Formasyonu'nun saha özellikleri. (a) Fevzipaşa Formasyonu alt bölümündeki yeşilimsi çakıltası-kumtaşı ve sarımsı renkli mikritik gösel kireçtaşı ardalanması. Kırmızı oklar kireçtaşı katmanı (kişilerin ortalama boyu 187 cm), (b) açık kahve ve grimsi renkli üste doğru tane kabalaşmalı bloklu kaba çakıltası (çekiç 30 cm), (c) Fevzipaşa Formasyonu'nun orta bölümünü oluşturan ince-kaba taneli kumtaşları (kişi 165 cm), (d) Fevzipaşa Formasyonu üst bölümünde çakıllı

kumtaşları içindeki üst tuf katmanı (kırmızı oklar, kişi 169 cm), (e) Fevzipaşa Formasyonu'nun üst bölümüne ait kahverenkli, som ve kalın katmanlı çakıltaşları (kişi 183 cm).

2.2.1.4 Yaş. Nebert (1955), ilk kez Fevzipaşa Formasyonu orta bölümündeki kumtaşlarında *Cardium* formlarına rastlamış ve kumtaşlarını *Cardiumlu kumlar* olarak tanımlamıştır. Becker–Platen ve Löhnert (1972), bu formların *Cardium edule* olduğunu, ince taneli kumtaşı ve çamurtaşlarının Pliyosen ya da Pleyistosen'de Ege Denizi ile bağlantılı bir ortamda çökelebileceğini belirtir. Ünay ve diğer. (1995) ve Ünay ve Göktaş (1999), formasyonun çamurtaşı seviyelerinde *Kalymnomys (Tibericola) aff. Jordanica*, *Apodemus mystacinus*, *Apodemus sylvaticus/A.flavicollis*, *Arvicola* sp., *Microtus* sp., ve *Soricidae* Sp. mikro memeli formları bulunduğunu ve bu formların Erken–Geç Pleyistosen yaşlı olduğunu kabul eder. Ayrıca Sarıca (2000) formasyonun alt seviyelerinde Geç Pliyosen mikro memeli formlarının varlığını vurgular.

Bu çalışmada arazide ilk kez iki volkanik kül/tuf katmanı (alt tuf katmanı, ATS; üst tuf katmanı, ÜTS) saptanmamıştır. Bu iki tuf katmanından alınan örnekler K/Ar yöntemi ile Institute of Geology of Ore Deposites, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Rusya (IGEM RAS) laboratuvarlarında radyometrik olarak yaşlandırılmıştır. Elde edilen yaşların sağlıklı olabilmesi için her katmandan iki örnek değerlendirilmiş, her örneğin biyotit ve toplam kaya yaşları ayrı ayrı hesaplanarak birbirleri ile denştirilmiştir (Tablo 2.1). Bu denştirme sonunda birbirleri ile uyumlu iki yaş elde edilmiştir. Biyotit ve toplam kaya yaşlarının aralıkları birlikte kullanılmıştır. Sonuç olarak, ATS 2.4 ± 0.3 ile 2.25 ± 0.15 My arasında, ÜTS ise $1.18 \pm 0.13 - 0.95 \pm 0.15$ My arası yaşdadır. Buna göre, formasyonun allostratigrafik uyumsuzluğunun üstündeki ince–kaba taneli kumtaşları Erken Pleyistosen'de çökelmiştir. Allostratigrafik uyumsuzluğun altındaki kırıntılı bölümden elde edilen Geç Pliyosen mikromemeli yaşları ve diğer yaş veren çalışmalardaki sonuçlara göre, formasyona Geç Pliyosen–Pleyistosen yaşı verilebilir.



Şekil 2.15 Fevzipaşa Formasyonu kahverengimsi ince–kaba taneli kumtaşlarının katmanlanma şekilleri. (a) kaba taneli kumtaşlarında gözlenen çapraz katmanlanmalar. Çapraz setlerin dip takımlarındaki ince çakıllara dikkat ediniz, (b) büyük ölçekli düzlemsel çapraz katman setleri (beyaz ok çapraz katman setinin alt sınırını gösterir, kişi 175 cm), (c) ince–orta taneli kumtaşlarında küçük ölçekli (cm) çapraz katmanlanma (kalem 14 cm), (d) kaba kumtaşlarında büyük ölçekli (m) düzlemsel

çapraz katmanlanma, (e) ince kumtaşlarında gözlenen küçük ölçekli çapraz katmanlanma, (f) ince taneli kumtaşlarında hamak şekilli çapraz katmanlanma (bozuk paranın çapı 1 cm), (g) ince çakıllı kaba ve orta taneli kumtaşlarında laminalanma (kalem 14 cm), fotolardaki çekiç 30 cm. (h) kumtaşları ve çamurkayaları içinde yoğunluk farkından dolayı oluşan alev yapıları (kalemin sivri ucu alev yapısının sivri ucuna paralel ve boyu 14 cm).

Tablo 2.1 Üst tuf seviyesi (ÜTS) ve alt tuf seviyesinin (ATS) radyometrik yaş verilerinin analiz değerleri.

Lab No	Seviye	Örnek No	Materyal	K, % ± σ	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (ng/g) ± σ	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	Yaş ± 2 σ (My)
15153	ÜTS	B-02M	Matriks	1.96±0.02	0.161±0.009	95.6	1.18±0.13
15159		B-02B	Biyotit	2.61±0.03	0.173±0.013	96.8	0.95±0.15
15152	ATS	K-01M	Matriks	2.65±0.03	0.417±0.012	74.0	2.25±0.15
15158		K-01B	Biyotit	1.47±0.02	0.243±0.018	96.3	2.4±0.3

2.2.1.5 Ortamsal Yorum. Fevzipaşa Formasyonu'nun stratigrafî, sedimantoloji ve faunal özellikleri, Söke çevresinin Pliyosen sonuna kadar karasal ortam özellikleri taşıdığı, Erken Pleyistosen'den itibaren ise deniz etkisinde kaldığını göstermektedir. Fevzipaşa Formasyonu içindeki allostratigrafik uyumsuzluğun üstündeki tortul paket, bu denizin salt fan deltaik bir kıyı bölümünü belgeler. Birimi oluşturan kaya bileşenlerinden tanımlanan litofasiyes, litofasiyeslerin ortamsal ilişkileri ve ortamsal yorumlar sedimantoloji bölümünde ayrıntılı bir şekilde verilmiştir. Holosen ve/veya antik dönemlerde deniz etkisinin Söke yakınlarına kadar etkili olduğu Büyük Menderes deltasının ilerlemesi ve arkeojeolojik araştırma sonuçlarından bilinmektedir. Fevzipaşa Formasyonu bu deniz etkisinin Erken Pleyistosen'de olduğunu gösteren arazi verileri içermektedir. Büyük Menderes Nehri'nin Ege Denizi ile delta ilişkisinin başlangıcı ve gelişimi ise Fevzipaşa Formasyonunun bölgede yayılımının ayrıntılı sedimantolojik incelenmesi ile ortaya konabilir.

2.2.2 Holosen – Güncel Çökeller

Holosen – güncel çökeller KD-GB gidişli SMH'nin jeolojik olarak en genç tortullarıdır. Bu çökeller olası Holosen yaşda az pekleşmiş tortul kayalar ve/veya çökelimleri hala devam eden tortullardan oluşmaktadırlar. Bu çökeller yayılım alanları, gözlem sınırları, morfolojisi ve yansıttıkları güncel ortam özelliklerine göre

üç ana çökel paketi altında toplanabilir; (1) alüvyon yelpazesi ve düzlüğü çökelleri, (2) denizel yelpaze deltası çökelleri, (3) Büyük Menderes denizel akarsu deltası çökelleri. Alüvyon yelpazesi ve düzlüğü çökelleri ile denizel yelpaze deltası çökellerinin yaşlı kaya birimleriyle arasındaki stratigrafi uyumsuzluğu havza kenarında gözlenebilmesine karşın, bu uyumsuzluğun yanal sürekliliği ve çökel topluluklarının havza ortasında birbirleriyle stratigrafi ilişkisi izlenememektedir. Bu çökel tolulukları olasılıkla birbirleri ile yanal ve düşey geçişli olmalıdır.

2.2.2.1 Alüvyon Yelpazesi ve Düzlüğü Çökelleri

Alüvyon yelpazesi çökelleri genellikle SMH'nin kuzey kenarında, Dilek Yarımadası'nı oluşturan Samsun Dağları ile Oyukdağı güney sınırlarında Priene–Sazlı Fayı (PSF) ile yükseltilmiş Pliyo–Kuvaterner öncesi kayaların üzerinde gelişmiştir (Şekil 2.1). Bu alanda morfolojik olarak belirgin Priene–Sazlı fayı düşen bloğu üzerinde kuzeyden güneye Argavlı, Sazlıköy, Söke, Yenidoğan, Gümelez, Güllübahçe, Boynak, Yuvaca, Atburgazı, Tuzbugazı, Doğanbey ve Karina Holosen–güncel alüvyon yelpazeleri ayrırtedilmiştir. Doğanbey ve Karina alüvyon yelpazeleri doğrudan Ege Denizi ile bitişik iki güncel sığ denizel yelpaze deltası oluşturur. Bu yelpazelerin yüzlek genişlikleri 6.82 – 0.14 km² arasında değişim gösterir. Yelpazelerin büyüklükleri ve yelpaze istiflerinin kalınlıkları birbirlerinden farklıdır. Yelpaze istiflerinin ölçülebilir kalınlığı, yalpazeyi besleyen aktif kanalın aşındırma gücü ve taş ocağı olarak açılmış çukurlarla sınırlıdır. Yelpazelerin morfolojisi, stratigrafi istifi, litofasiyes özellikleri ve bazı sedimanter özellikleri sedimantoloji bölümünde verilmiştir. Burada yelpaze çökelleri hakkında kısa bilgi verilecektir.

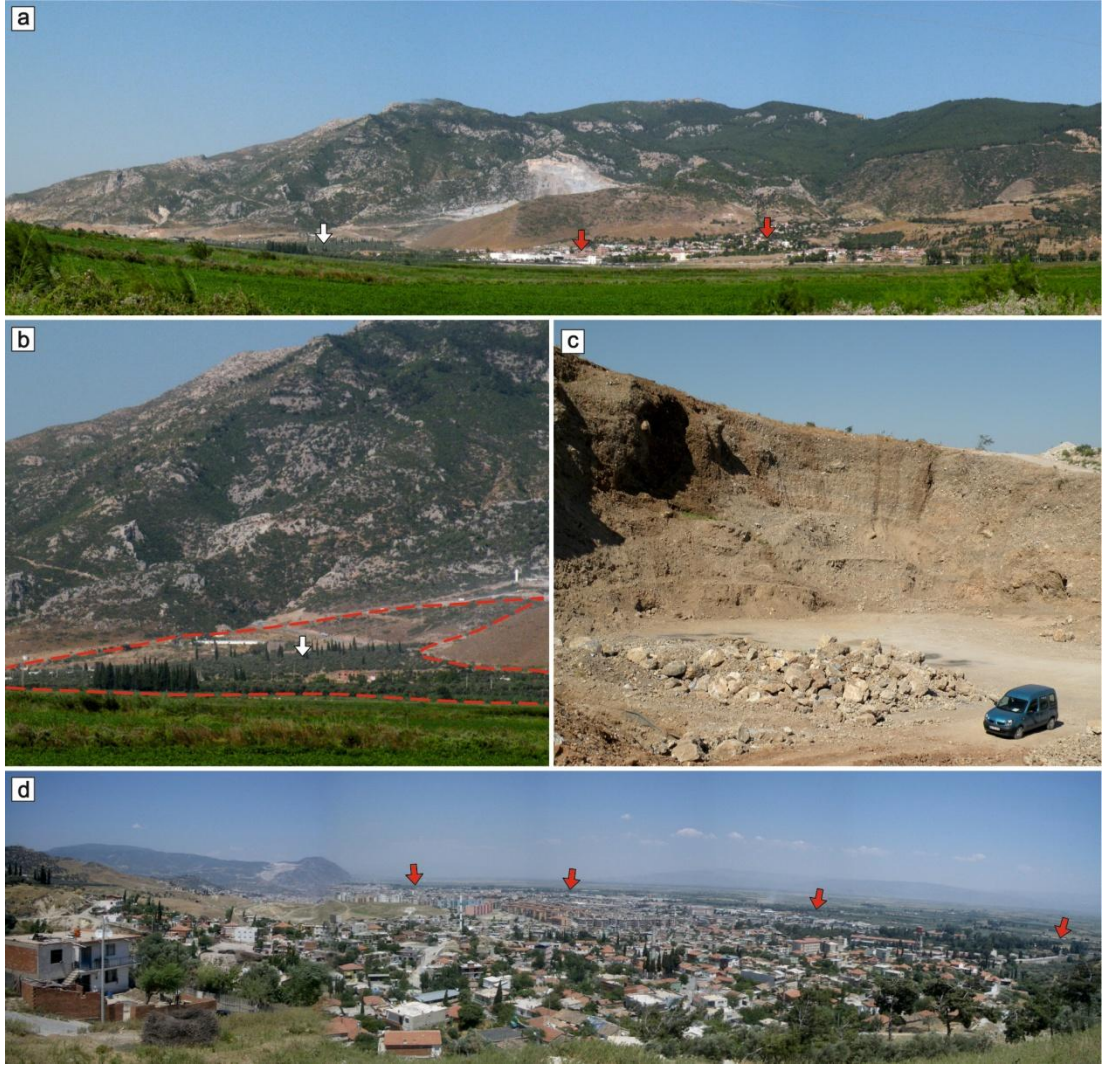
Gümelez yelpaze sistemi, birden fazla yelpazeden oluşur ve belirgin üçgen şekilli morfoloji sunar (Şekil 2.16a ve b). Bu yelpaze sisteminin en batısındaki yelpazenin ölçülebilir kalınlığı yaklaşık 24 metredir (Şekil 2.16c). Yelpaze sisteminin topoğrafyadan ölçülen toplam kalınlığı ise yaklaşık 70 m civarındadır.

Söke yelpazesi, SMH'nin kuzeybatı kenarında gelişmiş en büyük yelpaze sistemidir. Söke yerleşimi bu geniş yelpaze üzerinde yer alır (Şekil 2.16 d).

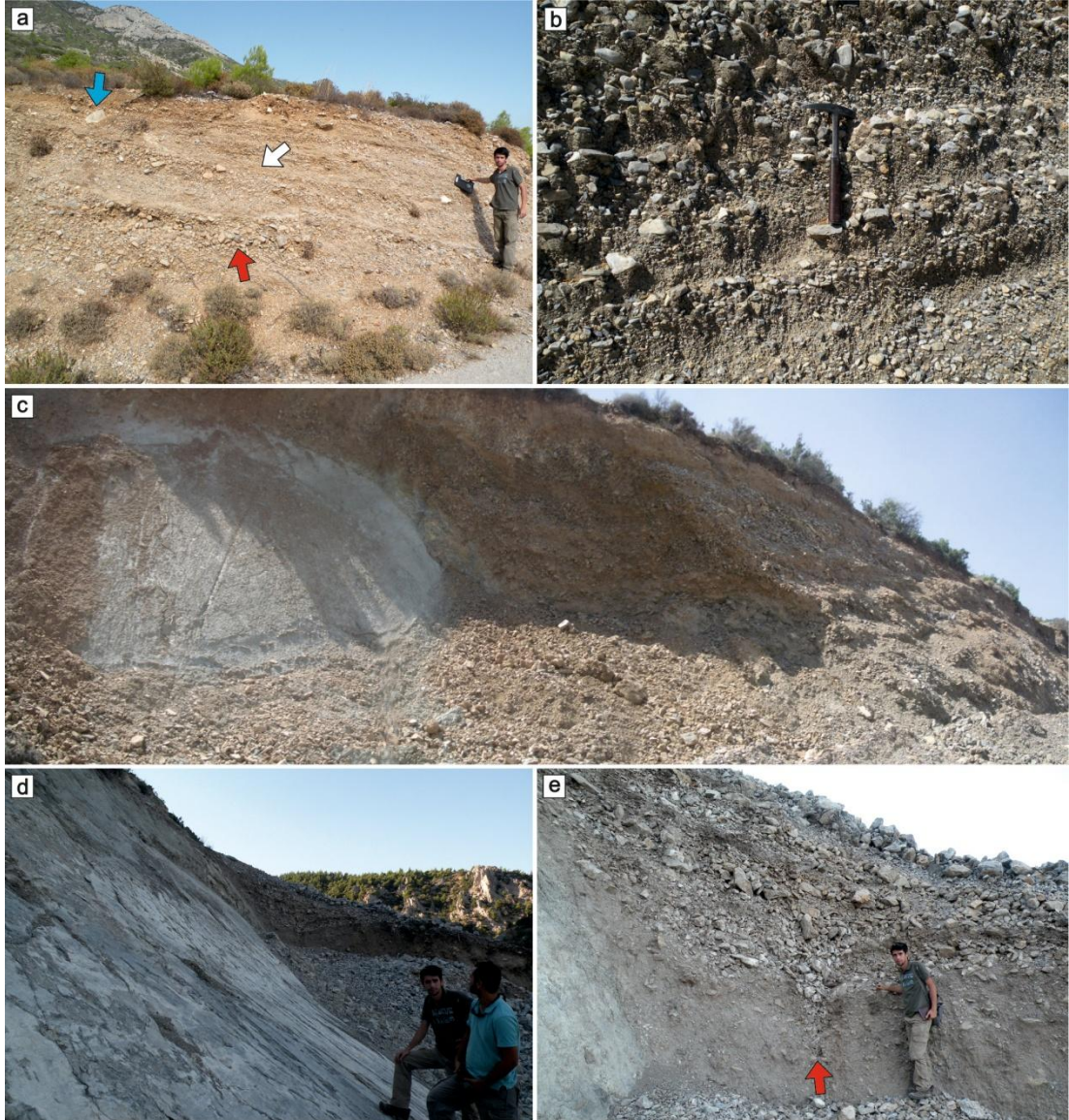
Alüvyon yelpazeleri açık kahverengi, kırmızımsı, yeşilimsi gri renkli aramade ve tane destekli, zayıf boylanmış, az – ortaç yuvarlaklaşmış bloklu kaba çakıtaşı, çakıllı kumtaşı ve kaba kumtaşından oluşur (Şekil 2.17a ve b). Blok ve çakıllar egemen olarak mermer ve rekristalize kireçtaşı, daha az olarak şist, gnays, metaultramafik kayalar ve kuvarsittir. Aramade destekli çakıtaşlarının çakıl bileşenleri çeşitli olmasına karşın tane destekli çakıtaşları genellikle monojenik kökenlidir. Yelpazenin yakınsak bölümünden ıraksak bölümüne gidildikçe genel olarak tane boyu azalır, dokusal olgunluk artar.

Alüvyon yelpazelerinin düzleştiği yerde çökelmiş genellikle orta/ince kum ve çamur tortullarından oluşan alüvyon düzlüğü düzlüğü çökelleri Büyük Menderes Nehri'nin taşkın tortulları ile yanal ve düşey geçişlidir. Bu dokanak ilişkisi açık olarak gözlenmemektedir.

Kolüvyonel çökeller genelde alüvyon yelpazelerinin üst bölümlerinde diri fay sarplıklarında sınırlı yayılım gösterir. Fay sarplıklarındaki kolüvyonel çökeller, blok ve kil arası, boylanmamış, pekleşmemiş ve genellikle tek cins tanelerden oluşur (Şekil 2.17c ve d). Karakteristik olarak Dilek Yarımadası güneyinde PSF'nin güneybatısındaki fay sarplıklarında yaygın olarak gözlenir. Kolüvyonel çökeller genellikle 15 – 25 derece, bazı fay yüzeyleri önünde 30 dereceye kadar eğimlidir. Kolüvyonel çökellerde sismik hareketlerden ve/veya oturmalarından kaynaklanan deformasyon yapıları gözlenir (Şekil 2.17e).



Şekil 2.16 (a) SMH'nin orta kuzey bölümünde yer alan Gümelez yelpaze sistemi (kırmızı ve beyaz oklar yelpazelerin orta bölümlerini gösterir), (b) Gümelez yelpaze sisteminin en batı ucundaki yelpazenin üçgen geometrisi (kırmızı kesikli çizgi yelpazenin sınırını, beyaz ok yelpazenin orta kısmını gösterir), (c) Gümelez yelpaze sisteminin en batı ucundaki yelpaze istifi. İstifin buradaki ölçülebilir kalınlığı 24 m dir (araba yüksekliği 200 cm), (d) Söke yerleşimi, SMH'nin en geniş Söke yelpaze sistemi üzerinde yer alır (kırmızı oklar yelpazenin geometrisini gösterir).



Şekil 2.17 (a ve b) Genellikle diri fay zonlarına bitişik alüvyon yelpazelerine ait kaba kırıntılı tortul kayalar (mavi ok blok boyutlu dolomite, beyaz ok aramada destekli bölümü, kırmızı ok ise yersel olarak cepler şeklinde aynı cins tane bileşenli ve tane destekli bölümü gösterir, kişi 183 cm, çekiç 30 cm), (c ve d) diri fay dokanağında kolüviyal çökeller (kişilerin boyu ortalama 185 cm), (e) kolüviyal çökeller içinde sismik hareketlerden kaynaklanan deformasyon yapısı (kırmızı ok).

Alüvyon yelpazeleri, PSF'nin yükselttiği Fevzipaşa Formasyonu, Miyosen kaya birimleri ve Miyosen öncesi kristalin temel kayalar üzerine uyumsuz olarak yerleşmiştir. Bu uyumsuzluğun havza ortasındaki yanal devamı ve diğer kaya toplulukları ile stratigrafi ilişkisi açık olarak gözlenememektedir. Yelpazelerin oluşumu Fevzipaşa Formasyonu çökeliminden sonra Geç Pleyistosen sonrası veya Holosen olmalıdır.

2.2.2.2 Denizel Yelpaze Deltası Çökelleri

PSF'nin batı ucunda yer alan Karina ve Doğanbey alüvyon yelpazeleri doğrudan Ege Denizi ile bitişiktir. Bu iki yelpazenin deniz altında kalan bölümü ve olasılıkla yelpaze tortulları ile yanal geçişli denizaltı kumtaşı ve/veya çamurtaşları birlikte güncel sığ denizel yelpaze delta sistemi oluşturur. Karina ve Doğanbey alüvyon yelpazeleri bu sığ denizel yelpaze delta sisteminin delta üstü bölümünü temsil ederler. Delta ilerisi ise bu yelpazelerle bitişik Karina lagün çökelleri, lagün kenarı bataklık çökelleri ve lagünü açık denizden sınırlayan uzunlamasına kum adalarıdır. Sığ denizel yelpaze deltası çökellerinin Büyük Menderes denizel yelpaze deltası çökelleri ile stratigrafi ilişkisi gözlenmemektedir.

2.2.2.3 Büyük Menderes Denizel Akarsu Deltası Çökelleri

Büyük Menderes Nehri, Denizli'den BMG içine girerek batıya doğru akar. Nehrin D – B uzanımı, Germencik yakınlarında Argavlı'dan GB'ye dönerek SMH içinde Ege Denizine kadar devam eder. Nehir yaklaşık % 85 menderesli, %15 düz ve örgülü karakterdedir. Büyük Menderes Nehri'nin kanal ve taşkın çökelleri SMH'de geniş alanlar kaplar. Sınırlı alanlarda gözlenebilen kanal çökelleri kahverengimsi ve gri renkli, bloklu kaba çakıltaşı ve çakıllı kumtaşlarından oluşur. Kanal çökellerinin havza içindeki yayılım sınırları ve ince taneli taşkın tortulları ile stratigrafi ilişkisi örtülü olduğundan açıkça gözlenmemektedir. Büyük Menderes Nehri'nin terk edilmiş kanal yapısı, akarsu sisteminin tektonik hareketlere ve çökelmeye bağlı olarak KB'den GD'ye doğru yanal olarak yer değiştirdiğini gösterir. Büyük Menderes Nehri'nin taşıdığı tortullar, nehrin Ege Denizi'ne açıldığı yerde çok geniş bir deltaya dönüşür. Bu delta Batı Anadolu'nun en büyük güncel denizel akarsu deltasıdır. SMH'nin en batı ucunda SMH'ye ait tüm çökel toplulukları görülmektedir (Şekil 2.18).

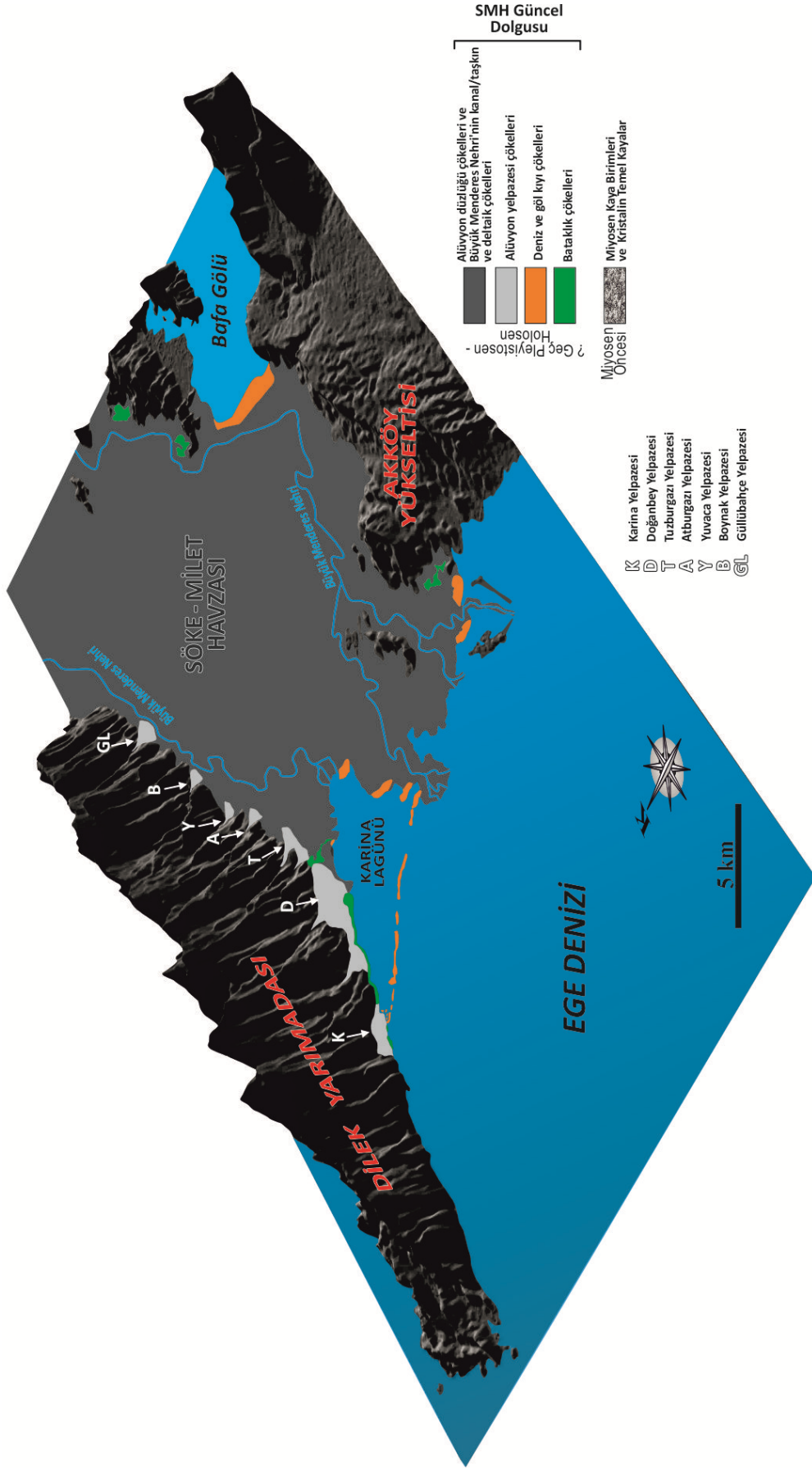
Büyük Menderes denizel akarsu deltasının SMH tortul dolgusu içindeki stratigrafi konumu ve delta ilerlemesi az incelenmiştir (Aksu ve diğer., 1987a ve b; Aksu ve diğer., 1990; Takahashi, 1997; Hakyemez ve diğer., 1999) Bafa Gölü ve Büyük

Menderes deltasının Holosen'deki Ege Denizi ile ilişkisi Brünckner ve diğer. (2003) Müllenhoff (2004), Müllenhoff ve diğer. (2004) tarafından araştırılmıştır. Bu araştırmaların sonuçları, Büyük Menderes denizel akarsu deltasının antik dönemlerde Söke yakınlarında olduğu ve günümüze kadar ilerleyerek bugünkü konumuna geldiğini göstermektedir. Bafa Gölü, bu delta ilerlemesinin sonucunda Ege Denizi'den ayrılarak oluşmuş artık bir acı göldür. Kazancı ve diğer. (2009), SMH da açılmış on sondajı inceleyerek, Ege Denizi'nin Holosen'de Büyük Menderes nehrinin tortulları ile transgresif bir ilişkide olduğunu belirtir.

Büyük Menderes denizel akarsu deltasının Holosen'deki gelişimine ilişkin bu sınırlı bilgilere karşın, delta yerleşiminin Pleyistosen'de de var olup olmadığı bilinmemektedir. Bu çalışmada, Fevzipaşa Formasyonu içinde bulunan sığ denizel çökeller, Büyük Menderes denizel akarsu deltası oluşumunun olasılıkla Holosen'den önce başlamış olabileceğine işaret eder.

Denizel yelpaze deltası ve Büyük Menderes denizel akarsu deltası çökelleri ile ikişekli kıyı çökelleri plaj kumları, kum barları ve kum adalarıdır. Özellikle Büyük Menderes Nehri'nin denize boşaldığı alanda özgün çapraz ve kırışık katman yapıları gözlenir. Bafa Gölü'nün batı kenarında ise çamur düzlükleri karakteristiktir. Bu çamur çökelleri diğer çökellerle yanal olarak giriftir.

SMH'nin Holosen tortul dolgusu, güneyde Menderes Masifi ve Miyosen kaya birimlerini, kuzeyde ise Likya Napları, Kikladik Masif, Miyosen kaya birimleri ve Fevzipaşa Formasyonu'nu uyumsuz olarak örter. Bu dokanak çoğu yerde tektonik olarak faylı gözlenmektedir.



Şekil 2.18 Büyük Menderes Deltası çevresinin jeolojisi giydirilmiş üç boyutlu jeomorfoloji haritası.

BÖLÜM ÜÇ

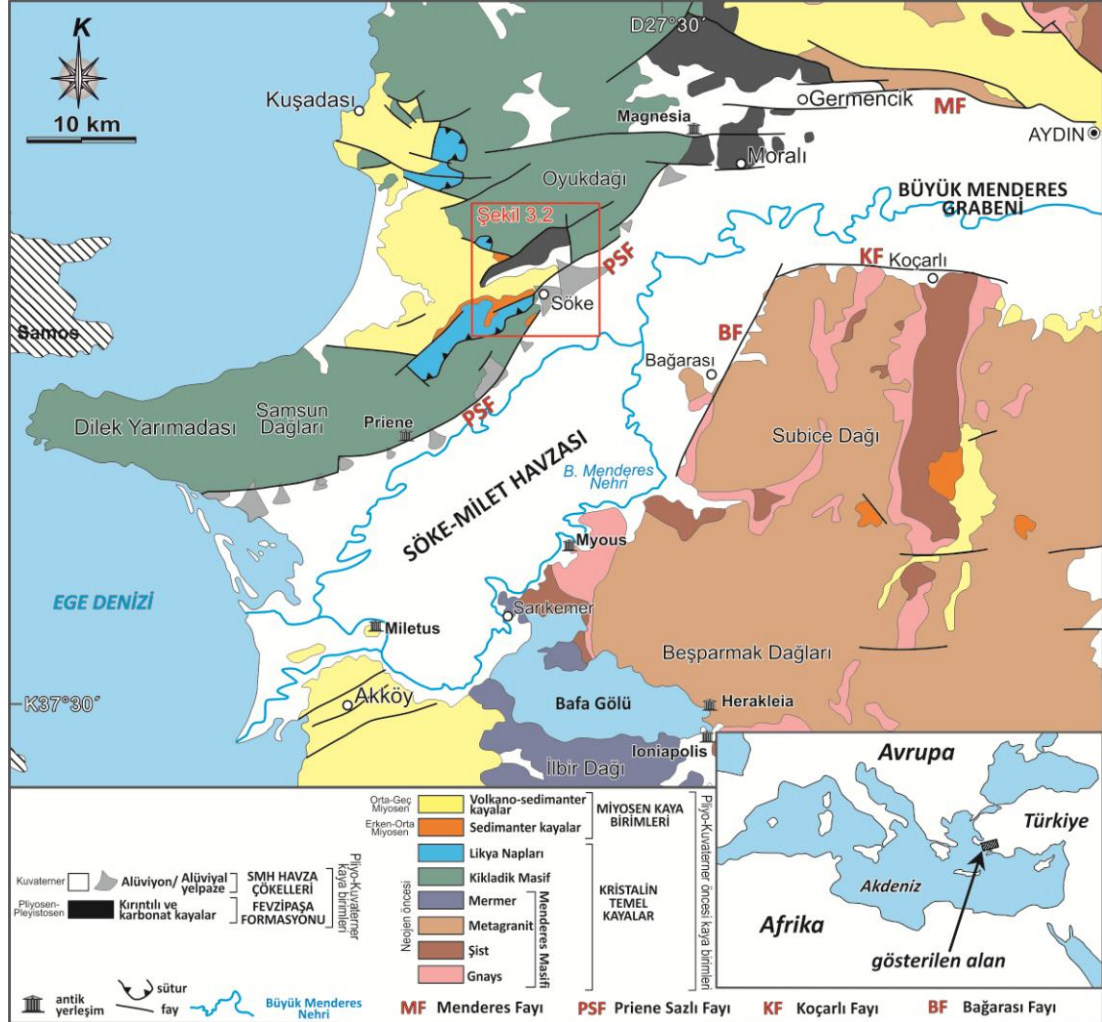
SEDİMANTOLOJİ

Bu bölümde, Söke – Milet Havzası (SMH) kuzey kenarındaki Geç Pliyosen–Pleyistosen yaşlı Fevzipaşa Formasyonu ve Priene– Sazlı Fayı (PSF) boyunca dizilmiş olası Holosen yaşlı alüvyon yelpazelerinin tektonosedimanter özellikleri ele alınmıştır. Söke çevresindeki Fevzipaşa Formasyonu üzerinde açılmış kum ocakları ve birimin morfolojisi litofasiyes analizi yapmaya uygun kesitler sunar. Söke yöresi için literatürde Becker– Platen ve Löhnert (1972)'de değinilen Pliyosen– Pleyistosen denizel etkisinin sedimantolojik kanıtlarına ilk kez bu tez çalışmasında ulaşılmıştır. PSF'nin düşen bloğu üzerinde, kuzeyden güneye Argavlı, Sazlıköy, Söke, Yenidoğan, Gümelez, Güllübahçe, Boynak, Yuvaca, Atburgazı, Tuzbugazı, Doğanbey ve Karina alüvyon yelpazeleri ayırtdilmiştir. Doğanbey ve Karina alüvyon yelpazeleri doğrudan Ege Denizi ile bitişik iki güncel sığ denizel yelpaze deltası oluşturur. Diğer alüvyon yelpazeleri, Büyük Menderes nehrinin taşkın düzlüğü tortulları ile açıkca izlenemeyen yanal giriftlik gösterir.

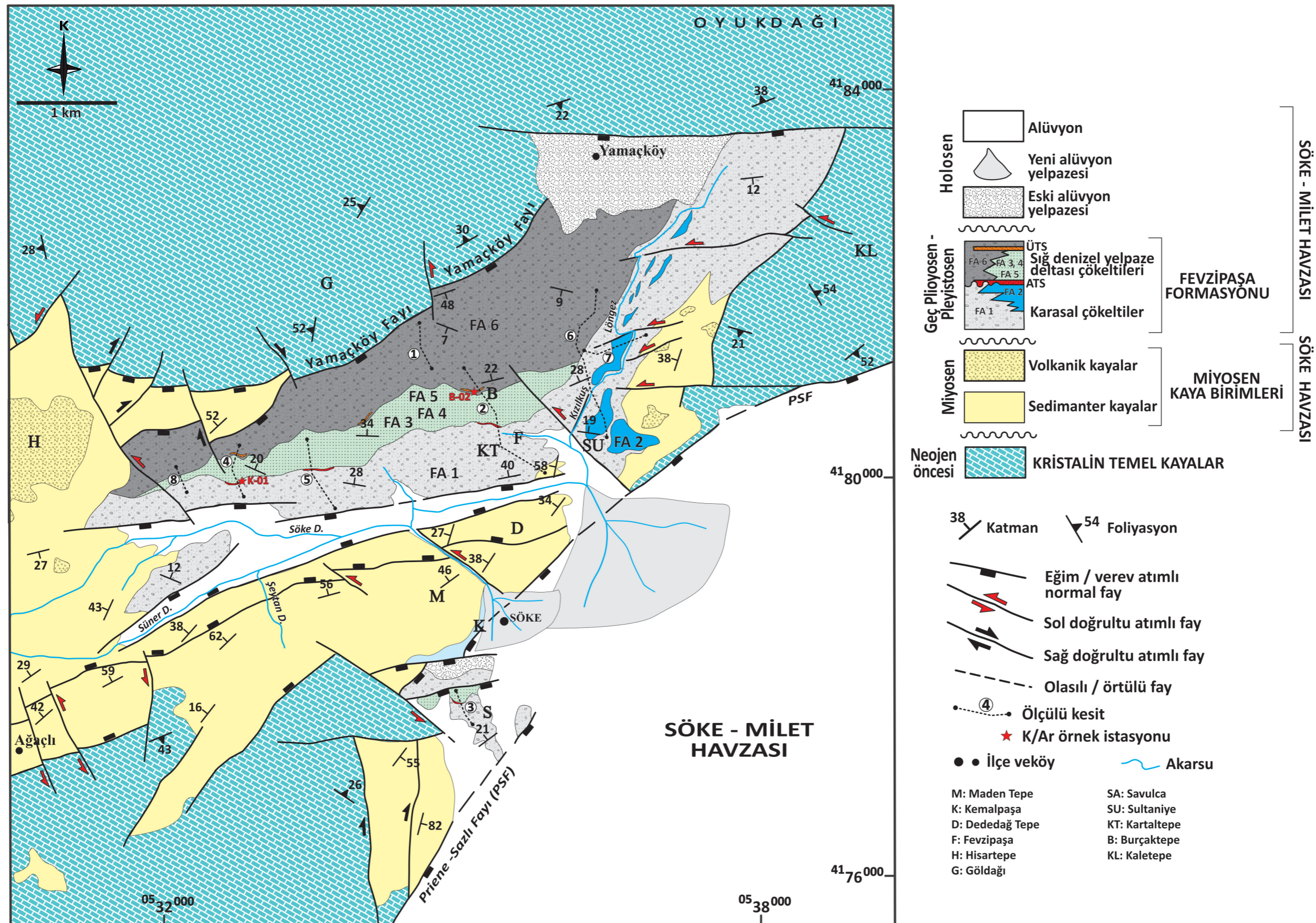
3.1 Fevzipaşa Formasyonu'nun Fasiyes Analizi ve Çökelme Ortamları

Fevzipaşa Formasyonu Söke, Moralı, Germencik çevresi ve Büyük Menderes grabeninin Söke– Milet Havzası ile birleştiği geniş bir alanda yayılım gösterir (Şekil 3.1). Söke çevresindeki Fevzipaşa Formasyonu'nun fasiyes toplulukları gözetilerek ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış ve 8 sedimantolojik kesit ölçülmüştür (Şekil 3.2). Kesit ölçümleri sırasında tortul kayaların tane boyu, katmanlanma şekli, tortul doku, katman dokanakları, tortul yapı ve fosil içeriği gözetilerek 23 tortul fasiyes ayırtdilmiştir. Bu fasiyesler ve oluşumundan sorumlu sedimanter işlevler Tablo 3.1'de ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Tortul fasiyesler, ölçülü kesit içindeki bolluğu, fasiyes biraradalığı, geometrileri, fasiyeslerin stratigrafi ilişkisi, aşınma yüzeyleri ve fosil kapsamına göre 6 fasiyes topluluğu (FA) altında toplanarak çökelme ortamları yorumlanmıştır (Tablo 3.2). Fasiyes ve fasiyes topluluklarının stratigrafi konumu ve ilişkileri, Fevzipaşa Formasyonu'nun birbirlerinden allostratigrafi uyumsuzluğu ile

ayrılan altta karasal alüvyonal yelpaze ve tatlı su karbonat, üstte sığ denizel yelpaze deltası çökeltilerinden oluşan iki tortul istiften yapıldığını gösterir.



Şekil 3.1 Söke- Milet Havzası ve Büyük Menderes Grabeni çevresinin jeoloji haritası (Okay, 2001; Konak ve Şenel, 2002; Candan ve diğ., 2011'den değiştirilmiştir).



Şekil 3.2 Söke çevresindeki Fevzipaşa Formasyonu'nun jeoloji haritası. Fasiyes topluluklarının açıklaması için metine, harita alanı için Şekil 3.1' bakınız.

3.1.1 Karasal Çökeltiler

3.1.1.1 FA 1: Alt Alüvyonal Yelpaze Çökeltileri

Fevzipaşa Formasyonu'nun en alt bölümünü oluşturur. Alt alüvyon yelpazesi kayalarına ait en iyi yüzlekler özellikle Savulca, Kartaltepe ve Kaletepe'nin batısında gözlenir. Davutlar Konglomerası üzerine uyumsuz olarak oturur (Şekil 3.3 ve 3.4). Bolluk sırasına göre çakıllı kumtaşı (Smg), som ve kalın katmanlı kumtaşı (Sm) ve yatay katmanlı çakıltaşı (Gms) egemen fasiyeslerdir (Tablo 3.1 ve 3.2, Şekil 3.5 a ve b ve 3.6 a). Çakıltaşları içinde genelde kristalin temel kayalara ait kırıntılar, ender olarak Miyosen kaya birimlerinden türeme kireçtaşı çakılları gözlenir. Çakıltaşlarında ortalama 160°– 240° arasında çakıl dizilimleri ve yönlenmesi, yaklaşık kuzeyden paleoakıntılara işaret eder.

Fasiyes topluluğunun egemen çakıltaşı ve kumtaşı fasiyesleri arasındaki yaygın aşınma yüzeyleri, üste doğru tane incelmesi, çakıltaşı fasiyeslerinden som veya laminalı kumtaşı fasiyeslerine geçişli dokanak, kırmızı renklenme ve ultramafik ve mermer çakıllarınca baskın çakıltaşı fasiyesleri karakteristik özellikleridir. Som ve/veya kalın katmanlanma, çakıltaşlarından kumtaşlarına dereceli ve/veya ani geçiş, çamurtaşı fasiyeslerinin gelişmediği veya çok az geliştiği bu tür kırıntılı tortul istifler döküntü akması ile akıntı (akarsu) akması arası sedimantolojik özellikler sergileyen aşırı tortul yüklü akmalar veya taşkın akmaları olarak yorumlanır (örneğin; Smith, 1986; Smith ve Lowe,1991; Benvenuti, 2003). Aşırı tortul yüklü taşkın akmaları atmosferik koşullarda su üstünde oluşmuş bulantı akıntıları olarak kabul edilir. Bu tür istiflerin oluşumunda paleoiklim ve tektonik koşullar etkilidir. Dokusal açıdan olgunlaşmamış veya az olgunlaşmış döküntü akması ve aşırı tortul yüklü taşkın akma fasiyeslerinin ardalanması, aşınma yüzeyleri bolluğu, kırmızı renklenme ve paleotoprak oluşumları, tektonizma ve kurak– yarı kurak ve yağışlı paleoiklim koşullarının denetlediği alüvyon yelpazesi oluşumuna işaret eder. Olasılıkla sınırları ayırtedilemeyen çok sayıda yelpaze oluşmuştur. Yamaçköy Fayı yükselen bloğundaki Kikladik ve Menderes Masifi'nden türeyen tortullar, aşırı tortul akmalarla bu fayın düşen bloğu üzerinde biriktirilmiştir. Tortul oluşumu yüksek,

sedimentasyon ani ve hızlıdır. Kristalin temel kayaların tektonik açıdan çok kırıklı regolitik yapısı ve aşırı tortul yüklü akmalar, yüksek oranlı tortul girdi hızlı sedimentasyondan sorumludur.

Alt alüvyonal yelpaze sedimentasyonu ile eşyaşlı patlamalı volkanizma bölgede etkili olmuştur. Fevzipaşa Formasyonu'nun alt bölümünün üst seviyelerindeki hemen her kaya düzeyinde bu volkanizmadan türemiş volkanik seviyeyi gözlemek mümkündür. Alt alüvyonal yelpaze çökeltilerinin en üst bölümünde, yanal olarak eşleştirilebilir değişik yerlerde 16– 25 cm kalınlıkta volkanik kül katmanı (fasiyes Va) gözlenmiştir (Şekil 3.3, 3.4 ve 3.6 b ve c). Volkanik kül katmanı beyazımsı bej renkli, ince taneli, pumis ve biyotit içerikli ve kırmızı ayrışmalıdır. Bu volkanik kül katmanının çökmesinden sonra (2.40– 2.25 My) Söke yöresi deniz etkisi altında kalmıştır. Alt alüvyonal yelpaze çökeltilerinin tatlı su karbonat gölü çökeltileri (FA 2) ile stratigrafi ilişkisi, yelpazelere bitişik küçük ve sığ karbonat göl ve göl kenarı ortamlara işaret eder. (Şekil 3.6 d).

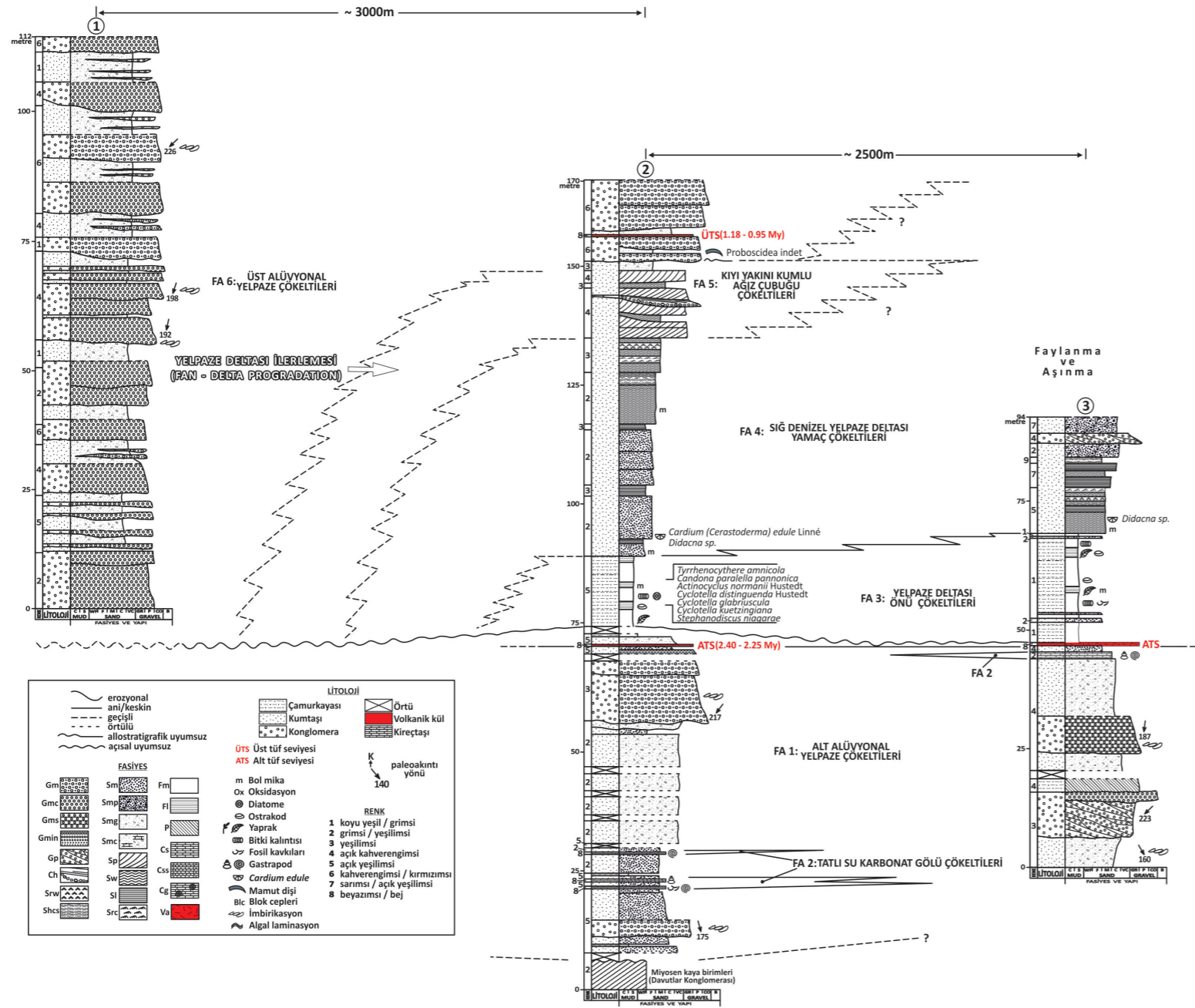
Sarıca (2000)'nin, allostratigrafi uyumsuzluğunun hemen altındaki ince taneli kumtaşlarından saptadığı *Kalymnomys mojar*, *Mimomys cf. Ostramosensis* ve *Apodemus cf. flavicollis* mikromemelilerine göre verdiği Üst Pliyosen– Alt Pleyistosen yaşı, volkanik kül katmanından alınan K/Ar yaşı olan 2.4 ± 0.3 ile 2.25 ± 0.15 My mutlak yaşı ile tutarlıdır.

Tablo 3.1 Fevzipaşa Formasyonu tortul fasiyesleri.

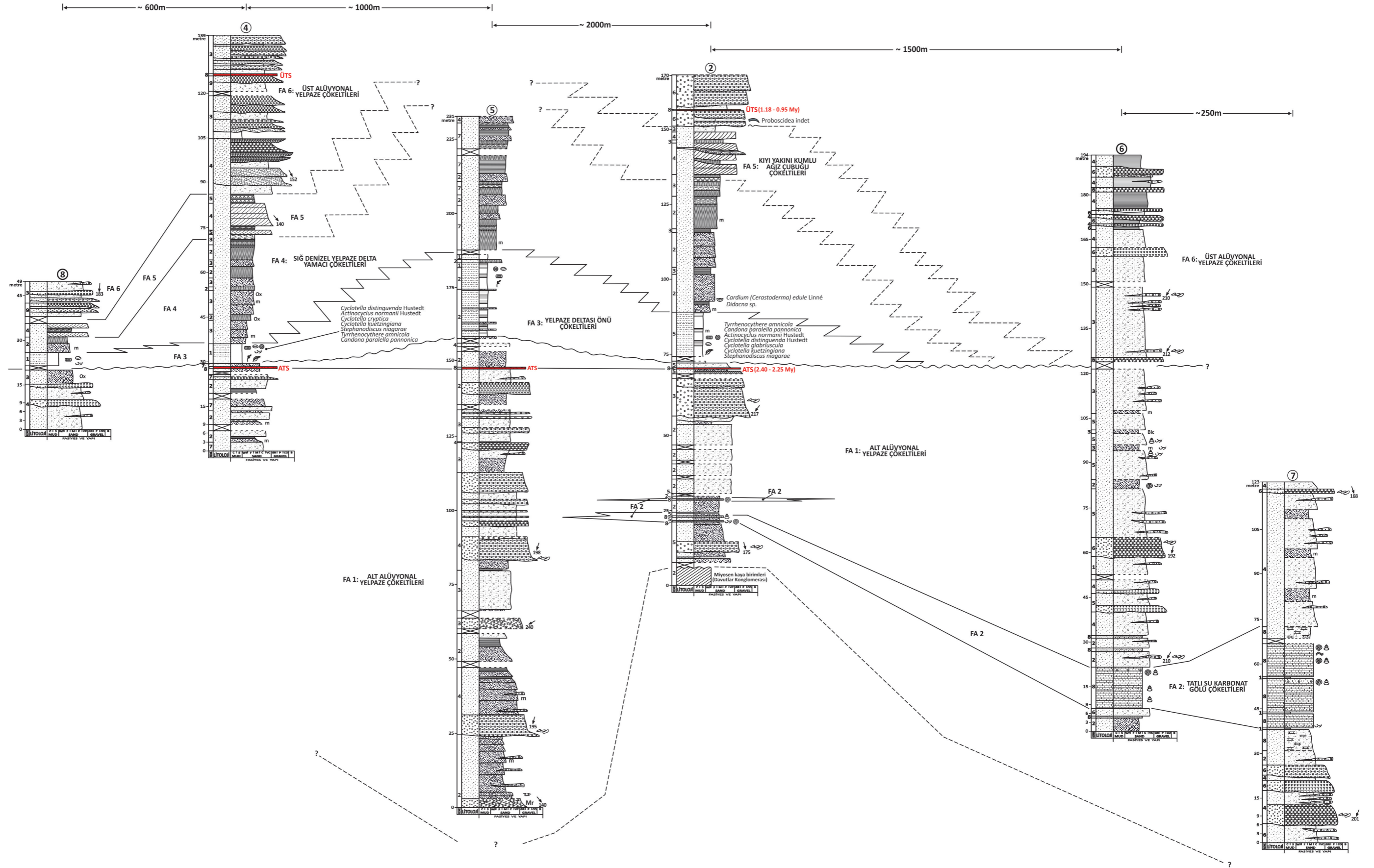
Fasiyes	Sedimanter özellikler	Yorum
Gm, Som çakıltışı	Som, derecelenmesiz, kötü boylanmış, kum aramada destekli, aşınmalı alt dokanak	Bol çakıllı sıvılaşmış döküntü akması
Gms, Yatay katmanlı çakıltışı	Kalın (> 0.80m), kum aramada destekli, kötü boylanmış, kaba taneli kumtaşı arakatlı, normal veya normal ve ters derecelenme, hafif aşınmalı alt dokanak, çakıllı kumtaşları ile geçişli veya ani sınır, ender paleoakıntı yapıları	Kohezyonsuz döküntü akması veya aşırı tortul yüklü akma
Gmc, Tane destekli kaba katmanlı çakıltışı	Kalın (> 1m), kötü boylanmış, kum aramada destekli veya tane destekli, çakıllı kumtaşları ile geçişli veya ani sınır, ender normal derecelenme, hafif aşınmalı alt dokanak, ender paleoakıntı yapıları	Bol çakıllı döküntü akması veya aşırı tortul yüklü akma
Gp, Düşük açılı çapraz katmanlı çakıltışı	0.5 - 1m kalınlık, çakılcık- ince çakıl tane destekli, ortaç boylanmış, hafif aşınmalı alt sınır, masiv veya çakıllı kumtaşları ile yanal ve düşey geçişli, yanal yönde 30-40 m devamlı	Kanallanmış aşırı tortul yüklü akmalar; kanallı sualtı akmaları
Gmin, Ters ve normal dereceli çakıltışı	Kalın (> 1.50m), kötü boylanmış, ani ve hafif ondülasyonlu alt sınır, üst katmanlanma yüzeyine paralel çakıl yönelmesi	Kohezyonsuz ve kohezyonlu döküntü akması veya aşırı tortul yüklü akma
Ch, Kanal dolgusu çakıltışı ve kumtaşı	İnce ve kaba çakıllı taban/gecinti çökelleri, 3- 4 m derinliğinde ve 10 -15 m genişliğinde kazanmış kanallar içinde kum aramaddeli yatay ve düşük açılı çapraz katmanlı çakıltışı ve masiv kumtaşları, derin aşınmalı alt sınır	Sığ sualtı ve su üstü kanallaşma veya kazılma ve yeniden sedimentasyon; çubuk yüzeyi üst akıntılarıyla ağız çubuğunun kazılması
Smg, Çakıllı kumtaşı	Masiv ve kaba katmanlı, az pekleşmiş, kaba taneli, saçılmış çakıllar ve ince çakıltı ara katkıları, kötü boylanmış, kısmen derecelenmeli, bol mikali, masiv kumtaşları ile ardalanmalı, ender yük yapıları	Aşırı tortul yüklü akmalardan hızlı çökme ve süspansiyon, suüstü ve/ veya sualtı tortul yüklü gravite (çekim) akmaları
Sm, Som ve kalın katmanlı kumtaşı	Değişik kalınlıklarda (50 cm - 5m), çakılcık cepleri ve dizilimleri, ortaç boylanmalı, ince ve kaba taneli, yer yer derecelenmeli, az pekleşmiş, bol mikali, laminalı kumtaşları ve çakıllı kumtaşları ile geçişli, belirli seviyelerinde <i>Cardium (Cerastoderma) edule</i> ve <i>Didacna</i> sp.	Karasal veya sualtı tortul gravite akması; ani tortul boşaltmaları
Smp, İnce çakıllı som kumtaşı	Som, kaba taneli, kum aramada içinde iyi yuvarlaklaşmış ince mermer çakılları	Karbonat gölü kıyı ilerisi-açığı ortam
Smc, Çakıllı -karbonatlı kumtaşı	Masif, karbonat çimentolu, yuvarlaklaşmış ve saçılmış ince mermer çakıllı kaba taneli kumtaşı	Düşük veya geçişli akma düzeni ile kum çubuğu çökeliği; ilerlemeli birikim
Sp, Düzlemsel çapraz katmanlı kumtaşı	Değişik kalınlıklarda (1 - 6m), kaba taneli kum ve çakılcık karışımı, 25° - 30° eğimli çapraz setler, tane destekli, laminalı kumtaşları ile aşınmasız veya hafif aşınmalı taban.	Salınlımlı dalgalarla yeniden işleme ve tortullaşma
Sw, Dalgalı ve düşük açılı laminalı kumtaşı	İnce ve orta taneli, yer yer derecelenmeli, hafif dalgalı ve düşük açılı laminasyonlu, ortaç boylanmalı, bol mikali, su kaçma yapıları.	Yüksek ve düşük yoğunluklu akıntı akmaları; dalga sürüklemesi
Sl, Düzlemsel paralel laminalı kumtaşı	İnce ve orta taneli, iyi boylanmış, bol mikali, yumuşak tortul ondülasyonlar, su kaçma yapıları, ender biyotürbasyon	Göç eden akıntılar; tekrarlanmalı akıntılarla yeniden işleme ve birikme
Src, Akıntı kırılgı çapraz laminalı kumtaşı	İnce ve orta taneli, iyi boylanmış, 2 ila 10 cm kalınlıkta asimetrik katmanlar, bol mikali	Göç eden dalgalar; dalgalarla yeniden işleme ve birikme
Srw, Dalga kırılgı çapraz laminalı kumtaşı	İnce ve orta taneli, iyi boylanmış, bir kaç cm kalınlıklı simetrik katmanlar, bol mikali	Fırtına kökenli ve/veya salınlımlı akıntılarla yeniden işleme ve birikme
Shcs, Hamak şekilli (hummocky) çapraz laminalı kumtaşı	Çok ince ve ince taneli, iyi boylanmış, düşük açılı laminasyonlar, az dalgalı laminasyon	Su altı ani asılı yük çökeliği; serpinti (fall out) çökeliği
Fm, Som ve kalın katmanlı çamurtaşı	Derecelenmesiz, acı ve tuzlu su ostrakodları (<i>Tyrrhenocythere amnicola</i> , <i>Candona paralella panonica</i>), ve planktonik diatomlar (<i>Cyclotella cryptic</i> , <i>Actinocyclus normanii</i> , <i>Cyclotella distinguenda</i> , <i>Cyclotella glabriuscula</i> , <i>Cyclotella kuetzingiana</i> , <i>Stephanodiscus niagarae</i>), sideritik nodüller, az miktarda bitki kalıntıları	Su altı sürüklenmesi ve/veya düşük yoğunluklu sualtı akıntıları ile çökme
Fl, Laminalı çamurtaşı	Derecelenmesiz, 1 - 5 mm arası düzlemsel laminasyon	Karbonat çökeliği veya çok sığ tatlı su gölünde asılı yük çökeliği; biyojenik kökenli karbonat çökeliği
Cs, Katmanlı karbonat	İnce - kalın katmanlanma, mikritik, tatlı su gastropodları, yer yer algal laminalı ve onkoidal, boyutları 5 – 8 cm arasında değişen yersel olarak serpantin ve mermer çakılları içerir.	Karbonat gölü kıyı ortamı
Css, Kumlu karbonat	Kalın ve ince katmanlanma, çakıltışı fasiyesleri ve katmanlı karbonatlar (Cs) ile yanal ve düşey geçiş	Karbonat çökeliği, çok sığ tatlı su göl ortamı
Cg, Gastropodlu karbonat	Som ve kalın katmanlanma, planispiral sarınlımlı tatlı su gastropodlu, yersel silisleşmiş bölümler, iyi pekleşmiş dayanımlı	Üst ve alt alüvyonel sedimentasyon sırasında patlamalı volkanizma kaynaklı kül yağışı
Va, Volkanik kül	Beyazımsı bej, ince taneli, 14 - 20 cm tek katman, pumis taneler ve biyotitce zengin volkanik kül	Alüvyonal tortullaşma sırasında, jeolojik dinginlik evresi
P, Paleotoprak	Kahverengimsi, alaca renkli, yeşilimsi kiltışı içinde düzensiz karbonat yumrular	

Tablo 3.2 Fevzipaşa Formasyonu fasiyes toplulukları.

Fasiyes topluluğu	Sedimanter özellikler	Çökelim işleyi ve ortamı
FA 6, Üst alüvyonal yelpaze çökeltileri	Smg, Sm, Gm, Gmc baskın; Gms, Gp, Gmin, Sl ikincil; yaygın aşınmalı yüzeyler; düzensiz yukarı doğru tane incilmesi veya kabalaşması; bol mikalı; az pekleşmiş	Baskın olarak aşırı tortul yüklü akmalarla çökeltilmiş birleşik alüvyonal yelpazeler
FA 5, Kıyı yakını kumlu ağız çubuğu çökeltileri	Sp, Sl, Srw, Src ve Gp baskın; az miktarda Sm; lob şekilli geometri, aşınmasız veya hafif aşınmalı ani alt dokanak; 1 – 12 m arasında kalınlık, 5 km yanall devamlılık; çubuk yüzeyinde akıntı aşındırma veya kazınmalar	çok düşük açılı (< 1°) çökme yamacı üzerinde aşırı tortul yüklü akmalarının su altında tortul dağıtımı, ağız çubuğu tipi sığ denizel yelpaze deltası ilerisi ortamı; denizel kıyı önü (foreshore) ve üst kıyı açığı (upper shoreface) çökme koşulları
FA 4, Sığ denizel yelpaze delta yamacı çökeltileri	Sm, Sw, Sl, baskın; az miktarda Smp, Srw, Src, Shcs ve Gp; kısa süreli aşınma uyumsuzlukları, (<i>Cardium (cerastoderma) edule</i> ve <i>Didacna sp.</i>); biyoturbasyon,	Düşük eğimli delta yamacı ortamında sualtı tortul gravite ve dalga/akıntı etkili birikim; denizel alt kıyı açığı (lower shoreface) ortamı
FA 3, Yelpaze deltası önü (fan-prodelta) çökeltileri	Fm ve Fl araldanması; az Sm; acı ve tuzlu su diatomları ve ostrakodları; nadir yaprak kalıntıları	Yelpaze deltası yamacının iraksak bölümlerinde, veya yelpaze deltasının dalga tabanı altında kalan ön bölümünde düşük konsantrasyonlu sualtı tortul gravite akması ve asılı yük birikimi; açık deniz geçiş zonu
FA 2, Tatlı su karbonat gölü çökeltileri	Cs baskın; Css, Sms ve Cg fasiyesleri ile yanall yönde girik; yaygın tatlı su gastraposları, ostrakodları ve yumuşakçaları; algal laminasyon; yer yer onkaidal ve pizolitik	Tatlı su gölü ve göl kıyısı karbonat çökeli mi
FA 1, Alt alüvyonal yelpaze çökeltileri	Smg, Sm, Gms baskın; Gmc, Gms, Gp, Sl az; yaygın kızılımsı oksidasyonlu sınırlar; yaygın erozyonal yüzeyler; yukarıya doğru incelen istifenme; mikaca zengin; baskın mermer blokları, kötü pekleşmiş; tatlı su karbonat çökelleri ile yanall girift, paleotoprak	Aşırı tortul yüklü akmalarca baskın birleşik alüvyonal yelpazeler



Şekil 3.3 Fevzipaşa Formasyonu fasiyes topluluklarının kuzey-güney yönde denestirilmiş ölçülü sedimentolojik kesitleri (Kesit yerleri için Şekil 3.2'ye bakınız).



Şekil 3.4 Fevzipaşa Formasyonu fasiyes topluluklarının doğu-batı yönünde deneştirilmiş ölçülü sedimantolojik kesitleri (Kesit yerleri ve fasiyes açıklamaları için Şekil 3.2, 3.3 ve Tablo 3.1 ve 3.2'ye bakınız).



Şekil 3.5 Alt alüvyonal yelpaze çökelteleri (FA 1). (a) Som çakıltası (Gm), çakıllı kumtaşı (Smg) ve yatay katmanlı çakıltası (Gms) fasiyesleri, (b) mermer, metakırıntılı kaya ve serpantin çakıllı Gm fasiyesi (Kişi 165 cm, çekiç 30 cm, kalem 14 cm).



Şekil 3.6 Alt alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA 1). (a) çakıllı kumtaşı (Smg) ve tane destekli kaba katmanlı çakıltaşı (Gmc) fasiyesi, (b) Savulca'da volkanik kül katmanı (3 nolu ölçülü kesit), (c) Burçaktepe güneyinde volkanik kül katmanı (2 nolu ölçülü kesit) (d) alt alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA 1), tatlı su karbonat çökeltileri (FA 2) ile yanıl ve düşey geçişlidir. Kişilerin ortalama boyu 175 cm.

3.1.1.2 FA 2: Tatlı Su Karbonat Gölü Çökeltileri

Bu fasiyes topluluğu, FA1 fasiyesleri ile yanal ve düşey geçişli tatlı su karbonat kaya fasiyeslerini kapsar. FA2, Söke kuzeydoğusunda Sultaniye ve Löngez deresi çevresinde yayılım gösterir (Şekil 3.2). Löngez deresinde yaklaşık 25 m kalınlık, kuzeydoğuda ve Söke yakınında incelerek 20– 30 cm arakatmalarla alt alüvyonal yelpaze çökeltilerine (FA1) yanal geçiş yapar (Şekil 3.4, 3.7 a, b ve c). FA2, egemen olarak katmanlı karbonat (Cs), az olarak kumlu karbonat (Css) ve gastropodlu karbonat (Cg) fasiyesleri ile temsil edilir. Alt bölümlerde, som ve kalın katmanlı, karbonat çimentolu, ortaç yuvarlaklaşmış saçılı ince mermer ve köşeli metamorfik çakıllar içeren Sms fasiyesi, Css ile ardalanmalıdır. Üst bölümlerde Cg ve Cs fasiyesleri baskındır (Tablo 3.1 ve 3.2, Şekil 3.7 d, e ve f). Algal laminasyon, onkoidal ve pizolitik oluşumlar olağandır.

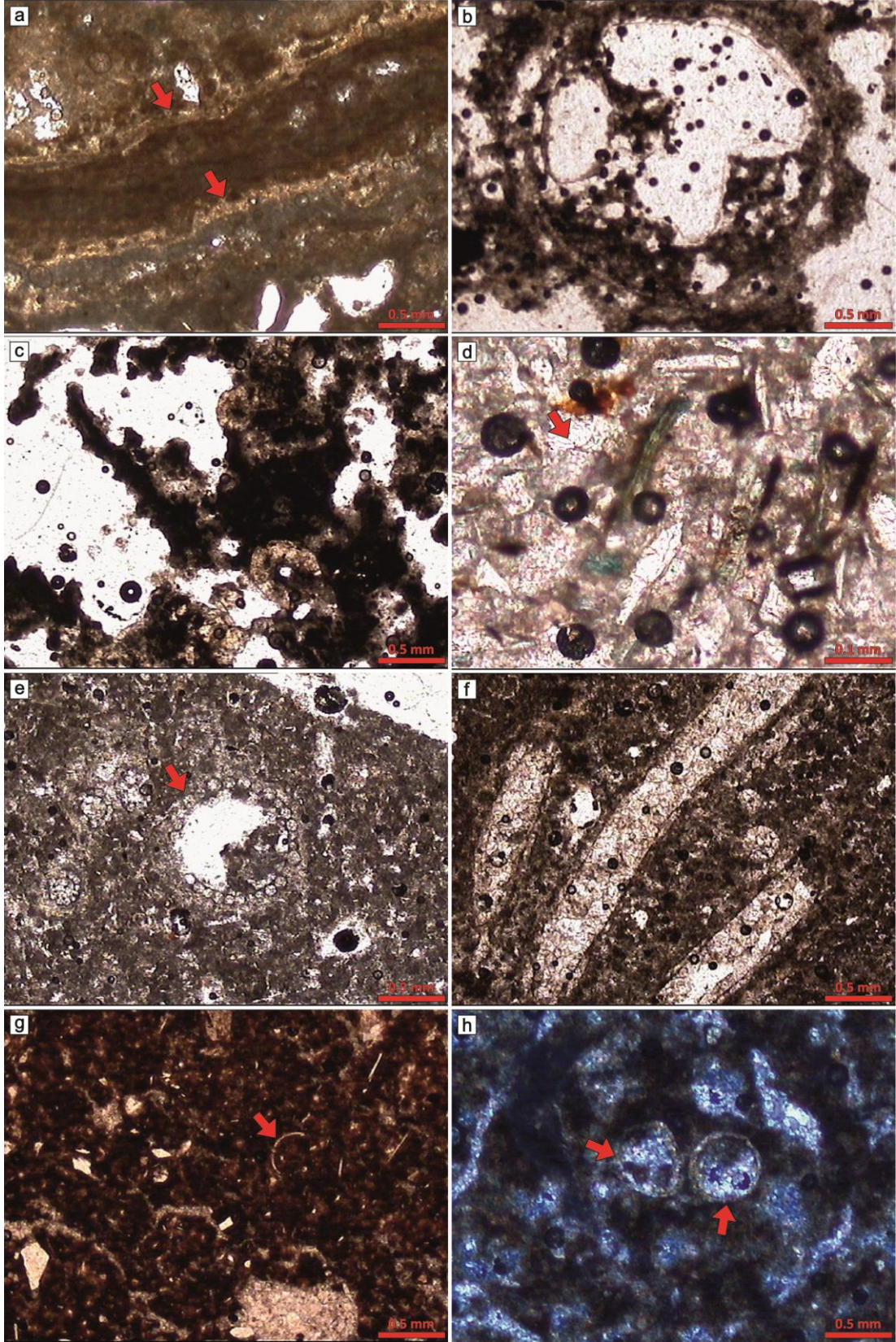
Cs fasiyesi, mikritik kireçtaşı (intraklastlı mikrit, biyomikrit, dismikrit) veya çamurtaşı ve vaketaşısıdır. Laminalı algal mikrit, bitki saplarının etrafını saran algal mikritleşme, bitki sapının içine dolan sudaki alglerin mikritleşme ve psoysparitleşme yapılarına ve karasal ortamı yansıtan Charofita kara yosunu, bivalviya ve ostarkod kavkılarında oluşan biyoklastik allokemler boldur (Şekil 3.8).

FA 2 fasiyes topluluğunun sedimentolojik özellikleri, karbonat kayaların birkaç metre derinlikli sığ tatlı su gölü ve göl kenarı çökeltme ortamında biriktiğine işaret eder.

FA 2 ve FA 1 fasiyes topluluğunun stratigrafi ilişkisi, bu tatlı su sığ karbonat göllerinin alüvyon yelpazelerine bitişik ve alüvyonal sedimentasyon ile sık sık bozulduğna işaret eder. FA1 ve FA2 fasiyes toplulukları olarak tanımlanan geç Geç Pliyosen yaşlı karasal çökeltiler, Söke – Milet Havzası'nın en alt bölümünü oluşturan tortullardır. Söke yöresinde, bu karasal çökeltme alanı Erken Pleyistosen başında, olasılıkla tektonizma kaynaklı denizel bir transgresyonun etkisinde kalmıştır. Formasyonun sığ denizel yelpaze deltası çökelleri, bu denizel etkiyle ilişkili tortullardır.



Şekil 3.7 Tatlı su karbonat gölü çökeltileri (FA 2). (a) fasiyes topluluğunun Löngez deresindeki en kalın bölümü, (b) Löngez deresi doğusunda FA 2 nin FA 1 fasiyes topluluğuna yanal geçişi, (c) Söke yakınında FA 2 kireçtaşlarının arakatmanlı olarak (kırmızı oklar) alt alüvyonal yelpaze çökeltilerine (FA 1) yanal geçişi, (d) FA 2 fasiyes ardalanması, (e) FA 2 alt bölümündeki fasiyes ardalanması, (f) planispiral tatlı su gastropodlu kireçtaşı (Cg fasiyesi). Kişilerin ortalama boyu 180 cm, kalem 14 cm.



Şekil 3.8 FA 2 karbonat kayaların ince kesitleri. (a) laminalı algal mikrit, (b ve c) bitki sapı etrafına dolanan algler, (d) bitki sapının içine dolan sudaki alglerin mikritleşme yapıları, ani pH değişimi

nedeniyle pycoidosparlaşmış bölümler açık renklerde görünmektedir, (e) Charofita (kara yosunu), (f) ? bivalviya, (g ve h) ostrakod kavkılarına ait biyoklastlar. Kırmızı oklar karbonat yapıları gösterir.

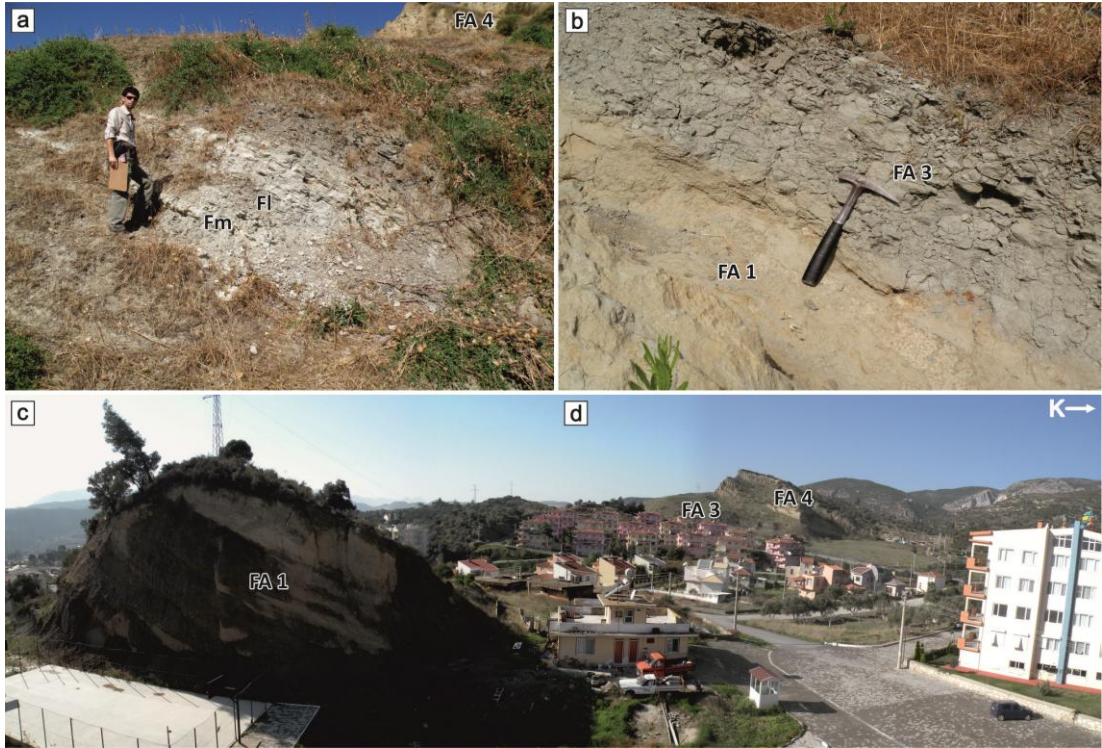
3.1.2 Sığ Denizel Yelpaze Deltası (Fan– Delta) Çökeltileri

Sığ denizel yelpaze deltası çökeltileri karasal çökeltiler üzerine allostratigrafik uyumsuz olarak gelir. Sığ denizel yelpaze deltasının su altı bölümünü oluşturan ileri yelpaze deltası (fan– delta front) çökeltilerini temsil eden fasiyesler alttan üste; yelpaze deltası önü (prodelta) çökeltileri, sığ denizel yelpaze deltası yamacı (shallow marine fan– delta slope) çökeltileri ve kıyı yakını kumlu ağız çubuğu (nearshore sandy mouth bar) çökeltileri fasiyes topluluğu, sırasıyla FA 3, FA 4 ve FA 5, yelpaze deltasının su üstü bölümünü (fan– delta top) temsil eden fasiyesler ise üst alüvyon yelpazesi çökeltileri fasiyes topluluğu (FA 6) adı altında toplanmıştır.

Söke çevresinde Fevzipaşa Formasyonu'ndan tanımlanan sığ denizel yelpaze deltası fasiyes topluluklarının alansal yayılımı yelpaze deltası geometrisini yansıtır. Sığ denizel yelpaze deltası haritalanabilir yaklaşık 15 km² alanı kaplar. Sığ denizel yelpaze deltası çökeltileri Yamaçköy Fayı etkisiyle kuzeye doğru eğimlenmiş ve aşınmıştır (Şekil 3.2).

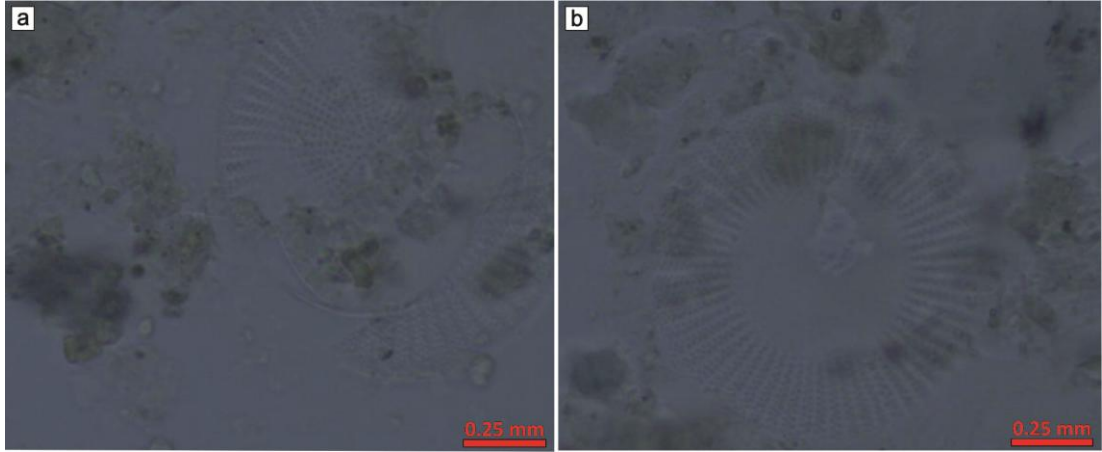
3.1.2.1 FA 3: Yelpaze Deltası Önü (Fan– Prodelta) Çökeltileri

Egemen olarak yeşilimsi– grimsi renkli, som ve kalın katmanlı çamurtaşı (Fm) ve laminalı çamurtaşı fasiyesi (F1) düzensiz ardalanmasından oluşur (Şekil 3.3, 3.4 ve 3.9 a). FA 3, Fevzipaşa Formasyonu içindeki tek çamurtaşı fasiyes topluluğudur. Çamurtaşları, Söke Savulca'da doğrudan volkanif kül katmanı üzerine (Şekil 3.3, kesit 3), diğer yerlerde ise volkanik kül katmanını üzerleyen alt alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA 1) üzerine oturur (Şekil 3.3, kesit 2 ve Şekil 3.4, kesit 4 ve 5). Fasiyes topluluğunun kalınlığı birkaç metre ile 15 m arasında değişir (Şekil 3.3 ve 3.4).



Şekil 3.9 Yelpeze deltası önü çökeltilerinin (FA3) arazi fotoğrafları. (a) som çamurtaşı (Fm) ve laminalı çamurtaşı (FI) ardalanması. Çamurtaşları yelpaze deltası yamaç çökeltileri (FA 4) tarafından uyumlu olarak atlanır (sağ üst köşe), (b) FA 3, alt alüvyon yelpazesini (FA1) allostratigrafik uyumsuzlukla örter, (c) FA 1, FA 3 ve FA 4 arasındaki stratigrafik ilişkiyi gösteren arazi fotoğrafı. Kişi 175 cm, çekiç 30 cm.

Çamurtaşları az miktarda yaprak, bitki kalıntısı ve balık dişi içerir. Ayrıca fasiyes topluluğu içinde planktonik diatom ve denizel ostrakodlar bulunmaktadır. Çamurtaşı örneklerinden *Cyclotella cryptica*, *Cyclotella distinguenda* Hustedt, *Cyclotella glabriuscula* (Grunow), *Cyclotella kuetzingiana* Twaites, *Stephanodiscus niagarae* Ehrenberg ve *Actinocyclus normanii* Hustedt acı, tuzlu ve tatlı su diatomları (Dr. Ayşegül Yıldız kişisel görüşme) (Şekil 3.10), *Tyrrhenocythere amnicola* (Sars) ve *Candona parallela pannonica* Zalanyi Miyosen– güncel yaşlı tuzlu, acı ve tatlı su ostrakodlarını saptanmıştır (Dr. Cemal Tunoğlu kişisel görüşme). *Actinocyclus normanii* Hustedt denizel bir tür olmasına karşın acı ve ötropik tatlı su ortamlarında da bulunabilmektedir. Tuzlu ve tatlı su formlarının birlikteliği denizel kıyı veya geçiş ortamı koşullarını yansıtır.



Şekil 3.10. Planktonik diatomlar. (a) *Stephanodiscus niagarae* Ehrenberg, (b) *Cyclotella distinguenda* Hustedt.

Fm ve Fl fasiyesleri, su altı ani asılı yük çökelişi, serpinli (fall out), su altı taşınması ve/veya düşük yoğunluklu su altı akıntıları ile çökelmeyi yansıtır (örn; Ghibaudo, 1992; Reading ve Collinson, 1996). Fasiyes topluluğunun sedimentoloji ve paleontoloji özellikleri ve stratigrafi konumu, yelpaze deltasının dalga tabanı altında kalan ön bölümünde veya yelpaze deltası yamacının iraksak bölümlerinde veya açık denize geçiş zonunda düşük konsantrasyonlu su altı tortul gravite akmaları ve asılı yük ile çökelmeyi yansıtır. Yelpaze deltası önü çamurtaşları, üstteki yelpaze deltası yamacı kumtaşlarına (FA 4) yanıl ve düşey geçişlidir.

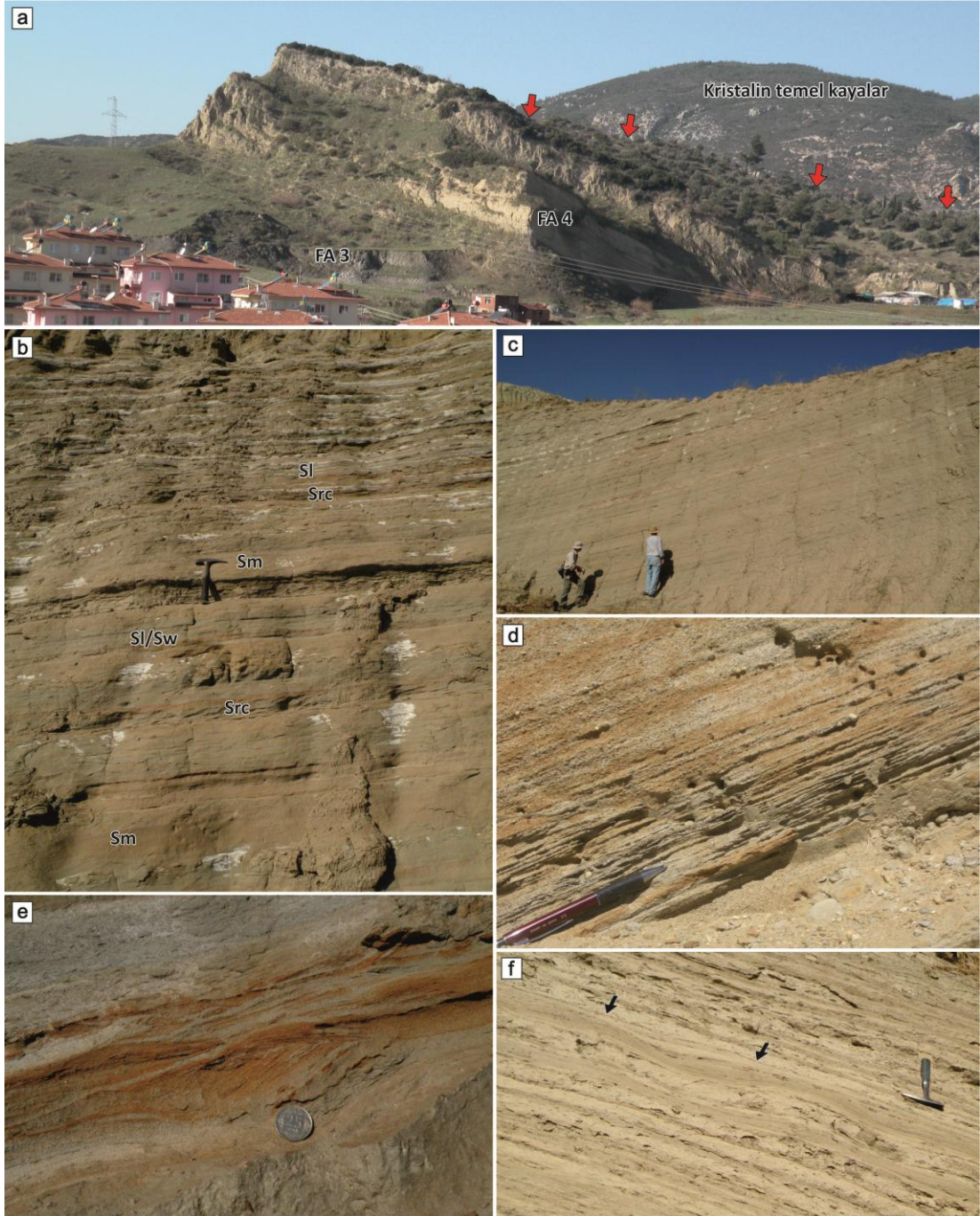
3.1.2.2 FA 4: Sığ Denizel Yelpaze Deltası Yamaç Çökeltileri

FA 4 başlıca çok ince ve kaba taneli kumtaşı fasiyeslerinden oluşur. Kumtaşları genellikle yeşilimsi– grimsi renkli, sarımsı– kırmızımsı ayrışmalıdır. Som ve kalın katmanlı kumtaşı (Sm), dalgalı ve düşük açılı laminalı kumtaşı (Sw) ve düzlemsel paralel laminalı kumtaşı fasiyesi (Sl) egemendir. Akıntı kırıışığı çapraz laminalı kumtaşı (Src), dalga kırıışığı çapraz laminalı kumtaşı (Srw), hamak şekilli (hummocky) çapraz laminalı kumtaşı (Shcs), ince çakıllı som kumtaşı (Smp) ve düşük açılı çapraz katmanlı çakıltaşı fasiyesleri (Gp) az miktarda bulunur (Şekil 3.11, Tablo 3.1 ve 3.2). Fasiyes topluluğu Burçaktepe’de en kalın olmak üzere yanıl yönde inceleyerek diğeri fasiyes topluluklarına geçer. Kumtaşları, yelpaze deltasının kuzey–

güney eksenini boyunca güneye doğru fasiyes özellikleri fazla değişmeden incilir. Savulca'da Priene – Sazlı Fayı tarafından kesilir (Şekil 3.2 ve Şekil 3.3 kesit 3).

FA 4, prodelta çamur kayaları (FA3) üzerine uyumlu ve geçişli olarak gelir (Şekil 3.11 a). Kumtaşı fasiyeslerinde kısa süreli aşınma uyumsuzlukları, normal ve ters derecelenme ve laminalanma olağan tortul yapılardır (Şekil 3.11 b, c ve d). Akıntı veya dalga akıntıları ile oluşmuş küçük ölçekli delta alın setlerine (small-scale delta foresets) benzeyen akıntı kırığı çapraz laminalı kumtaşları ve hamak şekilli çapraz laminalı kumtaşları iyi yüzeylemiş kumtaşlarında gözlenebilir (Şekil 3.11 e ve f). Bu çapraz laminasyonlar genel olarak dalga akıntıları ile ilişkili iki yönlü paleoakıntıların varlığını yansıtır. İnce taneli kumtaşı fasiyeslerinde ender olarak biyotürbasyon ve su kaçma yapıları gözlenir. İnce çakıllı som kumtaşı (Smp) ve düşük açılı çapraz katmanlı çakıltaşı (Gp) fasiyesleri, delta yamacında zaman zaman ince çakıllı su altı akıntılarının oluştuğuna işaret eder.

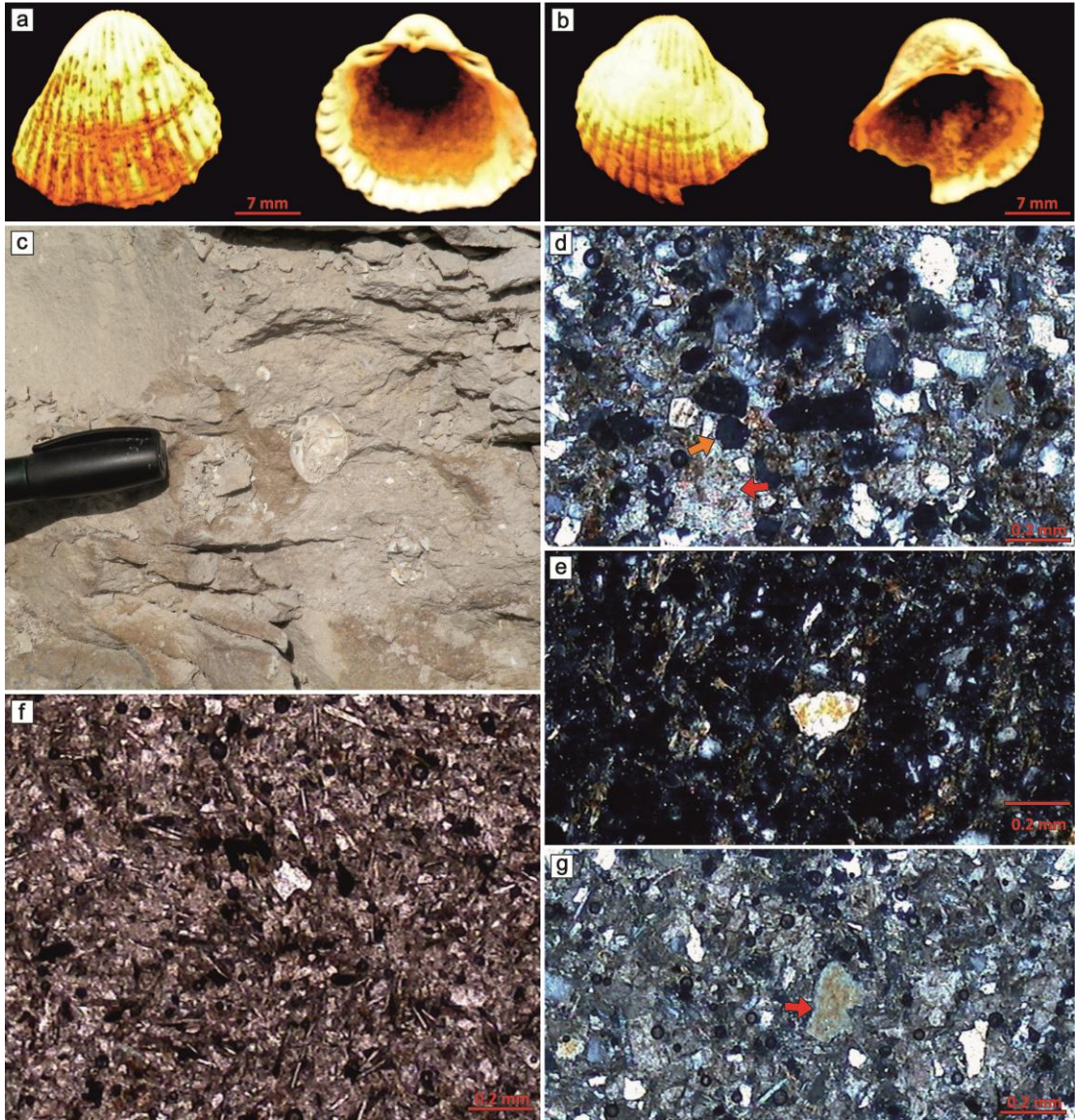
Sm ve Sw fasiyesleri içinde Dr. Güler Taner tarafından tanımlanmış *Cardium* (*Cerastoderma*) *edule* Linné, *Didacna* sp. tuzlu ve acı su molusk fosilleri bulunmuştur (Şekil 3.12 a, b, c). Pliyosen *Cardium*'lu kumların varlığına ilk kez Nebert (1955) değinir. Ternek (1959), Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından Söke ovası Özbaşı Köyü yakınında yapılan su sondajında *Cardium* içeren çökeltileri başka denizel fosillerle birlikte tanımlamıştır. Taner (1983), Gelibolu yarımadası Hamzaköy Formasyonu'nun tanımladığı aynı adlı formların denizel ortamı yansıttığını ve Bakuniyen (Erken Pleyistosen başı) yaşda olduğunu belirtir. Becker– Platen ve Löhnert (1972), Söke yakınındaki iki yerde çamurtaşları içinde, Dr. Lütfiye Erentöz tarafından tanımlanmış, *Cardium edule* Linné formlarına değinerek Pliyosen–Pleyistosen denizel transgresyonuna işaret eder. Aynı molusk formları Holosen denizinden kalıtsal Bafa Gölü dip çökellerinde de gözlenmiştir (Müllenhof ve diğer., 2004). Son olarak, Kazancı ve diğer. (2009) Söke ovası çökellerine ait sondajlardan koyu renkli Holosen denizel tortul kaya düzeylerini tanımlamıştır. Jeolojik ve jeoarkeolojik araştırmalara göre, kuvvetli jeolojik kanıtlar olmamasına karşın, antik dönemlerde Söke çevresinde deniz etkisinin varlığı bilinmektedir. Bölgedeki deniz etkisinin Holosen öncesinde de olduğu bu araştırma ile ortaya çıkmıştır.



Şekil 3.11 Sığ denizel yelpaze deltası yamaç çökeltileri (FA 4). (a) FA 4 çökeltileri, FA 3 çökeltileri üzerine geçişli ve uyumlu olarak gelir (kırmızı oklar Yamaçköy Fayı'nın izini gösterir), (b) Sm, Sw, Sl ve Src fasiyesleri. Sm fasiyesinden Sl fasiyesine geçiş ve aşınma yüzeylerine dikkat ediniz (c) kumtaşlarında üste doğru tane boyu kabalaşması, (d) Sl, kaba taneli paralel laminalı kumtaşı fasiyesi, (e) akıntı veya dalga akıntıları ile oluşmuş küçük ölçekli delta alın setlerine (small-scale delta foresets) benzeyen akıntı kaynaklı çapraz laminalı kumtaşları, (f) dalga kökenli hamak şekilli çapraz laminalı kumtaşı. Kişilerin ortalama boyu 180 cm, çekiç 30 cm, kalem 14 cm, para 2.5 cm.

Fasiyes topluluğu kumtaşları literanit, subliteranit veya litikvake, kuvarsvake bileşimlidir (Şekil 3.12 d, e ve f). Kumtaşları genellikle silt–kil aramaddede destekli ve sparkalsit çimentolu tane destekli kırıntılı doku özelliklerini gösterir. Mikaca zengin metamorfik kaya, megakuvars, ofiyolitik kaya ve az miktarda olasılıkla Miyosen yaşlı karbonat kayalardan türeme mikritik kireçtaşı taneleri içerir (Şekil 3.12 g).

FA 4 kumtaşlarının sedimanter ve paleontoloji özellikleri, sığ denizel ortamda düşük yoğunluklu gravite akmaları, dalga veya fırtına etkisinde gelişen çalkantılı akıntılarla birikimi ve yeniden işlenmeyi yansıtır (örn; Elliot, 1986; Walker ve Plint, 1992; Reading ve Collinson, 1996; Hampson ve Howel, 2005). Düşük açı aşınmalı fasiyes süreksizlikleri, yukarı doğru tane kabalaşması, akıntı ve dalga kökenli katman yapıları, su altı kanallanmamış ince çakıllı kumtaşı (Smp) ve düşük açılı çapraz katmanlı çakıltaşı (Gp) fasiyesleri, faunal içerik ve tüm tortul yapı mimarisi, az eğimli sığ denizel yelpaze deltası yamacı veya denizel kıyı açığı (shoreface) çökelme ortamını yansıtır.



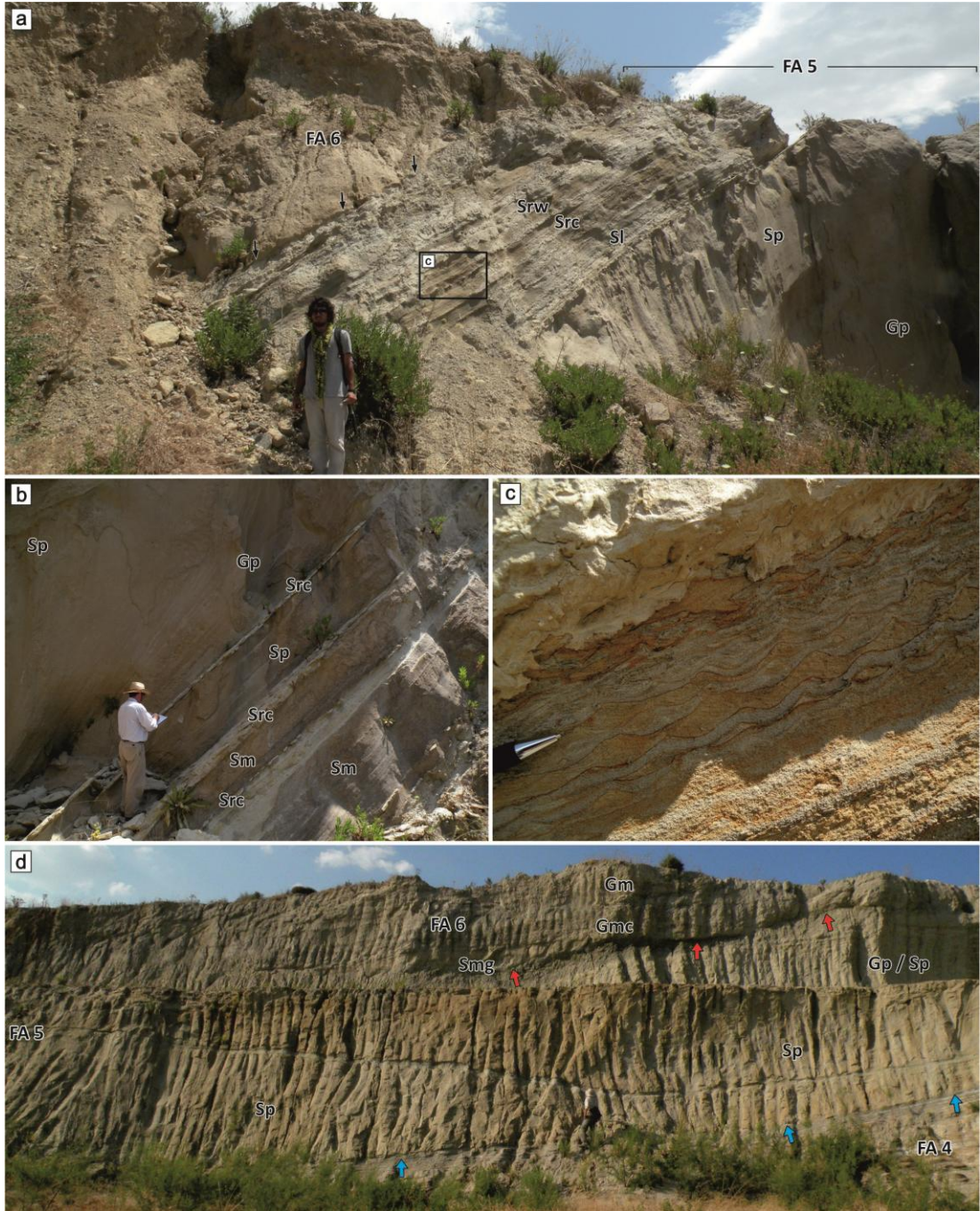
Şekil 3.12 Yelpeze deltası yamacı kumtaşlarının (FA4) faunal ve petrografi özellikleri. (a) *Cardium (Cerastoderma) edule* Linné, (b) *Didacna* sp. (c) ince taneli som kumtaşları içinde *Cardium* kavkıları, (d) sublitanit (turuncu ok yuvarlaklaşmış kaya kırıntısı, kırmızı ok sparkalsit çimento), (e) kuvarsvake, (f) litikvake, (g) mikritik kireçtaşı kırıntılı kumtaşı (kırmızı ok karbonat kaya kırıntısını gösterir).

3.1.2.3 FA 5: Kıyı Yakını Kumlu Ağız Çubuğu Çökeltileri (Nearshore Sandy Mouth Bar Deposits)

Fevzipaşa Formasyonu sığ denizel yelpaze deltası ilerisi (shallow marine fan-delta front) çökeltilerinin üst bölümünü temsil eden fasiyes topluluğu çakılcıklı (granüllü) ince– kaba taneli kumtaşı fasiyesleri ile karakteristiktir. Düzlemsel çapraz

katmanlı kumtaşı (Sp), Düzlemsel paralel laminalı kumtaşı (Sl), dalga kırışığı çapraz laminalı kumtaşı (Srw), akıntı kırışığı çapraz laminalı kumtaşı (Src) ve düzlemsel çapraz katmanlı çok ince taneli çakıltaşı (Gp) egemen fasiyeslerdir (Tablo 3.1 ve 3.2). Som ve kalın katmanlı kumtaşı fasiyesi (Sm) azdır. Üst alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA6), kumtaşı istifini üzerine hafif açılı uyumsuzlukla oturur (Şekil 3.13 a ve d). Yaklaşık 5 km yanal devamlı ve 1– 12 m arası kalınlıkta olmasına karşın salt iyi açılmış kesitlerde açık olarak gözlenebilir (Şekil 3.3 ve 3.4). Kumtaşı istifini, 0.5– 2 m kalınlıklı kum aramaddeli ve çapraz katmanlı granüler çakıltaşı (Gp) veya Sm fasiyesi ile başlayıp ince taneli dalga ve akıntı kırışığı çapraz laminalı kumtaşı ile biten ikiden fazla kumtaşı döngüsü içerir (Şekil 3.13). FA5 fasiyesi topluluğunun lob şekilli geometrisi, aşınmasız veya hafif aşınmalı ani katman altı dokanağı, en fazla kalınlık, yanal devamlılık ve alt ve üstündeki fasiyesi topluluklarıyla stratigrafi ilişkisi Burçaktepe ve Karataş kum ocağı işletmelerinde açıkça gözlenebilir (Şekil 3.13 a ve d).

Kıyı yakını kumlu ağız çubuğu tip ileri yelpaze deltası çökeltileri üst alüvyonal yelpaze çökeltilerinin (FA6) havza tarafındaki alüvyonal ve denizel etkili yanal eşlenişini temsil eder. Bu lob şekilli kumtaşları alüvyon yelpazelerinin ıraksak bölümlerindeki kanallı veya kanalsız dağıtım kanallarından taşan aşırı kum yüklü akmalarla su altında çökeltilmiş olmalıdır. Aşırı kum yüklü kum akmalar, denize girdiği yerde taşıdığı kumlu tortulları biriktirerek kum seti oluşturur. Salt Burçaktepe’de kumtaşları içinde gözlenen sığ su altı veya su üstü kanal dolgusu çakıltaşı ve kumtaşı fasiyesi (Şekil 3.3 ve 3.4, 2 nolu kesitte Ch fasiyesi) kum birikiminin kum setinin büyüyerek su üstüne çıkıncaya kadar devam ettiğine işaret eder. Kum yüklü akıntıların dip yükünü kum setinin en üst bölümlerinde biriktirmeye zorlaması tortulların sürüklenerek ilerleyip yeniden birikmesine (progradational deposition) neden olabilir.



Şekil 3.13 Kıyı yakını kumlu ağız çubuğu çökeltileri (FA5). (a) FA 5'i oluşturan fasiyesler ve üst alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA 6) ile stratigrafi ilişkisi. (b) FA 5 fasiyes ardalanması, (c) simetrik dalga ve akıntı kırışığı laminalı kumtaşı fasiyeslerinin ardalanması (açık renkler dalga, sarı renkler akıntı kırışıkları), (d) FA 5 kumtaşlarının, yelpaze deltasının merkez bölümündeki loblu yapısı. Kırmızı oklar FA 6 ile hafif uyumsuz dokanağı (dokanaktaki yeşilimsi renkli salt bu kesitte gözlenebilen çakıllı çamurtaşı arakatkısına dikkat ediniz, mavi oklar FA 4 ile geçişli ve uyumlu dokanağı gösterir. Kişilerin ortalama boyu 175 cm, kalem 14 cm.

FA 5 fasiyes özellikleri, geçişli ve/veya düşük akma rejimi koşullarında, akıntılar veya salınımlı dalgalarla çok sığ su koşullarında üst akıntı rejimi ile yeniden işlenmiş (örn; Martel ve Gibling, 1991; Reading ve Collinson, 1996) sualtı kum seti birikimine (Miall, 1977 ve 1978; Allen, 1982; Collinson, 1996) işaret eder. FA 5 çökeltilerinin yanall yayılımı ve paleoakıntı yönü gösteren tortul yapılar, kuzeyden tortul beslenmeyi ve tortulların yaklaşık kuzey– güney doğrultulu akıntı veya dalgalarla işlendiği DKD– BGB uzanımlı denizel kıyıya işaret eder. FA 5'in sedimentoloji ve stratigrafi özellikleri, alüvyon yelpazelerinden gelen aşırı kum yüklü akımların az eğimli ($< 1^\circ$) yelpaze deltası yamacının kıyıya yakın bölümlerinde yükünü aniden boşaltarak kumlu ağız çubuklarını oluşturduğu kıyı yakını (nearshore) denizel yelpaze veya kıyı önü (foreshore) ve/veya üst kıyı açığı (upper shoreface) çökeltme ortamı koşullarını yansıtır.

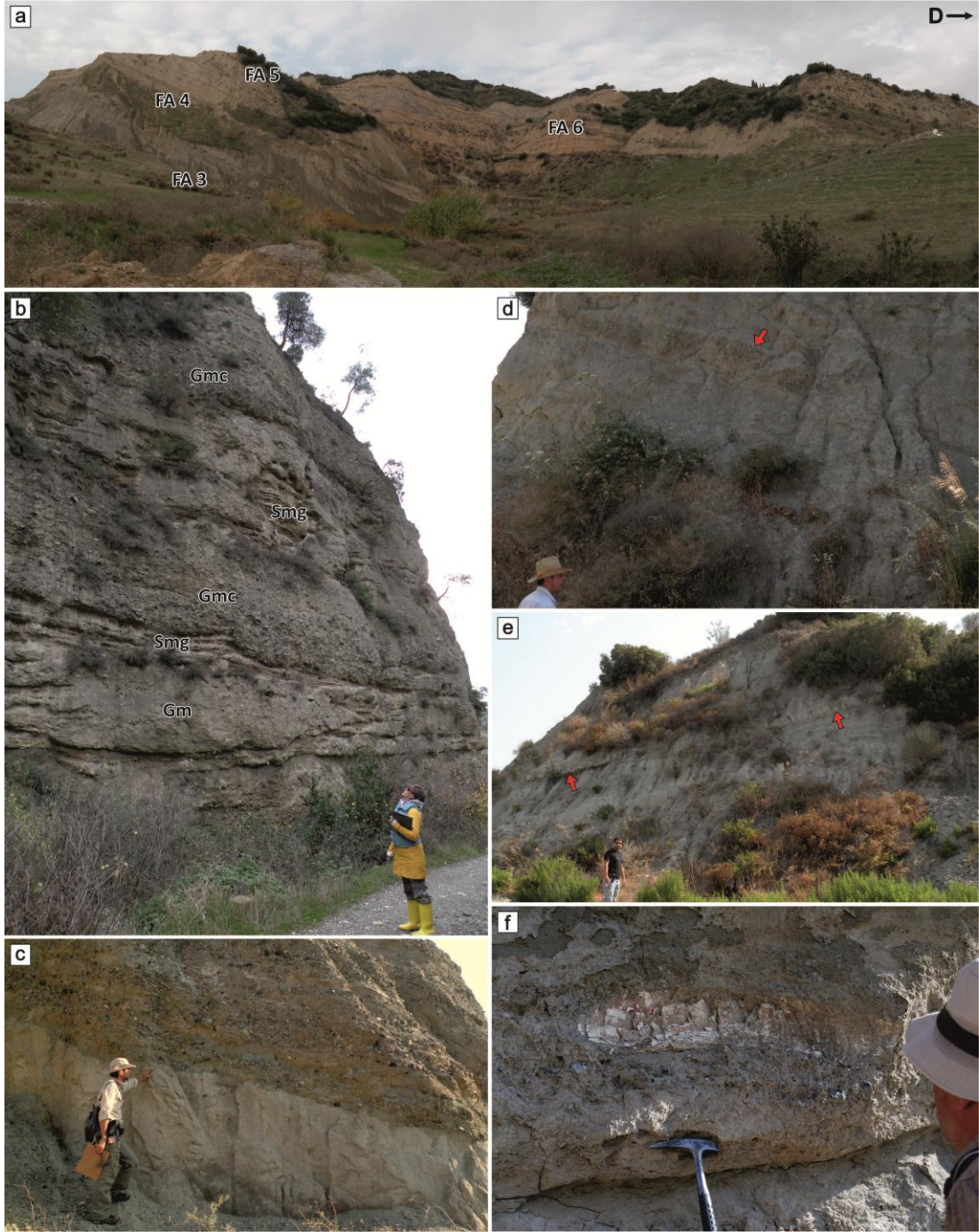
3.1.2.4 FA 6: Üst Alüvyonal Yelpaze Çökeltileri

Üst alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA 6), sığ denizel yelpaze deltasının sü üstü bölümünü (fan– delta top) oluşturur. Yamaçköy Fayına bitişik ve kuzeye fay şevine doğru eğimlenmiştir. Altındaki fasiyes toplulukları ile stratigrafi ilişkisi Söke yakını Karataş mevkiinde açıkça gözlenir (Şekil 3.14 a). Çakıllı kumtaşı (Smg), som ve kalın katmanlı kumtaşı (Smg), som çakıltası (Gm) ve tane destekli kaba katmanlı çakıltası fasiyesi (Gmc) egemen fasiyeslerdir (Tablo 3.1 ve 3.2, Şekil 3.14 b, c, d). Çakıltası fasiyesleri kumtaşı fasiyesleri üzerine genellikle aşınmalı dokanak ile oturur. Yamaçköy fayına yakın yerlerde çakıllı fasiyesler baskındır; faydan uzaklaştıkça kumlu fasiyesler egemenleşir. Fasiyes topluluğunun ölçülebilir en fazla kalınlığı ve diğer fasiyes toplulukları ile yanall ve düşey stratigrafi ilişkisi (Şekil 3.3 ve 3.4) de verilmiştir.

Fasiyes topluluğunun alt bölümünde, üst tuf seviyesi olarak adlandırılan 17– 20 cm kalınlıktaki volkanik kül katmanı (Tablo 3.1, fasiyes Va) bulunmuştur (Şekil 3.14 e, 3.3 ve 3.4) Üst tuf seviyesinin K/Ar yaşı $1.18 \pm 0.13 - 0.95 \pm 0.15$ My arasındadır. Alt ve üst tuf seviyeleri ve bu düzeyler arasındaki sığ denizel yelpaze deltası istifinin diğer tortullarla karışık volkanik tortul içeriği yelpaze çökellerinin birikimi sırasında

patlamalı volkanizmaya işaret eder. Çakıltaşları içinde, olasılıkla yakın çevreden taşınmış, hortumlu fil takımına ait bir mamut dişi *Proboscidea* indet. (Dr. Şevket Şen ile sözlü görüşme) bulunmuştur (Şekil 3.14f ve Şekil 3.4, kesit 2). Aynı yerden saptanmış mikromemeli, *Equus sp.* at ve fil dişleri birlikte değerlendirildiğinde, istifin bu bölümü için öngörülen Orta Pleyistosen– güncel (Ünay ve Göktaş, 1999) yaşı uygundur. Bu yaş, Erken– Orta Pleyistosen’i karşılayan radyometrik yaş ile kısmen örtüşür.

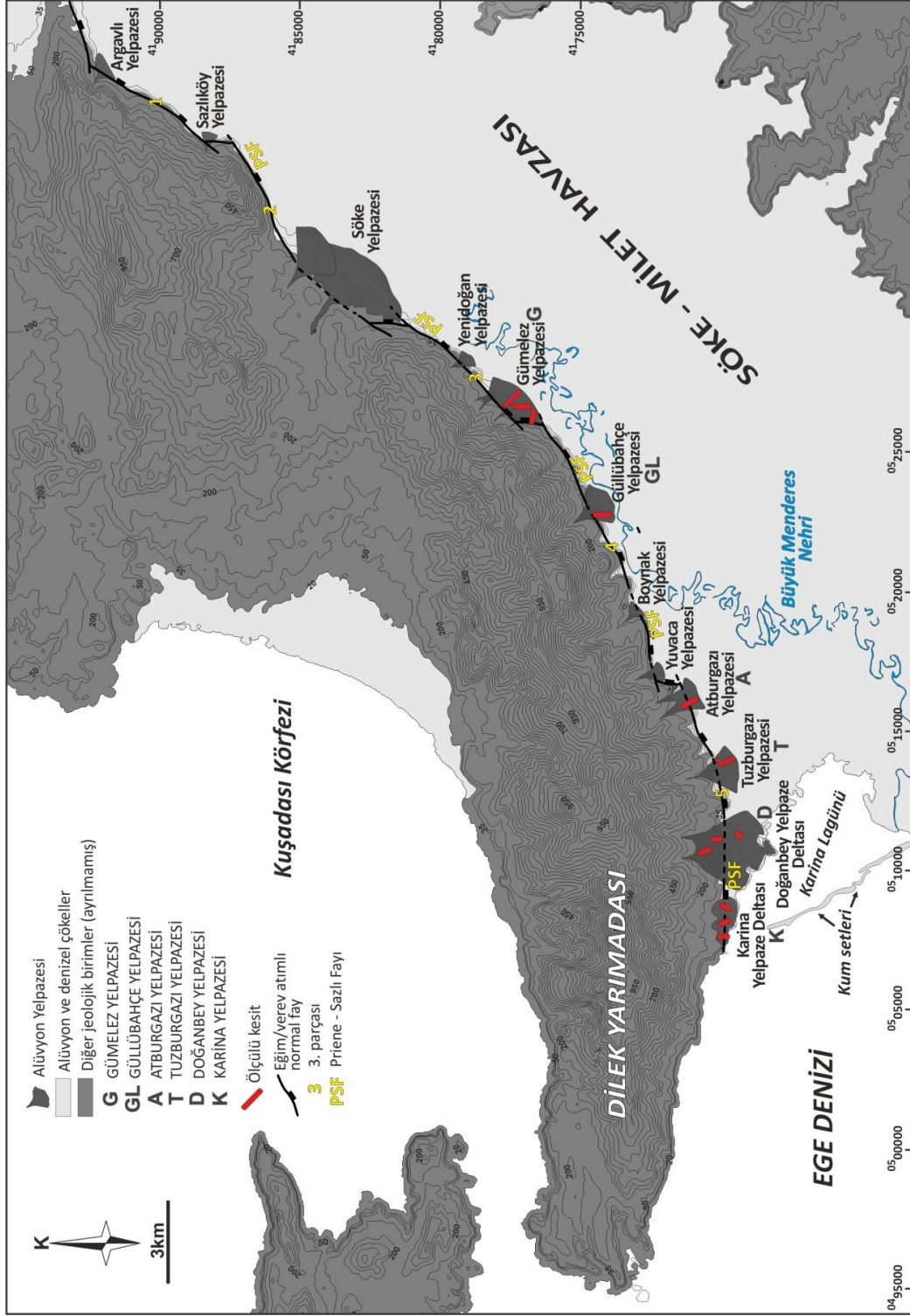
Fevzipaşa Formasyonu en üst bölümünü temsil eden fasiyes topluluğunun stratigrafisi, sedimentoloji özellikleri, paleontolojik bulgular ve yaş verileri, Geç Erken Pleyistosen’den itibaren, çakıl bakımından zengin sulandırılmış döküntü ve aşırı tortul yüklü akmalarla oluşturulmuş alüvyon yelpazelerinden yapıları karasal ortamı yansıtır. Bol çakıllı sulandırılmış döküntü akmaları, aşırı tortul yüklü akmalar veya ani tortul boşalmaları (flash deposition) yağışlı ve yarı kurak iklimlerde alüvyon yelpazelerinin yakınsak ve ıraksak (proximal and distal) bölümlerinde sıkça görülen çökme mekanizmalarıdır (Smith, 1986; DeCelles ve diğer., 1991; Blair, 1999a ve 1999b; Stanistreet ve McCarthy, 1993; Sohn ve diğer., 1999; Benvenuti, 2003).



Şekil 3.14 Üst alüvyonal yelpaze çökelteleri (FA 6). (a) FA 6 ve diğer sığ denizel yelpaze deltası çökeltilerine ait fasiyes toplulukları, Söke 3 km kuzeybatısı, Karataş mevki, (b) Yamaçköy Fayına yakın fasiyes ardalanması ve tortul döngüler. Çakıltaşı fasiyeslerin kumtaşı fasiyesleri ile aşınmalı alt dokanaklarına dikkat ediniz, (c) Smg ile Gms fasiyesi arasındaki aşınmalı ani dokanak, (d) çakıllı kumtaşı fasiyesi (Smg). İnce çakıllı arakatlılara dikkat ediniz (kırmızı ok), (e) volkanik kül katmanı (Va) veya üst tuf seviyesi, ÜTS (kırmızı oklar), (f) *Proboscidea* indet. fil veya mamut dişi. Kişilerin ortalama boyu 175 cm, çekiç 30 cm.

3.2 Söke – Milet Havzası Kuzey Kenarında Alüvyonal Sedimentasyon

Söke – Milet Havzası kuzey kenarında, Priene– Sazlı Fayı'nın düşen bloğu üzerinde 12 alüvyon yelpazesi haritalanmıştır. Bu yelpazeler kuzeydoğudan güneybatıya sırasıyla Argavlı, Sazlıköy, Söke, Yenidoğan, Gümelez, Güllübahçe, Boynak, Yuvaca, Atburgazı, Tuzburgazı, Doğanbey ve Karina yelpazesidir (Şekil 3.15). Doğanbey ve Karina yelpazeleri doğrudan deniz ile, diğer yelpazeler yelpaze düzlüğü ve Büyük Menderes nehri taşkın düzlüğü tortulları ile bitişiktir. Yaş verisi olmamasına karşın, yelpaze morfolojisi ve güncel tortullarla stratigrafi ilişkisi gözönünde tutularak bu yelpazelerin yaşı olası Holosen kabul edilmiştir. Haritalanan yelpazelerin bir kısmı örtülü, incenebilecek kesit bulunmaması veya kazılarak alındığından 6 yelpaze ayrıntılı incelenebilmiştir.



Şekil 3.15 Söke - Milet Havza'sı kuzey kenarında Priene - Sazlı Fayı'na bitişik alüvyon yelpazeleri.

Yelpaze çökeltileri, bazen bir ana kanalla beslenmiş tek veya birden fazla ana kanalla beslenen birbirlerini örten birleşik yelpaze karmaşığı oluşturur. Söke yelpazesi, iki ana kanalla beslenen, en az iki yelpazeli, kapladığı 6.82 km² alan ile havzanın en geniş birleşik yelpaze karmaşığıdır. Şehirleşme, tarım alanları ve karayolları ile örtülüdür. Diğer yelpazelerin kapladığı alanlar 3.92 km² ile 0.14 km² arasında değişim gösterir. Geniş alanlar kaplayan Söke ve Gümelez yelpaze karmaşıkları Büyük Menderes nehrinin akış yönünü, kanal geometrisini ve akış rejimini etkiler. Yelpazeler bazı alanlarda nehri güneye doğru ötelemiş ve kanal geometrisini değiştirmiştir. Eksenel nehir geometrisi en iyi Güllübahçe yelpazesinde gözlenir. Gümelez'den 3, Güllübahçe'den 1, Atburgazı'ndan 1, Tuzburgazı'ndan 2, Doğanbey'den 3 ve Karina yelpazesinden 3 ölçülü sedimantolojik kesit alınmıştır (Şekil 3.15). Yelpazelerden 7 çakıltaşı, 1 çakıllı kumtaşı fasiyesi ayırtlanmıştır. Bu fasiyeslerin ana sedimanter özellikleri ve oluşumundan sorumlu tortul akmalar (Tablo 3.3), yelpaze oluşumunu kontrol eden önemli morfolojik (Howard, 1967; Hare ve Gardner, 1985; Cox, 1994; Keller ve Pinter, 1996 ve 2002) ve sedimanter parametreler Tablo 3.4'de verilmiştir.

3.2.1 Gümelez Yelpazesi

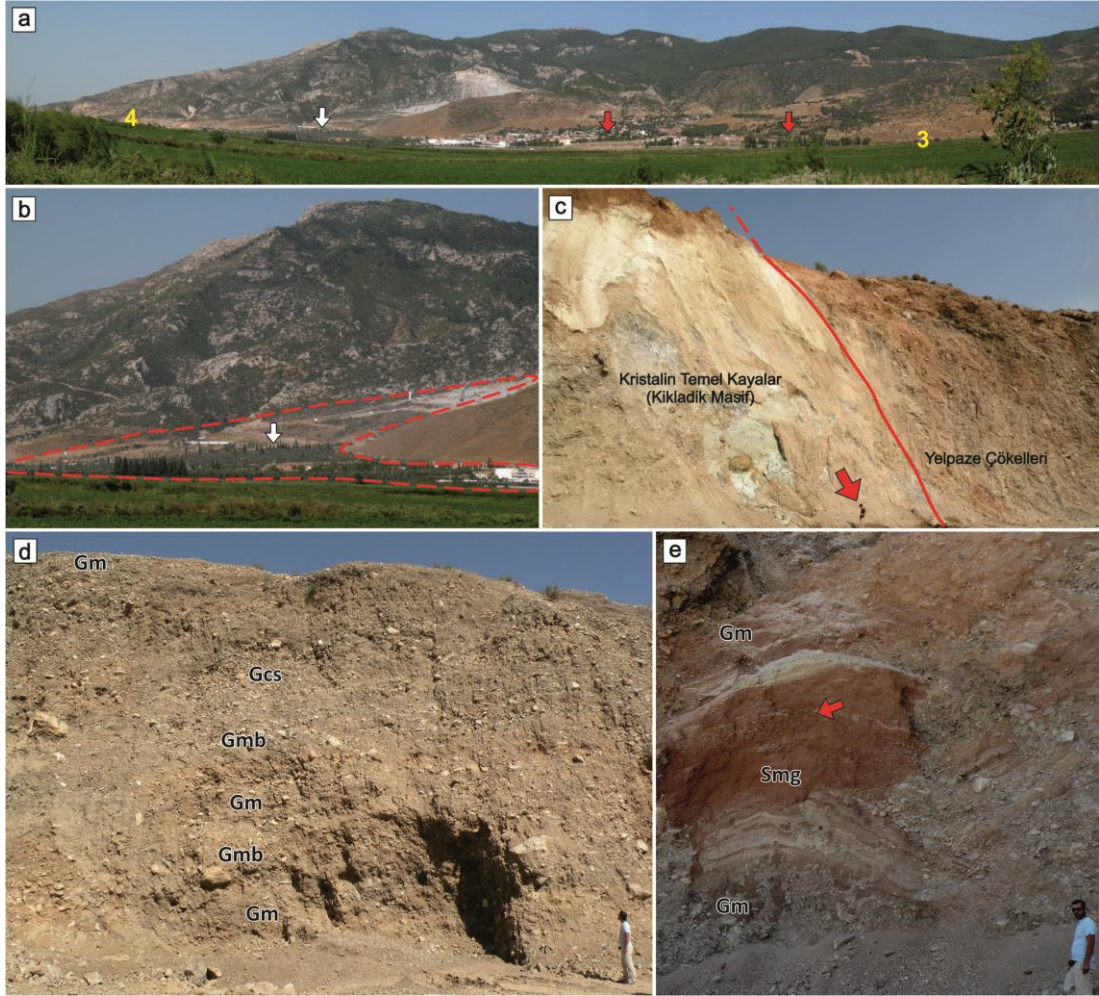
Taş ocaklarında açılan yüzlekler değerlendirilmiştir. Yelpaze, Prine – Sazlı Fayı iki segmentinin (3. ve 4. Parçaları) birleşim noktasında Kikladik Masif'e ait kayalar üzerinde gelişmiştir (Şekil 3.15 ve 3.16 a, b ve c). Yelpaze fasiyesleri, 12– 24 m kalınlıktaki üç ölçülü kesitten saptanmıştır. Som çakıltaşı (Gm), bloklu som çakıltaşı (Gmb) ve kaba katmanlı çakıltaşı (Gcs) ana, ters ve normal dereceli çakıltaşı (Gmin), tane destekli kaba yatay katmanlı çakıltaşı (Gmc) ve çakıllı kumtaşı (Smg) ikincil fasiyeslerdir (Tablo 3.3 ve 3.4, Şekil 3.16 d, e ve 3.17).

Tablo 3.3. Söke - Milet Havzası kuzey kenarındaki alüvyon yelpazelerinin fasiyes bileşimi ve sedimanter özellikleri.

Fasiyes	Ana sedimanter özellikler	Yorum
Gm, Som çakıltaşı	Som, derecelenmesiz, kötü boylanmış, kum aramaddede destekli, nadir bloku, genelde geçişli üst ve alt dokanak, genelde tüm diğer litofasiyeslerle ardalanmalı	Döküntü akması
Gms, Yatay katmanlı çakıltaşı	Kalınlık (> 0.40 m), kaba kum aramaddeli, kötü boylanmış, yer yer iyi boylanmış ve tane destekli bölümler, som çakıltaşları ile ardalanmalı, hafif aşınmalı alt dokanak, ender çakıl dizilimleri	Kohezyonsuz döküntü akması, bol çakıllı döküntü akması veya aşırı tortul yüklü akmalar
Gmc, Tane destekli kaba yatay katmanlı çakıltaşı	Kalınlık (0.30 - 1m), orta iyi boylanmış, kaba kum aramaddeli, taneler arası iyi yıkanmış, hafif aşınmalı veya ani alt dokanak, nadir normal derecelenme, çakıl dizilimleri olağan	Çakılca zengin sulandırılmış döküntü akması, aşırı tortul yüklü akmalar
Gcs, Kaba katmanlı çakıltaşı	Kalınlık (> 0.30 m), genelde orta ve üst bölümlerinde çakıl dizilimleri, som çakıltaşları ile geçişli , hafif aşınmalı alt dokanak, yer yer kum aramaddede veya tane destekli	Döküntü akması, aşırı tortul yüklü akmalar
Gp, Düzlemsel çapraz katmanlı çakıltaşı	0.5 – 2 m kalınlık, çakılıktan kaba çakıla tane destekli, ortaç boylanmış, hafif aşınmalı alt sınır, som çakıltaşları ile yanal ve düşey geçişli, bloku som çakıltaşları ile genelde ani sınırlar, yanal yönde 10 - 20 m devamlı	Kanallanmış aşırı tortul yüklü akmalar
Gmin, Ters ve normal dereceli çakıltaşı	Kalınlık (> 0.50 m), kötü boylanmış, ani ve yumuşak ondülasyonlu veya geçişli alt sınır, ters derecelenme baskın	Kohezyonsuz döküntü akması, aşırı tortul yüklü akmalar veya tortul yükün hızlı birikimi
Gmb, Bloku som çakıltaşı	> 0.50 m, kötü boylanmalı, blok boyutları ortalama 45 cm ve yer yer 200 cm, som çakıltaşları ile yer yer geçişli, hafif aşınmalı alt dokanak	Kohezyonlu ve/veya kohezyonsuz döküntü akması
Smg, Çakıllı kumtaşı	Som ve kaba katmanlı, kaba taneli, saçılmış çakıllar ve ince çakıltaşı ara katkıları ve cepleri, kötü boylanmış, yer yer derecelenmeli	Aşırı tortul yüklü akmalarla hızlı çökeltme

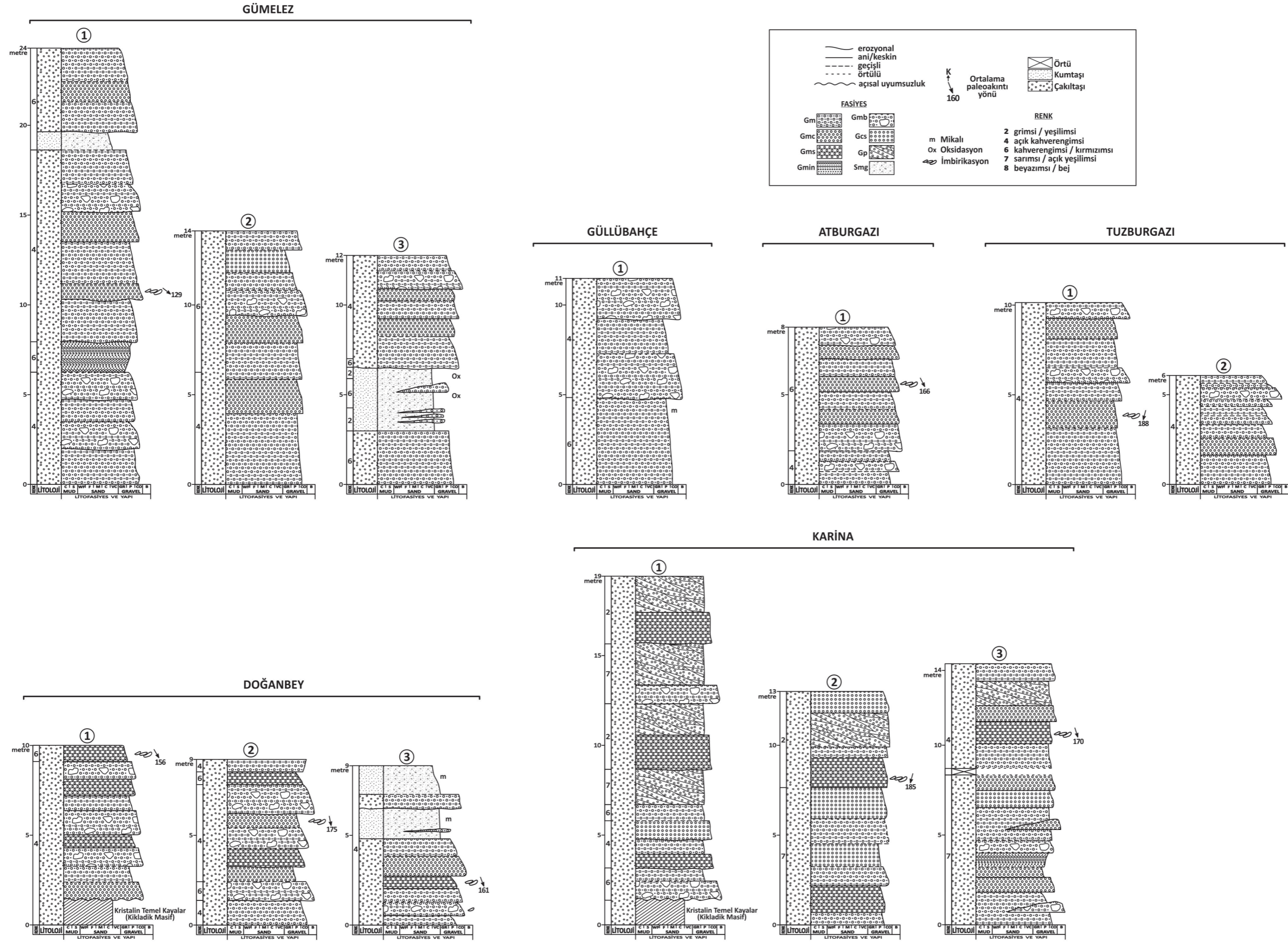
Tablo 3.4. Söke - Milet Havzası kuzey kenarındaki alüvyon yelpazelerinin sedimanter ve morfoloji özellikleri.

Yelpaze adı	Alan km ²	Kalınlık m		Geometri	Sedimanter özellikler	Beslenme alanı özellikleri	Ortamsal yorum
		Tahmini	Ölçülen				
<i>Gümelez</i>	1.0	70	24	Kompleks	Gm, Gmb, Gcs baskın; Gmin, Gmc ve Smg ikincil, yaygın erozyanal yüzeyler; düzensiz yukarı doğru inceleme veya kabalaşma	4 ana ve 2 tali dere ile beslenen düz yada kaba dentritik akaçlama deseni, beslenme alanı litolojisi Kikladik Masif'e ait metafilliş fillit, şist, mermer, ve Likya Napları'na ait dolomitler ve kireçtaşları	Kohezyonsuz döküntü akması ve aşırı tortul yüklü akmalarla çökeltilmiş birleşik alüvyonal yelpazeler
<i>Güllübahçe</i>	0.35	40	11	Üçgen	Gm, Gmb ar dalanması, erozyanal yüzeyler; Gbm'den Gm'ye dereceli geçiş, düzensiz yukarı doğru inceleme veya kabalaşma, yanal yönde devamlılık gösteren fasiyesler	1 ana ve 3 tali dere ile beslenen, kaba dentritik düz yada çok az miktarda yarı kafes akaçlama deseni, beslenme alanı litolojisi Kikladik Masif'e ait baskın mermerler, kalkıştiller ve ince taneli meta kırıntılı kayalar	Egemen olarak döküntü akması, kısmen aşırı tortul yüklü döküntü akmaları ile çökeltilmiş alüvyon yelpazesi
<i>Atburgazı</i>	0.85	35	8	Yaklaşık üçgen	Gm, Gmb baskın; Gmc ikincil, tabanda ar dalanmalı üst bölümlerde ise hafif aşınmalı alt sınırlar; düzensiz yukarı doğru inceleme veya kabalaşma	1 ana ve 1 tali dere ile beslenen, kaba dentritik baskın, az miktarda yarı kafes düz yada çok az miktarda kafes akaçlama deseni, beslenme alanı litolojisi Kikladik Masif'e ait baskın mermerler, kalkıştiller ve ince taneli meta kırıntılı kayalar ve kalın katmanlı mermerler	2 başlı (apex), egemen olarak döküntü akmaları, kısmen aşırı tortul yüklü akmalar ve/veya tane akmaları ile çökeltilmiş birleşik alüvyonal yelpazeler
<i>Tuzburgazı</i>	1.13	30	10.2	Üçgen	Gm, Gmb baskın; Gmc ikincil, tabanda ar dalanmalı, fasiyes sınırları geçişli yer yer derecelenmeli, düzensiz yukarı doğru inceleme veya kabalaşma, ender paleoakıntı yapıları	1 ana ve 2 tali dere ile beslenen, kaba dentritik ve uzunlamasına paralel akaçlama deseni, beslenme alanı litolojisi Kikladik Masif'e ait baskın mermerler, kalkıştiller ve ince taneli meta kırıntılı kayalar ve kalın katmanlı mermerler	1 başlı (apex) egemen olarak döküntü akmaları, kısmen aşırı tortul yüklü akmalar ve/veya tane akmaları ile çökeltilmiş alüvyon yelpazesi
<i>Doğanbey</i>	3.92	50	10.1	Yaklaşık üçgen	Gm, Gmb, Gms baskın; Gmc ve Smg fasiyesi ikincil, ani ve geçişli fasiyes sınırları, bloklu fasiyeslerin tabanı hafif aşınmalı, ender paleoakıntı yapıları	2 ana ve 2 tali dere ile beslenen, kaba dentritik ve uzunlamasına paralel akaçlama deseni, beslenme alanı litolojisi Kikladik Masif'e ait baskın mermerler, kalkıştiller ve ince taneli meta kırıntılı kayalar ve kalın katmanlı mermerler	2 başlı, egemen olarak döküntü akmaları, kısmen aşırı tortul yüklü akmalar ve/tane tane akmaları ile çökeltilmiş denizel fasiyeslerle yanal girift alüvyon yelpazeleri
<i>Karina</i>	1.32	~ 70	19	Kompleks	Gm, Gmb, Gmc, Gms, Gp baskın; Gmin ve Gcs fasiyesleri ikincil, ani yada geçişli sınırlar, bloklu ve tane destekli litofasiyeslerin tabanı hafif aşınmalı, ender paleoakıntı yapıları	Baskın olarak 2 ana ve 6 tali dere ile beslenen, kaba dentritik ve uzunlamasına paralel akaçlama deseni, beslenme alanı litolojisi Kikladik Masif'e ait baskın mermerler, kalkıştiller ve ince taneli meta kırıntılı kayalar ve kalın katmanlı mermerler	Alt bölümleri egemen olarak döküntü akmaları, kısmen, üst bölümleri egemen olarak aşırı tortul yüklü akmalar ve/veya tane akmalarla çökeltilmiş denizel fasiyeslerle yanal girift alüvyon yelpazeleri

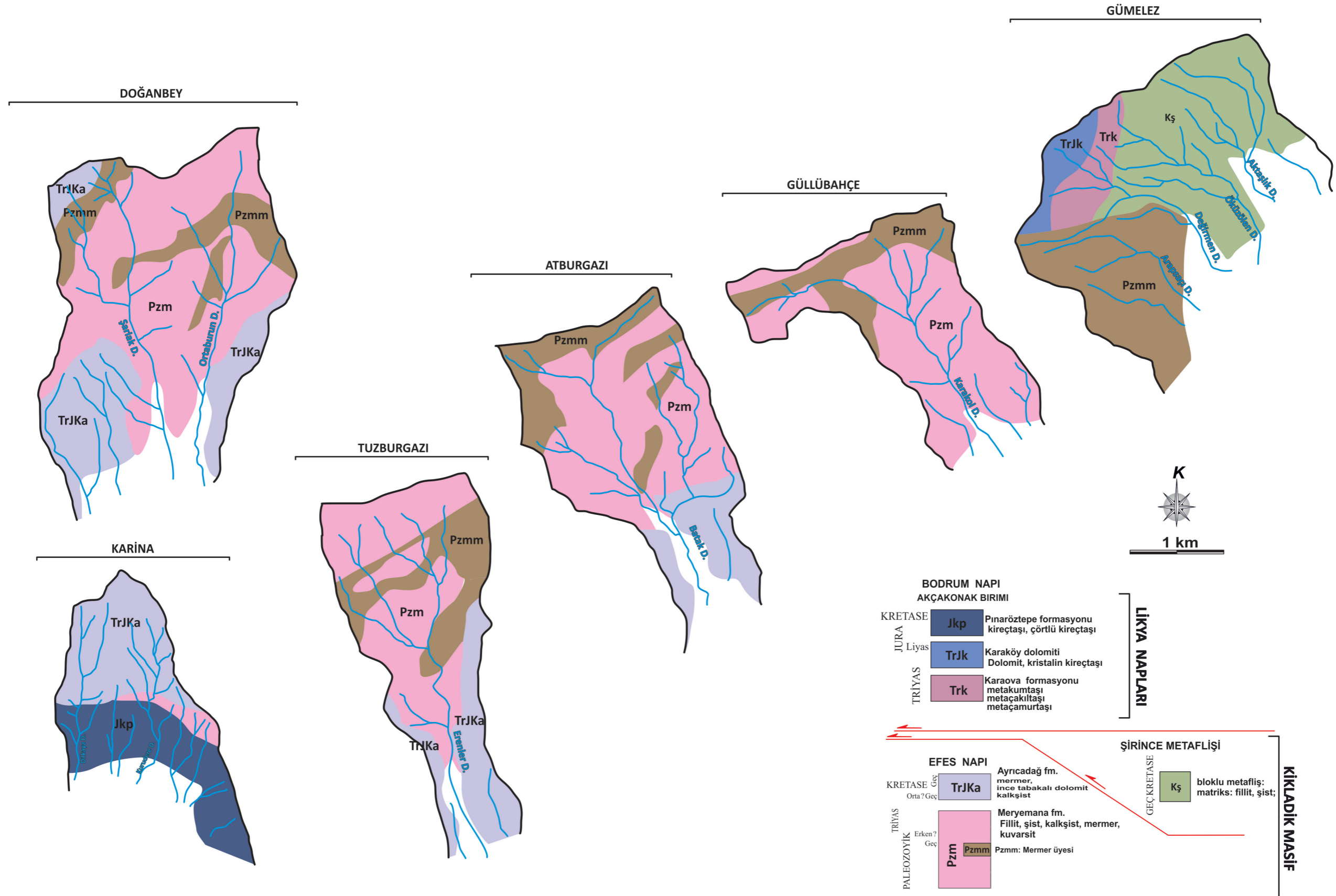


Şekil 3.16 Gümelez yelpazesi. (a) Prine Sazlı Fayı'nın 3. ve 4. segmentlerinin birleşim noktalarında yer alan yelpaze topluluğu (sarı renkli 3 ve 4 rakamları PSF'nin parçaları, kırmızı ve beyaz oklar yelpazelerinin orta noktalarını gösterir), (b) yelpaze topluluğunun en batısında bulunan geometrisi en belirgin yelpaze, (c) Kikladik Masif ile Gümelez yelpazesi arasındaki yapısal dokanak (kırmızı ok ölçek kişiyi gösterir), (d) yelpaze fasiyesleri, (e) yelpaze batı ucundaki Smg ve Gm fasiyes ardalanması. Kırmızı ok, Smg içinde Gm merceğini gösterir. Kişilerin ortalama boyu 175 cm.

Gümelez yelpazesinin beslenme alanı drenaj deseni, aşırı yumuşak ve ayrışabilen, çok evreli tektonik deformasyon geçirmiş kaya birimlerinden yapılabir beslenme alanını yansıtır (Tablo 3.4 ve Şekil 3.18). Yelpaze karmaşığının stratigrafisi, sedimentoloji ve morfolojisi, başlıca döküntü akması ve aşırı tortul yüklü akımlar veya sellenmelerle çökeltilmiş birleşik alüvyonal yelpazelerden oluştuğunu gösterir.



Şekil 3.17 Söke-Milet Havzası kuzey kenarındaki yelpazelerin ölçülü sedimentolojik kesitleri (Kesit yerleri için Şekil 3.15'e bakınız).



Şekil 3.18 Söke-Milet Havzası kuzey kenarındaki yelpazelere ait beslenme alanlarının basitleştirilmiş jeoloji haritaları ve akaçlama desenleri.

3.2.2 Güllübahçe Yelpazesi

Güllübahçe yelpazesi, üçgen yelpaze morfolojisini en iyi yansıtan yelpazelerden biridir. Güllübahçe kasabası bu yelpaze üzerine yerleşmiştir. Yelpazenin ıraksak bölümünü şekillendiren ve sınırlayan Büyük Menderes Nehri (BMN), yelpaze gelişimine uyumlu bir şekilde kıvrılarak büküm oluşturur (Şekil 3.15 ve Şekil 19a). Yelpaze som çakıltası (Gm) ve bloklu som çakıltası (Gmb) fasiyeslerinin araldanmasından oluşur ve ölçülebilir kalınlığı 11 m'dir (Tablo 3.3, Şekil 3.17 ve 3.19b). Yelpaze çökelleri Kikladik Masif'in mermer, kalkışist ve meta kırıntılı kaya bileşenlerine (Şekil 3.19 c, d) ait çakılları bol olarak içerir.

Güllübahçe yelpazesi beslenme alanındaki akaçlama şekli yelpazenin tekce üçgen geometrili ve düzenli morfolojisini belirleyen en önemli etmendir. Drenaj alanı, kaba dentritik, düz ve ana kanalı oluşturan Karakol Dere'nin başlangıç ve bitim alanlarında gözlenen yarı kafes tipi akaçlama deseniyle temsil edilir (Şekil 3.18). Üç desen tipinin birlikteliği hem beslenme alanındaki Kikladik Masif kayalarının aşırı yumuşak ve kırıklı yapısından hemde beslenme havzasındaki Priene– Sazlı Fayına paralel ve yarı paralel gelişmiş yapısal hatlardan kaynaklanmaktadır. Ana derenin aşırı köşeli dönüşleri, ana kanallara dik gelişmiş tektonik hatlardan etkilendiğini gösterir. Üçgen geometrili Güllübahçe yelpazesinin stratigrafi ve sedimentoloji özellikleri, baskın olarak döküntü akmaları, az olarak aşırı tortul yüklü akmalarla çökeltmiş alüvyon yelpazesi oluşumunu göstermektedir.



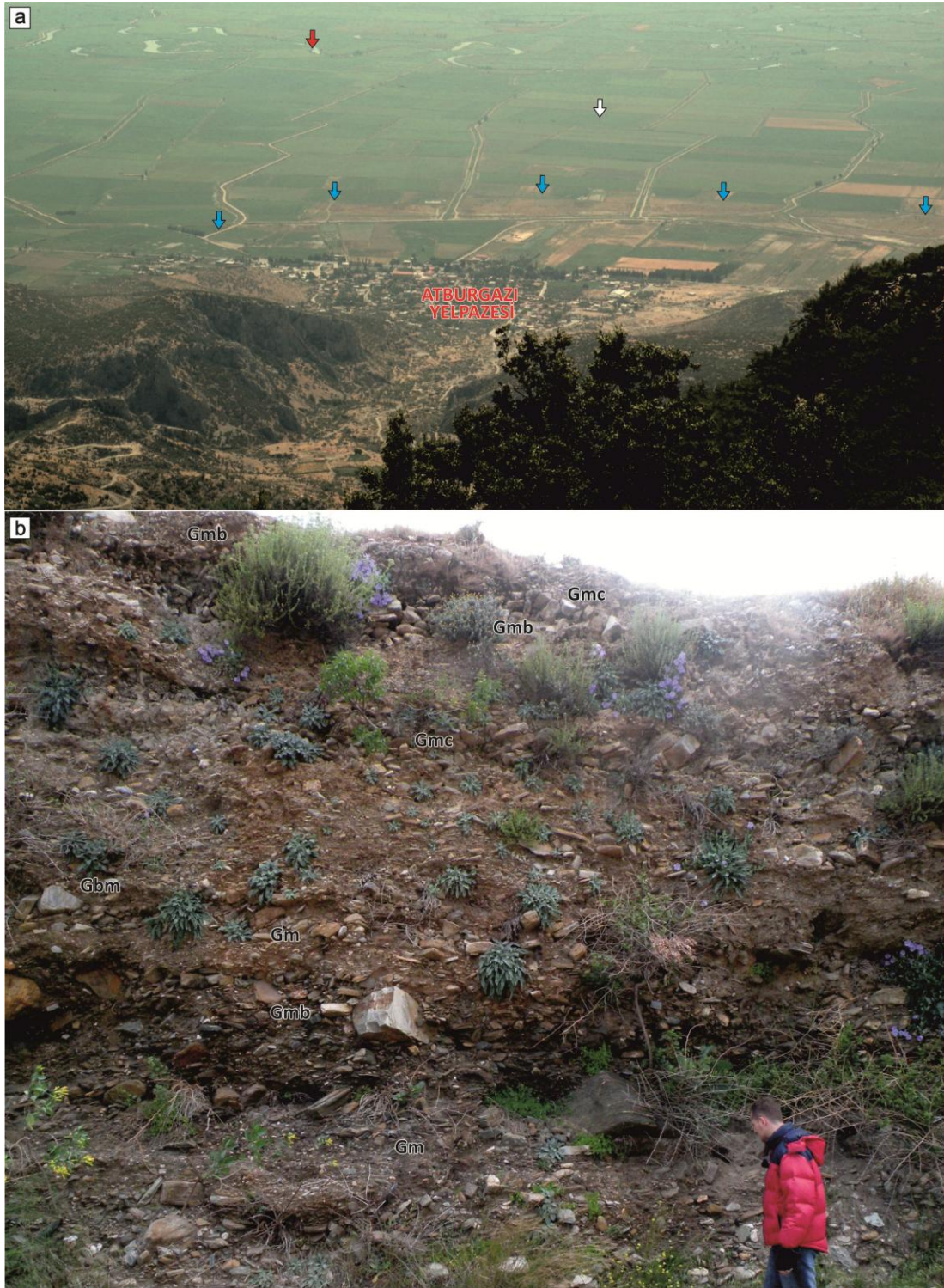
Şekil 3.19 Güllübahçe yelpazesi, (a) Yelpazenin baş noktasından güneye bakış, (beyaz ok SMH, kırmızı oklar BMN'yi ve büklümün geometrisini yansıtmaktadır) (b) yelpaze fasiyesleri, (c) beslenme alanı Kikladik Masif kalkerli kayaları ve (d) metakırıntılı kayalar. Ev yüksekliği 250 cm, çekiç 46 cm.

3.2.3 Atburgazı Yelpazesi

Atburgazı yelpazesi, Güllübahçe yelpazesi'nin yaklaşık 10 km batısında, yaklaşık üçgen şekilli bir yelpazedir (Şekil 3.15 ve Şekil 3.20a). Atburgazı yerleşmi bu yelpaze üzerindedir. Som çakıltası (Gm), bloklu som çakıltası (Gmb) egemen fasiyeslerdir (Tablo 3.3 ve 3.4, Şekil 3.17 ve 3.20 b). Ölçülü kesit alt bölümünde Gm ve Gbm fasiyes aralanması belirgindir. Gmc fasiyesine ait çakıl dizilimleri yaklaşık kuzeyden güneye taşınmayı yansıtır.

Yaklaşık 4 km uzunluktaki yelpaze 1 ana ve 1 tali dere ile beslenmektedir. Bu iki dere ile beslenme, yelpazenin iki başlı (apex) geometrisini belirler. Beslenme alanını şekillendiren akaçlama, daha çok kaba dentiritik ve ana derenin havzaya yakın bitiş bölümünde yarı kafes desen tipine sahiptir. Batak Dere bitiminde gözlenen yarı kafes tipi desenin havzaya yakınlığı, PSF ile ilişkilendirilebilir. Ana derenin aşırı köşeli dönüşleri de bu tektonik hatlardan etkilendiğini destekler. Kaba dentiritik desen, çok yumuşak ve ince ayrılma düzlemlerine sahip temel kaya litolojisinden kaynaklanmaktadır (Şekil 3.18).

Atburagazı yelpazesinin stratigrafi, sedimantoloji ve morfoloji özellikleri, döküntü ve aşırı tortul yüklü akmalar ile çökeltilmiş yelpazenin 2 başa (apex) sahip birleşik alüvyon yelpazesi olduğunu gösterir.



Şekil 3.20 Atburgazi Yelpazesi. (a) Yelpazenin üçgen geometrisine beslenme alanından bakış. Beyaz ok SMH, mavi oklar yelpazenin ıraksak bölümlerindeki kum baskın alanların sınırını, kırmızı ok havzanın ortasına göç etmiş BMN'yi gösterir. (b) Atburgazi yelpazesi fasiyesleri. Alt bölümdeki Kikladik Masif'ten türeme köşeli bloklara ve üst bölümdeki yassı çakıl örgütlenmesine dikkat ediniz. Kişi 184 cm.

3.2.4 Tuzburgazı Yelpazesi

Tuzburagazı yelpazesi karakteristik bir üçgen şekilli yelpazedir. Yelpaze üzerinde Tuzburgazı yerleşimi bulunur. Beslenme alanı baş alanındaki V şekilli ve derin kazılmış ana drenaj belirgindir (Şekil 3.21 a). Yelpazeden iki ölçülü kesit alınmıştır. Som çakıltaşı (Gm), ve bloklü som çakıltaşı fasiyesi egemendir (Tablo 3.3, 3.4, Şekil 3.17 ve 21 b).

Tuzburgazı yelpazesi Atburgazı yelpazesine benzer fasiyesler içermesine karşın bloklü fasiyeslerin blok büyüklükleri daha azdır. Geçişli fasiyes sınırları sedimantasyondan sorumlu akma olaylarının kesiksiz olduğuna işaret eder. Çakıl dizilimlerinin normalize edilerek düzeltilmiş ortalama yönlemi 188, taşınma yönü ise ortalama kuzeyden güneyedir.

Beslenme alanındaki temel kaya bileşimi, kaba dentiritik ve uzunlumasına paralel akaçlama ağı ve tektonik, aşınma ve ana kanalın derin kazılmasını kontrol eden temel etmenlerdir. Erenler Dere'nin simetrik yapısı ve ana kanalın iki yanındaki temel kaya topluluklarının yaklaşık eşit dağılımı, ana kanalın derin kazılmasına ve beslenme havzasının dengeli aşınmasına yardımcı olmuştur (Şekil 3.18). Tuzburgazı yelpazesinin stratigrafi, sedimantoloji ve morfoloji özellikleri, tek ana kanalla beslenen döküntü, az olarak aşırı tortul yüklü akmalarla çökeltilmiş alüvyon yelpazesi oluşumunu yansıtır.

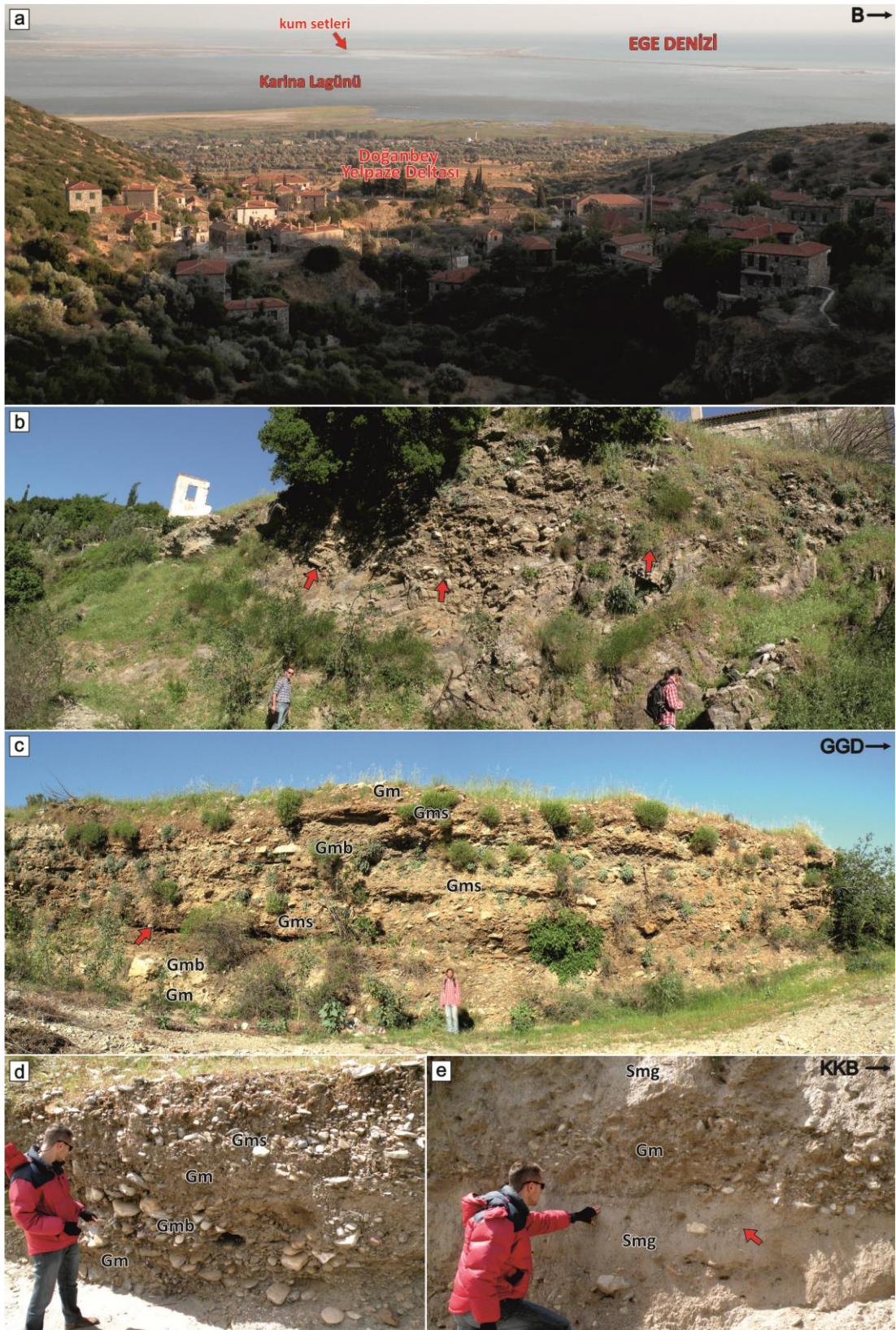


Şekil 3.21 Tuzburgazı yelpazesi. (a) Tuzburgazı yelpazesinin havza içinden görünüşü. Kırmızı ok yelpazenin baş noktasını, mavi oklar yelpaze ucuna doğru eğim değişimini gösterir. (b) yelpaze fasiyesleri. Kişi 188 cm.

3.2.5 Doğanbey Güncel Sığ Denizel Yalpaze Deltası

Doğanbey yelpazesi Dilek Yarımadası güneyinde, Tuzburgazı'nın yaklaşık 2.5 km batısında 3.92 km² alanı kaplayan Ege Denizi ile bitişik bir yelpazedir (Şekil 3.15). Yalpaze üzerinde biri baş kısmına çok yakın, diğeri yalpaze ortasında iki yerleşim bulunur. Yalpazenin Ege Denizi içine ilerleyen veya deniz ile sınır oluşturan uc bölümü (distal part) kaba ve ince taneli kum tortulları ile temsil edilir. Yeraltı verisi olmamasına karşın bu kum tortulları, Karina Lagünü ile kıyı açığı arasında sınır oluşturan, dalga ve akıntılarla yeniden işlenerek çökeltilmiş kum setleri ile yanal ve düşey geçişli olmalıdır (Şekil 3.22 a). Doğanbey yelpazesinin deniz ve denizel tortullarla jeolojik ve morfolojik ilişkisi, bir güncel denizel yalpaze deltası oluşumudur. Doğanbey yelpazesi bu denizel yalpaze deltasınının su üstü ortamlarını (subaerial fan– delta or fan– delta top environments), Karina Lagünü ve kum setleri ise yalpaze deltasının su altı ortamlarını (subaqueous fan– delta or fan– delta front environments) temsil eder. Yalpaze deltasının su üstü bölümünü temsil eden Doğanbey yelpazesini besleyen ana derenin aşındırarak ortaya çıkardığı yüzleklerden yelpazenin baş (apex) ile iraksak yalpaze arası bölümlerini temsil eden yaklaşık onar metre kalınlıkta üç sedimantolojik kesit alınmıştır (Şekil 3.15 ve 3.17). Yalpaze başında, tortullar kuzeye eğimli mermer kayaları üzerinde açısız uyumsuz oturur (Şekil 3.22 b).

Som çakıltaşı (Gm), bloklu som çakıltaşı (Gmb) ve yatay katmanlı çakıltaşı (Gms) ana, tane destekli kaba yatay katmanlı çakıltaşı (Gmc) ve çakıllı kumtaşı (Smg) yardımcı fasiyelerdir Tablo 3.3 ve 3.4, (Şekil 3.17 ve 3.22 c, d ve e).



Şekil 3.22 Doğanbey güncel sığ denizel yelpaze deltası. (a) Doğanbey yelpaze deltasının su üstü bölümünü oluşturan Doğanbey yelpazesinin baş noktasından güneye bakış. Yakınsak yelpaze ve yelpaze ortasındaki yerleşimler, yelpaze ucunun Karina lagünü ile ilişkisi, kum setleri ve Ege Denizi,

(b) yelpaze tortulları ile kristalin temel kayalar arasındaki uyumsuz dokanak (kırmızı oklar), (c) Doğanbey yelpazesi ana fasiyesleri. Fasiyeslerin aşınmalı alt sınırlarına dikkat ediniz (kırmızı ok), (d) yelpaze ortasında çakıltaşı fasiyeslerinin özellikleri. Yuvarlaklaşmış yassı mermer çakıllarına ve çakıl örgütlenmesine dikkat ediniz. (e) yelpaze ucuna yakın bölümlerde çakıllı kumtaşı fasiyesleri artar. Som çakıltaşı (Gm) ile çakıllı kumtaşı (Smg) arasındaki dereceli geçişe ve alttaki ani dokanağa dikkat ediniz (Kırmızı ok, ince çakıldan kaba çakıla değişen çakıllı arakatki). Kişiler ortalama 185 cm.

Yelpaze başından ucuna kadar fasiyeslerin katman kalınlıkları ve çakılların tane boyu azalır, aşınma yapıları ve çakıllı kumtaşı fasiyesi artar (Şekil 3.22 b,c,d ve e). Çakıltaşı fasiyeslerindeki belirlenen çakıl dizilimlerinin normalize edilerek düzeltilmiş ortalama yönlemleri 156– 175 arasında ve yaklaşık kuzeyden güneye taşınmayı gösterir.

Yelpaze, yaklaşık 4.3 km 2 ana ve 1.5 km uzunluğunda 2 tali dere ile beslenmektedir. Ana akaçlama yelpazeyi ortalamakta, tali dereler ise bu iki ana derenin batısında yer almaktadır (Şekil 3.18). Bu asimetrik akaçlama, yelpazeyi batıya doğru büyütsede ana akaçlama yelpazenin üçgen şekilli gelişmesini sağlamıştır. Yelpazenin drenaj havzası, diğer yelpazelere göre en büyük yüz ölçümüne sahiptir. Aşırı sarp topoğrafya ve ana kanalların derin kazılması yüzünden tortul hacim artarak geniş yelpaze birikimine yardımcı olmuştur. Aşırı tortul oluşumu ve sarp topoğrafya yüzünden beslenme alanından kaynaklanan tortul akmlar, kaba yükünü az eğimli yelpaze ortamında bırakarak kum ve daha ince taneli tortullarını Ege Denizi'ne taşımıştır. Beslenme alanını şekillendiren akaçlama, Kikladik metamorfik masif kayaları üzerinde gelişmiş kaba dentiritik ve uzunlumasına paralel desen tipindedir (Şekil 3.18). Şarлак ve Ortaburun Dere'lerinin aşırı derecede simetrik bir yapıya sahip olmaları asimetri faktörünün her iki alt havza için ortalama değerlerle karşılanmasına, ana kanalların aşırı derecede derin kazılmasına yardımcı olmuştur.

Doğanbey güncel denizel yelpaze deltasının su üstü bölümünü oluşturan Doğanbey yelpazesinin stratigrafî, sedimantoloji ve morfoloji özellikleri, yelpaze yakınsak bölümlerinde Gm, Gbm ve Gms, iraksak bölümlerinde ise Smg ve Gm

fasiyesleri ile temsil edilen kohezyonlu ve kohezyonsuz döküntü akmaları ve aşırı tortul yüklü akmalarla oluşmuş alüvyonal yelpaze tortullaşmasına işaret eder.

3.2.6 Karina Güncel Sığ Denizel Yelpaze Deltası

Karina yelpazesi Dilek Yarımadası güneyinde, Doğanbey yelpazesinin 1 km batısında ve Doğanbey yelpazesine göre küçük (1.32 km²) bir alanı kaplayan Ege Denizi ile bitişik bir yelpazedir (Şekil 3.15, 3.23 a ve b). Dilek Yarımadası Milli Parkı sınırları içinde kaldığından üzerinde yerleşim yoktur. Karina yelpazesinin Ege Denizi içine ilerleyen veya deniz ile sınır oluşturan uç bölümü (distal part) kaba ve ince taneli kum tortulları ile temsil edilir (Şekil 3.23 a ve b). Yeraltı verisi olmamasına karşın, bu kum tortulları Doğanbey güncel denizel yelpaze deltasında olduğu gibi, Karina Lagünü ile kıyı açığı arasında sınır oluşturan, dalga ve akıntılarla yeniden işlenerek çökeltilmiş kum setleri ile yanal ve düşey geçişli olmalıdır (Şekil 3.23 c). Karina yelpazesinin deniz ve denizel tortullarla jeolojik ve morfolojik ilişkisi bir güncel denizel yelpaze deltası oluşumuna işaret eder. Karina yelpazesi bu denizel yelpaze deltasının su üstü ortamlarını (subaerial fan– delta or fan– delta top environments), Karina Lagünü ve kum setleri ise yelpaze deltasının su altı ortamlarını (subaqueous fan– delta or fan– delta front environments) temsil eder. Doğanbey ve Karina yelpazeleri, Ege Denizi kıyılarına ait aynı yelpaze delta ilerisi veya yelpaze deltası su altı ortamlarını besleyen alüvyon yelpazeleridir.



Şekil 3.23 Karina güncel sığ denizel yelpaze deltası. (a ve b) Karina yelpazesi ve sığ denizel kumlu tortullarla grift en uç bölümü (c) Karina yelpazesinin Karina Lagünü, kum setleri ve Ege Denizi ile ilişkisi.

Karina yelpazesi tortulları temel kayalar üzerine açısız uyumsuz oturur (Şekil 3.24 a). Karina yelpazesinin yol yarmaları yüzünden açılmış yüzleklerinden üç sedimantolojik kesit alınmıştır (Şekil 3.15 ve 3.17). 1 nolu ölçülü kesitte som çakıltaşı (Gm), bloklı som çakıltaşı (Gmb), yatay katmanlı çakıltaşı (Gms) ve düzlemsel çapraz katmanlı çakıltaşı (Gp) fasiyesleri gözlenir (Tablo 3.3, Şekil 3.17 ve 3.24 b). 2 nolu ölçülü kesitte Gms fasiyesini karakterize eden yatay katmanlanma açık olarak gözlenir (Şekil 3.24 c). Hafif aşınmalı alt dokanaklar karakteristiktir.

Çakıl dizilimlerinin normalize edilerek düzeltilmiş ortalama yönelimleri 170– 185 arasında ve kuzeyden güneye taşınmayı yansıtır.



Şekil 3.24 Karina yelpazesi. (a) yelpaze tortullarının temel kayalarla uyumsuz dokanağı (kırmızı ok), (b) 1 nolu kesitte gözlenen fasiyesler. Kırmızı ok, yelpaze çökellerinin temel kayalarla olan uyumsuzluk yüzeyini gösterir, (c) 2 nolu kesitte altta Gms, üstte Gp fasiyeleri. Kırmızı çizgiler düşük eğimli çapraz setlerini gösterir. Çatı uzunluğu 350 cm, kişi 185 cm.

3 nolu kesitin alt bölümünde bloklu çakıltaşı mercekleri ve fasiyes istiflenmesi karakteristiktir (Şekil 3.17, 3.25 a). Çakıltaşlarının çakıl bileşenleri, Kikladik metamorfik masifin fillit, şist, kalkşist, mermer, kuvarsit, metakırıntılı kayalar ve mermerlerden türemiştir. Kesit üst bölümünde Gm, Gms ve Gmc çakıltaşı fasiyesleri baskındır (Şekil 3.25 b). Gözlenebilen istiflerin en üst bölümlerinde çapraz katmanlı çakıltaşı fasiyesinin (Gp) düşük eğimli çapraz setleri belirgindir (Şekil 3.25 c). Çakıltaşı fasiyeslerinin lagün kenarı bataklıklar ile ani sınır oluşturması ve eğim kazanması (Şekil 3.25 d), yelpaze çökellerinin PSF'nin hareketlerinden etkilendiğine işaret eder. Ayrıca bu alandaki tortulların yatay eksen etrafında rotasyona uğrayarak eğimlenme kazanması, PSF'nin son dönemdeki normal fay tipindeki kinematığıyla uyumludur.

Karina yelpazesi beslenme alanı, 500 m ile 2.5 km arası uzunlukta sekiz derenin oluşturduğu kaba dentritik ve uzunlumasına paralel akaçlama desenine sahiptir. (Şekil 3.18). Çok dereden beslenme, yelpazenin klasik üçgen geometri kazanmasını engellemiştir. Uzunlumasına paralel akaçlama ve çok aşınma ana kanalların derin kazılmasına neden olmuştur. Paralel akaçlama daha çok K – G doğrultulu fayları kullanarak gelişmiştir. Kaba dentritik desen, çok yumuşak ve ince ayrılma düzlemlerine sahip temel kayalardan kaynaklanmaktadır.

Karina yelpazesinin stratigrafi, sedimantoloji ve morfoloji özellikleri, yelpaze istifinin döküntü akması ve aşırı tortul yüklü akmalarla çökeltildiğine işaret eder. İstifin alt bölümlerinde döküntü akması, üst bölümlerinde aşırı tortul yüklü akma fasiyesleri bağıl bolluk gösterir.



Şekil 3.25 Karina yelpazesi fasiyesleri (a, b ve c). Kırmızı ok ters derecelenmeyi, kırmızı çizgiler çapraz katmanlanmayı gösterir, (d) PSF'nin etkisinde eğimlenmiş yelpaze çökelleri. Kişilerin ortalama boyu 185 cm.

Gerek Doğanbey yelpazesi gerekse Karina yelpazesinde sualtı çökelmeyi açıklayan tortul yapı, fauna veya sığ sualtı fasiyesi gözlenmemiştir. Karina ve Doğanbey yelpazeleri, PSF ile hızlı olarak yükseltilmiş Dilek Yarımadası'nın yüksek eğimli güney yamacı üzerinde, denize bitişik olarak çökelmiştir. Yelpaze çökeliği sırasında özellikle aşırı tortul yüklü akmlar ve/veya sel akmları çakıllı kaba yükünün önemli bir bölümünü yelpaze ortamına, kum ve daha ince yükünü ise bitişik denize boşaltmış olmalıdır. Denize boşaltılmış kumlu çökeller kıyı akıntıları ve/veya dalgalarla işlenmiştir.

Karina güncel sığ denizel yelpaze deltası, Doğanbey güncel sığ denizel deltasına göre daha genç olmalıdır. Bu iki yelpaze deltası, Büyük Menderes denizel akarsu deltasının tektonik olarak aktif kuzey sınırında yer alır. Dolayısıyla birlikte Büyük Menderes denizel akarsu deltası ve denizel yelpaze deltası sistemi (Büyük Menderes marine river delta and marine fan delta system) oluştururlar. Söke – Milet Havzası'ndaki denizin 5000 yıldan günümüze kadar Büyük Menderes delta ilerlemesi ile Söke yakınlarından günümüzdeki konumuna geldiği jeoloji ve jeoarkeolojik araştırmalarda kaydedilmiştir.

Söke – Milet Havzası'nda Holosen'den önce günümüzedekine benzer denizel akarsu deltası ve yelpaze deltası sistemi var mıydı?

Söke çevresinde yaklaşık 2 ile 1 milyon yıl arasında denizin var olduğu, Fevzipaşa Formasyonu'daki sığ denizel yelpaze deltası istifinin saptanmasıyla ilk kez bu çalışma sırasında keşfedilmiştir. Söke çevresinde Büyük Menderes denizel akarsu deltasına ilişkin jeolojik kayıt henüz bulunmamasına karşın, Fevzipaşa Formasyonundaki denizel yelpaze deltası istifi, Söke – Milet Havza'sı tortul dolgusunda günümüzedekine benzer denizel akarsu deltası ve yelpaze deltası sisteminin var olabileceğine işaret eder. Bu yüzden, Söke kuzeydoğusunda geniş yayılım sunan Fevzipaşa Formasyonu ayrıntılı araştırılmalıdır. Günümüzdeki Büyük Menderes denizel akarsu deltası ve yelpaze deltası sistemi, erken dönemde PSF'nin bir kolu olma olasılığı çok yüksek Yamaçköy Fayı ve Priene – Sazlı Fayı tarafından Pleyistosen başından günümüze kadar kontrol edilen Söke– Milet Havzası kuzey kenarı tektonosedimater evriminin sonucudur.

BÖLÜM DÖRT

YAPISAL JEOLJİ

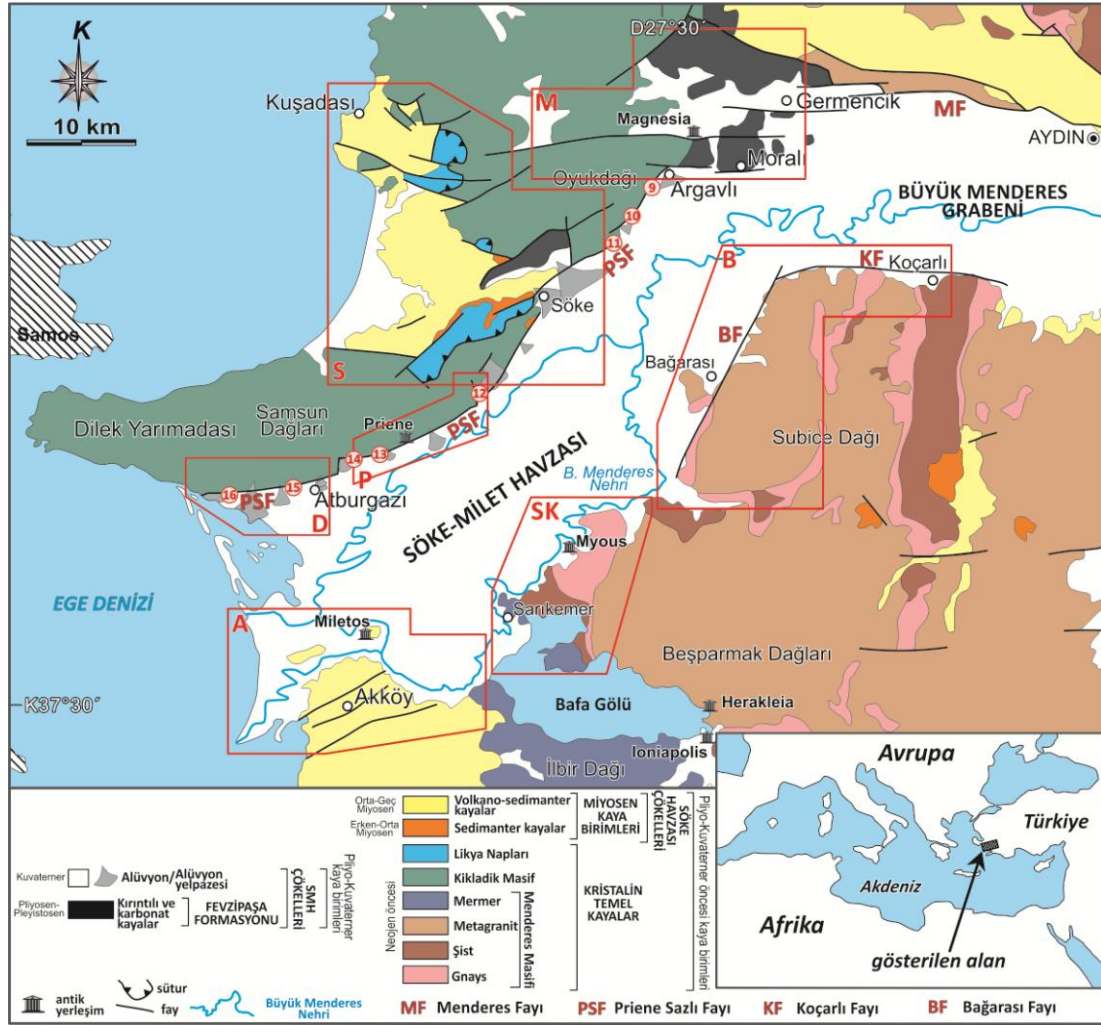
Bu bölümde, Neojen ve Kuvaterner yaşlı kayaların kırılğan deformasyon yapıları incelenmiştir. Kristalin temel kayalar içinde, genç kırılğan deformasyon yapılarına benzerlik gösteren yapısal öğeler dikkate alınmıştır. Tez alanı içindeki yapısal öğeler üç alt başlıkta toplanabilir; (1) faylar, (2) katman ve kıvrımlar, (3) tortullaşma ile yaşıt deformasyon yapıları.

4.1 Faylar

Tez alanında 300 den fazla fay, fay parçası, fay seti ile 1/25000 ve 10000 ölçekte haritalanabilen fay zonu saptanmıştır. Bu faylar uzunlukları, bulunduğu tortul kayaların jeolojik yaşları, tortullaşma ile ilişkisi ve deprem potansiyeline göre yalınlaştırılarak sınıflanmıştır. Yapısal veriler yedi ayrı alandaki jeolojik haritalamalar sonucunda elde edilmiştir. Bunlar, SMH kuzeyinde Söke (S), Priene (P), Doğanbey (D) ve Moralı (M) ve güneyinde Bağarası (B), Sarıkemer (SK) ve Akköy (A) alanlarıdır (Şekil 4.1).

Tez alanında gözlenen faylar önem sırasına göre tanımlanarak diğere yapısal öğelerle birlikte yorumlanmıştır. Yapısal öğelerin faz ayırımı ve bölgenin jeolojik evrimindeki rolleri ise tartışma ve sonuç bölümünde verilecektir.

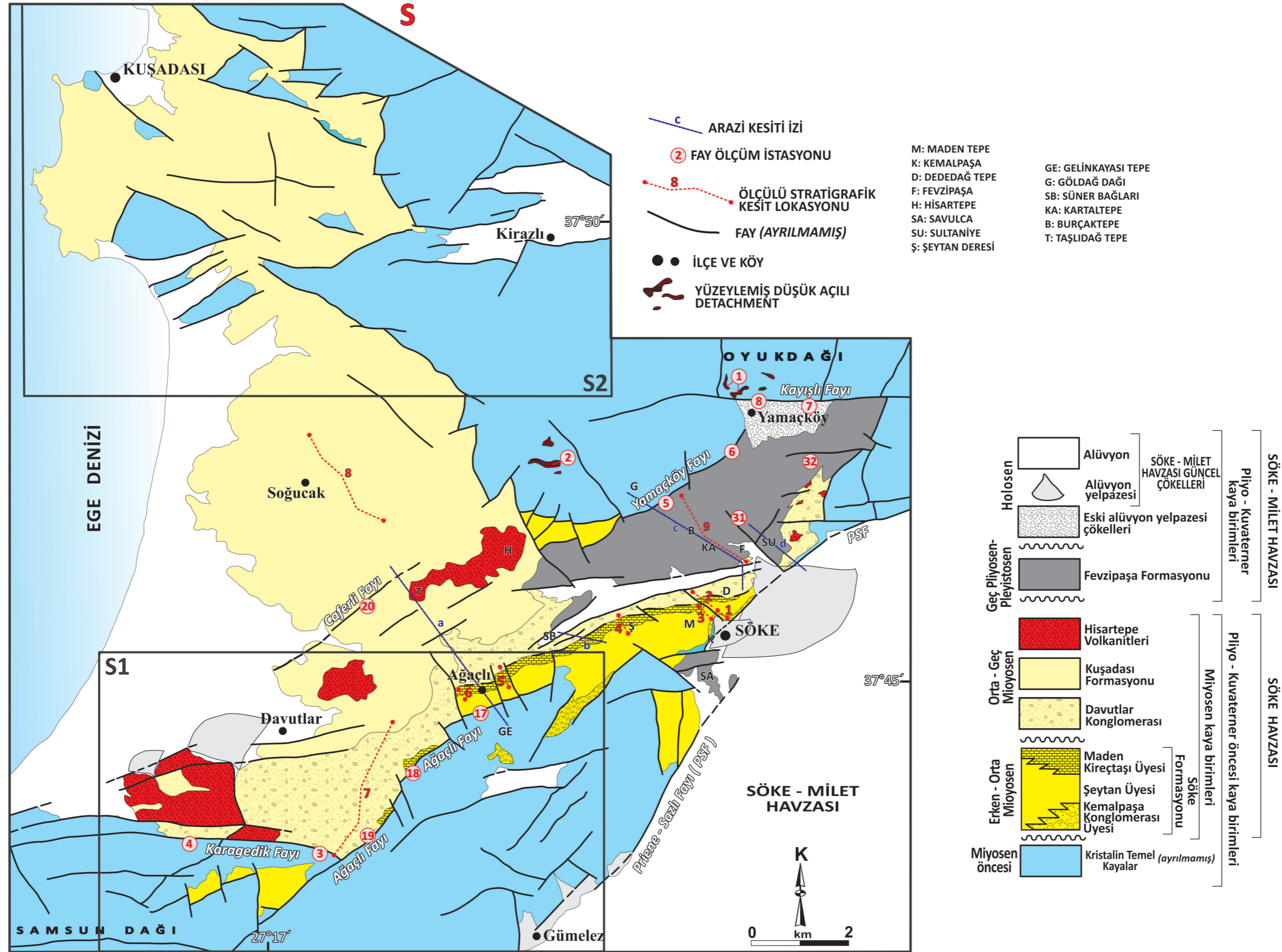
Yedi alanda toplam 116 istasyondan alınan fay ölçümlerinin kinematik analizleri yapılmıştır. Bu istasyonlardan alınan 3000 yapısal veriden bir bölümü ayıklanarak 1769 tanesi değerlendirilmiştir. Faylar eğim açısı, atım ve faylanma mekanizmalarına göre gruplandırılarak belirtilen jeolojik parametreler çerçevesinde hangi alanda buldukları da vurgulanarak önem sırasına göre tanımlanmıştır. Bazı faylar birden fazla alanda devamlılık gösterdiğinden fayın farklı alanlardaki özellikleri birleştirilerek değerlendirmeye alınmıştır. Söke ve SMH kuzeyi, diğere alanlardan farklı kaya toplulukları ve açık yapısal veriler içerdiğinden bu alanlardaki yapısal veriler öncelikli olarak anlatılmıştır.



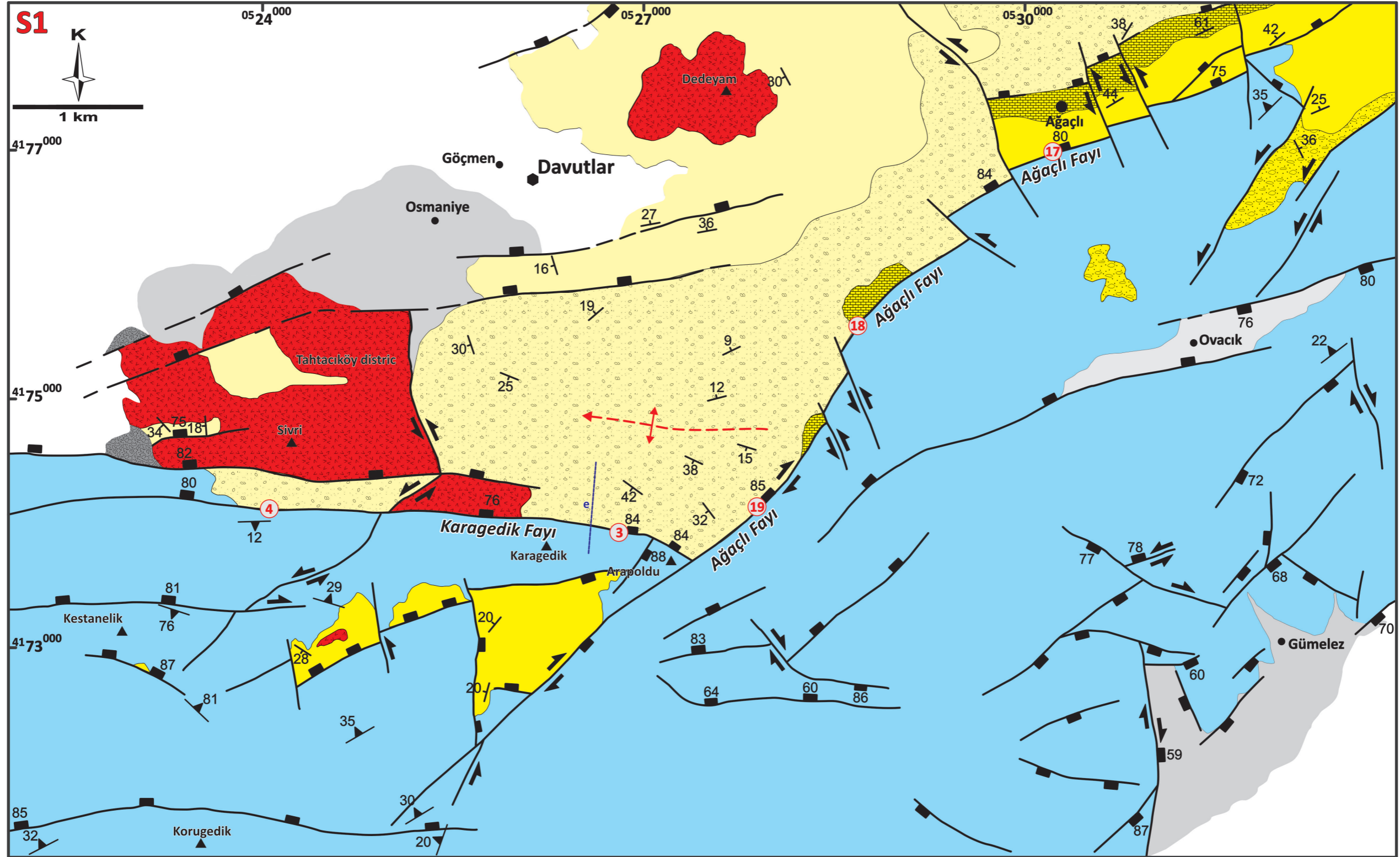
Şekil 4.1 Tez alanındaki jeolojik haritalama alanları (Konak ve Şenel, 2002; Okay, 2001; Candan ve diğer., 2011'den değiştirilerek).

4.1.1 Söke (S) Alanı

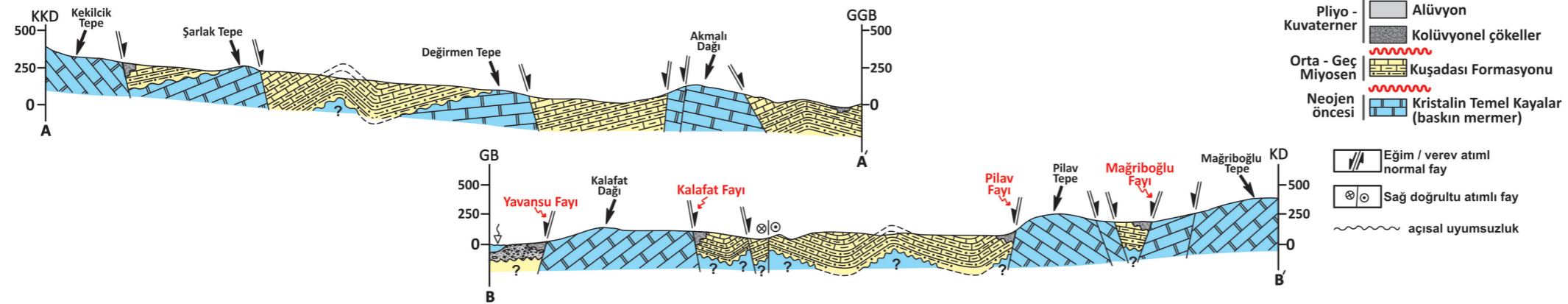
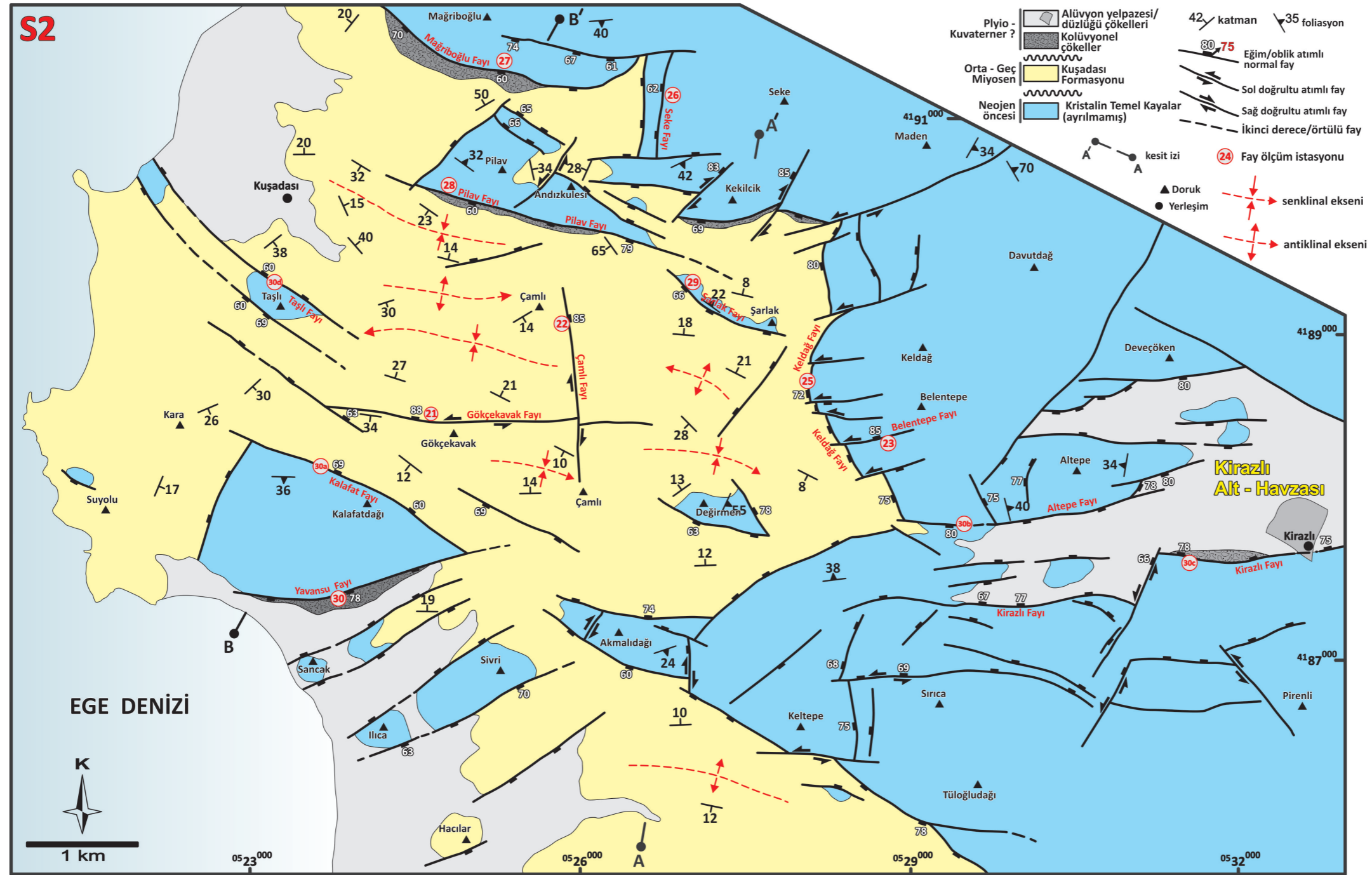
Söke alanı, SMH orta kuzey bölümünde Söke, Kuşadası, Davutlar yerleşimlerinin bulunduğu yaklaşık 340 km² alanı kapsar (Şekil 4.2). Bu alandaki yapısal öğeler Davutlar (S1) ve Kuşadası (S2) as alanlarına bölünerek haritalanmıştır (Şekil 4.3 ve 4.4). Söke alanında baskın olarak KD, KB ve D – B, az miktarda K – G gidişli yapısal hatlar bulunur. Bu alanda uzunlukları 1 – 15 km arasında değişen 60 dan fazla fay haritalanmış olmasına karşın 23 faya ait 34 istasyondan ölçüm yapılmıştır. Bu istasyonlardan ölçülen faylar, uzunluk, tür, geometri gibi özellikleri gözetilerek sınıflanmış ve aşağıdaki başlıklar altında anlatılmıştır. Tez alanındaki 45° den az eğimli faylar düşük açılı, 45° den fazla eğimli faylar yüksek açılı faylar olarak kabul edilmiştir.



Şekil 4.2 Söke (S) alanının jeoloji haritası (Yerbulduru için Şekil 4.1'e bakınız).



Şekil 4.3 Söke alanı Davutlar (S1) as alanının jeoloji haritası (Yerbulduru için Şekil 4.2'ye bakınız).



Şekil 4.4 Söke alanı Kuşadası (S2) as alanının jeoloji haritası ve enine jeolojik kesitleri (Yerbulduru için Şekil 4.2'ye bakınız).

4.1.1.1 Düşük Açılı Faylar

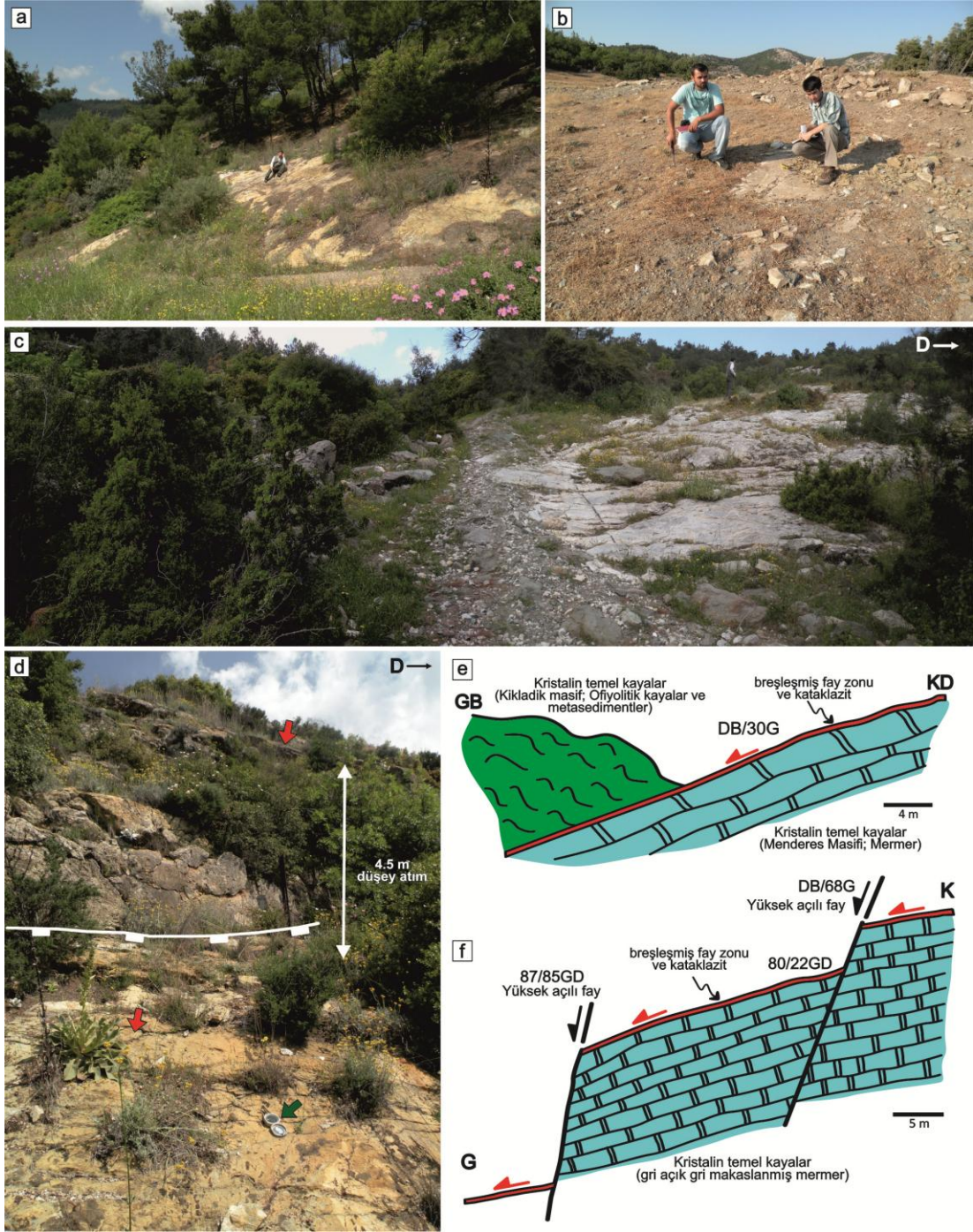
Tez alanı içerisindeki en yaşlı düşük açılı tek yapısal süreksizlik Oyukdağı sıyrılma (detachment) fayıdır (ODF). Sıyrılma fayları Batı Anadolu genişleme bölgesinin Oligo – Miyosen’de oluşmuş karakteristik düşük açılı faylardır.

4.1.1.1.1 *Oyukdağı Sıyrılma (Detachment) Fayı (ODF)*. ODF ilk kez bu tez çalışmasında gözlenerek tanımlanmıştır. Fayın özellikleri Batı Anadolu genişleme bölgesinde tanımlanmış diğer sıyrılma faylarına benzerdir. Gediz ve Büyük Menderes sıyrılma fayları Orta Menderes Masifi’nin ana sınırları olarak kabul edilir. Orta Menderes Metamorfik çekirdek kompleksi’nin (OMMÇK) oluşum ve yükselme evrimi bu iki ana sıyrılma fayı yardımıyla açıklanır. Bu sıyrılma fayları 7 – 20 My arasında oluşmuştur (Lips ve diğer., 2001). Çalışmacılar bu yaş aralığını Menderes Masifi’nin DB uzanımlı Aydın ve Bozdağ Dağları bölümünü kapsayan alandan elde etmişlerdir. Aynı bölge içinde Büyük Menderes detachment (sıyrılma) fayının (BMDF) güneye eğimli düşük açılı yüzeylerle karakteristik olduğu ve güneye doğru taşınma yönü veren deformasyon yapıları ile temsil edildiği bilinmektedir (Emre ve Sözbilir, 1997; Bozkurt, 2000; Lips ve diğer., 2001; Özer ve Sözbilir., 2003; Şen ve Seyitoğlu, 2009; Cifçi ve diğer., 2011; Gürer ve diğer., 2009). OMMÇK’nin en kuzeydeki fay ise Gediz sıyrılma fayıdır. Bu sıyrılma fayı kuzeye doğru eğimli düşük açılı fay yüzeyleri ve kuzeye taşınma yönü veren asimetric deformasyon yapıları ile karakteristiktir (Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit ve diğ., 1999a ve b; Sözbilir, 2001, 2002; Seyitoğlu ve diğ., 2000 ve 2002; Çemen ve diğer., 2006; Çiftçi ve Bozkurt, 2008, 2009 ve 2010). Bu iki ana sıyrılma fayı daha çok Menderes Masifi metamorfik kayaları ile Neojen yaşlı tortul dolgu arasındaki yapısal sınır olarak ortaya çıkar. Bu yapısal sınır, yersel olarak ofiyolitik kayalarla metamorfik kayalar arasında ve bazen metamorfik kayaların kendi içinde süreksizlik gösterir.

ODF, Söke alanı Söke kuzeyinde ve Oyukdağ Dağı’nın güney eteklerindeki alanlarda yüzeyleşmiş düşük açılı fay düzlemleri ile karakteristiktir. Bu faya ait düzlemler genelde metamorfik kayalar üzerinde açılmış yamalar şeklinde gözlenir.

Bozulmadan kalmış bu düzlemler özellikle Yamaçköy kuzeyinde ve batısındaki iki alanda gözlenir (Şekil 4.2). Yamaçköy kuzeyindeki 1 nolu istasyondaki fay düzlemleri genelde yaklaşık D – B uzanımlı ve güneye $22^{\circ} - 35^{\circ}$ eğimlidir (Şekil 4.5a). 2. ölçüm istasyonundaki fay yüzeylerinin doğrultuları benzer şekilde D – B uzanımlı ve eğimleri $7^{\circ} - 14^{\circ}$ dir (Şekil 4.5b). 1. ölçüm istasyonunda ana fay düzlemi, ofiyolitik kayalarla mermerler arasında yer alan güneye doğru eğimli bir kataklastik zonla temsil edilir (Şekil 4.5c ve e). Bu kataklastik zonun doğuya doğru devamındaki alanda, düşük açılı fay düzlemi, ana sıyrılma fayı ile yaklaşık aynı doğrultudaki yüksek açılı faylarla parçalanmış ve düşey yönde ötelenmiştir. Bu ötelenmeler genelde en kuzeyde düşey yönde 20 – 30 m dir. Fayın en güneydeki parçası ise, DB/68G konumlu yüksek açılı eğim atımlı normal bir fayla düşey yönde 4.5 metre ötelenmiştir (Şekil 4.5d ve f). Düşey yöndeki bu ötelenmeleri karşılayan faylar, kuzeyde daha düşük açılı, güneyde ise daha yüksek açılı faylardan oluşur (Şekil 4.5f). Düşük açılı sıyrılma fayının aynı doğrultuda yüksek açılı eğim atımlı normal faylarla bu şekilde parçalanarak düşey yönde ötelenmesi, Oyukdağı'nın Söke'ye bakan güney kanadının morfolojik açıdan basamaklı bir görünüm kazanmasını sağlamıştır.

Düşük açılı fay düzlemi üzerinde kayma çizdiği, ondülasyon ve gerilme çatlakları bulunur. Ondülasyonlar ve gerilme çatlaklarının birbirlerine dik konumlu olmaları ve kayma çiziklerinin fay oluklarına paralellik göstermesi bu yapıların birbirleri ile ilişkili deformasyon yapıları olduklarını gösterir. ODF'nin 1. gözlem istasyonundan alınan ölçülerin hesaplanması sonucunda elde edilen ana asal gerilme konumları en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 168/72.3, 259.2/0.4 ve 349.4/17.7 konumludur (Tablo 4.1). Özellikle en büyük ana asal gerilme vektörünün düşeye yakın konumu, fayın açılma ile ilişkili bir deformasyon ögesi olduğunu yansıtır. Fayın oluşumundan sorumlu açılma, en düşük ana gerilmenin konumuna paralel ve KKB – GGD doğrultuludur (Şekil 4.6). ODF'nin belirlenen kinematik özellikleri, OMMÇK'nin güneyini sınırlayan BMDF'nin geometrik ve kinematik özellikleriyle aşırı derecede benzerlik göstermektedir.



Şekil 4.5 (a ve b) Oyukdağı sıyrılma fayının arazi fotoğrafları. c ve d deki fotoların kesitleri e ve f de gösterilmiştir. d fotoğrafındaki beyaz çizgi yüksek açılı fayın izini, beyaz dikdörtgenler ise tavan bloğunu; kırmızı oklar, yüksek açılı fayın tavan ve taban bloğundaki düşük açılı fay düzlemini göstermektedir, düşey yönde ötelenme 4.5 metredir. Fotoğraflardaki kişilerin boyları 1.74 – 1.87 m.

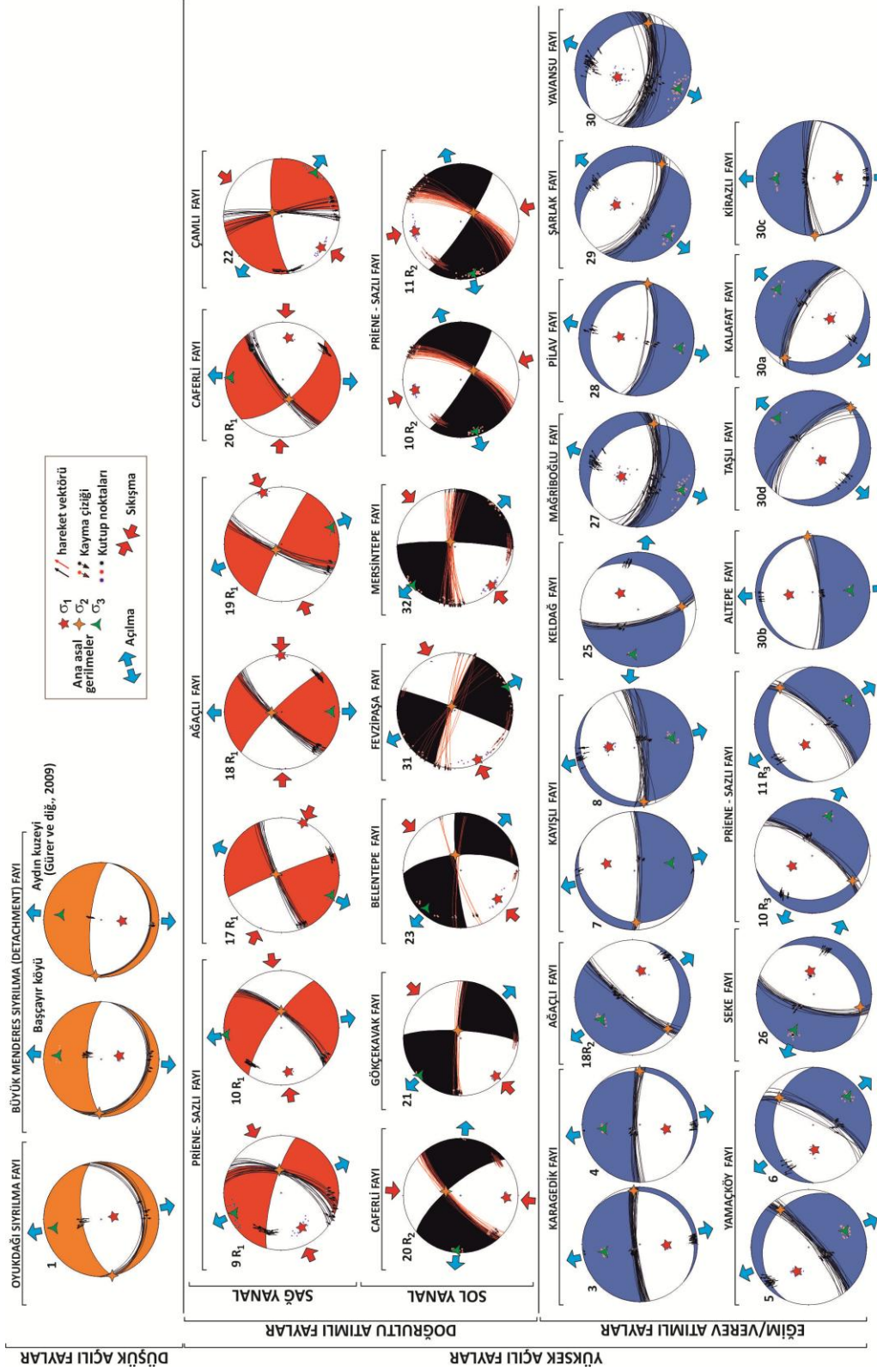
4.1.1.2 Yüksel Açılı Faylar

Söke alanındaki yüksek açılı faylar, jeolojik olarak SMH'yi kuzeyden sınırlayan Priene – Sazlı Fayı (PSF) ve bu fayın taban bloğunda yer alan faylardır (Şekil 4.1). Bu alan içerisinde gözlenen birçok yüksek açılı fay D –B, az miktarda K – G, KD ve KB gidişlidir. Karagedik, Kalafat, Mağriboğlu, Altepe, Pilav Dağı gibi bazı tepe ve dağ önlerinde gelişmiş D – B ve Ağaçalı ve Caferli gibi KD gidişli faylardır. D –B doğrultulu faylar benzer özellikte dış bükey geometri ve belirgin morfoloji sunar (Şekil 4.2, 4.3 ve 4.4). Fayların tavan bloklarında genellikle mermer ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan kristalin temel kayalar, tavan bloklarında ise Miyosen yaşlı tortul kayalar ve fay önünde/yüzeyinde birikmiş kolüvyonal çökeller bulunur.

Özellikle S alanı içerisinde yüzlek veren yüksek açılı fayların, türlerinin, geometrik ve yapısal özelliklerinin anlaşılabilmesi için, tez alanındaki en önemli yapısal unsurlardan biri olan PSF ile tektonik ilişkilerinin ortaya konulması gerekmektedir. Bu ilişkinin ortaya konulması ise, ilk önce PSF'nin iyi bir şekilde tanımlanması ile mümkündür.

Tablo 4.1 Söke alanında gözlenen faylara ait hesaplanış ana asal gerilme konumları, türleri, fazları ve standartları (* ölçü kalitesi (a - e) (Sperner ve diğer., 2003).

Fay Adı	Lokasyon	Ölçü sayısı	*	σ_1 ★			σ_2 ✨			σ_3 ▲			Faz	Tür	
				T	P	E	T	P	E	T	P	E			
<i>Oyukdağı Sıyrılma Fayı</i>	1	9	d	168.0	72.3	0.4950	259.2	0.4	0.0007	349.4	17.7	0.4880	Normal		
<i>Karagedik Fayı</i>	3	29	a	181.8	51.8	0.4982	83.1	6.8	0.0004	347.9	37.4	0.4979			
	4	15	b	189.8	51.8	0.4980	89.7	7.8	0.0011	353.7	37.1	0.4970			
<i>Yamaçköy Fayı</i>	5	28	a	295.6	51.2	0.4948	52.9	20.2	0.0012	155.9	31.5	0.4936			
	6	10	c	266.7	54.5	0.49006	38.8	25.6	0.0009	140.5	22.9	0.4897			
<i>Kayışlı Fayı</i>	7	6	d	14.3	49.8	0.4975	268.1	13.2	0.0002	167.8	37.1	0.4977			
	8	17	b	001.0	54.3	0.4902	260.4	7.5	0.0003	165.1	34.7	0.4899			
<i>Priene Sazlı Fayı</i>	9	18	b	239.5	30.3	0.4770	85.1	57.0	0.0030	336.5	11.7	0.4779		R ₁	Sağ yanal
	10	13	c	261.4	23.5	0.4968	89.7	66.3	0.0003	352.7	3.0	0.4965		R ₁	Sol yanal
		29	a	347.1	20.0	0.4936	142.8	68.2	0.0000	254.1	8.3	0.4936	R ₂	Sol yanal	
		12	c	332.7	57.2	0.4971	212.0	18.2	0.0002	112.7	26.3	0.4973	R ₃	Normal	
	11	36	a	348.3	20.1	0.4862	145.0	68.2	0.0006	255.4	7.9	0.4856	R ₂	Sol yanal	
		10	c	289.7	59.0	0.4953	48.6	16.2	0.0001	146.6	25.7	0.4951	R ₃	Normal	
<i>Ağaçlı Fayı</i>	17	11	c	112.1	2.1	0.4969	7.5	81.7	0.0002	202.4	8.0	0.4970	R ₁	Sağ yanal	
	18	16	b	89.1	0.8	0.4962	355.9	75.1	0.0001	179.3	14.9	0.4963		Normal	
		17	b	107.8	49.8	0.4949	221.6	18.8	0.0005	324.9	34.0	0.4954	R ₂	Normal	
	19	11	c	70.2	5.1	0.4931	314.6	78.3	0.0002	161.2	10.5	0.4933	R ₁	Sağ yanal	
<i>Caferli Fayı</i>	20	17	b	97.6	27.3	0.4952	253.6	60.5	0.0001	2.3	10.2	0.4951	R ₁	Sağ yanal	
		18	b	182.8	21.3	0.4967	15.3	68.3	0.0006	274.5	4.3	0.4961	R ₂	Sol yanal	
<i>Gökçekavak Fayı</i>	21	7	d	227.4	11.4	0.4970	66.7	77.9	0.0003	318.2	3.9	0.4967	Normal		
<i>Çamlı Fayı</i>	22	18	b	218.6	13.2	0.4789	18.2	76	0.0016	127.5	4.7	0.4772		Sağ yanal	
<i>Belentepe Fayı</i>	23	7	d	218.2	20.0	0.4564	70.6	66.7	0.0006	312.4	11.5	0.4570		Sol yanal	
<i>Keldağ Fayı</i>	25	11	c	42.9	55.6	0.4974	176.1	25.1	0.0002	277.0	21.9	0.4976			
<i>Seke Fayı</i>	26	12	c	79.8	63.6	0.4964	201.3	14.5	0.0008	297.1	21.5	0.4956			
<i>Mağriboğlu Fayı</i>	27	28	a	335.9	65.8	0.4874	110.0	17.4	0.0081	205.2	16.4	0.4793			
<i>Pilav Fayı</i>	28	7	d	5.1	66.2	0.4897	101.5	2.8	0.0009	192.8	23.6	0.4887			
<i>Şarлак Fayı</i>	29	15	b	356.2	65.9	0.4927	126.1	16.0	0.0060	221.3	17.6	0.4867			
<i>Yavansu Fayı</i>	30	35	a	333.7	65.8	0.4847	108.2	17.5	0.0094	203.4	16.2	0.4753			
<i>Kalafat Fayı</i>	30a	12	c	185.9	64.5	0.4903	304.0	12.7	0.0013	39.2	21.8	0.4890			
<i>Taşlı Fayı</i>	30b	7	d	351.9	55.2	0.4985	85.1	2.2	0.0002	176.6	34.7	0.4983			
<i>Kirazlı Fayı</i>	30c	18	b	178.3	55.2	0.4960	269.1	0.5	0.0033	359.4	34.8	0.4927			
<i>Atepe Fayı</i>	30d	9	d	234.8	68.9	0.4949	132.6	4.7	0.0034	40.8	20.5	0.4915			
<i>Fevzipaşa Fayı</i>	31	17	b	245.5	7.1	0.4485	51.3	82.7	0.0031	155.3	1.8	0.4516	Sol yanal		
<i>Mersintepe Fayı</i>	32	28	a	226.7	9.5	0.4849	47.6	80.5	0.0002	316.8	0.1	0.4847	Sol yanal		



Şekil 4.6 Söke alanında (S) yerel fayların fay düzlem çözümleri, paleostres yönleri ve faylara ait ana asal gerilme vektör konumları (Ölçüm istasyonları için Şekil 4.2, 4.3 ve 4.4 e bakınız).

4.1.1.2.1 Priene Sazlı Fayı. Tez alanında gözlenen en dikkat çekici yapısal unsur PSF'dir. Önceki çalışmalar PSF'nin havza kenarı niteliği taşıyan bir yapısal öge olduğu üzerinde birleşir (Phillipson, 1911; Nebert, 1955; Öcal, 1958; McKenzie, 1972 ve 1978; Hancock ve Barka, 1987; Roberts, 1988; Altunel, 1998; Ünay ve Göktas, , 1999; Sarıca, 2000; Gürer ve diğer., 2001; Sümer ve diğer., 2008; Gürer ve diğer., 2009; Yönlü ve diğer., 2010, Sümer ve diğ., 2013). PSF, SMH kuzey sınırındaki en genç ve büyük kenar fayıdır (Şekil 4.1). Fayın genel uzanımı KD – GB, toplam haritalanabilen uzunluğu 37 km dir. Fay en kuzeyde Argavlı'dan başlayarak GB'ye doğru Söke'yi kat ederek yaklaşık 28 km uzandıktan sonra, Atburgazı'nda batıya dönerek D – B uzanımında batıda Karina'ya kadar yaklaşık 9 km izlenebilir (Şekil 4.1). Fayın Atburgazı – Karina arasında kalan bu D – B uzanlı bölümü, Dilek Yarımadası'nı güneyden sınırlar. PSF'nin Argavlı – Söke arasında kalan kuzeydoğu parçası üzerinde Söke alanına çok yakın 3 ölçüm istasyonunda (9, 10 ve 11 nolu istasyonlar) kinematik analiz yapılmıştır. PSF'nin güney uzantısındaki diğer ölçüm istasyonları Priene alanı (P) içindeki 12, 13 ve 14 nolu istasyonlar ve Doğanbey alanı (D) içindeki 15 ve 16 nolu istasyonlardır (Şekil 4.1).

PSF'nin kuzeydoğu parçasındaki fay düzlemleri 76° – 82° arasında değişen eğimlenme açısına sahiptir. Özellikle faya dik aşınmış alanlarda 2 – 2.5 m breşik fay zonu gözlenir (Şekil 4.7a). Fayın bu bölümündeki düzlemler üzerinde yön ve dalımları birbirinden farklı üç çizgisel yapı seti sunar. Birbirlerini üzerleyen farklı açı ve konumlarda fay çizikleri ve asimetrik yapıların bulunması fayın birden farklı evrede yeniden hareketlendiğini gösterir. Genel olarak doğrultu atımlı faylanmayı gösteren yapısal ögeler, eğim atımlı normal faylanma mekanizmasının yapısal ögeleri tarafından kesilir. PSF kuzeydoğu parçalarındaki her düzlemde doğrultu atımlı faylanmayı gösteren yapısal ögeler yaygındır. Bu fayın ilk hareketi bu çalışmada (R_1) olarak isimlendirilen sağ yanal doğrultu atımlı fay mekanizmasını yansıtan yapısal ögelerdir. Bu sağ yanal hareketi belgeleyen düzlemlerde güneyden 9° – 16° kayma açıları karakteristiktir (Şekil 4.7b). Aynı yüzey üzerinde gelişmiş gerilme çatlaklarına dik yönde alınan eksenler ise 12° kayma açıları ile simgelenirler (Şekil 4.7c). Bu açılmaya bağlı oluşan gerilme çatlaklarının paleostresleri fayın aynı

yüzey üzerinde sol yanal baskın olarak yeniden aktif olduğunu göstermektedir. Fay düzleminin kuzeye doğru devamında fayın bu ikinci hareketine ait başka fay düzlemleri üzerinde kuzeyden ortalama 4° kayma açıları gözlenir (Şekil 4.7d). Fayın ilk hareketinden farklı bu evresi (R_2) olarak isimlendirilmiştir. Fayın başlangıcından itibaren baskın olan doğrultu atımlı karakteri $70^\circ - 74^\circ$ arasında değişim gösteren yüksek kayma açıları ile tekrar üzerlenerek (kesilerek), fayın çok az sağ yanal bileşeni olan normal fay niteliğinde yeniden karakter değiştirdiğini gösterir. Fayın bu son hareketini temsil eden yüksek kayma açlarına sahip yüzeyleri Şekil 4.7e ve f'de görülmektedir. Fay, Söke'den sonraki daha güneybatı yüzleklerinde yüksek eğimli fay düzlemleri üzerinde daha yüksek kayma açıları ile temsil edilen ve R_3 fazına ait fay çizikleri ile karakteristiktir (Şekil 4.7g ve h). Fayın güneybatı uzanımındaki devamına ait yüzeylere, kapsamlı bir şekilde sırasıyla Priene ve Doğanbey alanlarındaki fayların anlatımı sırasında değinilecektir. PSF üzerindeki 9 ve 10 nolu gözlem istasyonlarında R_1 evresi, 11 nolu gözlem noktasında ise R_2 evresine ait veriler toplanarak fay düzlem çözümleri ile paleostress analizleri yapılmıştır. Fay üzerindeki 9. gözlem istasyonundan alınan ölçülerin hesaplanması sonucunda elde edilen ana asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 239.5/30.3, 85.1/57.0 ve 336.5/11.7'dir (Tablo 4.1). 10. gözlem noktasında ise 3 evreye ait fay verileri toplanmıştır. Bu alanlardan elde edilen hesaplamalar sonucunda ana asal gerilme konumları Tablo 4.1'de verilmiştir. 11. gözlem istasyonunda R_2 ve R_3 fazlarına ait kinematik veriler saptanmıştır. Özellikle ilk evreye ait veriler ($9R_1$ ve $10R_1$) fayın sağ yanal hareketinin yaklaşık KKB – GGD açılma, BGB – DKD sıkışma kuvvetleri ile oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4.6). İkinci evreye ait sol yanal hareket verileri ise ($10R_2$ ve $11R_2$) KKB – GGD sıkışma, BGB – DKD açılma kuvvetleri ile karakteristiktir (Şekil 4.6). Fay son evresinde ($10R_3$ ve $11R_3$) yine ilk evreye benzer paleostress vektörleri ile simgelenir (Şekil 4.6).



Şekil 4.7 PSF arazi fotoğrafları. (a) breşik fay zone, (b) R_1 fazı ile ilişkili yataya yakın kayma açıları, (c ve d) R_2 fazına ait sol yanal hareketi simgeleyen tansiyon çatlakları geometrisine bağlı yapılar ve yataya yakın fay çizikleri, (e – g) yüksek açılı fay düzlemleri üzerinde yüksek kayma açılarına sahip fay çizikleri. Kişi 176 cm, kalem 14 cm, gps 17cm.

PSF'nin tarihsel ve aletsel süreçte deprem ürettiğine ilişkin arazi ve sismolojik veriler açıklanmıştır (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör, 1987; Altunel, 1998; Gürer ve diğer., 2001; Yönlü ve diğer., 2010, Duman ve diğ., 2011). Bu çalışmalara göre, 1955 Balat depremi ($M_s = 6.8$) PSF'nin orta ve batı parçasında gerçekleşmiştir. Ayrıca Yönlü ve diğer. (2010), Sazlıköy'de bulunan Osmanlı köprüsünde 76 cm düşey, 43 cm yatay GD yönlü olarak ötelendiğini, bu deformasyonun özellikle Ramazanpaşa Köprüsü'nün yapım yılı olan 1595'den sonraki olasılı 1846 depremi ile ilişkili olabileceğini savunur. Çalışmacılara göre 1846 depremi, PSF'nin Söke – Argavlı arasındaki parçasında gerçekleşmiştir. Tarihsel süreçte kırılarak deprem yaratması ve bazı parçalarının güncel çökelleri kesmesi bu fayın aktif bir havza kenarı fayı olduğuna işaret eder.

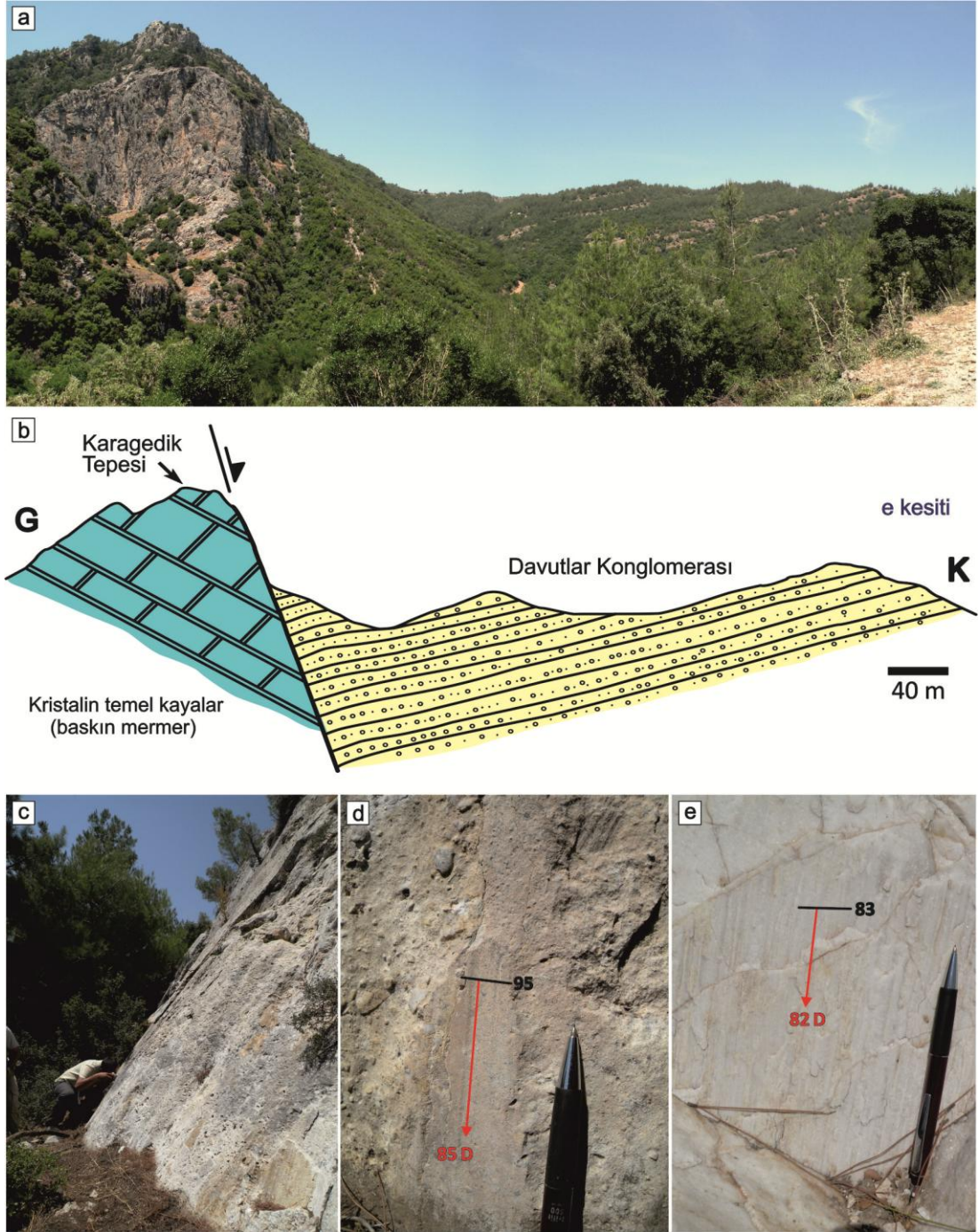
4.1.1.2.2 Karagedik Fayı. Karagedik Fayı Davutlar as alanı (S1) PSF taban bloğunda yer alır (Şekil 4.2 ve 4.3). Fay yaklaşık D – B uzanımlı ve 8 km uzunluktadır. Kristalin temel kayalar ile Orta Miyosen yaşlı Davutlar Konglomerası arasındaki yapısal sınırı oluşturur (Şekil 4.3). Fayın tavan bloğunda bloklu az boylanmış kaba kırıntılı Davutlar Konglomerası yüzlek verir. Birim faya doğru 42° eğimlenmiştir (Şekil 4.3 ve 4.8 a,b). Faydan uzaklaştıkça daha ince taneli kırıntılı tortul kayalara geçen birim yaklaşık 200 metre kalınlıktadır. Paleoakıntı yönleri, biriminin kuzeyden güneye akan akıntılarla biriktirildiğine işaret eder. Bu sedimentolojik ve yapısal veriler, Karagedik Fayı'nın Davutlar Konglomerası çökeliğini kontrol ettiğini yansıtır.

Karagedik Fayı üzerinde iki istasyonda (3 ve 4 nolu istasyonlar) yapısal ölçümler yapılmıştır. İki istasyondaki $80^\circ - 85^\circ$ yüksek açılı fay düzlemleri benzer yapısal öğeleri içerir (Şekil 4.8c). Ayrıca, $85^\circ - 82^\circ$ kayma açıları, fay yüzeyi üzerindeki asimetrik yapılar, fayın dış bükey düzlem geometrisi, büyük/orta ölçekli fay ondülasyonları ve bu ondülasyonların ana eksenlerinin fayın eğim yönüne paralel olması fayın yüksek açılı eğim atımlı normal fay olduğunu gösterir (Şekil 4.8c, d ve e). 3. istasyondan alınan ölçüler, fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 181.8/51.8, 89.7/7.8 ve 347.9/37.4 olduğunu göstermektedir (Tablo 4.1). Fayı oluşturan paleostress yönleri

sadece açılma ile ilişkili ve iki lokasyonda da yaklaşık KKB – GGD uzanımlıdır (Şekil 4.6).

4.1.1.2.3 Yavansu Fayı. Bu fay ilk kez Hancock ve Barka (1987) tarafından tanımlanmıştır. Yavansu Fayı yaklaşık D – B uzanımlı ve 2.5 km uzunluktadır (Şekil 4.6). Fay, Kalafatdağı'nı güneyden sınırlayan tipik bir dağ önü fay morfolojisi sunar (Şekil 4.9a). Fayın taban bloğunda Kristalin temel kayalara ait mermerler, tavan bloğunda ise baskın olarak kolüvyonel, alüvyonel çökeller ve fayın doğu kenarına doğru Kuşadası Formasyonu'na ait killi kireçtaşları yüzeyler (Şekil 4.6). Kolüvyonel çökeller fayın aktivitesine bağlı olarak güneye doğru eğimlenerek deformasyona uğramışlardır (Şekil 4.9b). Fay genelde güneye eğimli ve $51^{\circ} - 75^{\circ}$ fay düzlemlerine sahiptir (Şekil 4.9c). Fay düzlemi üzerinde fay kertiği, fay çiziziği, gerilme çatlakları, fay oluşu, fay breş oriyantasyonu gibi yapısal öge ortaya çıkmıştır (Şekil 4.9d ve e). Ayrıca fay düzleminde batıdan $62^{\circ} - 75^{\circ}$ kayma açılarında sahip fay çizikleri gözlenir (Şekil 4.9f).

Yavansu Fayı üzerinde 150 m yanal genişlikteki 30 nolu gözlem istasyonundan alınan 35 ölçü değerlendirilmiştir. Yüksek açılı, eğim atımlı normal bir faydır. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 333.7/65.8, 108.2/17.5 ve 203.4/16.2'dir (Tablo 4.1). Fayı oluşturan paleostress yönleri en büyük asal gerilmenin düşeye yakın konumu gözetildiğinde, sadece açılma ile ilişkili ve yaklaşık KKD – GGB uzanımlıdır (Şekil 4.6).



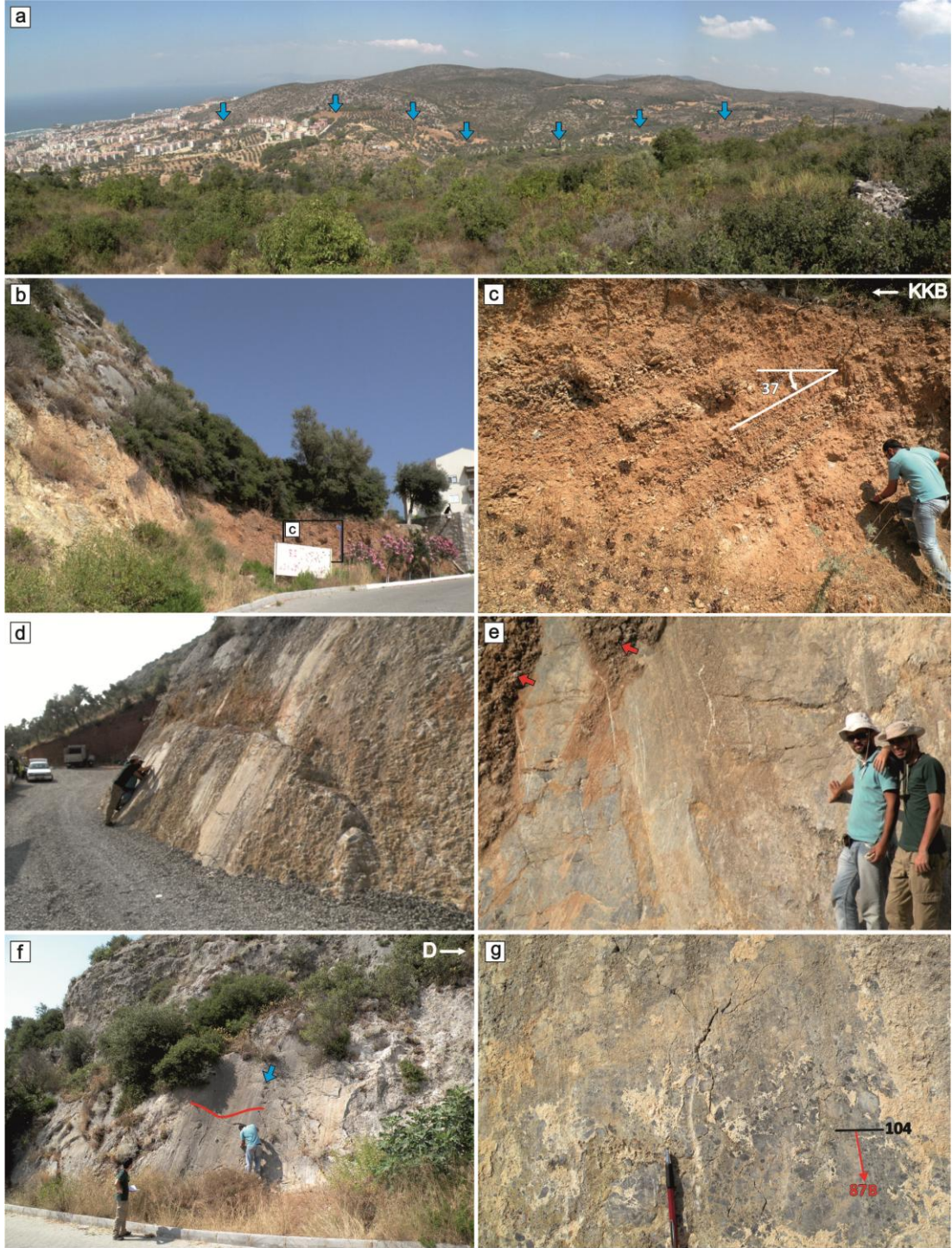
Şekil 4.8 (a ve b) Karagedik Fayı'na ait arazi fotoğrafı ve kesiti (e kesitini yeri için Şekil 4.3'e bakınız), (c – e) fay düzlemi üzerinde gelişmiş kinematik göstergeler c; fayın ondülasyonlu yapısı ve fay düzlem eğimi, d ve e; doğudan yüksek kayma açılı fay çizikleri. Kişi 185cm, kalem 14 cm.



Şekil 4.9 Yavansu Fayı'na ait arazi fotoğrafları. (a) Kalafatdağı güney sınırını oluşturan Yavansu Fayı'nın panoramik görünümü (mavi oklar fay izini gösterir), (b) Fay önünde çökelmiş kolüvyonel çökellerdeki 35°'ye varan eğimlenmeler, (c) Yüksek açılı fay düzemi, (d) Fay düzlemi üzerinde kalmış bireşik yamalar (kırmızı oklar), (e) fay düzlemi üzerindeki bazı yapısal öğeler (kırmızı ok gerilme çatlaklarını, kırmızı çizgi ise oluğun geometrisini gösterir), (f) batıdan yüksek kayma açılı fay çizikleri. Kişiler 185cm, kalem 14 cm.

4.1.1.2.4 *Mağriboğlu Fayı*. KB den D – B ye değişen uzanımı ve dış bükey geometrisi ile Mağriboğlu Fayı Kuşadası as alanının (S2) kuzey sınırındaki en dikkat çekici yapısal unsurdur. Mağriboğlu Fayı, tavan ve taban bloğu stratigrafisi, tür ve geometrik özellikleri bakımından Yavansu Fayı'na oldukça benzer. Fay, Mağriboğlu Tepesi'ni güneyden sınırlayan, tipik bir dağ önü fayı şeklinde dış bükey bir morfolojiye sahiptir (Şekil 4.6 ve 4.10a). Fayın taban bloğunda Kristalin temel kayalara ait mermerler, tavan bloğunda ise baskın olarak kolüvyonel ve Kuşadası Formasyonu bulunur (Şekil 4.6). Kolüvyonel çökeller fayın aktivitesine bağlı olarak kuzeykuzeybatıya doğru ortalama 37° geriye çarpılarak deformasyona uğramışlardır (Şekil 4.10b ve c). Fay genelde güneye eğimli ve $52^\circ - 66^\circ$ fay düzlemlerine sahiptir (Şekil 4.10d). Bu düzlemler üzerindeki geniş ondülasyonlar karakteristiktir (Şekil 4.10d).

Fay düzlemi üzerinde, kinematik analizlerde kullanılacak kalitede fay kertiği, fay çizigi, gerilme çatlakları, fay oluğu, fay breşi yamaları gibi faya ait bir çok yapısal öge bulunur (Şekil 4.10e ve f). Fay, genelden batıdan $68^\circ - 87^\circ$ kayma açalarına sahip fay çiziklerine sahiptir (Şekil 4.9f). Mağriboğlu Fayı'nın üzerinde 250 m yanal genişlikteki bir alanda ölçüler tek bir istasyonda değerlendirilmiştir (27 nolu istasyon, Şekil 4.4). 27 nolu gözlem istasyonundan alınan 28 ölçü değerlendirildiğinde, fayın yüksek açılı, eğim atımlı normal bir fay karakterine sahip olduğu görülmektedir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 335.9/65.8, 110.0/17.4 ve 205.2/16.4'dir (Tablo 4.1). Fayı oluşturan paleostress yönleri en büyük ana asal gerilmenin düşeye yakın konumu gözetildiğinde, sadece açılma ile ilişkili ve KKD – GGB yönlüdür (Şekil 4.6). Fayın oluşumundan sorumlu ana asal gerilmeler ve paleostres yönleri Yavansu Fayı ile aşırı derecede benzerlik gösterir. Bu benzerlikler, fayların tavan ve taban bloğu stratigrafileri ve tavan bloğu kayalarının deformasyon deseni gözetildiğinde her iki fayın oluşumunun aynı tektonik faza ait olduğunu gösterir.



Şekil 4.10 Mağriboğlu Fayı'na ait arazi fotoğrafları. (a) Mağriboğlu Fayı'nın panoramik görünümü (mavi oklar fayın izini göstermektedir), (b ve c) fay önünde çökelmiş kolüvyonel çökeltilerdeki 37° 'ye varan faya doğru eğimlenmeler, (d) yüksek açılı fay düzlemi ve fay düzlemindeki belirgin dış bükey ondülasyon, (e) fay düzlemi üzerinde kalmış bireşik yamalar (kırmızı oklar), (f) fay düzlemi üzerindeki bazı yapısal öğeler (mavi ok geniş ölçekli fay kertiğini, kırmızı çizgi ise oluğun geometrisini gösterir), (g) fay çizikleri. Kişiler 185cm, kalem 14 cm.

4.1.1.2.5 Pilav Fayı. Fay Kuşadası'nın 1 km batı–kuzeybatısından itibaren doğuya doğru Pilav Tepe'yi güneyden sınırlayarak 3.5 km uzunluğa ulaşır (Şekil 4.4 ve 4.11a). Fayın taban bloğunda kristalin temel kayalara ait mermerler, tavan bloğunda ise baskın olarak fayın doğrultusu boyunca kolüvyonel çökeller, doğu bölümlerinde ise Kuşadası Formasyonu karbonat kayaları bulunur (Şekil 4.6). Fayın orta bölümünde dolgu malzemeleri için açılmış bir alanda, kolüvyonel çökellerin 30 metre kalınlıkta yüzleği açılmıştır (Şekil 4.11b). Kolüvyonel çökeller birden fazla stratigrafi bölüm veya çökeltme paketi içerir. Bu farklı renkteki bölümler, faya doğru farklı eğimlerde çarpılmışlardır. Kolüvyonel çökeller içinde gözlenen bu renk ve deformasyon çeşitliliği, fayın belirli jeolojik zaman aralıklarında yeniden harekete geçtiğini yansıtmaktadır. Fay doğrultusu boyunca genelde güneye eğimli $62^{\circ} - 78^{\circ}$ fay düzlemleri gözlenir (Şekil 4.11c ve d). Fayın eğim derecesi, fay yüzeyinin geometrisine bağlı olarak değişim göstermektedir. Bu geometrik değişimler, genelde fayı oluşturan ana gerilme yönüne dik gelişmiş sıkışmaya bağlı ondülasyonlardan kaynaklanmaktadır.

Pilav Fayı'nın türü ve genel karakterinin belirlenmesi için 28 nolu gözlem istasyonundan 7 ölçü alınarak değerlendirilmiştir (Şekil 4.4). Bu istasyonda fay genelde batıdan ve ortalama 88° kayma açılına sahip fay çiziklerine sahiptir (Şekil 4.11e). Gözlem istasyonu ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde fayın yüksek açılı, eğim atımlı normal bir fay karakterine sahip olduğu görülmektedir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 5.1/66.2, 101.5/2.8 ve 192.8/23.64'dir (Tablo 4.1). Ana asal gerilmenin konumu düşeye yakın ve paleostress yönleri KKD – GGB doğrultuludur (Şekil 4.6).



Şekil 4.11 Pilav Fayı'na ait arazi fotoğrafları. (a) Pilav Fayı'nın panoramik görünümü (mavi oklar fayın izini gösterir), (b) fay önünde çökelmiş kolüvyonel çökeller, (c ve d) yüksek açılı fay düzlemleri ve fay düzlemi üzerindeki bazı yapısal öğeler (mavi ok fay breşlerini, kırmızı çizgi ise fay oluşunun geometrisini gösterir), (e) kayma açıları yüksek ve batıdan fay çizikleri. Kişiler 180cm, çekiç 30 cm.

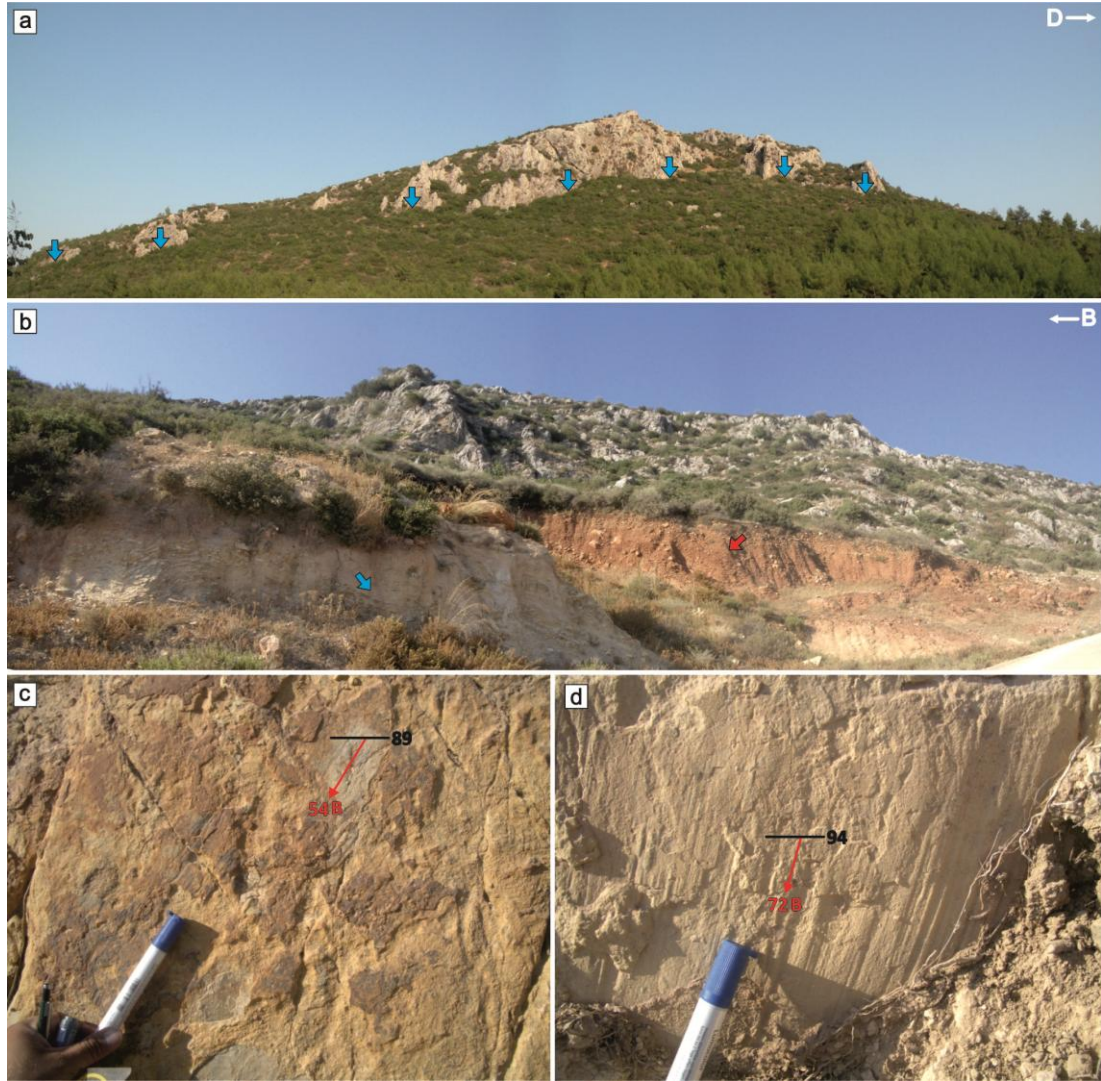
4.1.1.2.6 Şarлак Fayı. Şarлак Tepe'yi güneyden sınırlayan fay, KB – GD doğrultulu ve yaklaşık 1.5 km uzunluğundadır (Şekil 4.4 ve 4.12a). Fayın taban bloğunda kristalin temel kayalara ait mermerler ile Kuşadası Formasyonu, tavan bloğunda ise sadece Kuşadası Formasyonu yer alır. Fay güneye eğimli 59° – 78° fay düzlemlerine sahiptir (Şekil 4.12b). Fay düzlemi üzerinde breşik yamalar, asimetrik yapılar, fay olukları, ondülasyonlar ve kayma çizikleri açık olarak gözlenir (Şekil 4.12c ve d). Şarлак Fayı'nın türü ve genel karakterinin belirlenmesi için 29 nolu gözlem istasyonundan 15 ölçü değerlendirilmiştir (Şekil 4.4). Bu lokasyon üzerinde fay genelde batıdan ve ortalama 71° kayma açıları ile karakteristik fay çiziklerine sahiptir (Şekil 4.12d). Gözlem istasyonu ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde fayın yüksek açılı, çok az miktarda sağ yanal bileşeni olan eğim atımlı normal bir fay olduğu görülür. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları en büyükten en küçüğe (σ_1 – σ_3) doğru sırasıyla 356.2/65.9, 126.1/16.0 ve 221.3/17.6'dır (Tablo 4.1). Fayı oluşturan kuvvetler ise genişleme ile ilişkili ve KD – GB doğrultuludur (Şekil 4.6).

4.1.1.2.7 Altepe Fayı. Altepe'yi güneyden sınırlayan fay, D –B doğrultulu ve yaklaşık 2.5 km uzunluğundadır (Şekil 4.4 ve 4.13a). Fayın taban bloğunda kristalin temel kayalara ait mermerler, tavan bloğunda ise Kuşadası Formasyonu ve kolüvyonel çökeller yer alır (Şekil 4.13b). Antitetik fay zonu 50 metre genişlikte ve güneye 80° – 88° eğimli fay düzlemlerine sahiptir (Şekil 4.13c ve d). Ana fay, kristalin temel kayalar üzerinde yüzlek vermekte ve ortalama batıdan 54° kayma açılarına sahiptir (Şekil 4.13c). Ayrıca Kuşadası Formasyonu üzerinde ana faya paralel ve kinematik olarak ana faya uyum gösteren, batıdan ortalama 72° kayma açılarına sahip fay düzlemleri de bulunmaktadır (Şekil 4.13d).



Şekil 4.12 Şarlak Fayı'na ait arazi fotoğrafları. (a) Şarlak Fayı'nın panoramik görünümü (mavi oklar fayın izini gösterir), (b) Yüksek açılı fay düzemi üzerinde kalmış fay breşi yamaları (kırmızı ok), (c) genliği düşük fay oluşu (kırmızı çizgi oluşun geometrisini gösterir), (d) fay çizikleri. Kişilerin boyu ortalama 180cm.

Altepe Fayı'nın türü ve genel karakterinin belirlenmesi için 30b nolu gözlem istasyonunda 9 ölçü değerlendirilmiştir (Şekil 4.4). Gözlem istasyonu ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde fayın yüksek açılı, çok az miktarda sağ yanal bileşeni olan verev ve eğim atımlı normal fay parçalarından oluştuğu görülmektedir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 234.8/68.9, 132.6/4.7 ve 40.8/20.5'dir (Tablo 4.1). Fayı oluşturan paleostress yönleri sadece açılma ile ilişkili ve yaklaşık K – G doğrultuludur (Şekil 4.6).

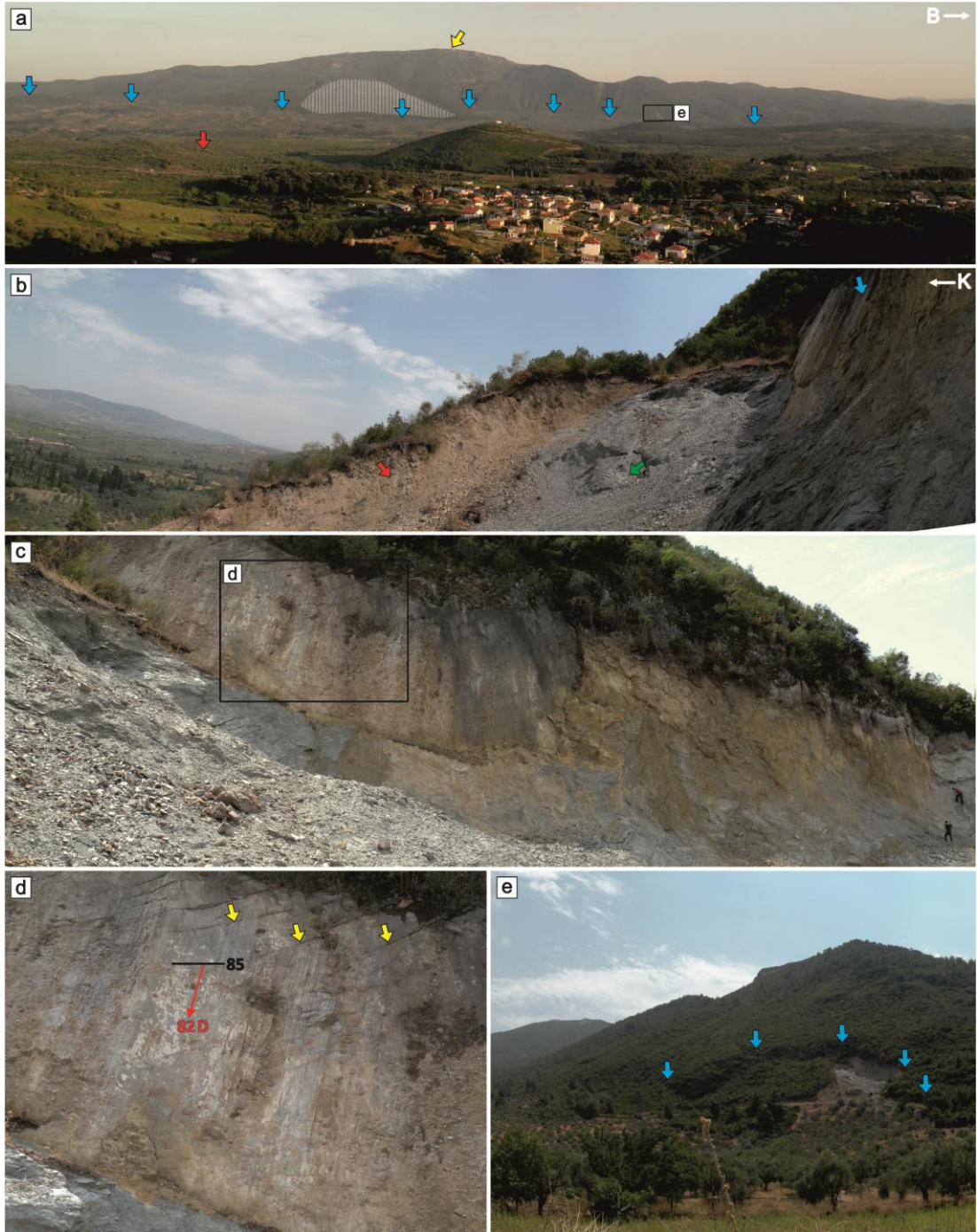


Şekil 4.13 Altepe Fayı'na ait arazi fotoğrafları. (a) Altepe Fayı'nın panoramik görünümü (mavi oklar fayın izini gösterir), (b) Altepe Fayı'nın düşen tavan bloğundaki Kuşadası Formasyonu ve üzerinde açılal uyumsuzlukla bulunan kolüvyonel çökeller (mavi ok Kuşadası Formasyonu, kırmızı ok kolüvyal çökeller) (c) Kristalin temel kayalar üzerindeki yüksek eğimli fay düzlemleri (d) Kuşadası Formasyonu üzerinde gözlenen fay düzlemleri ve kayma çizikleri. Kalem 16 cm.

4.1.1.2.8 Kirazlı Fayı. Kirazlı Fayı, Kirazlı Alt-havzasını (KAH) güneyden, Oyukdağı'nı kuzeyden sınırlar (Şekil 4.4 ve 4.14a). Toplam uzunluğu yaklaşık 12.5 km olmasına karşın Kuşadası as alanı (S2) içindeki parçası yaklaşık 5.5 kmdir. Fayın batı ve doğu ana parçaları birbirlerine aktarım rampası (rlay ramp) ile bağlanır (Şekil 4.14a). Fayın taban bloğunda kristalin temel kayalara ait mermerler, tavan bloğunda ise baskın olarak alüvyonel çökeller ve fayın doğrultusu boyunca 1/25000 ölçeğinde işlenemeyecek kadar az kolüvyonel çökeller bulunur (Şekil 4.14b). Fayın batı

parçasındaki tavan bloğunun üst bölümlerinin aşındığı alanlarda, metakırıntılı kayalara ait yüzlekler açığa çıkar (Şekil 4.14b). Bu metakırıntılı kayalarla (Şirince Metafilisi), rekristalize kireçtaşları ve dolomitler (Bodrum Napı'na ait Karaköy dolomiti) arasındaki dokanak Çakmakoğlu (2007) tarafından tektono–stratigrafik dokanak olarak tanımlanmıştır. Bu iki temel kaya arasındaki sınırın eski bir nap dokanağı özelliğinde olması, Kirazlı Fayı'nın bu iki temel kaya arasındaki eski zayıflık zonunu kullanarak yeniden hareket kazanmış bir yapısal süreksizlik olduğuna işaret eder.

Kirazlı Fayı son hareketinin belirlenmesi için Kuşadası as alanındaki (S2) 30c nolu gözlem istasyonunda 18 ölçü değerlendirilmiştir (Şekil 4.4). Bu istasyondaki fay genelde 80° – 88° kuzeye eğimlidir (Şekil 4.14c). Fay düzlemi üzerinde, kinematik analizlerde kullanılacak kalitede, fay kertiği, fay çizdiği, gerilme çatlakları, fay oluşu, fay breşi yamaları bulunmaktadır. 30c istasyonu üzerinde fay genelde doğudan ve ortalama 82° kayma açlarına sahip fay çizikleriyle karakteristiktir (Şekil 4.14d). Fay üzerindeki gerilme çatlaklarının konumu fay üzerindeki çizgisel yapılarla tam bir uyumluluk içinde değildir. Genelde çatlaklara dik aksenal yönelimler batıdan açılma vektörlerine paralellik göstermektedir (Şekil 4.14d). Bu gözlem fayın son evresindeki oluşumunda düşey eksen üzerinde az miktarda rotasyona uğradığını ifade eder. Ayrıca fay zonu boyunca, fay düzleminin süreksizliğini kullanan dairesel kayma tipi yerçekimsel kütle hareketleri de gözlenmektedir (Şekil 4.14e).



Şekil 4.14 Kirazlı Fayı'na ait arazi fotoğrafları. (a) Kirazlı Fayı'nın panoramik görünümü (mavi oklar fayın izini, sarı ok Oyukdağı'nın zirvesini, kırmızı ok Kirazlı Alt-Havzası'nı, soluk gri taralı alan aktarım rampasını gösterir), (b) Fay önünde çökelmiş kolüvyonel çökeller ve fayın ayırdığı birimler (kırmızı ok kolüvyial çökelleri, yeşil ok Şirince metafilisini, mavi ok Bodrum Napı'na ait Karaköy dolomiti'ni gösterir), (c ve d) Yüksek açılı fay düzlemleri ve fay düzlemi üzerindeki bazı yapısal öğeler (sarı ok gerilme çatlaklarını, okun yönü gerilme çatlaklarına dik eksenleri, ince kırmızı ok kayma çiziklerinin yönelimlerini okun ucu kayma vektörünü gösterir), (e) fay zonu boyunca gözlenen kütle hareketleri. Kişilerin ortalama boyu 185 cm. Mavi oklar dairesel kayma izini gösterir.

Gözlem istasyonu ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayın yüksek açılı, eğim atımlı normal bir fay karakterine sahip olduğu görülmektedir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 178.3/55.2, 269.1/0.5 ve 359.4/34.8'dir (Tablo 4.1). Fayı oluşturan kuvvetler ise genişleme ile ilişkili ve K – G'dir (Şekil 4.6).

4.1.1.2.9 Seke ve Keldağ Fayları. Seke Fayı Kuşadası as alanının (S2) kuzey sınırında Mağriboğlu Tepe'nin yaklaşık 2.5 km doğu-güneydoğusunda, Seke Tepe'nin doğu yamacında ve basamaklı bir geometriye sahiptir (Şekil 4.4). K–G uzanımlı olan Seke Fayı yaklaşık 1km uzunluktadır. Taban bloğunda kristalin temel kayaların mermerleri, tavan bloğunda ise Kuşadası Formasyonu yer alır. Seke Fayı üzerindeki 26 nolu gözlem istasyonunda 12 ölçü değerlendirilmiştir. Bu istasyon üzerinde fay batıya doğru eğimli $62^\circ - 71^\circ$ arasında değişen yüksek açılı fay düzlemleri ve kuzeyden ortalama 65° kayma açıları ile karakteristiktir (Şekil 4.6). Kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayın yüksek açılı, eğim atımlı normal bir fay karakterine sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.6). Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla Tablo 4.1 de verilmiştir.

Keldağ Fayı Kuşadası as alanının (S2) orta bölümünde Keldağ'ın batı yamacını sınırlayan 3 km uzunluğa sahip bir yapısal süreksizliktir. Fay genelde Seke Fayı'na benzer bir uzanıma sahip olsada, ana fayı kesen Belentepe Fayı gibi D – B uzanımlı sol yanal doğrultu atımlı faylarla parçalanması geometrisinde değişiklik yaratmıştır. Keldağ Fayı'da Seke Fayı'na benzer özellik gösteren yapısal ögeler içerir. Keldağ Fayı üzerindeki 25 nolu gözlem istasyonunda 11 ölçü değerlendirilmiştir. Bu istasyonda $68^\circ - 75^\circ$ batıya fay düzlemleri ve kuzeyden ortalama 63° kayma açıları karakteristiktir (Şekil 4.6). Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları Tablo 4.1'de verilmiştir. Her iki fayın uzunumları ve yapısal verileri birbirlerine benzer. Bu benzerlik fayları oluşturan kuvvetlerin aynı tektonik fazda geliştiğini ve genişleme doğrultusunun yaklaşık BKB – DGD doğrultuda olduğunu gösterir (Şekil 4.6). Söke alanında doğrultuları birbirlerine paralel fakat türleri ve kinematik

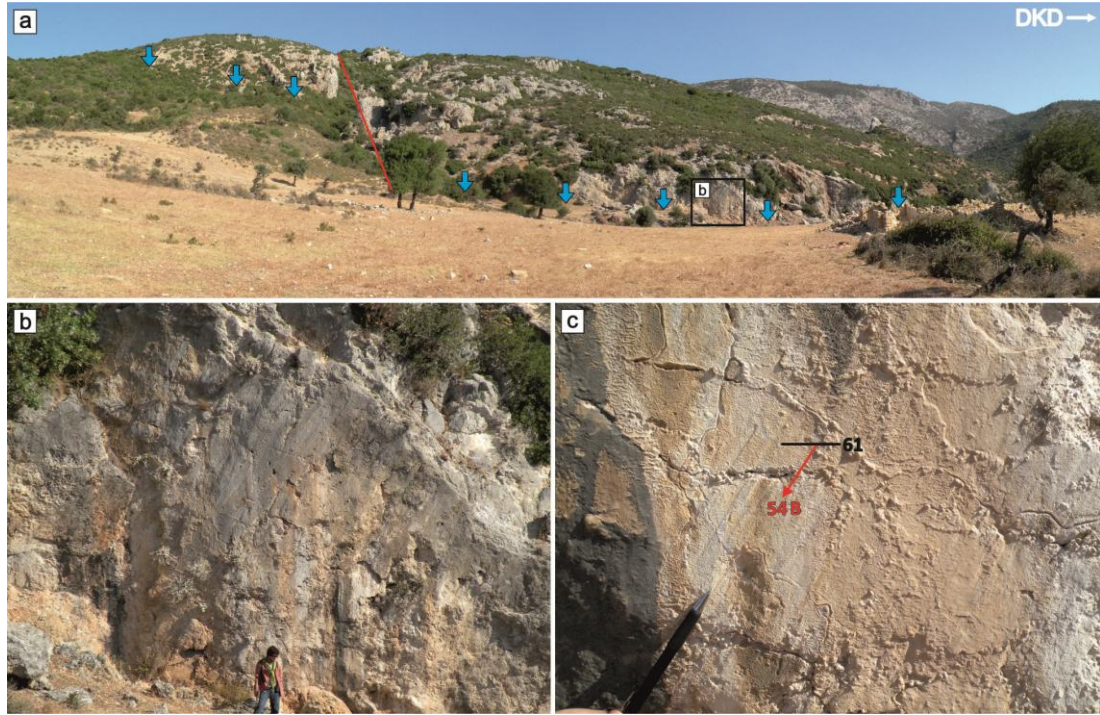
özellikleri farklı KD uzanımlı faylar da bulunur. Bunlar Caferli, Ağaçlı ve Yamaçköy Fayıdır.

4.1.1.2.10 Caferli ve Ağaçlı Fayı. Söke alanı orta bölümünde bulunan Caferli Fayı, Hisarteppe'nin yaklaşık 2 km batısında başlayıp, Davutlar'ın 1.5 km kuzeyine kadar yaklaşık 4.5 km boyunca KD –GB doğrultuda uzanır. Fay, Söke havzası içinde yer alan volkanik kayaların yayılımına paralellik gösterir. Fayın tavan ve taban bloğundaki kayalar Kuşadası Formasyonu'nun killi kireçtaşları ve ince taneli kırıntılı tortul kayalarıdır. Kuşadası Formasyonu içersindeki katmanları kesen fay düzlemleri genel anlamda katmanlarda çok az düşey atım yaratmıştır. Fay düzlemleri genelde düşey veya düşeye çok yakındır. Fayın genel karakterinin belirlenmesi için 20 nolu gözlem istasyonunda 35 ölçü değerlendirilmiştir (Şekil 4.4 ve Tablo 4.1). Bu istasyondan alınan fay ölçüleri, birbirlerinden kinematik anlamda farklılık gösteren iki veri seti içermektedir. Bunlardan fayın ilk hareketini simgeleyen evreye (R_1), bu ilk evreyi üzerleyen ikinci ve son evreye ise (R_2) şeklinde tanımlama yapılmıştır. Her iki evreye ait fay düzlemleri gözlem istasyonundaki bazı yüzleklere ortak, bazende fayın farklı kollarına ait (ridle) düzlemlerinden alınmış ölçülerden oluşur. Her iki evreye ait kinematik belirteçler, yüksek açılı fay düzlemlerinde, yatay veya yataya yakın kayma açıları ile karakterstiktir. Bu kayma açıları asimetrik yapı anlamında ve deformasyon yönü bakımından birbirlerine zıt yapısal unsurlardan oluşmaktadırlar. Fayın ilk hareketini simgeleyen (R_1) evresine ait kayma çizikleri kuzeydoğudan ve ortalama 12° açılarla, son evreyi (R_2) oluşturan kayma çizikleri ise güneybatıdan ve ortalama 8° açılarla temsil edilir. Fay düzlemleri üzerinden toplanan çizgisel ve asimetrik yapılar değerlendirildiğinde, fayın ilk evresinde sağ ikinci ve son evresinde sol yanal doğrultu atımlı fay karakterinde çalıştığı görülmektedir. Fayı oluşturan ana asal gerilme konumları Tablo 4.1'de verilmiştir. Doğrultu atımlı fayların oluşumu kuvvet çiftlerinin makaslamanın doğrultusuna konumu ile belirlenir. Fayın oluşumundan sorumlu paleostress yönleri ilk evre için K – G açılma ve D – B sıkışma, ikinci evre ise bunun tersidir (Şekil 4.6). Bu hareketler, fayın kestiği birimin jeolojik yaşına göre, Orta – Üst Miyosen sırası veya sonrasında gerçekleşmiştir.

Ağaçlı Fayı Söke'nin güneybatısından başlayıp güneyde Samsun Dağı'na kadar yaklaşık 12.5 km KD – GB doğrultusunda uzanır. Fay, Ağaçlı'nın güneyinde KB uzanımlı birden fazla doğrultu atımlı fay tarafından ötelenerek parçalanmıştır. Taban bloğu daha çok mermer, rekrystalize kireçtaşları ve dolomitik kayalardan oluşan kristalin temel kayalardan, tavan bloğu ise Söke Formasyonu ve Davutlar Konglomerası'dan oluşur. Fayın türü ve geometrisinin belirlenmesi için 17, 18 ve 19 nolu gözlem istasyonundan kinematik analiz çalışmaları için veri toplanmıştır (Şekil 4.2 ve 4.3). Bu istasyonlardan alınan fay ölçüleri, Caferli Fayı gibi, birbirlerinden kinematik anlamda farklılık gösteren iki veri seti içerir. Bunlardan fayın ilk hareketini simgeleyen evreye (R_1), bu ilk evreyi üzerleyen ikinci ve son evreye ise (R_2) şeklinde tanımlama yapılmıştır. İlk evreyi simgeleyen kinematik belirteçler üç istasyonda gözlenmesine karşın, son evrenin veri setine dair kinematik öğeler yalnızca 18 nolu istasyonda gözlenmiştir. Fayın ilk hareketine dair veriler genelde GB'den düşük açılı ortalama 10° kayma açıları ile karakteristik ve sağ yönlü asimetrik yapılarla temsil edilirken, son evreye ait veriler KD'den yüksek açılı ortalama $61^\circ - 78^\circ$ kayma çizikleri ile asimetrik yapıların yerçekim vektöründeki hareket yönünü temsil eden belirteçler gösterirler. Fay üzerindeki alınan yapısal öğelere ait kinematik veriler değerlendirildiğinde fayın ilk önce sağ yönlü bir doğrultu atımlı, sonra bu sağ yönlü hareketin yine az miktarda sağ yanal bileşenli verev atımlı bir normal fay karakterindeki hareketle üzerlendiği görülmektedir. Fayın R_1 fazına ait üç istasyonda belirlenen asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla Tablo 4.1 de verilmiştir. Fayı oluşturan kuvvetler ilk evrede yaklaşık K–G açılma ve D–B sıkışma, ikinci evrede ise KB – GD açılmadır (Şekil 4.6). Fayın tavan bloğundaki tortul kaya katmanlarının konumu, fasiyes değişimleri, özellikle kaba taneli çakıltaşlarındaki paleoakıntı yönleri ve fayın ilk ve ikinci evre hareketleri gözetildiğinde, Ağaçlı Fayı'nın Alt – Orta Miyosen'de, Priene – Sazlı Fayı'nın bir kolu ve Oyukdağ Sıyrılma Fayı'nın oluşumunu ilerleten (transfer eden) sağ yanal doğrultu atımlı fay olarak çalıştığı yorumu yapılabilir. Orta–Üst Miyosen'de ise Karagedik Fayı'nın oluşumunu oblik açılma ile destekleyen verev atımlı normal bir fay olarak yeniden aktif olmuştur. Fayın her iki hareketine dair özellikle açılmaya ait paleostres yönleri benzerdir. Bu benzerlik, son evrenin jeolojik

zamanyla ilgili yorumun yanı sıra, olası olarak Miyosen sonrasındaki bir evreyle ilişkili olabileceğini gösterebilir.

4.1.1.2.11 Yamaçköy Fayı. Söke alanı içinde kalan fay, kuzeydoğuda Yamaçköy güneyinden başlayarak güneybatıda Hisartep'e kadar yaklaşık 5.5 km kadar KD – GB doğrultuda uzanır. Fayın kuzeydoğusu eski alüvyonal yelpaze çökelleri ile örtülüdür (Şekil 4.2). Fay orta bölümünde, K – G yönlü doğrultu atımlı fay ile yaklaşık 150 metre sol yanal ötelenmiş, en güneybatı bölümlerinde ise KB – GD faylarla parçalanmıştır. Ayrıca fay Göldağ'ın güneydoğu sınırını oluşturan tipik bir dağ önü fay morfolojisine sahiptir (Şekil 4.2 ve 4.15a). Fayın taban bloğu mermer, metakırıntılı ve metaofiyolit türü kristalin temel kayalardan, tavan bloğu ise Fevzipaşa Formasyonu'ndan oluşur. Fayın ana düzlemi temel kayalar ile Söke Formasyonu arasında antitetik düzlemleri ise Söke ve Fevzipaşa Formasyonları arasındaki yapısal sınır oluşturur (Şekil 4.2). Fayın türü ve geometrisinin belirlenmesi için 5 ve 6 nolu gözlem istasyonlarında kinematik analiz çalışmaları için 38 veri toplanmıştır (Şekil 4.2 ve Tablo 4.1). Her iki istasyondaki yapısal öge kalitesi birbirine yakın ve kinematik olarak birbirlerine benzer özellikler taşımaktadır. Fay 64° – 85° güneydoğuya eğimli fay düzlemleri ve güneybatıdan ortalama 54° kayma açıları ile karakteristiktir (Şekil 4.15b ve c).



Şekil 4.15 Yamaçköy Fayı'na ait arazi fotoğrafları. (a) Yamaçköy Fayı'nın panoramik görünümü (mavi oklar fayın izini, kırmızı çizgi ise fayı sağ yanal olarak öteleyen KB doğrultulu fayın yaklaşık konumunu ve izini gösterir), (b) yüksek açılı fay düzlemi, (c) fay düzlemi üzerindeki kayma çiziklerini gösterir. Kişi 175 cm.

Gözlem istasyonları ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayın yüksek açılı, sağ yanal bileşenli verev atımlı normal bir fay olduğu görülür. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları her iki istasyonda da birbirine benzer konumdadır (Tablo 4.1). Fayı oluşturan kuvvetler ise genişleme ile ilişkili ve KB – GD doğrultuludur (Şekil 4.6). Fayın taban bloğundaki Fevzipaşa Formasyonu'na ait kırıntılı tortul kayaların çökeltme geometrisi, tortul fasiyes özellikleri ve diğer sedimantoloji özellikleri, birimin çökeltimini Yamaçköy Fayı ile denetlediğine işaret eder. Yamaçköy Fayı düşen bloğu üzerinde çökelen Fevzipaşa Formasyonu'nun üst bölümü sığ denizel fan deltaik ortam özellikleri yansıtır. Yelpeze deltası ortamlarının tektonosedimanter gelişimi iki modelle açıklanır; 1) yüksek açılı verev atımlı normal faylarla denetlenen asimetric havza geometrisine sahip yarım grabenler (örneğin; Umhoefer ve diğer., 1994), 2) havza sınırlayan büyük ölçekli doğrultu atımlı fayların büküm yaptığı ve kabuk sınırında detachment yüzeyine birleşebilen listrik geometriye sahip serbest açılma alanları (örneğin; May ve diğer., 1993). Yamaçköy Fayı'nın kinematik, geometrik özellikleri

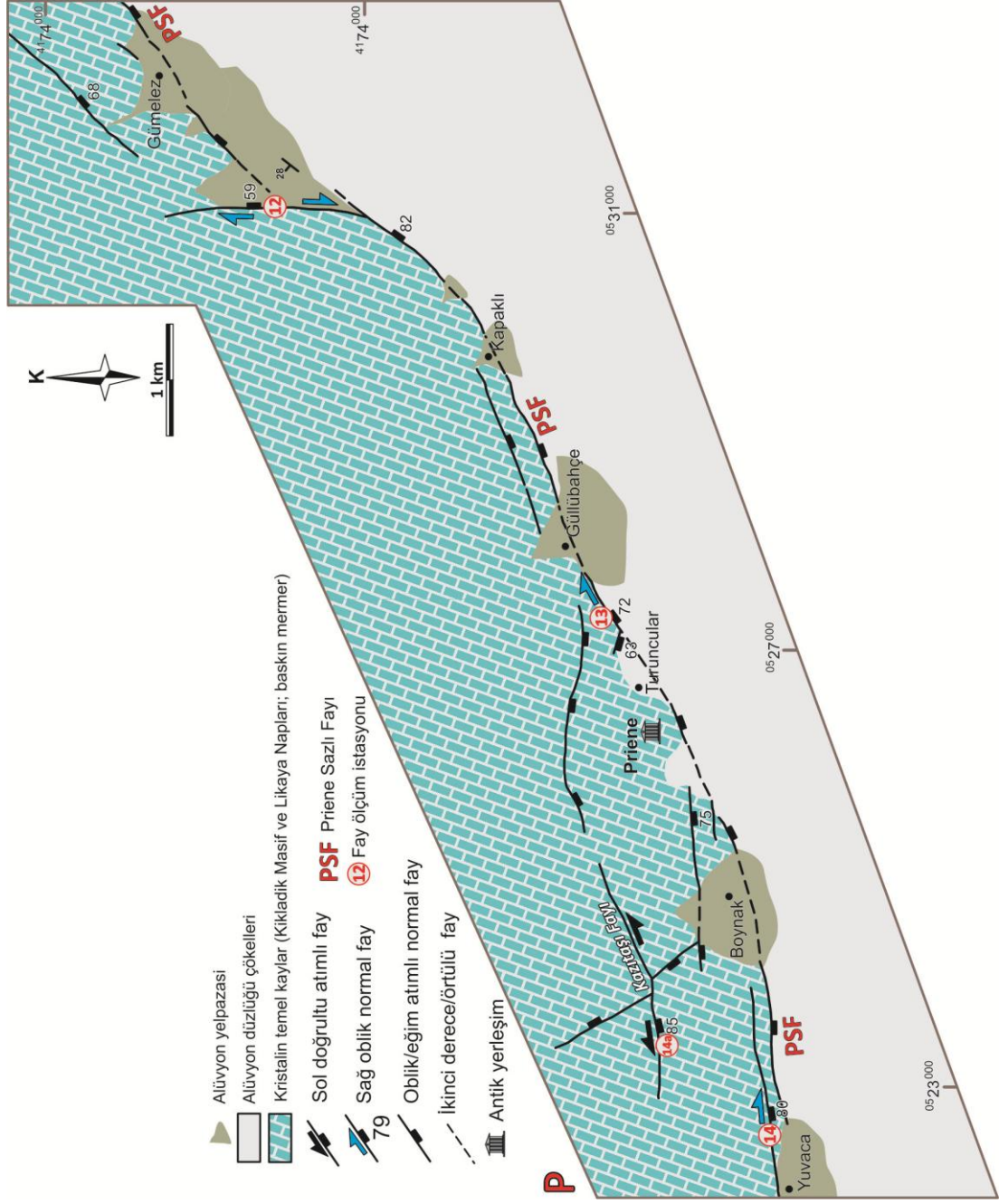
ve Fevzipaşa Formasyonunun stratigrafi, sedimantoloji ve yapısal özellikleri daha çok ikinci görüşe yakın bir tektonosedimanter modele uygun görünmektedir. Fayın ODF'ye yakınlığı, PSF ile aynı doğrultuya sahip olduğu düşünüldüğünde, fayın eski transfer zonunun büküm yaptığı bir alana denk gelmesi kuvvetli olasılıktır. Bu bükümün ana ekseninin ODF'ye paralellik göstermesi de oldukça dikkat çekicidir. ODF'nin eski nap paketlerinin arasındaki tektono–stratigrafik sınırı oluşmasından kaynaklı ramp – flat geometrisi gösterdiği teorik olarak düşünülebilir. Fayın eski geometrisinden kaynaklı bu geometri, açılma hızının arttığı bir evrede, fayın yokuş (ramp) bölümünü kullanarak kırılmasını kolaylaştıracak bir etki yaratmış olmalıdır. Yamaçköy Fayı, olasılıkla PSF'nin büküm (bend) yaptığı alanda, ODF'nin eski geometrisinden kalıtsal yüksek açılı düzlemini kullanılması sonucu oluşmuştur. Bunun yanında, Fevzipaşa Formasyonu'nun açılmayla ilişkin kıvrımlanma ve katman deformasyon şekli, fayın olasılıklı listirik geometrili olduğunu göstermektedir. Bütün veriler birleştirildiğinde, literatürde ön plana çıkan iki modelin de belirgin özelliklerinin gözlenebildiği 3. bir model önerilebilir. Bu 3. model, iki modelin bir kombinasyonu niteliğindedir. Eski tektonik hatların zayıflık zonlarının kullanıldığı transtansiyonel alanlar için, bu kombinasyonun oluşma olasılığı oldukça yüksektir.

4.1.1.2.12 Kayışlı Fayı. Kayışlı Fayı, Söke alanının en kuzeydoğu kenarında, Yamaçköy'ün kuzeyinde, Oyukdağı'nın güneyinde D – B uzanımlı ve yaklaşık 6.2 km uzunluktadır. Fayın orta ve doğu bölümünde, taban bloğunu baskın olarak metakırıntılı, metaofiyolit ve mermer gibi kristalin temel kayalar, tavan bloğunu ise Fevzipaşa Formasyonu ve en genç alüvyon yelpazesi çökelleri ve bu çökelleri uyumsuzlukla öreten eski alüvyon yelpazesi çökelleri oluşturur. Fay batı uzantısında, kristalin temel kayalara girerek Göldağ Dağı'nın kuzeyinde son bulur (Şekil 4.2). Fayın türü ve geometrisinin belirlenmesi için 7 ve 8 nolu gözlem istasyonlarından alınan 23 ölçü değerlendirilmiştir (Şekil 4.2 ve Tablo 4.1). Fay her iki istasyonda güneye $75^{\circ} - 88^{\circ}$ eğimli düzlemler ve batıdan ortalama 78° kayma açıları ile temsil edilir. 8 nolu gözlem istasyonu üzerinde alınan verilerin değerlendirilmesi, fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 1.0/54.3, 260.4/7.5 ve 165.1/37.4 olduğunu göstermektedir (Tablo

4.1). Fayı oluşturan kuvvetler ise genişleme ile ilişkili ve yaklaşık KKB – GGD'dir (Şekil 4.6). Gözlem istasyonları ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayın yüksek açılı ve eğim atımlı normal bir fay karakterine sahip olduğu görülür.

4.1.2 Priene (P) ve Doğanbey (D) Alanları

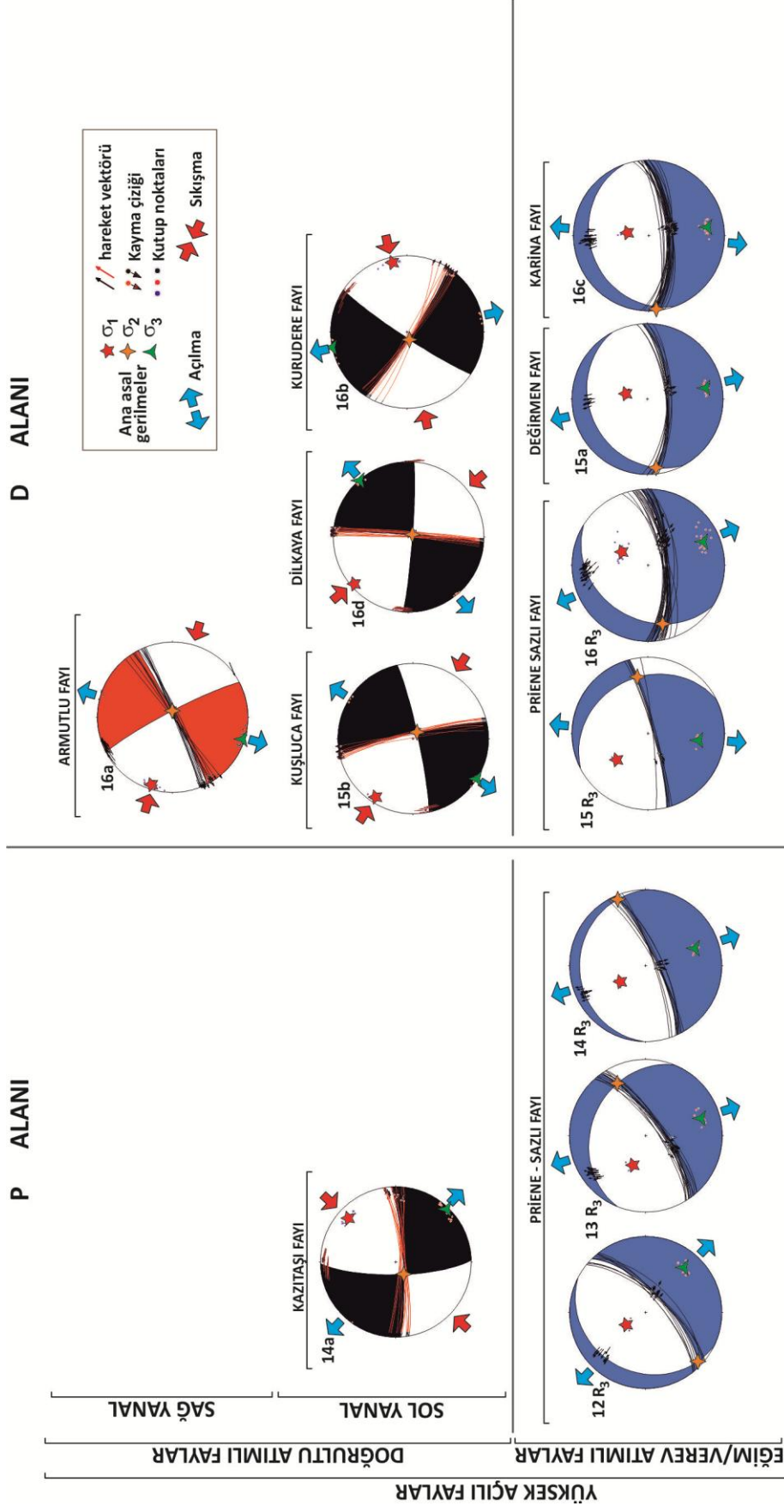
Priene alanı SMH'nin kuzey bölümünde, Priene antik kenti, Gümelez, Güllübahçe, Boynak ve Yuvaca yerleşimlerinin bulunduğu yaklaşık 38 km² alanı kapsar (Şekil 4.16). Alan içerisinde gözlenen faylar genellikle KD, KB ve yaklaşık DB doğrultuludur. Priene alanında neotektonik döneme ait yüksek açılı faylar bulunur. Priene Sazlı Fayı (PSF) orta bölümünün 11 km'lik kısmı Priene alanı içindeki en önemli yapısal hattı oluşturur. Bölge içerisinde kalan ve haritalanan diğer tüm faylar PSF'nin taban bloğundadır ve uzunlukları 2 – 5 km arasındadır. Priene alanı içinde, üçü PSF üzerinde, biri PSF'nin taban bloğundaki faya ait bir yüzlekte olmak üzere 4 istasyonda fay ölçümleri yapılmıştır (Şekil 4.16). Bu 4 istasyondan 53 ölçü alınmıştır. Kinematik olarak tanımlanabilen fayların azlığı ve PSF Söke alanı içerisinde ayrıntılı tanımlandığı için, bu alandaki faylar herhangi bir alt başlık açılmadan değerlendirilecektir. PSF'nin Priene alanı içerisinde kalan yüzlekleri, Söke alanı içerisindeki yüzleklerinden kinematik olarak farklılık gösterir. Bu farklılık, fayın KD parçalarında gözlenen birbirinden farklı fazlara ait verilerin bu alan içerisinde gözlenmemiş olmasındandır. PSF, Priene alanında 58° – 73° güney–güneydoğuya eğimli fay düzlemleri ve daha çok batıdan 54° – 85° kayma açıları ile karakteristiktir. Fay bu kinematik özellikleri ile Söke alanında belirlenen yüzeylerindeki R₃ fazına benzer kinematik özellikler göstermektedir. Priene alanı içerisinde kalan 3 istasyonda (12, 13 ve 14) belirlenen asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla Tablo 4.2'de verilmiştir. Hesaplamalarda en büyük asal gerilmenin konumu düşeye yakındır. PSF'nin bu alan içerisindeki parçası, eğim atımlı ve az miktarda sağ yanal atım bileşeni bulunan verev atımlı normal fay karakterindedir. Fayı oluşturan kuvvetler ise yaklaşık KKB – GGD genişleme ile ilişkilidir (Şekil 4.17).



Şekil 4.16 Priene (P) alanının jeolojî haritası (yerbulduru için Şekil 4.1'e bakınız).

Tablo 4.2 Priene (P) ve Doğanbey (D) alanları içerisinde gözlenen faylara ait hesaplanan ana asal gerilme konumları, türleri, fazları ve standartları (* ölçü kalitesi (a - e) Sperner ve diğer., 2003).

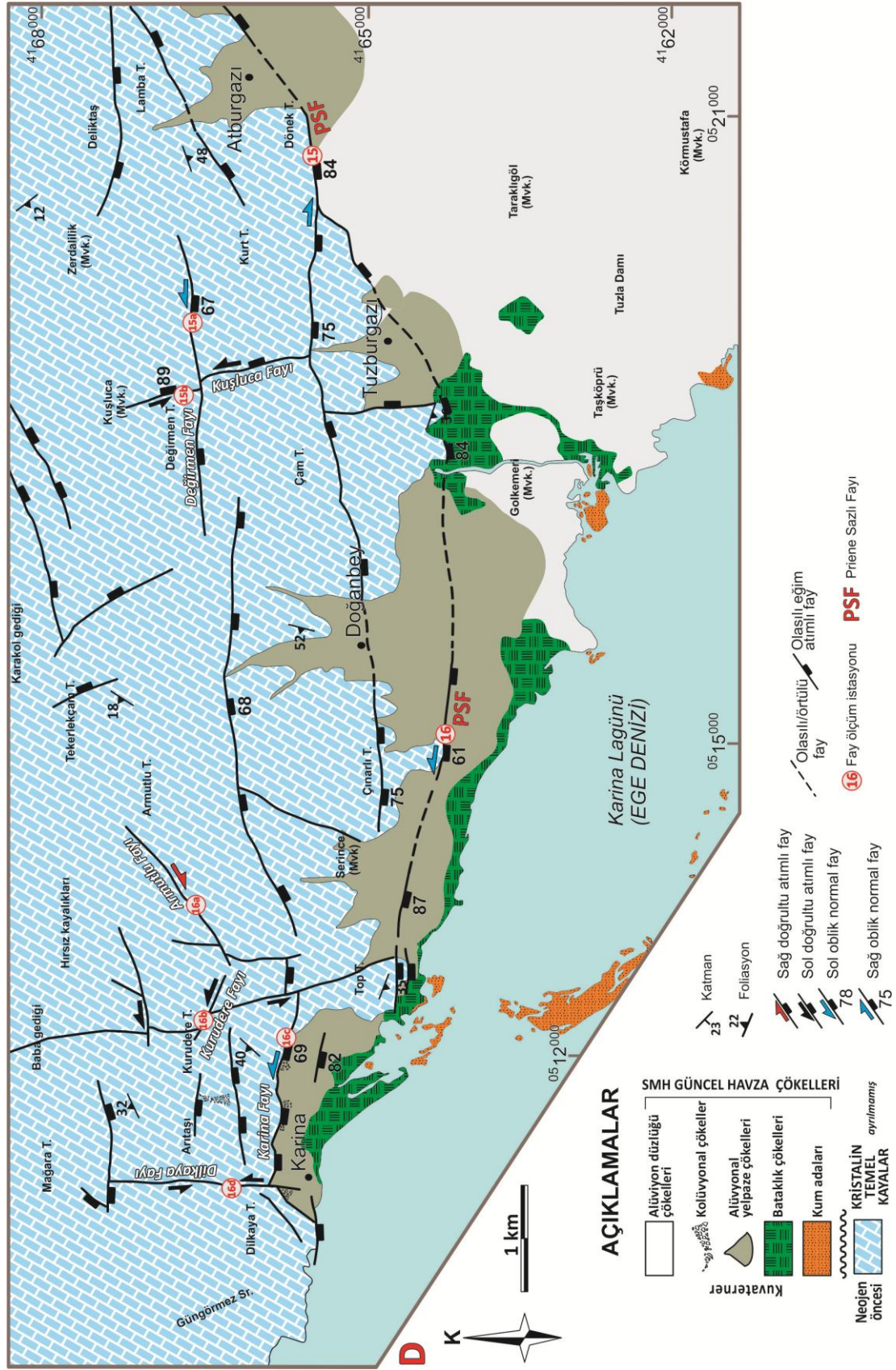
Fay Adı	Lokasyon	Ölçü sayısı	*	σ_1 ★			σ_2 ✨			σ_3 ▲			Faz	Tür
				T	P	E	T	P	E	T	P	E		
<i>Priene Sazlı Fayı</i>	12	11	c	327.6	65.2	0.4952	223.2	6.5	0.0020	130.3	23.8	0.4932	R ₃	Normal
	13	15	b	293.9	55.0	0.4963	61.4	23.1	0.0021	162.7	24.7	0.4941		
	14	10	c	327.6	57.3	0.4959	67.0	6.0	0.0002	160.7	32.0	0.4961		
	15	6	d	320.1	45.3	0.4979	78.9	25.5	0.0021	187.5	33.8	0.4959		
	16	29	a	26.2	58.0	0.4886	256.3	21.9	0.0005	156.9	22.2	0.4881		
<i>Değirmen Fayı</i>	15a	12	c	14.3	65.7	0.4968	263.2	9.2	0.0012	169.4	22.3	0.4956		Sol yanal
<i>Karina Fayı</i>	16c	27	a	7.0	66.2	0.4957	264.2	5.6	0.0020	171.8	23.1	0.4938		
<i>Kazıtaşı Fayı</i>	14a	17	b	42.1	15.5	0.4915	237.7	73.9	0.0016	133.3	4.1	0.4899		
<i>Kuşluca Fayı</i>	15b	12	c	302.5	7.9	0.4968	120.7	82.1	0.0002	212.5	0.3	0.4970		
<i>Kurudere Fayı</i>	16b	13	c	78.2	7.9	0.4905	256.5	82.1	0.0001	348.1	0.2	0.4906		
<i>Dilkaya Fayı</i>	16d	17	b	318.9	4.8	0.4977	151.1	85.1	0.0005	49.0	1.0	0.4983		Sağ yanal
<i>Armutlu Fayı</i>	16a	15	b	287.6	6.5	0.4914	85.3	83.0	0.0003	197.3	2.6	0.4911		



Şekil 4.17 Priene (P) ve Doğanbey (D) alanlarındaki fayların fay düzlem çözümleri, paleostres yönleri ve faylara ait ana asal gerilme vektör konumları (ölçüm istasyonları için Şekil 4.16 ve 4.18'e bakınız).

Priene alanında kinematik olarak değerlendirilebilen diğer bir fay, PFS'nin taban bloğundaki kristalin temel kayalar içerisinde gözlenen Kazıtaşı Fayı'dır. Bu süreksizlik, Boynak'ın 1 km kuzey–kuzeybatısında yaklaşık D – B uzanımlı ve 2.5 km uzunluğundadır (Şekil 4.16). Fay üzerindeki 14a nolu gözlem istasyonunda 17 ölçü değerlendirilmiştir. Bu istasyonda fay, güneye $82^{\circ} - 85^{\circ}$ arasında değişen yüksek açılı fay düzlemleri ve doğudan ortalama 11° kayma açıları ile karakteristiktir (Şekil 4.17). Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 42.1/15.5, 237.7/73.9 ve 133.3/4.1'dir (Tablo 4.2). Hesaplamalarda σ_1 ve σ_3 'ün yatay σ_2 'nin ise düşeye yakın konumu doğrultu atımlı fay hareketinin bir sonucudur. Gerek üzerindeki kinematik belirteçler, gerekse fayın her iki bloğunda gözlenen KB uzanımlı fayın sol yanal ötelemesi, fayın sol doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Yapılan hesaplamalar sonucu fayın, KB – GD açılma ve KD – GB sıkışma kuvvetleri altında şekillendiği görülmektedir (Şekil 4.17).

Doğanbey (D) alanı SMH'nin kuzeybatı bölümünde, Doğanbey, Atburgazı, Tuzburgazı ve Karina yerleşimlerinin bulunduğu yaklaşık 75 km^2 alanı kapsar (Şekil 4.18). Alan içerisinde gözlenen fayların tümü yüksek açılı fay karakterinde ve hemen hemen her doğrultuda uzanım göstermektedir. Priene Sazlı Fayı'nın (PSF) en batı bölümünün 12 km'lik parçası alan içerisinde kalmakta ve alanın en önemli yapısal hattını oluşturmaktadır. Bölge içerisinde kalan ve haritalanan diğer tüm faylar, aynı Priene alanında olduğu gibi PSF'nin taban bloğunda yer alırlar. Bu fayların uzunlukları 1 – 6.5 km arasında değişir. Doğanbey alanı içinde, ikisi PSF üzerinde, altısı PSF'nin taban bloğundaki faylara ait yüzlekte olmak üzere 8 istasyonda fay ölçüm çalışmaları yapılmış ve bu lokasyonlarda toplamda 131 adet ölçü değerlendirilmeye alınmıştır (Şekil 4.18 ve Tablo 4.2).



Şekil 4.18 Doğanbey (D) alanının jeolojî haritası (Yerbulduru için Şekil 4.1'e bakınız).

PSF'nin Doğanbey alanı içersinde kalan yüzleklerindeki fay düzlemi eğimleri güneye $61^{\circ} - 84^{\circ}$ arasında değişir. Bu yüksek açılı fay düzlemlerinde batıdan ve doğudan kayma izleri gözlenmiştir. Kayma izlerinin batıdan olanları $61^{\circ} - 68^{\circ}$ arasında, doğudan olanları ise $54^{\circ} - 79^{\circ}$ arasında değişen kayma açıları ile karakteristiktir. Fayın özellikle batıdan kayma açıları ile temsil edilen bölümlerinin kinematik özellikleri Priene ve Söke alanları içersinde belirlenen yüzeylerindeki R_3 fazına benzer. PSF'nin özellikle yelpaze çökelleri içersindeki düzlemleri D – B uzanımlı ve düşeye yakın yüksek açılı fay düzlemleri ile temsil edilirler (Şekil 4.19a ve b). Doğanbey alanı içersinde kalan 2 istasyonda (15 ve 16) toplam 35 ölçüden belirlenen asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla Tablo 4.2'de verilmiştir. PSF'nin bu alan içindeki fay düzlemleri eğim atımlı ve az miktarda sağ ve sol yanıl atım bileşeni bulunan verev atımlı normal fay karakterindedir. Fayı oluşturan kuvvetler ise genişleme ile ilişkili yaklaşık K – G ve KKB – GGD'dir (Şekil 4.17).

4.1.2.1 Karina Fayı. Arıtışı'nı güneyden sınırlayan fay, yaklaşık D – B doğrultulu ve 2.2 km uzunluğundadır (Şekil 4.18 ve 4.19c). Fayın taban bloğunda kristalin temel kayalara ait mermer ve metakırıntılı kayalar, tavan bloğunda ise Karina yelpazesi yer alır (Şekil 4.18). Kataklastik fay zonu bölgedeki fay zonlarına göre daha kalın olmakla birlikte ortalama 80 yer yer 195 cm'dir. Güneye $69^{\circ} - 71^{\circ}$ eğimli fay düzlemleri genelde fayın doğu bölümünde görülmektedir (Şekil 4.19d). Fayın topoğrafyadaki izi batı bölümde nispeten izlenebilmekte fakat aşınmanın yüksek olduğu alanlarda belirgin değildir (Şekil 4.19e). 16c nolu gözlem istasyonundan alınan 27 ölçünün değerlendirilmesi sonucunda, fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 7.0/66.2, 264.2/5.6 ve 171.8/23.1 olduğu belirlenmiştir (Tablo 4.2).



Şekil 4.19 Doğanbey alanı içerisinde gözlenen faylara ait arazi fotoğrafları. (a ve b) PSF'nin yelpaze tortulları içerisinde gözlenen yüksek açılı fay düzlemleri, (c) Karina Fayı'nın panoramik görünümü, (d) Karina Fayı'nın doğu bölümünde gözlenen yüksek açılı fay düzlemi, (e) Fayın doğu bölümündeki breşik fay zonu (mavi oklar fayların izelerini ve düzlemlerini, kırmızı çizgi fay oluşunun geometrisini, kırmızı ok breşik zonu göstermektedir. Kişilerin ortalama boyu 185cm.

Karina Fayı'nı oluşturan kuvvetler genişleme ile ilişkili ve yaklaşık K – G dir (Şekil 4.17). Gözlem istasyonları ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayın yüksek açılı ve eğim atımlı normal bir fay karakterinde olduğu görülür.

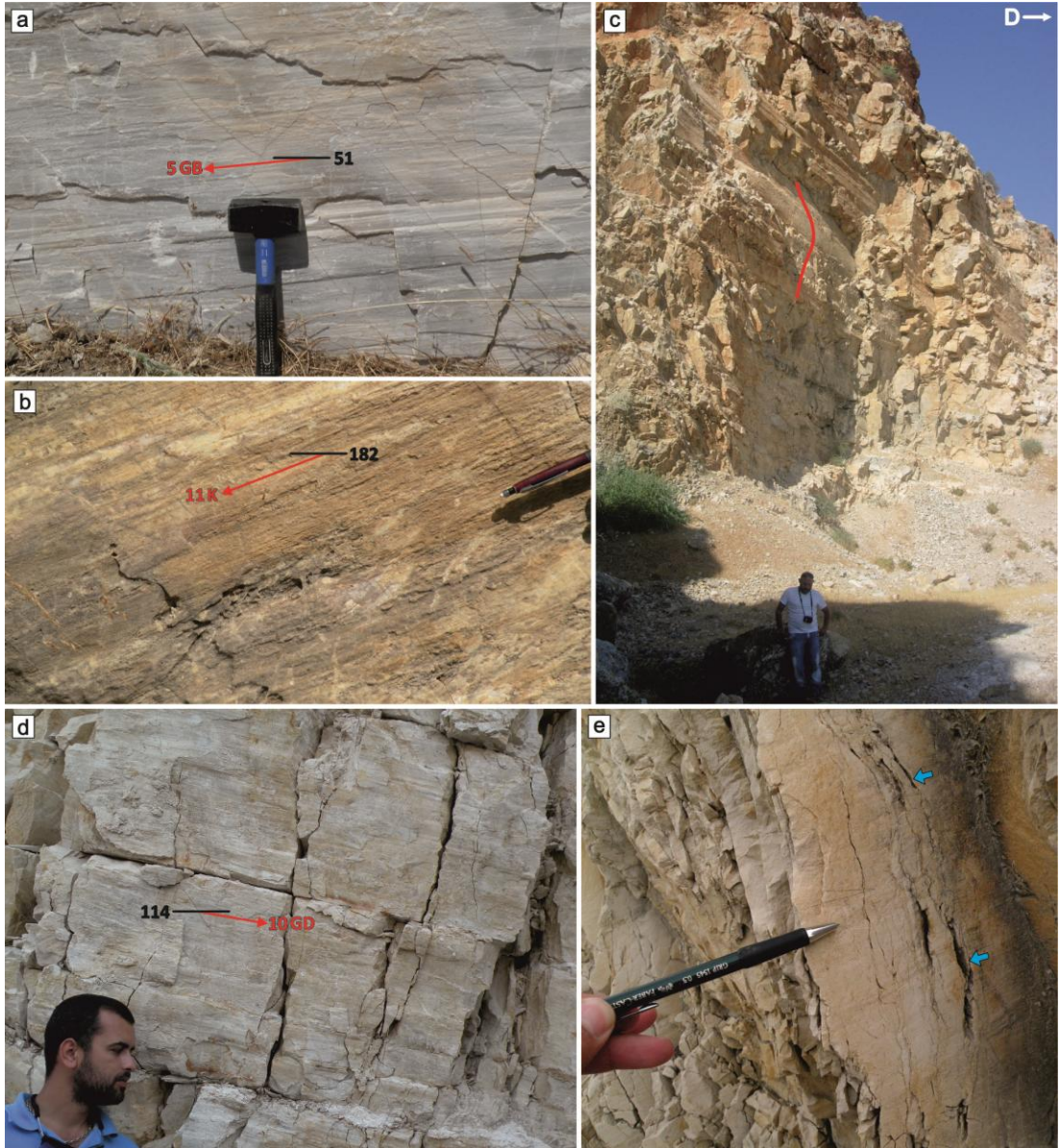
4.1.2.2 Armutlu Fayı. Fay en kuzeybatıda, Doğanbey'in yaklaşık 3 km kuzeybatısındaki Armutlu Tepe'nin 350 m batısında başlayarak, güneybatıya doğru 2 km kadar uzanmaktadır (Şekil 4.18). Fay kristalin temel kayalar içersinde yüzlek göstermekte ve düşeye yakın fay düzlemleri ile temsil edilmektedir. Fay 16a gözlem istasyonunda, güneybatıdan ve yataya çok yakın $1^{\circ} - 5^{\circ}$ arasında değişen kayma çizikleri ile karakteristiktir (Şekil 4.17 ve 4.20a). Kinematik belirteçler fayın yüksek açılı sağ doğrultu atımlı bir fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Ayrıca fay düzlemleri üzerindeki yapıların dışında, batı bölümündeki K – G yönlü fayıda yaklaşık 80 metre sağ yanal ötelemiştir. Hesaplamalar sonunda asal gerilme konumlarının, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 287.6/6.5, 85.3/83.0 ve 197.3/2.6 olduğu belirlenmiştir (Tablo 4.2). Fayı oluşturan paleostresler KKB – GGD açılma ve BKB – DGD sıkışma doğrultuludur (Şekil 4.17).

4.1.2.3 Kuşluca ve Dilkaya Fayları. Her iki fayın doğrultuları, uzunlukları ve türleri birbiri ile benzer özellikler gösterir. Kuşluca Fayı Tuzburgazı'nın yaklaşık 1 km kuzeyinden Kuşluca mevkiine kadar K – G doğrultusunda 2 km boyunca, Dilkaya Fayı ise Karina'dan kuzeye Mağra Tepe'ye doğru yaklaşık 1.9 km kadar uzanmaktadır. Faylar arasındaki en büyük fark, Kuşluca Fayı'nın sadece kristalin temel kayalar içinde yüzlek vermesi, Dilkaya Fayı'nın ise bunun dışında güney ucunda yelpaze çökellerini sınırlayan bir konumda olmasıdır. Fay düzlemleri düşey ve düşeye yakın ve kuzeyden yataya yakın kayma açıları ile karakteristiktir (Şekil 4.17 ve 4.20b). Fay olukları fay çiziklerine paralel gelişmiş ve oluk dalga boyu yer yer 2.5 metreye ulaşmaktadır (Şekil 4.20c). Doğanbey alanında 2 istasyonda (15b ve 16d) toplam 29 ölçüden belirlenen asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla Tablo 4.2'de verilmiştir. Fayların gösterdiği kinematik belirteçlerden, fayların sol yanal doğrultu atımlı oldukları belirlenmiştir. Her iki

fayda KD – GB açılma ve KB – GD sıkışma doğrultularındaki kuvvetler altında şekillenmiştir (Şekil 4.17).

4.1.2.4 Kurudere Fayı. Fay Kurutepe'nin güney yamacında, yaklaşık BKB – DGD doğrultulu ve 750 m uzunluğundadır. Faya ait düzlemlerin eğimleri düşey ve düşeye yakındır. Bu yüksek açılı fay düzlemlerinde güneydoğudan ve yataya çok yakın $3^\circ - 10^\circ$ arasında değişen kayma çizikleri gözlenmiştir (Şekil 4.20d). Kurudere Fayı, ana fay düzlemine yaklaşık dik konumlu birçok antitetik fay düzlemine de sahiptir (Şekil 4.20e). Bu antitetik fay kolları üzerinde gerilme çatlakları karakteristiktir. Fay üzerindeki 16b istasyonundan alınan 13 ölçüden belirlenen asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla Tablo 4.2'de verilmiştir. Bütün veriler değerlendirildiğinde, ana fayın sol yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu belirlenmiştir. Fay, KD – GB açılma ve KB – GD sıkışma doğrultularındaki kuvvetler altında şekillenmiştir (Şekil 4.17).

4.1.2.5 Değirmen Fayı. Fay Tuzburgaz'ın yaklaşık 2 km kuzeyinde, D – B doğrultusunda ve yaklaşık 3 km uzunluktadır. Değirmen Tepe'yi güneyden sınırlar. Fayın tavan ve taban bloğunda kristalin temel kayalar ait mermerler yer alır. Güneye $67^\circ - 72^\circ$ eğimli fay düzlemleri genelde fayın batı bölümündeki yüzleklerinde gözlenir (Şekil 4.18). Bu yüksek açılı fay düzlemleri, doğu yönünden ve $71^\circ - 85^\circ$ arasında değişim gösteren yüksek açılı kayma çizikleri ile karakteristiktir. 15a nolu gözlem istasyonundan alınan 12 ölçü değerlendirilmiştir. Bu verilerin hesaplanması sonucunda, fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 14.3/65.7, 263.2/9.2 ve 169.4/22.3 olduğu görülmüştür (Tablo 4.2). Fay düzlemi üzerinde gözlenen çizgisel ve asimetrik yapısal öğeler, fayın eğim atımlı normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Fayı oluşturan kuvvetler açılma ile ilişkili ve yaklaşık K – G doğrultuludur (Şekil 4.17).



Şekil 4.20 Doğanbey alanındaki doğrultu atımlı faylara ait arazi fotoğrafları. (a) Armutlu Fayı (b) Kuşluca Fayı'na ait yüksek açılı fay düzlemleri ve üzerlerinde yataya yakın kayma çizikleri, (c) Dilkaya Fayı'na ait düzlem üzerinde gözlenen fay çizikleri ve genliği fazla fay oluşu (kırmızı çizgi fay oluşunun geometrisini göstermektedir), Kurudere Fayı'nın (d) ana düzlemindeki (e) antitetik kolda (ridle) gözlenen kayma çizikleri (mavi oklar gerilme çatlaklarını gösterir). Çekiç 40 cm, kalem 14 cm, kişilerin ortalama boyu 180 cm.

4.1.3 Moralı (M) Alanı

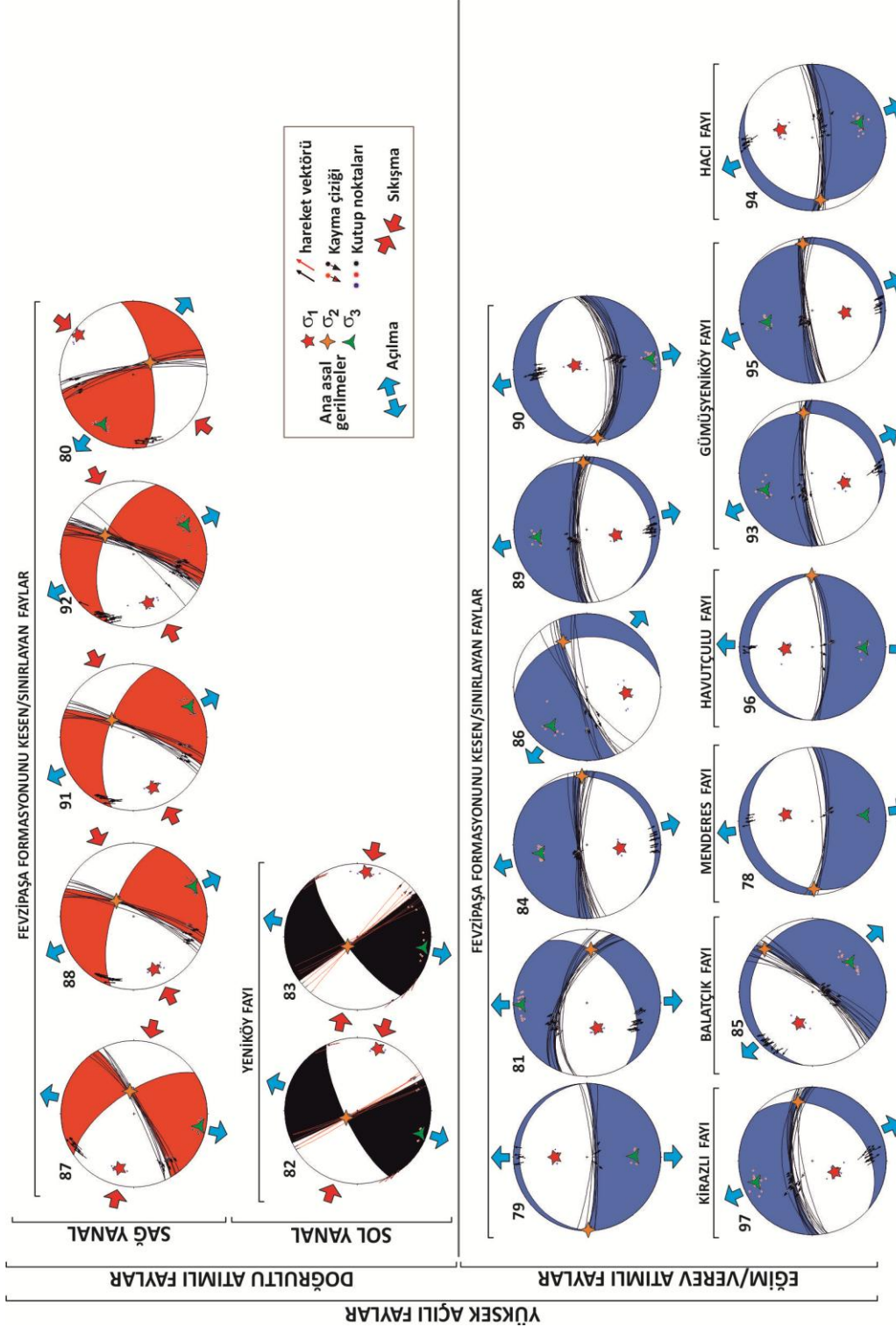
Moralı alanı (M) SMH'nin en kuzeydoğu bölümünde, Söke – Milet Havzası ile Büyük Menderes Grabeni'nin en batı ucundaki birleşim alanının kuzey bölümünde Moralı, Germencik, Ortaklar yerleşimlerini ve Magnesia antik kentini içine alan yaklaşık 185 km² alanı kapsar (Şekil 4.1 ve 4.21). Moralı alanında birbirleri ile kesen kesilen ilişkisinde olan veya tek başlarına hiç bir yapısal süreksizlikle kesilmeyen hemen her doğrultuda yapısal hatlar gözlenir. Alanda, uzunlukları 7 km ile 750 metre arasında değişen 50 fay/fay parçası haritalanmış olsada salt 18 faya ait 20 istasyonda fay ölçüm çalışmaları yapılabilmektedir. Bu ölçüm istasyonlarından 238 ölçü değerlendirilmiştir (Tablo 4.3). Bu çalışmalar sonucunda elde edilen verilerden yararlanarak faylar uzunluk, tür, geometri gibi özelliklerine göre sınıflanarak gruplandırılmıştır. Bu gruplama yapılırken alan içerisinde kalan 7 fay isimlendirilmiş, diğer değerlendirmeye alınan faylar, tez içerisinde yaşı ve sedimanter özellikleri iyi tanımlanan Fezipaşa Formasyonu'nu kesen ve/veya sınırlayan faylar altında toplanmıştır. Alan içerisinde düşük açılı fay düzlemine sahip fay bulunmamakta, belirlenen ve tanımlanan fayların hepsi yüksek açılı fay düzlemleri ile temsil edilmektedir. Ayrıca fayların sınırladığı havzalar veya birimleri daha anlaşılır yapmak için Moralı alanında birden fazla alt havza adlandırılmıştır. Bu alt havzalar, alanın orta kuzey bölümündeki Ortaklar (OAH), orta bölümü temsil eden Gümüşyeniköy (GYAH) ve alanın en batı kısmında doğu bölümü gözlenen Kirazlı alt havzası (KAH) dır (Şekil 4.21). Bu alt havzalar, bölgede belirlenen fayların sınırladığı tortul depolanma alanları olmaları açısından önem taşımaktadır. Bu alanları sınırlayan yapısal süreksizlikler, çökelmeyi kontrol eden havza sınır fayı niteliği gösteren faylardır.

Tablo 4.3 Morali (M) alanı içerisinde gözlenen faylara ait hesaplanan ana asal gerilme konumları, türleri, fazları ve standartları (* ölçü kalitesi (a - e) Sperner ve diğer., 2003).

Fay Adı	Lokasyon	Ölçü sayısı	*	σ_1 ★			σ_2 ✨			σ_3 ▲			Faz	Tür
				T	P	E	T	P	E	T	P	E		
<i>Kirazlı Fayı</i>	97	16	b	206.8	62.2	0.4897	76.2	18.9	0.0026	339.3	19.6	0.4871	Normal	
<i>Menderes Fayı</i>	78	6	d	13.3	58.6	0.4962	269.0	8.6	0.0004	174.0	29.9	0.4966		
<i>Balatçık Fayı</i>	85	18	b	294.0	51.8	0.4937	41.6	13.4	0.0067	141.1	35.0	0.4870		
<i>Havutçulu Fayı</i>	96	6	d	355.9	59.4	0.4858	89.5	2.2	0.0031	180.8	30.5	0.4889		
<i>Gümüşyeniköy Fayı</i>	93	15	b	196.2	52.1	0.4928	82.1	17.7	0.0016	340.5	32.3	0.4912		
	95	15	b	183.2	52.5	0.4963	82.1	8.4	0.0011	345.8	36.3	0.4952		
<i>Hacı Fayı</i>	94	15	b	13.7	52.9	0.4902	262.5	15.3	0.0009	162.4	32.9	0.4893		
<i>Yeniköy Fayı</i>	82	6	d	108.1	11.7	0.4918	328.9	74.6	0.0016	200.1	9.8	0.4934		Sol Yanal
	83	7	d	97.4	11.8	0.4801	316.7	75.0	0.0011	189.4	9.2	0.4812		
<i>Fevzipaşa Formasyonu'nu Kesen/Sınırlayan Faylar</i>	79	6	d	1.2	53.3	0.4931	269.7	1.1	0.0005	178.9	36.6	0.4936		Normal
	81	16	b	248.9	59.4	0.4936	94.2	28.1	0.0053	358.2	11.1	0.4883		
	84	17	b	185.5	53.2	0.4964	85.4	7.5	0.0004	349.9	35.8	0.4960		
	86	9	d	188.7	45.4	0.4780	62.0	30.5	0.0004	313.0	29.0	0.4776		
	89	17	b	190.9	56.6	0.4952	87.1	9.0	0.0011	351.4	31.8	0.4941		
	90	17	b	17.3	75.8	0.4908	261.4	6.3	0.0016	169.9	12.6	0.4892		
	87	9	d	285.2	23.3	0.4930	78.9	64.4	0.0006	190.8	10.1	0.4925	Sağ Yanal	
	88	9	d	247.7	23.4	0.4906	41.4	64.3	0.0010	153.2	10.2	0.4896		
	91	9	d	248.8	27.5	0.4904	37.6	58.7	0.0020	151.5	13.8	0.4884		
	92	16	b	253.3	31.4	0.4851	33.7	51.6	0.0030	150.6	19.7	0.4822		
80	9	d	35.2	8.5	0.4911	146.2	67.3	0.0006	301.9	20.9	0.4905			

Moralı alanında, Kuşadası as alanındaki (S2) Kirazlı Fayı'nın en doğudaki uzantısının yüzlekleri bulunur. Kirazlı Fayı, Moralı alanın en güneybatı ucundan D – B doğrultusunda alan içersine girer ve yaklaşık 2 km devam ettikten sonra kuzeydoğuya doğru bir büküm yapar. Bu bükümün devamında fay doğuya doğru yaklaşık 4 km daha uzanır. Fay yüksek açılı düzlemlere sahiptir. Fayın D – B doğrultulu kısımları, büküm yaptığı bölümlerden daha yüksek açılı fay düzlemleri ile temsil edilir. Fay, Kirazlı alt havzasını güneyden sınırlar. Bu sınırdaki fayın tavan bloğunda alüvyonel ve kolüvyonel havza çökelleri, taban bloğunda ise kristalin temel kayalar ait mermerler bulunur.

Fayın 97 nolu gözlem istasyonundan 16 ölçüm yapılarak değerlendirilmiştir (Tablo 4.3). Fay, ölçüm alanında $66^{\circ} - 72^{\circ}$ güneye eğimli yüksek açılı fay düzlemleri ve genelde eğim atımlı karakter gösteren çizgisel ve asimetric yapılaradır. Yüksek açılı fay düzlemleri, batı yönünden $68^{\circ} - 80^{\circ}$ arasında değişim gösteren yüksek açılı kayma çizikleri ile karakteristiktir (Şekil 4.22). Hesaplamalar sonucunda, fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 206.8/62.2, 76.2/18.9 ve 339.3/19.6 olduğunu göstermektedir (Tablo 4.3). Fay düzlemi üzerinde gözlenen çizgisel ve asimetric yapısal ögeler, fayın eğim atımlı normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Fayı oluşturan kuvvetler açılma ile ilişkili ve yaklaşık KKB – GGD doğrultuludur (Şekil 4.22). Kirazlı Fayı'nın Moralı alanı içersindeki geometrisi, türü ve özellikle ana asal gerilmenin düşey eksen üzerindeki konumu, Kuşadası as alanında elde edilen değerlerle tutarlıdır. Kirazlı Fayı'nın her iki alandan elde edilen verileri ve haritalama çalışmaları, fayın birden fazla parçasının birbirlerine aktarım rampları ile bağlanan yüksek açılı eğim atımlı normal fay karakterinde olduğunu gösterir. Ayrıca fayın geometrik, kinematik ve gelişimsel özellikleri ile Batı Anadolu ölçeğinde gözlenmiş ve tanımlanmış büyük ölçekli normal faylardan İzmir, Manisa ve Kemalpaşa Fayı'na (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Sözbilir ve diğer., 2011; Özkaymak ve diğer., 2013; Sözbilir ve diğer., 2008 ve Uzel ve diğer., 2012) benzer özellikler gösterir.



Şekil 4.22 Morali (M) alanı içerisinde yer alan fayların fay düzlem çözümleri, paleostres yönleri ve faylara ait ana asal gerilme vektör konumları (Ölçüm istasyonları için Şekil 4.21).

4.1.3.1 Menderes Fayı. BMG'nin kuzey kenarını sınırlayan ve denetleyen fay en doğuda Köprübaşı'ndan batıda Germencik'e kadar yaklaşık 120 km D – B doğrultusunda uzanır. Batı Anadolu'da üzerinde en çok çalışılmış faylardan biridir (Hancock ve Barka, 1987; Roberts, 1988; Paton, 1992; Cohen ve diğer., 1995; Emre ve Sözbilir, 1995; Altunel, 1998 ve 1999; Yılmaz ve diğer, 1999; Gürer ve diğer, 2001 ve 2009; Utku ve Sözbilir, 2003; Şen ve Seyitoğlu, 2009; Yönlü ve diğ., 2010 ve Duman ve diğer., 2011). Menderes Fayı'nın Morali alanı içinde gözlenen parçası, fayın en batıdaki ucudur. Fayın alan içersindeki bölümü, alanın orta doğu bölümünde Germenciğ'in yaklaşık 1.5 km kuzeyinde ve 4.5 km uzunluğundadır. Fayın 78 nolu istasyonundan 6 ölçü alınmış ve değerlendirilmiştir (Şekil 4.21 ve Tablo 4.3). Bu alanda fayın taban bloğunda Fevzipaşa Formasyonu, tavan bloğunda ise BMG'nin alüvyonel tortulları bulunmaktadır. Fay güneye $75^{\circ} - 82^{\circ}$ eğimli fay düzlemlerine ve bu yüksek açılı düzlemler üzerinde doğudan $78^{\circ} - 85^{\circ}$ kayma açılına sahiptir (Şekil 4.22). Ayrıca ölçüm alanı dışında, ana faya paralel ve genelde kuzeye eğimli antitetik fay parçaları gözlenir. Ölçülebilen verilerin hesaplamaları sonunda asal gerilme konumlarının, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 13.3/58.6, 269.0/8.6 ve 174.0/29.9 olduğu belirlenmiştir (Tablo 4.3). Fayı oluşturan paleostress yönleri sadece açılma ile ilişkili ve yaklaşık K – G'dir (Şekil 4.22). Fay üzerinde yapılan önceki çalışmalarda da birbirine yakın fay verileri tanımlanmış ve fayın birden fazla parçadan oluştuğu ve eğim atımlı normal faylanma gösterdiği belirtilmiştir. Menderes Fayı'nın Morali alanı içersinde kalan parçası üzerinde belirlenen kinematik belirteçler önceki çalışmalara paralellik gösterir. Fayın alan içersinde kalan yüzlekleri de yüksek açılı eğim atımlı normal fay karakterindedir.

4.1.3.2 Balatçık Fayı. OAH'nın kuzeybatı sınırını oluşturan fay KD – GB doğrultulu ve yaklaşık 3.5 km uzunluğundadır. Fayın taban bloğu kristalin temel kayaların mermer ve metakirintılı kayalardan, tavan bloğu ise OAH'nın havza dolgusunu oluşturan alüvyon yelpazesi çökelleri ve alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 4.21). Fayın kinematik değerlendirilmesi için 85 nolu gözlem istasyonundan 18 ölçü değerlendirilmiştir (Tablo 4.3). Fay ölçüm alanında güneydoğuya $80^{\circ} - 82^{\circ}$ eğimli fay düzlemleri ve güneybatıdan $62^{\circ} - 88^{\circ}$ yüksek açılı kayma çizikleri ile karakterisitiktir (Şekil 4.22). Hesaplamalar sonucunda, fayın oluşumundan sorumlu

asal gerilme konumlarının, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 294.0/51.8, 41.6/13.4 ve 141.1/35.0 olduğu görülmektedir (Tablo 4.3). Fay düzlemi üzerinde gözlenen çizgisel ve asimetrik yapısal ögeler fayın çok az miktarda verev atımlı fakat baskın olarak eğim atımlı normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Fayı oluşturan kuvvetler açılma ile ilişkili ve yaklaşık KB – GD doğrultuludur (Şekil 4.22).

4.1.3.3 Havutçulu Fayı. Morali alanının kuzeybatısında D – B doğrultulu ve yaklaşık 3 km uzunlukta faydır (Şekil 4.21). Fayın taban bloğunu kristalin temel kayalar, tavan bloğunu ise Fevzipaşa Formasyonu oluşturur. 96 nolu gözlem istasyonununundan 6 ölçü değerlendirilmiştir. Bu alanda $70^\circ - 72^\circ$ eğimli fay düzlemleri ve baskın olarak batıdan $62^\circ - 88^\circ$ açılı kayma çizikleri karakteristiktir. Hesaplamalar sonucunda, fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 355.9/59.4, 89.5/2.2 ve 180.8/30.5 olduğunu göstermektedir (Tablo 4.3). Fay düzlemi üzerinde gözlenen çizgisel ve asimetrik yapısal ögeler fayın baskın olarak eğim atımlı normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Fayı oluşturan paleostress yönleri sadece açılma ile ilişkili ve yaklaşık K – G doğrultuludur (Şekil 4.22).

4.1.3.4 Gümüşyeniköy Fayı. Gümüşyeniköy alt havzasının (GYAH) güney sınırını oluşturur. (Şekil 4.21 ve 4.23a). D – B doğrultulu ve yaklaşık 6.5 km uzunluktadır. Fayın taban bloğunda kristalin temel kayalara ait metakırıntılı kayalar ve mermerler, tavan bloğunda ise GYAH'nin havza dolgusunu oluşturan alüvyonel çökeller bulunur. Basamaklı bir geometriye sahip dağ önü fayı niteliğindedir. Fay üzerindeki 93 ve 95 nolu gözlem istasyonlarından 30 ölçü değerlendirilmiştir (Şekil 4.21 ve Tablo 4.3). Bu istasyonlarda $80^\circ - 85^\circ$ ve $68^\circ - 69^\circ$ kuzeye eğimli fay düzlemleri bulunur. Fay düzlemleri üzerinde baskın olarak batıdan $63^\circ - 86^\circ$ yüksek açılı kayma çizikleri karakteristiktir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla Tablo 4.3'te verilmiştir. Her iki istasyondaki fay düzlemi üzerinde gözlenen çizgisel ve asimetrik yapısal ögeler, fayın çok az miktarda verev atımlı fakat baskın olarak eğim atımlı

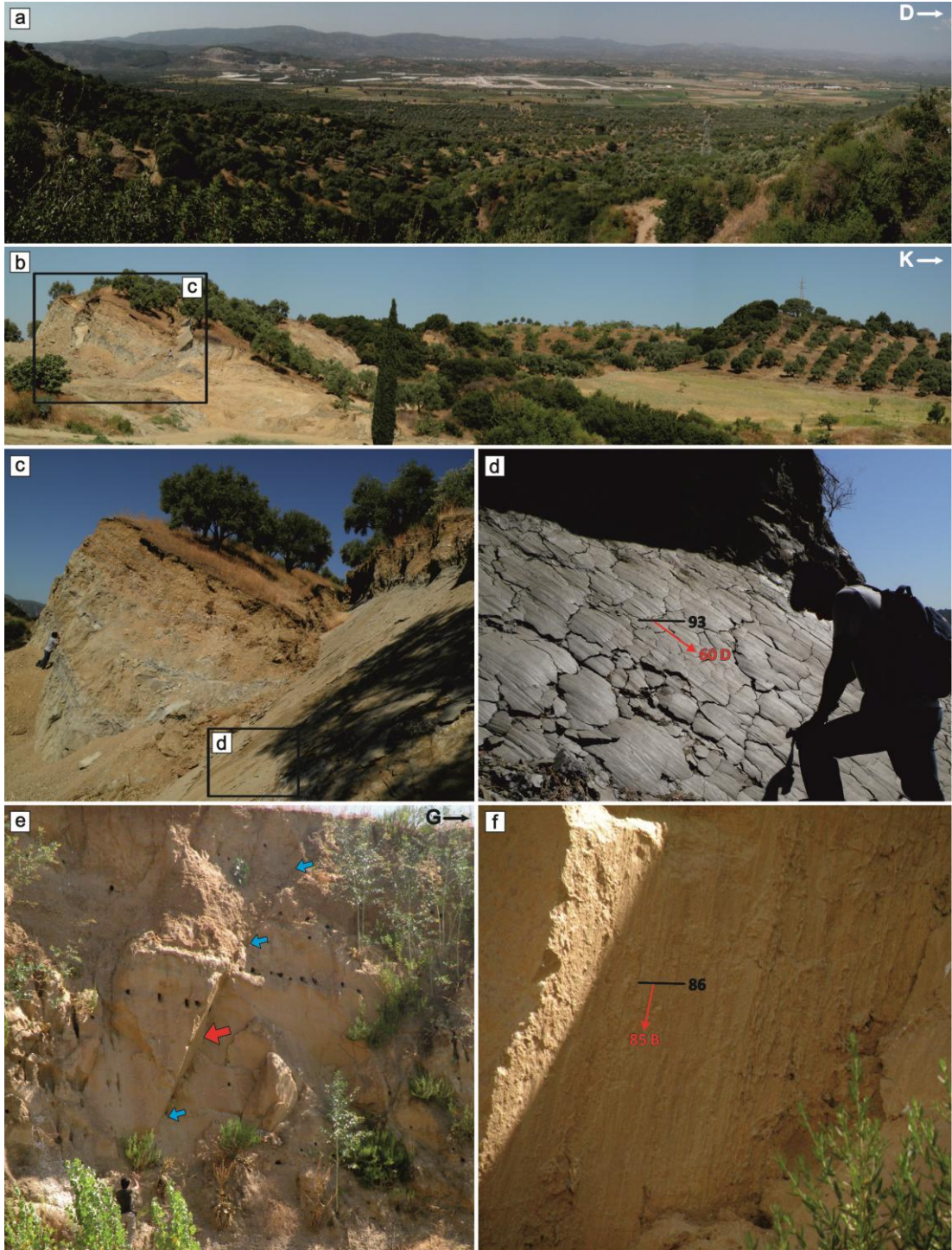
normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Fayı oluşturan kuvvetler ise her iki istasyonda açılma ile ilişkili ve yaklaşık KKB – GGD doğrultuludur (Şekil 4.22).

4.1.3.5 Hacı Fayı. GYAH'nin kuzeybatı sınırını oluşturan 4 ana parçalı fay setidir. Yaklaşık D – B doğrultulu, 1km uzunluğunda ve 80° fay düzlemi ile temsil edilen Hacı Fayı, taban bloğunda mermerlerden tavan bloğunda ise GYAH'nin havza dolgusunu oluşturan alüvyonel çökellerden oluşmaktadır. Tavan bloğunda 1 /25000 ölçeğinde haritalanamayacak boyutta kolüvyonel çökel topluluğu barındıran fayın güneye eğimli yüksek açılı düzlemleri genelde batıdan ve 68° – 87° yüksek açılı kayma çizikleri içerir. Fay düzlemi üzerindeki asimetrik yapılar yerçekimi vektörü yönünde, ve kayma çizikleri ile aynı uzanıma sahiptir. Fayın orta parçasındaki 94 nolu gözlem istasyonundan 15 ölçü değerlendirilmiştir. Hesaplamalar sonucunda, fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının en büyükten en küçüğe (σ_1 – σ_3) doğru sırasıyla 13.7/52.9, 262.5/15.3 ve 162.4/32.9 olduğu görülmüştür (Tablo 4.3). Hacı Fayı'nı oluşturan kuvvetler genişleme ile ilişkili ve yaklaşık KKB – GGD yönlüdür (Şekil 4.22). Gözlem istasyonundan alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayın yüksek açılı ve eğim atımlı normal bir fay karakterine sahip olduğu görülmektedir.

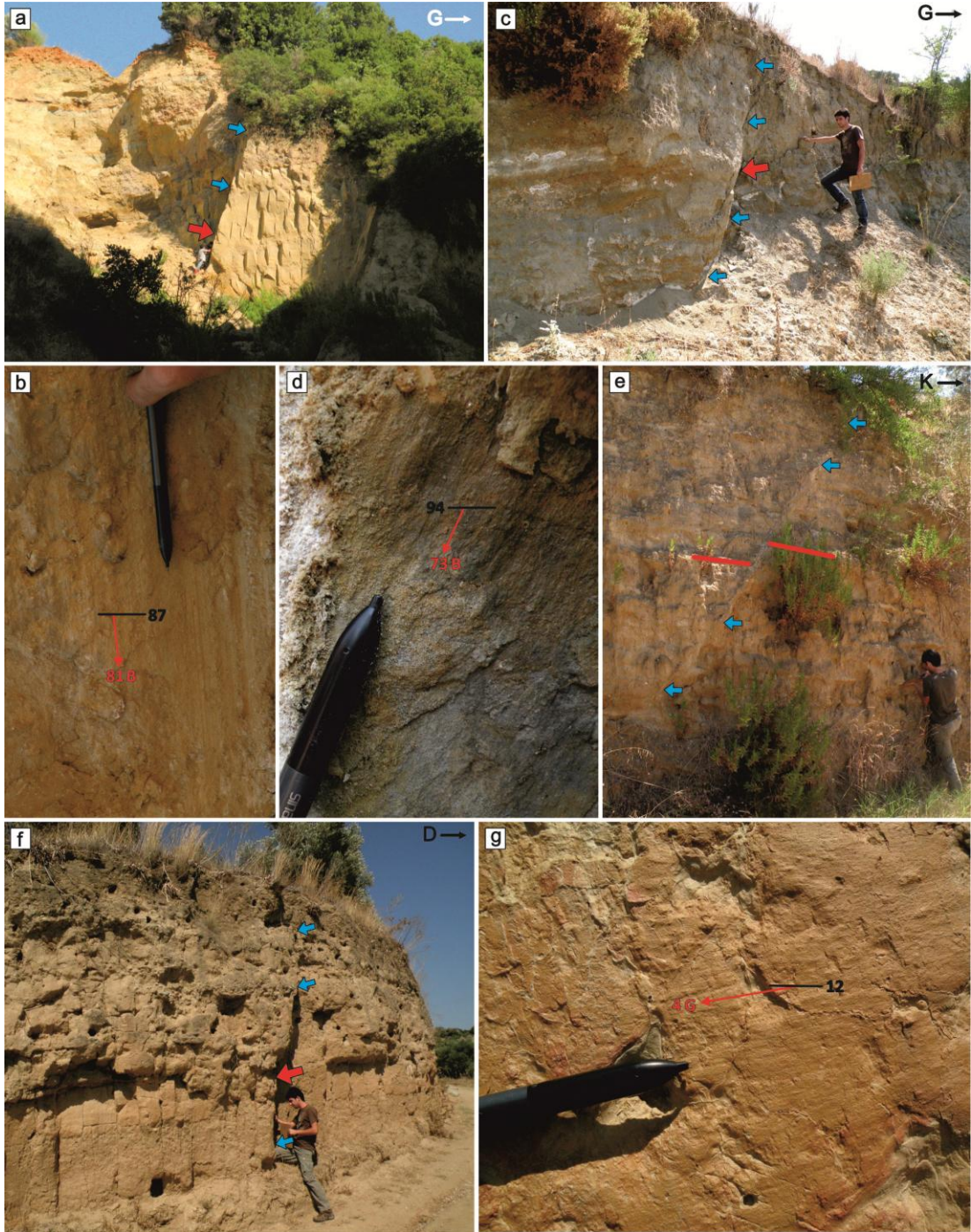
4.1.3.6 Yeniköy Fayı. Fayın Moralı alanında kalan bölümü, Ortaklar'ın yaklaşık 3 km kuzeydoğusunda, Yeniköy'den başlayarak kuzeybatıya doğru 6 km uzanır. Fevzipaşa Formasyonu'na ait kırıntılı tortullar ile, alüvyon yelpazesi çökelleri düşeye yakın fay düzlemleri ile yanyana gelmiş, hatta fay en kuzeybatı bölümünde Fevzipaşa Formasyonu'nu kesen bir geometriye sahiptir. Fay üzerindeki 82 ve 83 nolu istasyonlardan 13 ölçü değerlendirilmiştir. Bu istasyonların ikisinde de fay düşey veya düşeye çok yakın fay düzlemleri ile ve bu düzlem üzerinde güneydoğudan ortalama 11° kayma açıları ile karakteristiktir (Şekil 4.22). Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe (σ_1 – σ_3) doğru Tablo 4.3'de verilmiştir. Heasaplamalarda σ_1 ve σ_3 'ün yatay σ_2 'nin ise düşeye yakın konumu doğrultu atımlı fay hareketinin bir sonucudur. Fay üzerindeki kinematik belirteçler ve asal gerilme konumları fayın sol yönlü bir doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Her iki istasyondaki ölçüler ayrı ayrı

değerlendirildiğinde, Yeniköy Fay'ının, KB – GD açılma ve KD – GB sıkışma doğrultuları altında şekillendiği görülmektedir (Şekil 4.22).

4.1.3.7 Fevzipaşa Formasyonu'nu Kesen/sınırlayan Faylar. Morali alanı içinde gözlenen ve isimlendirilen Kirazlı Fayı ve 6 fay dışında, uzunlukları 2 km ile 500 metre arasında değişen bir çok fay ve fay parçası haritalanmıştır. Bunlar Fevzipaşa Formasyonu'nu keser veya sınırlar. Morali alanındaki 11 fay üzerinde 11 istasyondan 134 ölçü değerlendirilmiştir (Tablo 4.3). Bu başlık altında anlatılan fayların genel doğrultuları KD – GB, K – G ve D – B gidişlidir (Şekil 4.22). KD – GB ve K –G uzanımlı olanların fay düzlemleri düşey veya düşeye yakın, D – B gidişli olanlar ise yüksek açılı fay düzlemlerine sahiptir. Gözlem istasyonlarındaki fay düzlemleri üzerindeki kinematik belirteçler değerlendirildiğinde D – B gidişli fayların güney veya kuzey yönde eğimli ve $61^{\circ} - 88^{\circ}$ fay düzlemlerine sahiptir (Şekil 4.23b – e). Bu düzlemler, batı ve doğudan $60^{\circ} - 85^{\circ}$ yüksek açılı kayma çizikleri ile karakteristiktir (Şekil 4.23d ve f). Özellikle Yeniköy ve Germencik kuzeyinde ölçülen D – B gidişli faylar birbirlerine paralel ve düzlem geometrisi, kayma açısı değerleri ve yönleri benzerdir (Şekil 4.24a – d). Bu fayların gözlenebilen eğim atımları genelde 2 – 3 metre, bazı alanlarda ise 50 cm dir (Şekil 4.24e). Diğer yandan K – G gidişli fayların düşey ve düşeye yakın fay düzlemleri genelde güney ve güneybatıdan $1^{\circ} - 14^{\circ}$ yatay ve yataya yakın fay çizikleri içerir (Şekil 4.24f ve g). Bütün veriler değerlendirildiğinde, KD – GB ve K –G gidişliler sağ yanal doğrultu atımlı, D – B gidişliler ise az miktarda verev atımlı ve baskın olarak eğim atımlı normal fay karakterindedir. Bu faylardan alınan ölçümlerin hesaplamaları sonucunda fayların oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru Tablo 4.3'de, oluşumlarının hangi doğrultulardaki paleostresslerle ilişkili olduğu ise Şekil 4.22'de verilmiştir.



Şekil 4.23 (a) Gümüşyeniköy Fayı'nın yükselen bloğundan GYAH'ye panoramik bakış, (b – f) Fevzipaşa Formasyonu'nu kesen D – B gidişli faylara ait arazi fotoğrafları. (b – d) Fay düzlemi güneye eğimli ve kayma açısı doğudan olan az miktarda yanal bileşeni olan eğim atımlı normal fay düzlemi ve kayma çizgileri, (e ve f) kuzeye eğimli yüksek açılı fay düzlemi ve kayma açısı batıdan olan eğim atımlı normal fay düzlemi ve kayma çizikleri (e fotoğrafındaki mavi oklar fayın izini, büyük kırmızı ok ise f fotoğrafının çekildiği açığı gösterir. Kişilerin ortalama boyu 180cm'dir.

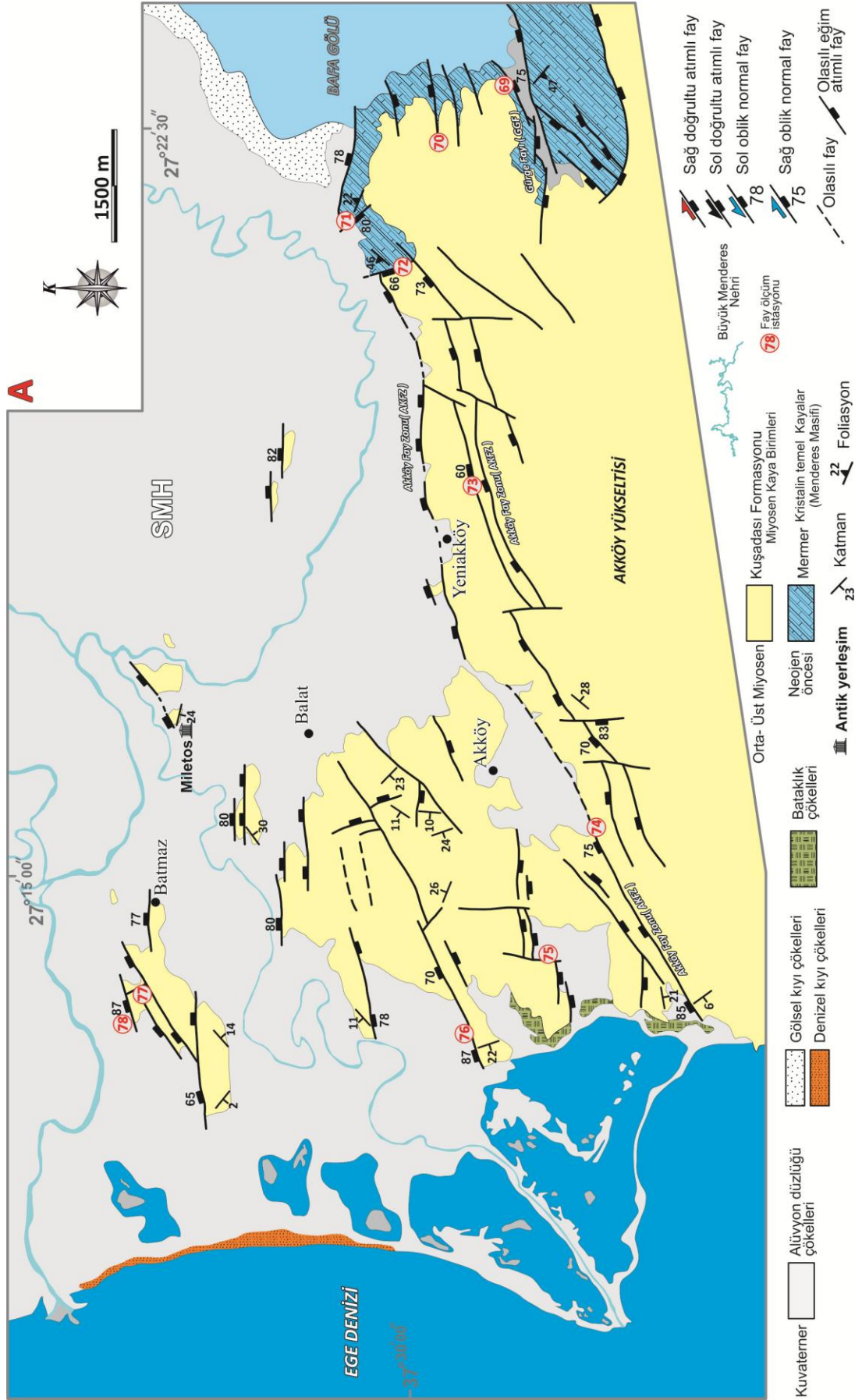


Şekil 4.24 Fevzipaşa Formasyonu'nu kesen D – B ve K – G gidişli faylara ait arazi fotoğrafları. (a ve b), (c ve d) D – B uzanımlı yüksek açılı eğim atımlı normal faylar ve düzlemlerindeki yüksek açılı kayma çizikleri. (e) eğim atımlı normal fayın bloklarındaki katmanların ötelenmesi, (f ve g) K – G gidişli düşeye yakın fay düzlemi ve üzerindeki yataya yakın fay çizikleri (mavi oklar fayların izini, büyük kırmızı oklar ise fay düzlemlerinin fotoğraflarının çekildiği açığı, kırmızı kalın çizgi fayın her iki bloğunda gözlenen katmanı gösterir. Kişilerin ortalama boyu 180 cm, kalem 14 cm.

Alan içindeki KD – GB ve K –G gidişli faylar genellikle D – B gidişlileri keserek öteler. Bir kısım D – B gidişli faylar ise kuzey gidişli fayları keserek öteler. Bu jeolojik özellik ve paleostreslerin, asal eksen konumlarının nispeten birbirlerine yakın değerlere sahip olması, fayların oluşumunun aynı tektonik fazda olduğunu göstermektedir. Fayların kesen kesilen ilişkileri, birlikte çalıştıklarını gösteren bir desen tipi ortaya çıkarmaktadır. Sonuç olarak Fevzipaşa Formasyonu içersinde veya sınırında gözlenen ve üzerlerinde kinematik olarak veri saptanarak tanımlama yapılan fayların tümü, Pleyistosen sırası ve sonrasındaki bir tektonik fazda ve aynı anda gelişmiş yapısal unsurlardır.

4.1.4 Akköy (A) Alanı

Akköy alanı SMH'nin güneybatı bölümünde, Bafa Gölü ile Ege Denizi arasında Akköy, Yeniakköy, Balat, Batmaz gibi yerleşimler ile Miletos antik kentini içine alan yaklaşık 156 km² alanı kapsar (Şekil 4.1 ve 4.25). Akköy alanında KD – GB ve D – B gidişli faylar baskındır. Alanda uzunlukları 11 km ile 500 m arasında 40'ın üzerinde fay haritalanmıştır. Salt 9 fay üzerindeki 10 istasyondan 206 ölçü değerlendirilmiştir (Tablo 4.4). Bu faylar Akköy fay zonu, Gürge Fayı, kristalin temel kayalar (Menderes Masifi) içindeki faylar ve Kuşadası Formasyonu'nu kesen/sınırlayan faylar adı altında aşağıda anlatılmıştır.

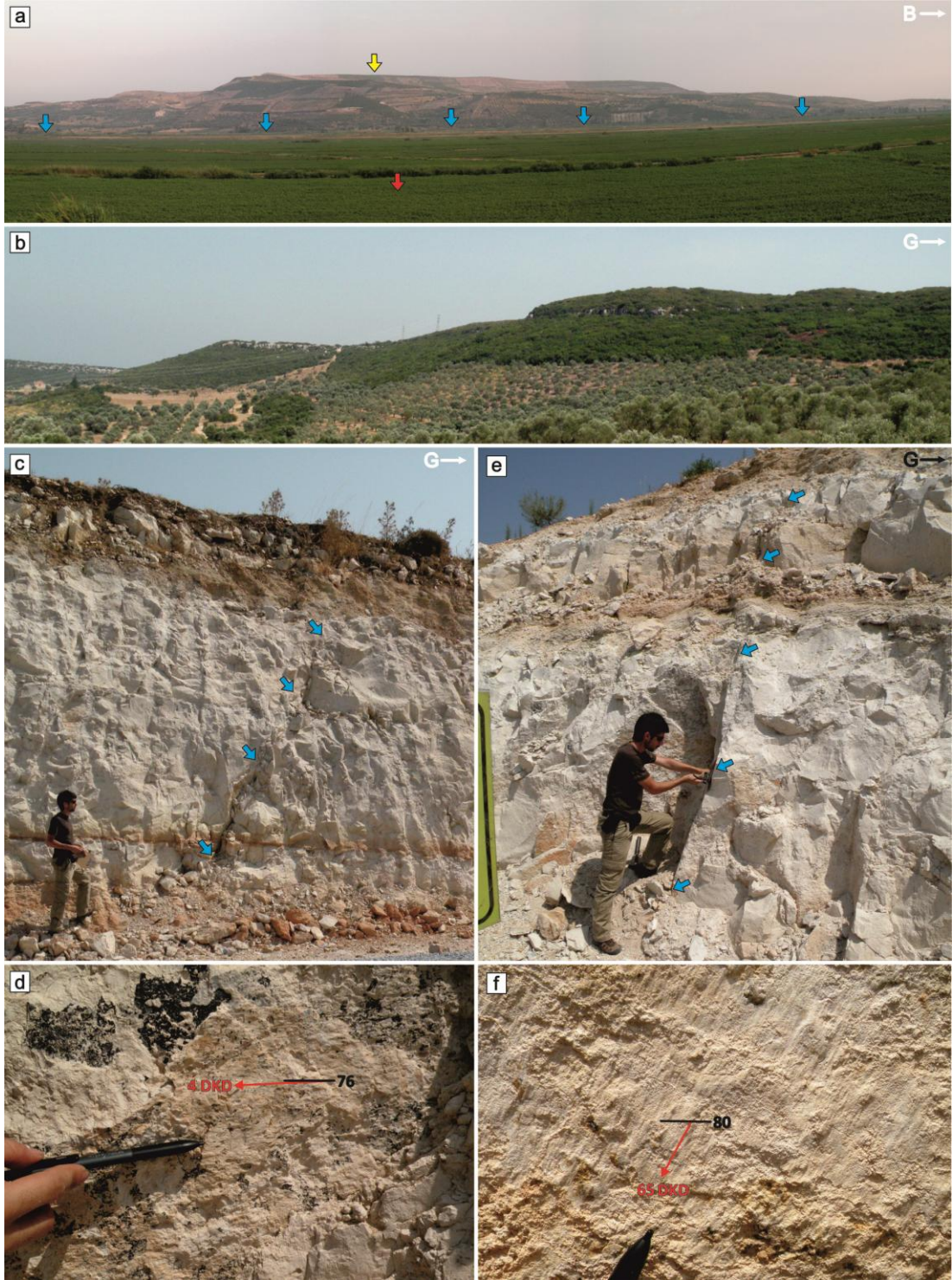


Şekil 4.25 Akköy (A) alanının jeoloji haritası (Yerbulduru için Şekil 4.1'e bakınız).

Tablo 4.4 Akköy (A) alanında gözlenen faylara ait hesaplanan ana asal gerilme konumları, türleri, fazları ve standartları (* ölçü kalitesi (a - e) Sperner ve diğer., 2003).

Fay Adı	Lokasyon	Ölçü sayısı	*	σ_1 ★			σ_2 ✨			σ_3 ▲			Faz	Tür
				T	P	E	T	P	E	T	P	E		
Akköy Fay Zonu	73	16	b	109.4	26.4	0.4940	301.1	63.2	0.0012	201.7	4.7	0.4929	R ₁	Sağ yanal
		27	a	133.9	61.3	0.4958	262.6	18.9	0.0025	0.1	20.8	0.4933	R ₂	Normal
	74	19	b	130.6	60.2	0.4937	257.1	18.8	0.0020	355.0	22.2	0.4918		
Gürge Fayı	69	18	b	352.4	56.9	0.4922	241.8	12.9	0.0033	144.2	29.2	0.4889		
Kristalin Temel Kayalar(Menderes Masifi) içindeki Faylar	71	17	b	83.3	43.4	0.4949	297.8	41.1	0.0011	191.3	18.0	0.4939		
	72	11	c	20.8	36.1	0.4948	190.1	53.4	0.0001	287.0	5.1	0.4948		
	70	16	b	126.6	13.3	0.4941	292.5	76.3	0.0000	35.9	3.2	0.4941		Sağ yanal
Kuşadası Formasyonu'nu Kesen/Sınırlayan Faylar	76	25	a	142.1	52.1	0.4917	252.4	15.1	0.0015	352.8	33.8	0.4902		Normal
	78	21	b	114.5	45.1	0.4921	268.2	41.7	0.0003	10.6	13.5	0.4924		
	75	16	b	317.0	7.1	0.4931	134.3	82.9	0.0001	227.0	0.3	0.4930		Sol yanal
	77	20	b	124.1	9.8	0.4952	307.0	80.2	0.0002	214.2	0.5	0.4954		

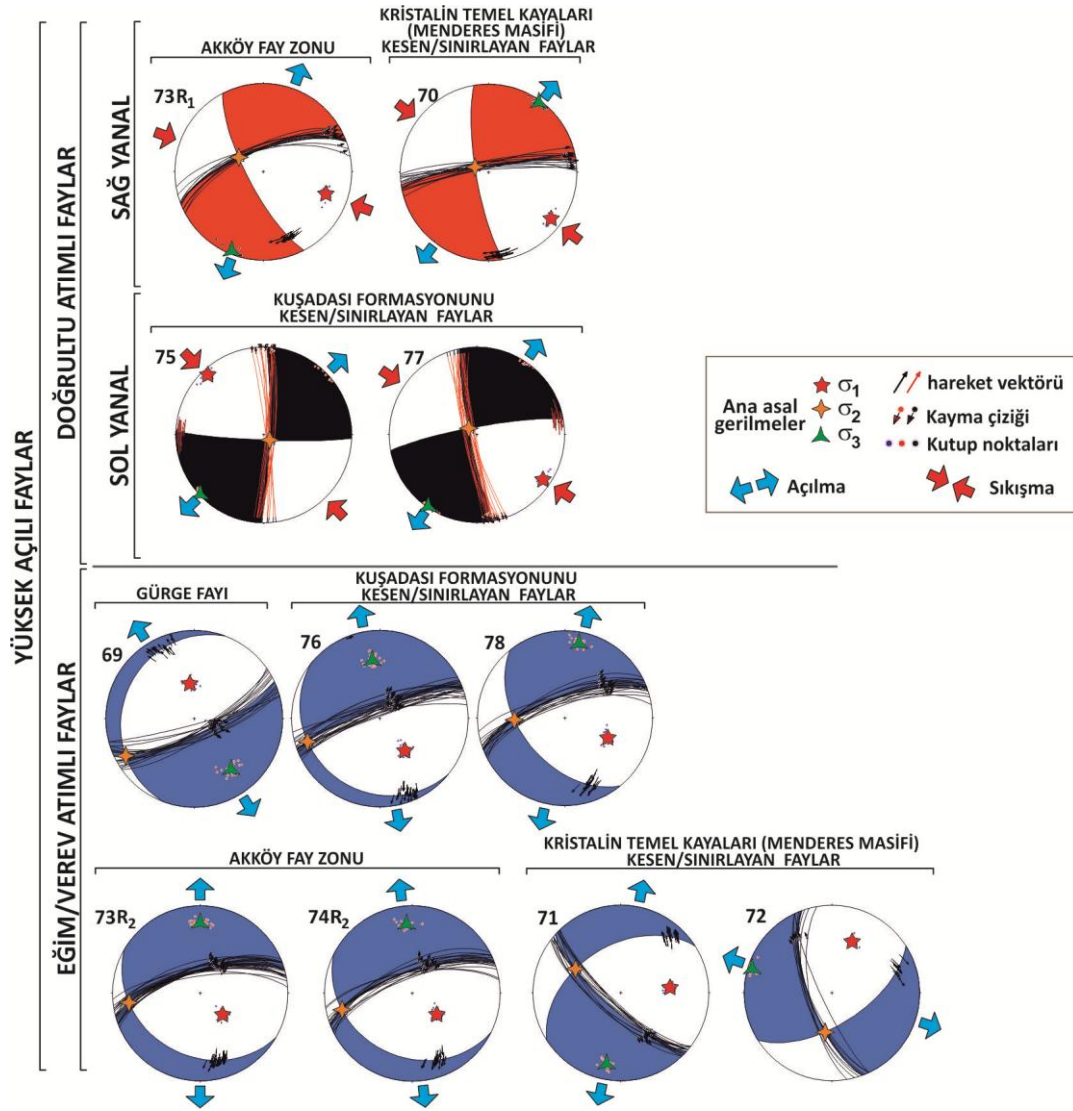
4.1.4.1 Akköy Fay Zonu. Akköy alanında yüzlek veren en uzun yapısal unsurdur. Fay zonu birbirleri ile paralel konumlu uzunlukları 5 ile 11 km arasında değişen DKD – BGB gidişli üç ana faydan oluşur (Şekil 4.25). Fay zonu'nun en büyük parçası, doğuda Bafa Gölü'nden başlayarak batıda Ege Denizi'ne kadar uzanır. Fay zonundaki yapısal unsurlar Akköy Yükseltisi'ni taban bloğunda yerçekimi vektörünün tersi istikametinde hareket ederek yükseltmiş ve basamaklı yapı oluşturmuştur (Şekil 4.25 ve 4.26a). Fay zonu batı ve doğuda 350 – 500 m, orta bölümde yaklaşık 1 km dir. Fay zonundaki fayların güneydeki parçaları, taban ve tavan bloğunda Kuşadası Fromasyonu'na ait ince kırıntılı ve karbonat kayalar, kuzeydeki parçaları ise taban bloğunda Kuşadası Fromasyonu, tavan bloğunda SMH'nin akarsu ve alüvyonel çökelleri vardır. Akköy fay zonundaki fayların türü geometrisi ve kinematik özellikleri birbirlerine benzer. Fayların türlerini ve oluşum mekanizmalarını açıklamak için 73 ve 74 nolu istasyonlardan kinematik ölçümler alınarak değerlendirilmiştir. Fay zonunu oluşturan fayların düzlemleri yaklaşık kuzeye $60^{\circ} - 85^{\circ}$ eğimlidir. 73 nolu gözlem istasyonunda, birbirlerinden kinematik anlamda farklılık gösteren ve üzerleyen iki veri seti saptanmıştır. Fayın ilk hareketini simgeleyen evreye (R_1), bu ilk evreyi üzerleyen ikinci ve son evre ise (R_2) dir. İlk evreyi simgeleyen kinematik belirteçler salt 73 nolu istasyonda gözlenmesine karşın, son evrenin kinematik öğeleri iki istasyonda da gözlenir. Fayın ilk hareketine dair veriler genelde düşey ve düşeye yakın fay düzlemleri üzerinde DKD'den $4 - 10^{\circ}$ kayma açıları ile karakteristiktir (Şekil 4.26c ve d). Bu yüzeyler sağ yönlü asimetrik yapılarla temsil edilirken, son evreye ait veriler ise kuzeye eğimli yüksek açılı fay düzlemleri ve DKD'den $65^{\circ} - 74^{\circ}$ kayma çizikleri ile temsil edilir (Şekil 4.26e ve f). Bu yüzeyler üzerindeki asimetrik yapılar ise yerçekim yönündeki normal hareketlerle karakteristiktir.



Şekil 4.26 (a) Akköy Fay Zonu'nun panoramik fotoğrafı (mavi oklar en güneydeki ana sınır fayının izini, sarı ok Akköy Yükseltisi'ni, kırmızı ok SMH'yi gösterir), (b) Akköy Fay Zonu'nu oluşturan fayların basamaklı geometrisi, (c ve d) Düşey ve düşeye yakın fay düzlemleri ve fay düzlemi üzerindeki yataya yakın fay çizikleri, (e ve f) yüksek açılı fay düzlemi üzerinde, yüksek açılı kayma açılına sahip fay çizikleri. Kalem 14 cm, kişi 185cm.

Akköy fay zonunun kinematik verileri değerlendirildiğinde, fayın ilk önce sağ yönlü doğrultu atımlı, sonra bu sağ yönlü hareketin yine az miktarda sağ yanal bileşenli verev/eğim atımlı bir normal fay karakterindeki hareketle üzerlendiği anlaşılır. Fayların R_1 ve R_2 fazlarına ait belirlenen asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla Tablo 4.4’de verilmiştir. Fayı oluşturan kuvvetler ilk evrede yaklaşık KKD – GGB açılma ve DKD – BGB sıkışma, ikinci evrede ise sadece K – G açılma ilişkilidir (Şekil 4.27).

4.1.4.2 Gürge Fayı. Akköy alanının güneydoğusunda, Bafa Gölü’nün batı sınırındaki fay yaklaşık D – B doğrultulu ve 2,5 km uzunluktadır. Gürge Fayı birbirlerine aktarım rampaları ile bağlı uzunlukları 500 – 750 m arasında üç parçadan oluşur. Fayın taban bloğunda Menderes Masifi mermerleri ve bunları açılmal uyumsuzlukla örten Kuşadası Formasyonu’na ait mikritik kireçtaşları, tavan bloğunda ise alüvyonel çökeller ile batı uzantısında Kuşadası Formasyonu’na ait tortul kayalar bulunur. Fayı oluşturan 3 parça güneye $75^\circ - 80^\circ$ eğimli fay düzlemlerine sahiptir. Fay düzlemleri üzerinde belirgin ondülasyonlar karakteristiktir. Fay düzlemleri üzerinde, kinematik analizlerde kullanılacak kalitede, fay kertiği, fay çizdiği, gerilme çatlakları, fay oluğu, fay breşi yamaları gibi faya ait bir çok yapısal öge bulunmaktadır. Yüksek açılı fay düzlemleri doğudan $77^\circ - 88^\circ$ kayma açılına sahip fay çizikleri ile temsil edilirler. Fayın en doğu ucundaki 69 nolu gözlem istasyonu ve çevresinden toplamda 18 ölçü alınmıştır. Gözlem istasyonu ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayın yüksek açılı, eğim atımlı normal bir fay karakterine sahip olduğu görülmektedir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 356.2/65.9, 126.1/16.0 ve 221.3/17.6’dır (Tablo 4.4). Fayı oluşturan kuvvetler ise genişleme ile ilişkili ve KB – GD doğrultuludur (Şekil 4.27).



Şekil 4.27 Akköy (A) alanındaki fayların fay düzlem çözümleri, paleostres yönleri ve faylara ait ana asal gerilme vektör konumları (ölçüm istasyonları için Şekil 4.25'e bakınız).

4.1.4.3 *Kristalin Temel Kayaları (Menderes Masifi) Kesen/Sınırlayan Faylar.* Akköy alanındaki bazı faylar Menderes Masifi mermerleri içinde gözlenen yapısal unsurlardır. Uzunlukları 750 m ile 1 km arasında ve D – B, KD ve KB gidişlidir. Belirlenen 10 yapısal hattın salt üçünde 70, 71 ve 72 nolu istasyonlardan kinematik veri gözlenmiştir (Şekil 4.25). 70 nolu gözlem istasyonundaki fay D – B uzanımlı ve yaklaşık 1 km uzunluktadır. Fayın düşey ve düşeye yakın fay düzlemleri üzerinde, batıdan 5° – 11° kayma açılına sahip fay çizikleri gözlenir. Bu istasyon ve çevresinde 16 kinematik ölçü alınmıştır (Tablo 4.4). Fayın düşeye yakın düzlemleri üzerinde gözlenen düşük kayma açılı çizgisel yapılar ve asimetrik ögeler, fayın sağ

doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 126.6/13.3, 292.5/76.3 ve 352.8/33.8'dir (Tablo 4.4). Fayı oluşturan kuvvet çifti ise KD – GB açılma ve KD – GB sıkışmadır (Şekil 4.27). Diğer iki istasyonda gözlenen fayların, doğrultuları, eğim yönleri ve kinematik verileri birbirlerine oldukça yakın değerlerde olmasına karşın, düzlem eğim açıları, kayma çiziklerinin dar açı yönleri ve asimetric yapıların dağılım vektör yönleri birbirlerinin tersidir. Fay düzlemleri üzerinden toplanan 28 veri değerlendirildiğinde batıdaki fayın sağ bileşenli, doğudaki fayın ise sol bileşenli verev atımlı normal fay karakterinde olduğu anlaşılır. Fayların hesaplanan ana asal gerilme konumları ayrı ayrı Tablo 4.4'de verilmiştir. Fayların oluşumundan sorumlu paleostress yönleri ise sadece açılma ile ilişkili ve birbirlerine tam zıt doğrultulardadır. Bu durum aynı jeolojik birimleri kesen ve sınırlayan fayların aslında tek bir evrede oluşamayacağını gösterir. Fayların bir birleri ile kesen kesilen ilişkisinde olmayışı hangi evrenin jeolojik zaman içinde önce oluştuğunun belirlenememesi sonucunu doğurur. Bu evrelerin jeolojik yaş ilişkisi, tartışma ve sonuç bölümünde oluşturulacak tektonik faz diyagramı yardımıyla açıklanacaktır.

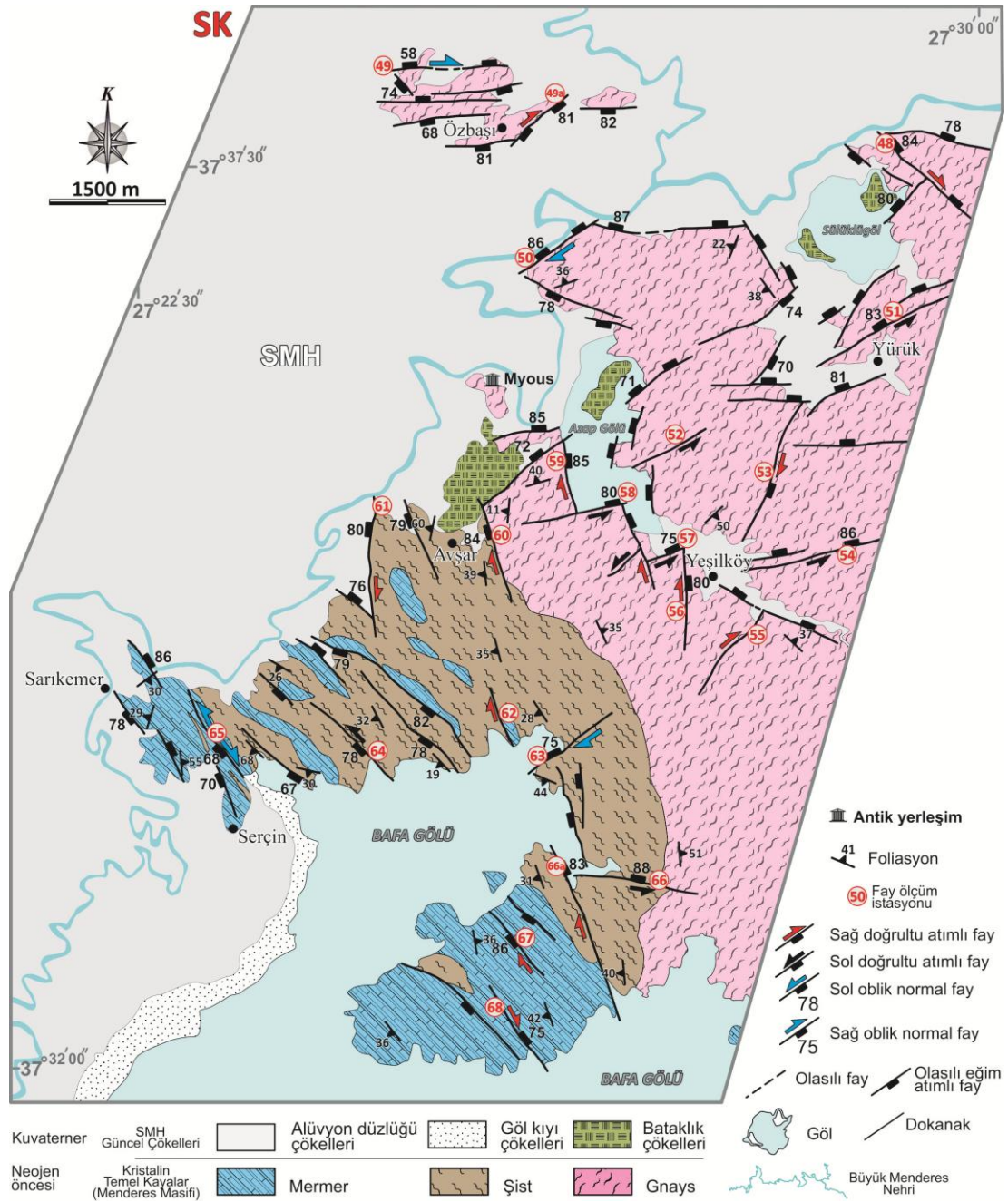
4.1.4.4 Kuşadası Formasyonu'nu Kesen/Sınırlayan Faylar. Akköy alanı Kuşadası Formasyonu içindeki veya diğer birimler ile dokanağında 20 den fazla fay ve fay parçası haritalanmıştır. Kinematik veriler, Akköy alanının batı bölümündeki 4 fay üzerindeki 75, 76, 77 ve 78 nolu istasyonlardan alınmıştır (Şekil 4.25 ve Tablo 4.4). 75 ve 77 nolu gözlem istasyonlarda fayların, uzunluk, geometri ve kinematik verileri birbirlerine benzer. Faylar uzunlukları 1 km den az, yaklaşık K – G gidişli ve düşey ve düşeye yakın fay düzlemleri ile temsil edilir. Her iki fay parçasında fay düzlemleri üzerindeki kayma çizikleri kuzeyden ve güneyden olmak üzere yataya yakındır. Asimetric yapısal öğeler ise sol doğrultu atım vektörü yönündedir. Alınan 36 ölçü değerlendirildiğinde fayların sol doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu anlaşılır. Fayların oluşumundan sorumlu ana asal gerilme konumları Tablo 4.4'de verilmiştir. Fayların paleostress yönleri birbirlerine benzer ve KD – GB açılma ve KD – GB sıkışmadır (Şekil 4.27). Aynı şekilde 76 ve 78 nolu gözlem istasyonundaki fayların, uzunluk, geometri ve kinematik verileri de birbirlerine benzer. Faylar

yaklaşık DKD – BGB doğrultulu ve uzunlukları ortalama 2 km dir. Çok yüksek açılı ve kuzeye eğimli fay düzlemleri doğudan 50° – 70° kayma açılına sahip fay çizikleri içerir. Fayların üzerinde belirlenen kinematik veriler, sağ yanal atıma sahip verev atımlı normal fay karakterinde olduklarına işaret eder (Şekil 4.27). Fayların ana asal gerilme konumları ayrı ayrı Tablo 4.4’de verilmiştir. Fayların oluşumundan sorumlu paleostress yönleri birbirlerine benzer, sadece açılma ile ilişkili ve yaklaşık K – G dir (Şekil 4.27).

4.1.5 Sarıkemer (SK) Alanı

Sarıkemer alanı SMH’nin güneydoğu kenarının orta bölümünde, Bafa Gölü’nün kuzeyinde, Beşparmak Dağları’nın batı–kuzeybatısında Sarıkemer, Serçin, Avşar, Yürük, Özbaşı gibi yerleşimler ile Myous antik kentini ve Azap ve Sülüklü Göl gibi 2 km^2 geçmeyen tatlı su göllerinin bulunduğu 144 km^2 alanı kapsar (Şekil 4.1 ve 4.28). Alanda uzunlukları 3 km ile 500 m arasında 50 den fazla fay veya fay parçası haritalanmıştır. 23 fay üzerindeki 23 istasyondan 356 ölçü değerlendirilmiştir (Tablo 4.5). Haritalanan faylar, kristalin Menderes Masifi’ne ait mermer, şist ve gnays kayalarını keser veya bu kayalara sınır oluşturur.

Alan içersinde birbirleri ile kesen kesilen ilişkisinde olan veya tek başlarına hiç bir yapısal süreksizlikle kesilmeyen hemen hemen her doğrultuda fay gözlenir. Bu alan içindeki faylar doğrultularına göre KD – GB, KB – GD, yaklaşık K – G ve yaklaşık D – B uzanımlı fay toplulukları başlıkları altında aşağıda açıklanmıştır.



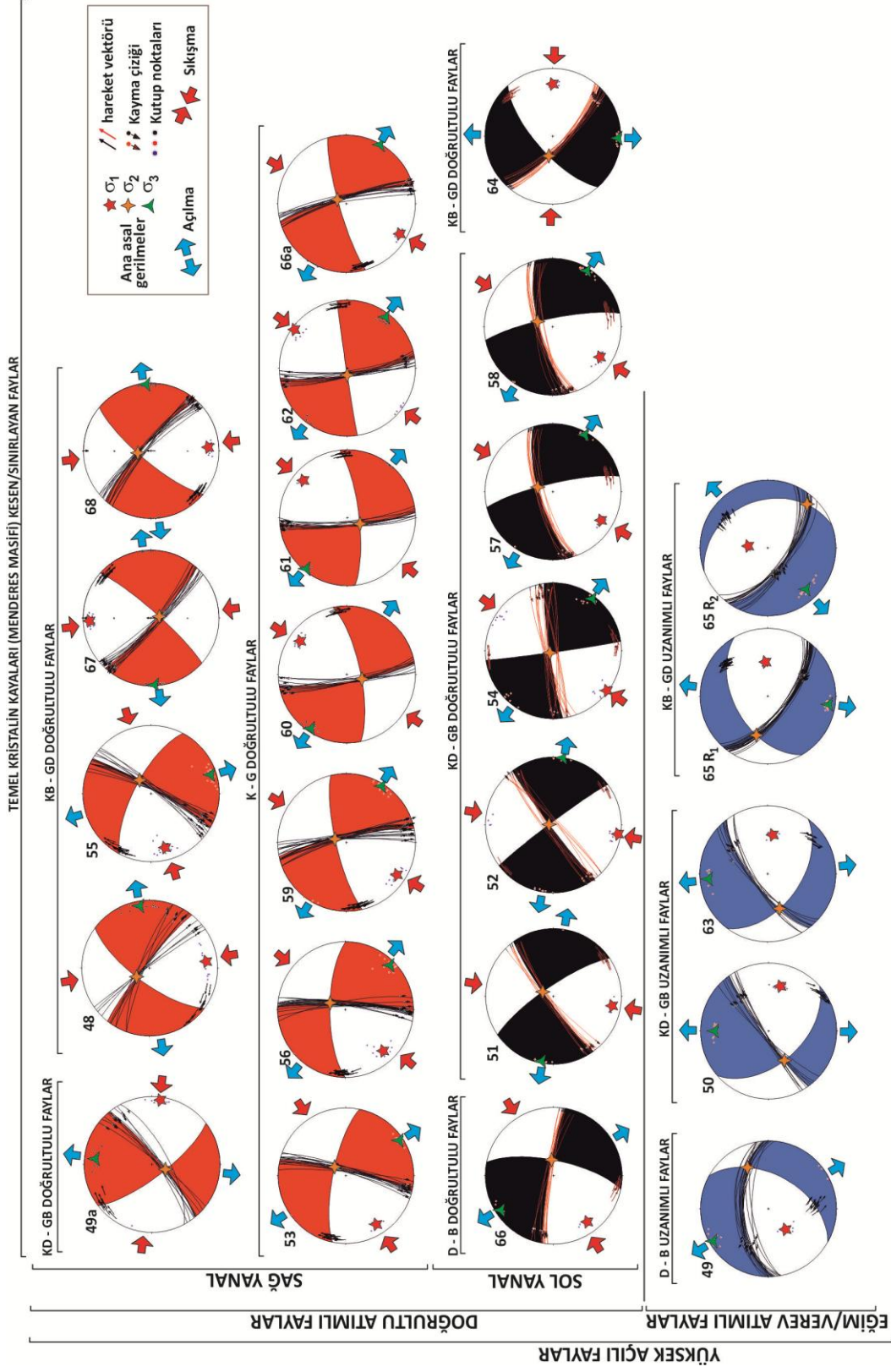
Şekil 4.28 Sarıkemer (SK) alanının jeoloji haritası (Yerbulduru için Şekil 4.1'e bakınız).

Tablo 4.5 Sarıkemer (SK) alanındaki faylara ait hesaplanan ana asal gerilme konumları, türleri, fazları ve standartları (* ölçü kalitesi (a - e) Sperner ve diğer., 2003).

Fay Adı	Lokasyon	Ölçü sayısı	*	σ_1 ★			σ_2 ✨			σ_3 ▲			Faz	Tür	
				T	P	E	T	P	E	T	P	E			
<i>Kristalin Temel Kayaları (Menderes Masifi) Kesen/Sınırlayan Faylar</i>	<i>D – B doğrultulu</i>	49	17	b	230.7	57.2	0.4913	63.1	32.2	0.0041	329.5	5.6	0.4872		Normal
		66	11	c	234.1	17.0	0.4937	82.9	70.8	0.0004	326.8	8.7	0.4941		Sol Yanal
	<i>KD – GB doğrultulu</i>	49a	11	c	97.2	4.6	0.4840	202.3	72.7	0.0006	5.8	1616	0.4833		Sağ Yanal
		50	11	c	104.7	32.5	0.4905	242.3	49.2	0.0008	360.0	21.8	0.4897		Normal
		63	10	c	97.1	42.2	0.4920	251.4	44.8	0.0027	354.9	13.2	0.4893		
		51	11	c	189.4	13.7	0.4931	23.2	75.9	0.0004	280.2	3.2	0.4935		Sol Yanal
		52	13	c	188.1	5.0	0.4748	6.8	85.0	0.0151	98.1	00.1	0.4899		
		54	16	b	217.1	2.1	0.4703	331.5	85.0	0.0026	126.9	4.5	0.4729		
		57	12	c	211.0	19.0	0.4946	16.6	70.5	0.0008	119.4	4.5	0.4938		
		58	13	c	214.9	18.9	0.4899	21.8	70.7	0.0014	123.5	4.1	0.4885		Sağ Yanal
	48	12	c	173.7	17.2	0.4590	326.6	70.8	0.0013	81.2	8.3	0.4577			
	<i>KB – GD doğrultulu</i>	55	18	b	255.6	19.1	0.4819	48.5	68.7	0.0002	162.5	9.0	0.4817	Sağ Yanal	
		67	16	b	357.1	10.0	0.4492	170.0	79.9	0.0131	266.9	1.2	0.4623		
		68	18	b	176.5	16.5	0.4788	350.1	73.4	0.0133	86.0	1.8	0.4655	Sol Yanal	
		64	16	b	89.7	24.0	0.4949	281.3	65.5	0.0004	181.7	4.4	0.4953		
		65	25	a	85.6	48.5	0.4975	286.4	39.6	0.0005	187.6	10.4	0.4970	R ₁	
	65	18	b	5.2	66.1	0.4978	132.1	14.9	0.0077	227.2	18.3	0.4901	R ₂	Normal	
	<i>K – G doğrultulu</i>	53	15	b	238.4	16.0	0.4945	37.0	72.8	0.0003	146.6	5.9	0.4948	Sağ Yanal	
		56	21	b	227.9	18.4	0.4873	22.6	69.8	0.0001	135.2	8.0	0.4873		
		59	22	b	213.0	13.9	0.4888	17.7	75.6	0.0003	121.1	3.7	0.4891		
		60	11	c	35.5	17.6	0.4925	196.7	71.5	0.0011	303.7	5.6	0.4913		
		61	12	c	40.1	15.9	0.4960	205.7	73.6	0.0009	309.0	3.9	0.4951		
		62	13	c	217.4	1.9	0.4944	315.3	76.3	0.0003	127.0	13.6	0.4941		
66a		14	c	209.7	11.7	0.4933	24.6	78.3	0.0009	119.5	1.0	0.4943			

4.1.5.1 D – B Uzanımlı Faylar. Sarıkemer alanında yaklaşık D – B uzanımlı iki fay haritalanmıştır. Faylar üzerindeki 49 ve 66 nolu gözlem istasyonlarından 28 ölçü değerlendirilmiştir (Şekil 4.28). 49 nolu istasyondaki fay, alanın kuzeyinde ve yaklaşık 1.5 km uzunluktadır. Fay düzlemleri üzerinden 17 adet ölçü alınmıştır. Fay düzlemleri kuzeye $58^{\circ} - 67^{\circ}$ eğimlidir. Fay düzlemleri üzerinde batıdan $41^{\circ} - 54^{\circ}$ kayma açılarına sahip fay çizikleri belirlenmiştir. Araziden elde edilen veriler değerlendirildiğinde fayın sol yanal bileşene sahip orta/yüksek açılı verev atımlı normal fay karakterinde olduğu anlaşılır. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları ise, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 230.7/57.2, 63.1/32.2 ve 329.5/5.6 konumludur (Tablo 4.5). Fayı oluşturan kuvvetler ise sadece genişleme ile ilişkili ve KD – GB doğrultuludur (Şekil 4.29). Alan içerisindeki diğer D – B uzanımlı fay 66 nolu gözlem istasyondaki yapısal hattır. Bu fay Bafa Gölü'nün kuzey kıyısından yaklaşık 1.5 km kuzeyde ve yine 1.5 km uzunluktadır. Fay düzlemi düşey ve düşeye çok yakın olan bu yapısal süreksizlik batıdan $4^{\circ} - 11^{\circ}$ kayma açıları ile temsil edilir. Gözlem istasyonundan alınan 11 ölçü ve fay düzlemi üzerindeki asimetrik yapılar değerlendirildiğinde, bu süreksizliğin sol yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu görülmektedir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları ise, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 234.7/17.0, 82.9/70.8 ve 326.8/8.7 konumludur (Tablo 4.5). Fayı oluşturan paleostres çifti ise KD – GB açılma ve KD – GB sıkışmadır (Şekil 4.29). Her iki fayın oluşumundan sorumlu paleotres yönleri ve ana asal gerilme konumları değerlendirildiğinde özellikle fayların σ_3 konumları ile aynı doğrultulu açılma kuvvetleri altında oluştuğu görülmektedir. Bu benzerlik fayların aynı tektonik fazda oluştuğunun bir göstergesi olabilir.

4.1.5.2 KD – GB Uzanımlı Faylar. Sarıkemer alanı içerisinde yaklaşık KD – GB doğrultulu 8 fay tespit edilmiştir. Faylardan herbiri üzerindeki birer istasyondan toplanan 97 ölçü değerlendirilmiştir.



Bu 8 fayın uzunlukları, 57 nolu gözlem istasyonundaki fay dışında, birbirlerine yakın ve yaklaşık 1.5 km dir. 57 nolu gözlem istasyonu üzerindeki fay ise 500 m dir. Belirlenen fayların hepsi yüksek açılı fay düzlemlerine sahiptir. 50 ve 63 nolu istasyonlar dışındaki tüm lokasyonlarda, yüksek açılı faylar düşey ve düşeye yakın fay düzlemleri üzerinde baskın olarak kuzeydoğudan yatay veya yataya yakın fay çizikleri ile temsil edilir. Bu iki istasyonda ise yönleri yine kuzeydoğudan fakat nispeten daha yüksek olan ve $34^{\circ} - 40^{\circ}$ kayma açıları karakteristiktir. Bu iki lokasyon dışındaki istasyonlardan 49a istasyonu yataya yakın kayma açıları ile karakteristik düşey ve düşeye yakın fay düzlemleri üzerinde sağ yanal hareketi belgeleyen asimetrik yapılar, diğerleri ise sol yanal asimetrik ögeler içermektedirler. Araziden elde edilen kinematik verilerin bütünü göz önüne alındığında, 50 ve 63 nolu gözlem istasyonundaki fayların sağ yanal bileşeni olan verev atımlı normal fay, 51, 52, 54, 57, 58 ve 64 istasyonlarındakilerin sol yanal doğrultu atımlı, 49a nolu gözlem istasyonundaki yapısal süreksizliğin sağ yanal doğrultu atımlı fay niteliğinde olduğu saptanmıştır. Faylara ait ölçülerin hesaplamalarından elde edilen ana asal gerilme konumları Tablo 4.5 de verilmiştir. Fayları oluşturan açılma ve sıkışma doğrultularının hepsi değerlendirildiğine, sağ yanal doğrultu atımlı fay ile sağ yanal bileşeni olan verev atımlı normal fayların yaklaşık K – G yönlü açılma kuvvetlerinin ve σ_3 konumlarının benzer olduğu görülmektedir. Diğer 5 adet fay ise yaklaşık KD – GB açılma ve KD – GB sıkışma kuvvetleri altında şekillenmişlerdir (Şekil 4.29). Bütün bu yapısal veriler değerlendirildiğinde, Sarıkemer alanı içerisinde üzerinde kinematik veri tespit edilen KD – GB uzanımlı fayların, tek bir tektonik evrede oluşamayacağı fayların oluşumu için en az 2 faz gerektiği görülmektedir. Bu evrelerin jeolojik yaşı için fayların arazideki ve harita üzerindeki kesen kesilen ilişkisine bakılmış ve bu ilişkilerin bir birleri ile girift olduğu belirlenmiştir.

4.1.5.3 KB – GD Uzanımlı Faylar. Alanda belirtilen doğrultuda kinematik veri içeren 7 fay saptanmıştır. Herbir fayın üzerindeki birer gözlem istasyonunda 123 ölçüden oluşan veri seti değerlendirilmiştir. Fayların uzunlukları birbirleri ile benzer ve yaklaşık 1.5 km'dir. 65 nolu istasyon dışındaki tüm faylar düşey ve düşeye yakın fay düzlemleri üzerinde yataya yakın fay çizikleri ve belirgin doğrultu atımlı asimetrik yapılarla karakteristiktir. 64 nolu gözlem istasyonunda sol yönlü,

diğerlerinde ise sağ yönlü asimetrik yapılar gözlenmiştir. 65 nolu gözlem istasyonundaki fay parçası ise bölgede veri elde edilebilen klasik bir dağ n fay geometrisine sahip önemli bir yapısal hattır (şekil 4.30a). Fay düzlemi üzerinde yerçekimi vektörüne paralel ondülasyonlar ve fay olukları net bir şekilde gözlenir (şekil 4.30b). Bu fayın düzlemleri, KB – GD gidişli faylardan farklı olarak daha düşük eğim açılarına sahiptir. Ölçülen fay düzlemleri güneybatıya doğru eğimli ve $59^\circ - 68^\circ$ eğim açıları ile karakteristiktir. Bu düzlemler üzerinde birbirlerinden kinematik anlamda okta farklılık göstermeyen fakat birbirleri üzerinde belirgin bir şekilde zerlenmiş durumda gözlenen iki veri seti saptanmıştır. Bunlardan fayın ilk hareketini simgeleyen evreye (R_1), bu ilk evreyi üzerleyen ikinci ve son evreye ise (R_2) şeklinde tanımlama yapılmıştır. Fayın ilk hareketine dair veriler fay düzlemleri üzerinde güneydoğudan ve $42^\circ - 47^\circ$ kayma açıları ile temsil edilirken, ikinci harekete ait veriler ise kuzeybatıdan ve $76^\circ - 80^\circ$ kayma çizikleri ile karakteristiktir. Yüzeyler zerindeki her iki harekete ait asimetrik yapılar ise yerçekim yönündeki normal karakterdedir. Bu veriler değerlendirildiğinde, fayın ilk önce sol yanal bileşenli verev atımlı, daha sonra eğim atımlı normal fay karakterinde çalıştığı görülmektedir. Buna bağlı fayın oluşumunu sağlayan ana asal gerilme konumları ve paleostresleri de değişiklik göstermektedir (Tablo 4.5 ve şekil 4.29). Bütün veriler bir arada değerlendirildiğinde Sarıkemer alanı içersindeki KB – GD doğrultulu fayların hepsinin aynı tektonik fazda oluşamayacağı görülmektedir. Sağ yanal doğrultu atımlı çalışan faylardan 55 nolu gözlem istasyonundaki yapısal hattın, özellikle 64 nolu gözlem istasyonu üzerindeki sol yanal doğrultu atımlı fay ve 65 nolu istasyondaki R_1 evresine ait hareketle benzer paleostres yönleri ve birbirlerine yakın σ_3 yönelimleri olduğu görülmektedir. Ayrıca 48, 67 ve 68 nolu alanlarda gözlenen sağ yanal doğrultu atımlı faylarla, 65 nolu istasyondaki R_2 evresine ait harekette birbirine yakın gerilmelere sahiptir. Bu anlamda R_1 ve R_2 evreleri arasındaki jeolojik yaş ilişkisi göz önünde bulundurulursa, yaklaşık K – G sıkışma ve D – B açılma ile temsil edilen evrenin genç, tam ters olanlarının ise daha yaşlı faza ait olduğu yorumlanabilir. Fakat burada göz önünde bulundurulması gereken tektonik yaklaşımın, her iki evreninde doğrultu atımlı ve eğim ve/veya verev atımlı normal faylarla temsil edildiğidir. Başka deyişle, Sarıkemer alanı içersindeki KB –

GD doğrultulu fayların tümünün transtansiyonel bir tektonik rejimin etkisi altında oluşması söz konusudur.

4.1.5.4 K – G Uzunumlu Faylar. Sarikemer alanı içerisinde yaklaşık K – G doğrultulu uzanıma sahip üzerinde kinematik veri elde edilen 7 fay saptanmıştır. Bu faylar üzerindeki istasyonlardan toplam 108 ölçülük veri seti değerlendirilmiştir. Bu fayların hepsi 80°'den daha yüksek düşey veya düşeye çok yakın fay düzlemleri ile karakteristiktir (Şekil 4.30c –f). Bölgede tanımlanmış diğer fayların aksine, K – G uzunumlu fayların hepsinin fay düzlemleri üzerinde nispeten güneyden fakat baskın olarak kuzeyden yatay ve yataya yakın kayma çizikleri tipiktir (Şekil 4.30d ve f). Fayların bu çizgisel yapılarını destekleyen ve sağ yanal hareketi belgeleyen kerklikler, fay boşluk alanları ve tansiyon çatlakları gibi asimetric ögeler de birbirine benzer. Bu yapısal unsurlar ve kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayların tümünün sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu görülmektedir. Fayların herbiri üzerindeki istasyonlardan alınan ölçü değerleri ayrı ayrı hesaplanarak ana asal gerilme konumları ve fay düzlemi çözüm diyagramları oluşturulmuştur (Tablo 4.5 ve Şekil 4.29). Oluşturulan diagraflarda ve hesaplamalarda önemli bir sonuç göze çarpar. Fayları oluşturan ana asal gerilme konumlarının yönelimleri, dalım açıları ve fayların oluşumundan sorumlu gerilme vektörleri birbirlerine aşırı derecede benzerlik göstermektedir. Asal gerilemlerden σ_1 ve σ_3 yataya, σ_2 'nin ise düşeye yakın konumları bu benzerliği destekleyen yöndedir. Fayların tümünü oluşturan tektonik etki aynı evreye ait olup, KD – GB sıkışma ve KB – GD açılma kuvvetleri ile ilişkilidir (Şekil 4.29).



Şekil 4.30 Sarıkemer (SK) alanında gözlenen faylara ait arazi fotoğrafları. (a) 65 nolu gözlem lokasyonundaki fayın panoramik fotoğrafı (mavi oklar fayın topoğrafya üzerindeki izini gösterir), (b) Fay düzlemi üzerindeki kısılmaya bağlı gelişen ondülasyonlar (kırmızı çizgi oluğun geometrisini gösterir), (c – f) K – G uzanımlı fayların düşeye yakın fay düzlemleri ve üzerlerindeki kuzeyden yataya yakın fay çizikleri. Kişi 185 cm.

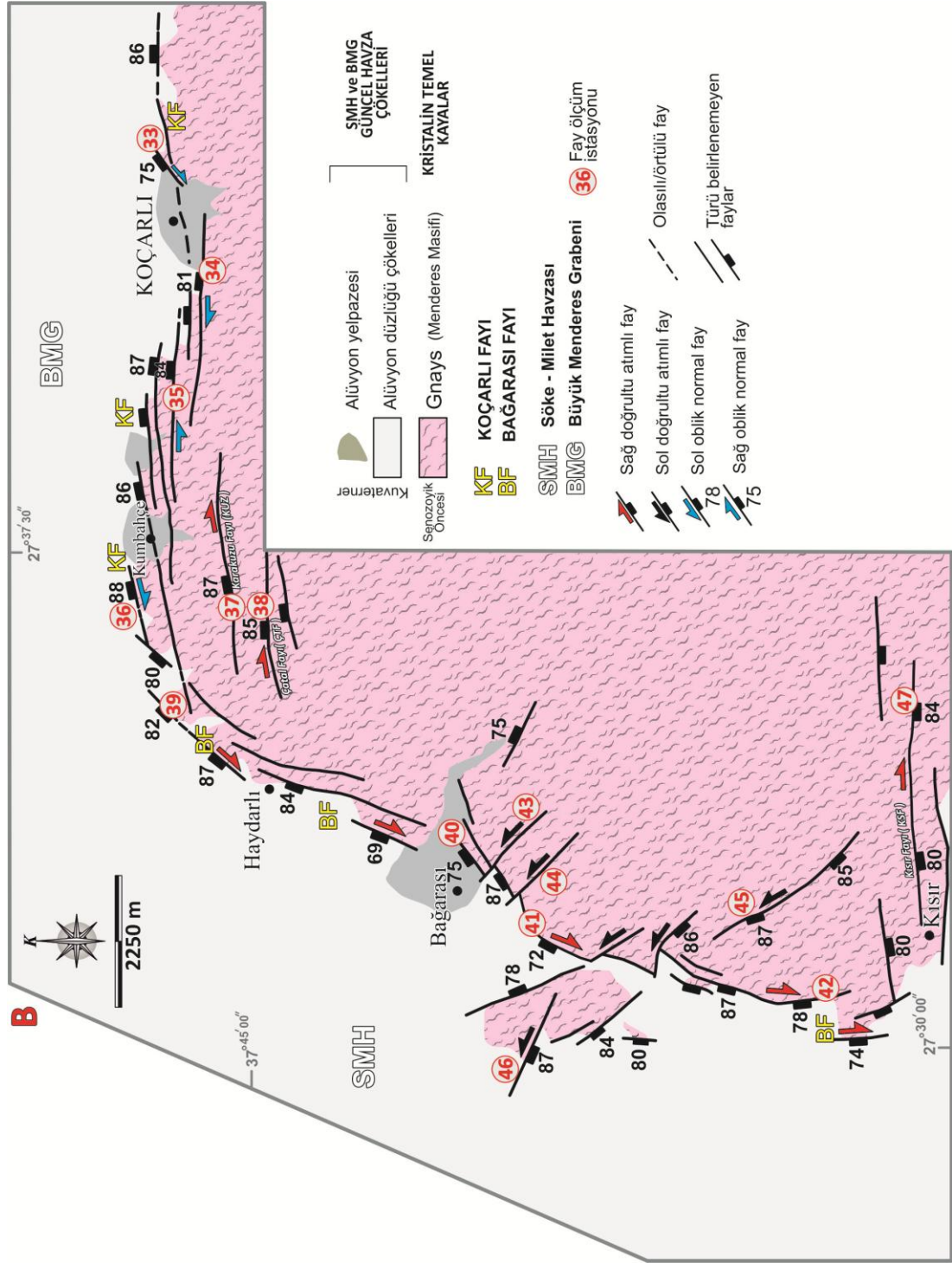
Bütün veriler birleştirildiğinde, Sarıkemer alanı içerisinde türleri belirlenen fayların oluşumlarını kontrol eden tektoniğin en az iki fazda gerçekleştiği ve bu fazların ilk evreyle ilişkili olanının normal ve doğrultu atımlı fayların beraber çalıştığı transtansiyonel bir tektonik rejimin kontrolünde oluştuğu anlaşılmaktadır. Bu evrelerden ilkinin ortalama vektör konumları değerlendirilerek yaklaşık KKB – GGD açılma, DKD – BGB sıkışma, ikincisinin ise KD – GB sıkışma ve KB – GD açılma ile temsil edildiği görülmektedir. Fakat özellikle ikinci evreyle ilişkili olan ve K – G sıkışma ve D – B açılmayla oluşan özellikle doğrultu atımlı fayların transpresyonla ilişkili bir fazla ilişkili olduğu yorumu yapılabilir. Bölgedeki fayların kesen kesilen ilişkisi fayların birbirlerini kestikleri dönemden sonra tekrardan aktif hale geçtiklerini gösteren bir deformasyon deseni oluşturmaktadır. Alandaki deformasyondaki bu reaktivasyonların zamansal faz farklarını ortaya koymayı zorlaştıran iki etmen bulunur. Bunlardan ilki faylar farklı litolojilerdeki kaya türleri üzerinde geliştiğinden ve alan içerisindeki kayaların Neojen öncesi jeolojik birimlere ait olmasından kaynaklanan yaşlandırma problemleri, ikincisi ise metamorfik kayalar üzerindeki lineasyonların, fay çizikleriyle aşırı derecede benzerlik göstermesi ve deformasyonu etkileyen çizgiler yapıları gizlemesidir. Bu sebeplerden dolayı deformasyon evreleri açıkça ortaya konulamamış, fakat alan içerisindeki yapısal hatların en az iki evrede oluşması gerektiği anlaşılmıştır.

4.1.6 Bağarası (B) Alanı

Bağarası alanı, SMH'nin kuzeydoğusunda, Söke Milet Havzası ile Büyük Menderes Grabeni'nin en batısındaki birleşim alanının güney bölümü ve Sübice Dağı'nın kuzey ve batı etekleridir (Şekil 4.1). Bağarası, Koçarlı, Haydarlı, Kısır ve Kumbahçe gibi yerleşimlerinin bulunduğu yaklaşık 162 km² alanı kapsar (Şekil 4.31). Alan sınırları içerisinde kalan ve uzunlukları 4 km ile 500 metre arasında değişen 30'un üzerinde fay veya fay parçası haritalanmıştır. 9 fay üzerindeki 15 istasyondan 232 ölçü değerlendirilmiştir (Tablo 4.6). Bu fayların 5 tanesi isimlendirilmiş kalan 4 tanesi ise KB – GD doğrultulu faylar başlığı altında açıklanmıştır. Fayların tümü Menderes Masifi'ne ait gnays kayaları içinde veya sınırlarındadır. BMG ve SMH'yi şekillendiren ana yapısal hatlardan ikisi Bağarası

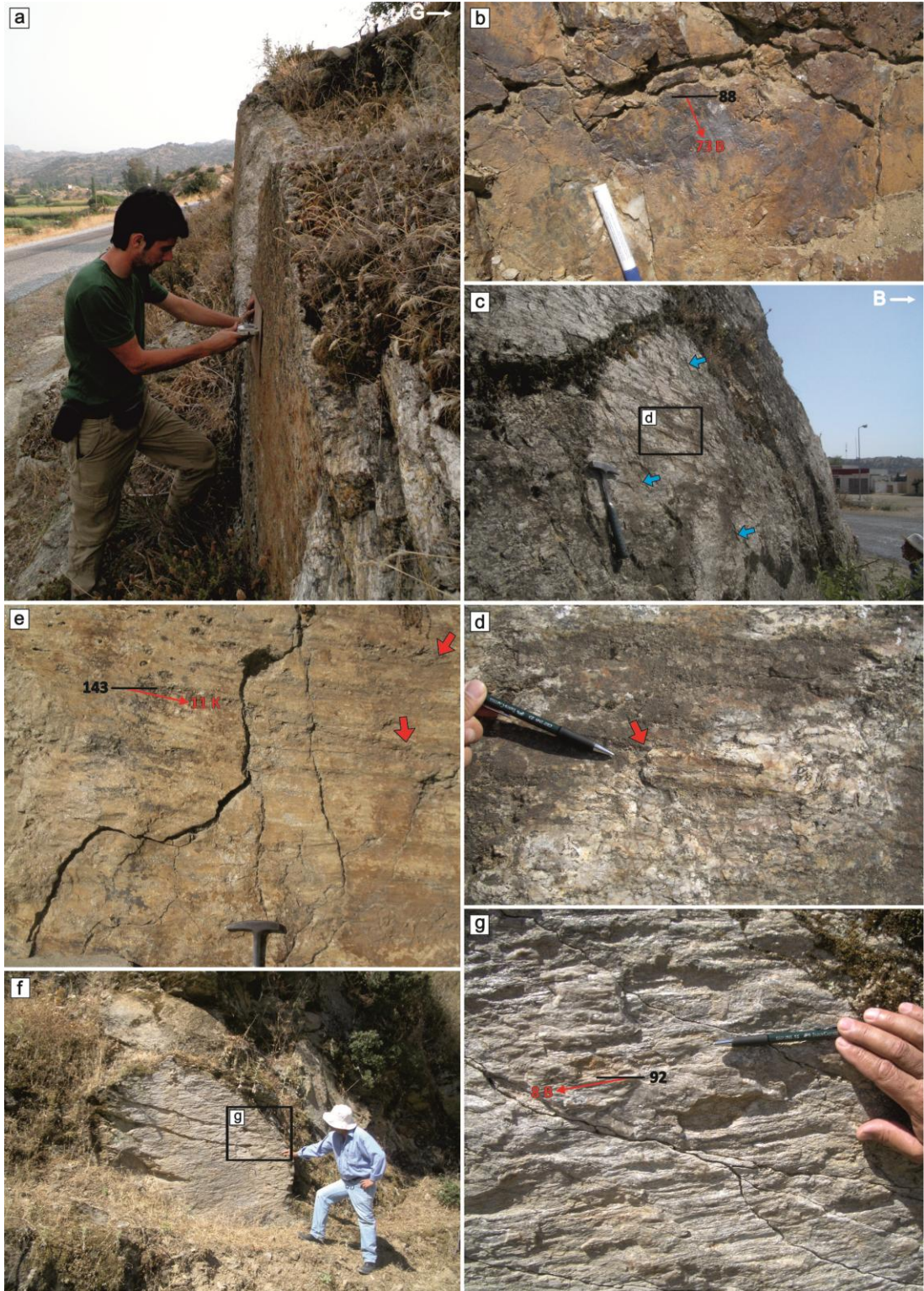
alanı içersinde gözlenir. Bu ana kenar fayları, BMG'nin en batı ucunun güney kenarını oluşturan Koçarlı Fayı ile SMH'nin güneybatı kenarının orta ve kuzey bölümünü sınırlayan Bağarası Fayı'dır.

4.1.6.1 Koçarlı Fayı. Bağarası alanının kuzeyinde yüzlek veren fay, BMG'nin en batı ucunun güney kenar fayını oluşturur (Şekil 4.32). Fay zonun toplam uzunluğu 25 km üzerinde olmasına karşın Bağarası alanı içersinde kalan yüzleklerinin toplam uzunluğu yaklaşık 10 km dir. Fay Zonu birbirleri ile paralel D – B doğrultulu ve uzunlukları 1 ile 5 km arasında değişen 7 faydan oluşur (Şekil 4.31). Fay zonu'nun doğu parçası Koçarlı'nın doğusunda tek bir faydan oluşurken, batıya doğru basamaklı bir geometriye dönüşüp Kumlubahçe'nin yaklaşık 2 km batısına kadar uzanır. Fay zonunun Bağarası alanı içersinde kalan bölümünün genişliği en batıda 50 m, orta ve doğu bölümünde 400 – 900 metreye ulaşır. Fay zonu içindeki fayların güneydeki parçaları, taban ve tavan bloğunda Menderes Masifi'ne ait gnays kayaları içinde, kuzeydeki parçaları taban bloğundaki kristalin kayalardan, tavan bloğunda ise BMG'nin alüvyon yelpazeleri, flüviyal ve alüvyonel çökellerden oluşan tortullarından oluşturmaktadır. Bağarası alanında 4 gözlem istasyonundan alınan 50 ölçü değerlendirilmiştir. Fay zonu içersinde haritalanan fayların tümü 80° – 88° kuzeye eğimli fay düzlemlerine sahiptir. Bu yüksek açılı fay düzlemleri üzerinde orta ve yüksek açılı kayma açılına sahip fay çizikleri karakteristikdir (Şekil 4.33a ve b). Özellikle fay zonunun en batı ve en doğu ucundaki istasyonlarda verev atım karakterinde, orta bölümde ise eğim atım türünde çizgisel yapılar yaygındır. Fay düzlemlerindeki kertikler, fay boşluk alanları ve tansiyon çatlakları gibi asimetrik öğeler ise bütün parçalarda yerçekim vektörü yönünde normal atım türü özellik gösterirler. Fay düzlemlerinin üzerinden toplanan bütün kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayların tümünün sağ, sol yanal verev atımlı ve eğim atımlı normal fay karakterinde olduğu görülmektedir. Fayların herbiri üzerindeki lokasyonlardan alınan ölçü değerleri ayrı ayrı hesaplanarak, ana asal gerilme konumları ve fay düzlemi çözüm diyagramları oluşturulmuştur (Tablo 4.6 ve Şekil 4.34).



Tablo 4.6 Bağarası (B) alanı faylarından hesaplanan ana asal gerilme konumları, fazları, türleri ve standartları (* ölçü kalitesi (a - e) Sperner ve diğ., 2003).

Fay Adı	Lokasyon	Ölçü sayısı	*	σ_1 ★			σ_2 ✨			σ_3 ▲			Faz	Tür
				T	P	E	T	P	E	T	P	E		
Koçarlı Fayı	33	12	c	87.2	43.7	0.4796	236.8	42.0	0.0032	341.5	15.7	0.4764		Normal
	34	12	c	167.9	58.9	0.4904	280.3	12.9	0.0023	17.3	27.8	0.4881		
	35	17	b	205.4	50.7	0.4871	80.9	24.8	0.0025	336.5	28.3	0.4846		
	36	9	d	145.1	52.8	0.4715	262.3	19.1	0.0065	4.1	30.5	0.4781		
Bağarası Fayı	39	18	b	82.0	17.4	0.4823	252.4	72.3	0.0013	351.1	2.8	0.4810		Sağ yanal
	40	17	b	80.9	26.1	0.4781	254.8	63.7	0.0017	349.7	2.4	0.4764		
	41	18	b	58.1	16.7	0.4917	258.8	72.2	0.0038	149.9	5.9	0.4955		
	42	18	b	42.7	18.9	0.4849	214.4	70.9	0.0003	311.9	2.6	0.4852		
KB – GD doğrultulu Faylar	43	16	b	82.7	9.4	0.4943	282.3	80.0	0.0008	173.3	3.3	0.4951		Sol yanal
	44	18	b	85.0	7.5	0.4909	261.6	82.5	0.0016	354.9	0.4	0.4925		
	45	12	c	268.4	5.5	0.4912	158.9	73.8	0.0024	359.9	15.2	0.4888		
	46	13	c	255.4	6.6	0.4852	141.8	73.8	0.0015	347.2	14.7	0.4867		
Karakuzu Fayı	37	13	c	127.1	11.4	0.4890	296.9	78.4	0.0005	36.7	2.0	0.4895		Sağ yanal
Çatal Fayı	38	21	b	129.1	9.9	0.4870	305.7	80.0	0.0003	39.0	0.06	0.4872		
Kısır Fayı	47	18	b	310.2	15.7	0.4846	109.1	73.3	0.0007	218.6	5.7	0.4854		

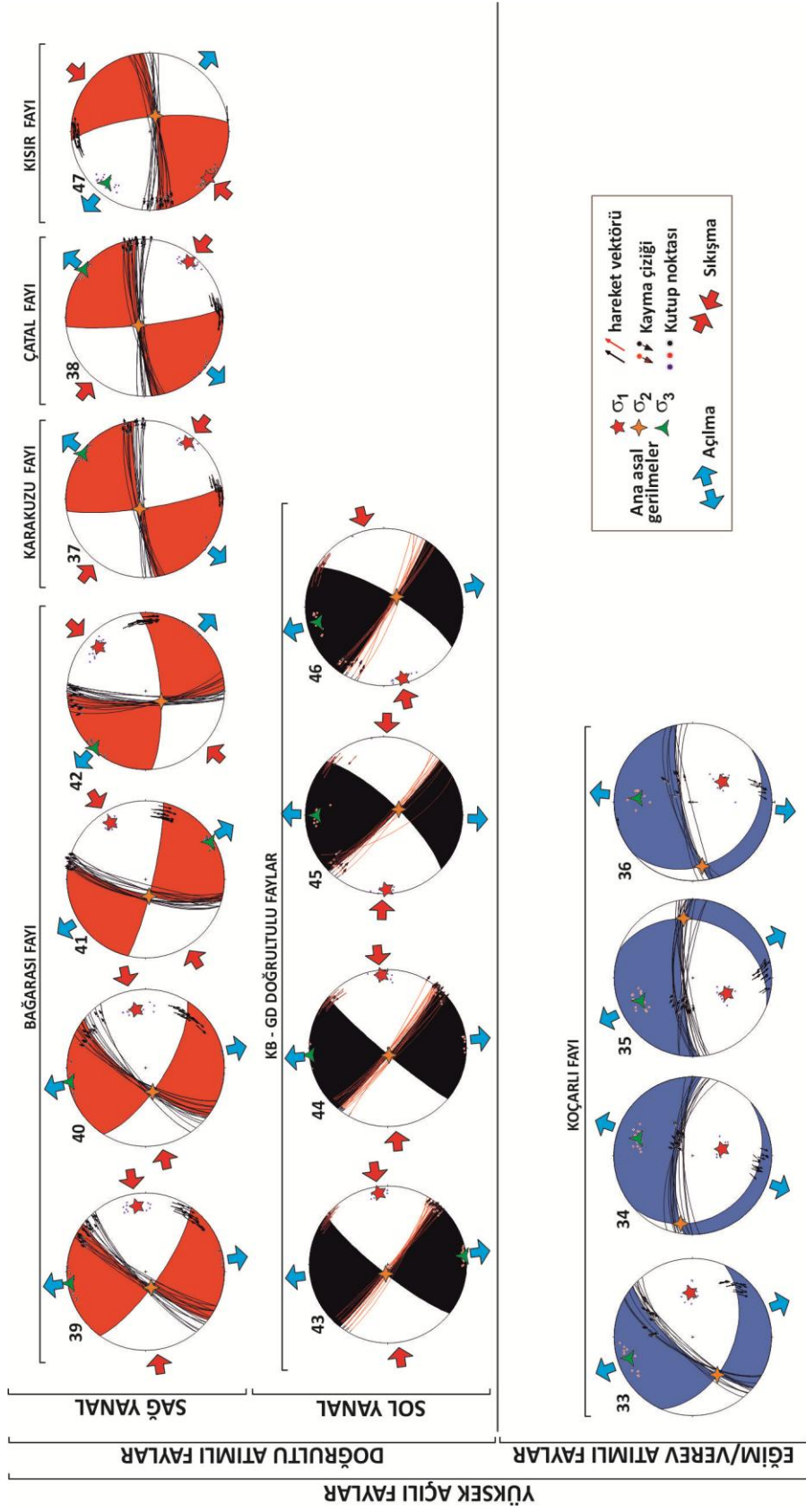


Şekil 4.33 Bağarası alanı içerisinde gözlenen faylara ait arazi fotoğrafları. (a ve b) Koçarlı Fay'ına ait düşeye yakın fay düzlemi ve üzerinde gözlenen yüksek kayma açılı fay çizikleri, (c ve d) Bağarası Fay'ına ait yüksek açılı fay düzlemi üzerinde yataya yakın fay çizikleri, tansiyon çatlakları ve fay kertiği, (e) KB – GD doğrultulu fay düzlemi üzerindeki fay çizikleri ve kertiği, (g ve f) Kısır Fayı'na

ait yüksek açılı fay düzlemi ve yataya yakın fay çizikleri. Mavi oklar tansiyon çatlaklarını, kırmızı oklar fay kertiklerini gösterir. Kişilerin ortalama boyu 180 cm, çekiç 30 cm, kalemler ortalama 15 cm.

Özellikle fay düzlemi çözüm diyagramlarına bakıldığında, bütün fayların sadece açılma ile ilişkili kuvvetler altında oluştuğu ve σ_3 ana asal gerilmelerinin kuzey yarım küre içinde yer aldığı görülmektedir. İlk bakışta fayların oluşumundan sorumlu açılma kuvvetlerinin KKB ve KKD yönlerde dağılım gösterdiği görülsede, uzanımlarının birleştirilerek yaklaşık K – G vektörlerle açıklanabilmesi söz konusudur (Şekil 4.34). Farklı istasyonlarda farklı gerilme vektörlerinin oluşu ise fay zonu içerisindeki parçaların özellikle yatay eksen rotasyonları ile açıklanabilir. Sonuç olarak, BMG'yi güneyden sınır oluşturan Koçarlı Fayı eğim ve verev atımlı normal faylardan oluşur.

4.1.6.2 Bağarası Fayı. Bağarası alanının batısında yer alan fay, SMH'nin doğu–güneydoğusunda havza kenarı parçalı fayı karakterindedir (Şekil 4.32). Fay zonunu oluşturan fayların genel uzanımları kuzey–kuzeydoğu olsada, içlerinde K – G doğrultulu fay parçaları da bulunur. Fay zonu, uzunlukları 1 ile 12 km arasında birbirleri ile paralel/yarıparalel 6 fay ve fay parçasından oluşur (Şekil 4.31). Fay zonunun batı bölümünde yer alan yapısal hatlar, doğu bölümündekilere göre kısa ve devamlılığı gözlenemeyen fay parçalarından yapıldır. Fay zonunun basamaklı bir yapıdan daha çok enişelon bir geometriye sahip olduğu belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Fay zonu genişliği fayın bütün uzanımında hemen hemen aynı genişlikte ve 250 m civarındadır. Özellikle fayın orta bölümü KB uzanımlı faylar tarafından parçalanmıştır. Fay zonu içindeki fayların en doğudaki parçaları, taban ve tavan bloğunda Menderes Masifi gnays kayaları içinde, batıdaki parçaları ise taban bloğunda kristalin kayalardan, tavan bloğunda ise SMH'nin havza dolgusunu oluşturan, flüviyal ve alüviyal çökellerden oluşmaktadır.



Şekil 4.34 Bağarası (B) alanındaki fayların fay düzlem çözümleri, paleostres yönleri ve faylara ait ana asal gerilme vektör konumları (ölçüm istasyonları için Şekil 4.31'e bakınız).

Bağarası Fay'ındaki 4 gözlem istasyonundan alınan 71 ölçü değerlendirilmiştir (Tablo 4.6 ve Şekil 4.31). Fayların tümü yaklaşık 69° – 87° batıya eğimli fay düzlemlerine sahiptir. Bu yüksek açılı fay düzlemleri üzerinde belirlenen tüm kinematik belirteçler birbirlerine çok benzer geometri ve yapısal özellik gösterir. Düşey veya düşeye yakın fay düzlemleri üzerinde 1° – 14° arasında hepsi kuzey yönünden kayma açıları ile karakteristiktir. Bu yatay ve yataya yakın çizgisel yapılara, kertikler, fay boşluk alanları ve tansiyon çatlakları gibi asimetric ögeler eşlik eder (Şekil 4.33c ve d). Bu yön veren asimetric yapıların hepsi sağ yanal atım vektörü yönünde özellik gösterirler. Fayı oluşturan parçalara ait düzlemlerinin üzerinden toplanan bütün kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayların tümünün sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu görülmekte ve fayın oluşturduğu zonun sağ yanal makaslama zonu olarak çalıştığı ortaya çıkmaktadır. Fayların herbiri üzerindeki lokasyonlardan alınan ölçü değerleri ayrı ayrı hesaplanarak, ana asal gerilme konumları ve fay düzlemi çözüm diyagramları oluşturulmuştur (Tablo 4.6 ve Şekil 4.34). Oluşturulan bu diyagramlarda özellikle σ_3 asal gerilmelerinin yatay ve yataya yakın, σ_2 'nin ise düşey ve düşeye yakın konumu fayların makaslama kuvvetleri altında oluştuğunu göstermektedir. Bu makaslamalar yaklaşık, KKB ve GGD açılma, DKD ve BGB sıkışmadır (Şekil 4.34). Hesaplanan makaslama değerlerinin birbirleri içinde çok az sapmalarla değişmesi, gözlem istasyonlarının fay zonu içerisindeki konumu ile ilişkili olmalıdır. Bu yön sapmalarının asıl nedeni ise, ana fay zonundaki parçaların özellikle KB uzanımlı faylarla ötelenip parçalanmasıdır. Bu parçalanma sırasındaki deformasyon, düşey eksen üzerindeki rotasyonla karşılanmış bu rotasyon paleostreslerdeki küçük sapmalara neden olmuştur.

Sonuç olarak, Bağarası Fayı içinde yer alan fay parçalarının sağ yanal doğrultu atımlı karakterde oluştuğu görülmektedir. Bu veriler SMH kuzeybatı kenarının eğim atımlı normal fayla, güneydoğu kenarının ise doğrultu atımlı fay ile sınırlandığını gösterir. Ayrıca kuzeybatı kenarda normal fay önünde Geç Pliyosen–Holosen yaşda kalın bir tortul istif gelişmesine karşın, güneydoğu kenarda salt SMH'nin en genç tortulları olan Holosen yaşdaki akarsu çökelleri gözlenir. Tüm stratigrafik sedimentolojik ve yapısal veriler SMH'nin grabenden çok Geç Pliyosen–günümüz

arasında Pleyistosen denizel transgresyon(lar)dan etkilenerek evrimleşmiş halen aktif bir transtansiyonel havza olduğunu gösterir.

4.1.6.3 KB – GD doğrultulu Faylar. Alan içerisinde belirtilen doğrultuda üzerinde kinematik veri saptanabilen 4 fay bulunmaktadır. Bu 4 fay üzerinde her bir fayda tek bir gözlem istasyonu olmak üzere 4 istasyondan 59 ölçüden oluşan veri seti değerlendirilmiştir. Fayların uzunlukları yaklaşık 1.5 – 2.5 km dir. Bağarası'nın 200 metre güneyindeki 43 ve 44 nolu istasyonlardaki fay düzlemleri düşey, 45 ve 46 nolu istasyonlarda ise $85^{\circ} - 87^{\circ}$ güneybatıya eğimli fay düzlemleri bulunur. 43 ve 44 nolu istasyonda güneyden, 45 ve 46 nolu istasyonda ise kuzeyden $2^{\circ} - 15^{\circ}$ yatay veya yataya çok yakın fay çizikleri karakteristikdir (Şekil 4.33e). Ayrıca bütün gözlem istasyonlarında düşük dereceli kaymalar, sol yönlü fay boşluk alanları ve fay kertikleri gibi asimetrik yapılar gözlenir. İstasyonlardan alınan ölçüler ayrı ayrı değerlendirildiğinde, kinematik veri içeren KB – GD doğrultulu fayların sol yanal doğrultu atımlı fay olduğu anlaşılır. Alınan ölçüler hesaplanarak ana asal gerilme konumları belirlenmiş ve fay düzlemi çözüm diyagramları oluşturulmuştur (Tablo 4.6 ve Şekil 4.34). Oluşturulan bu diyagramlarda, özellikle σ_3 ve σ_1 asal gerilmelerinin yatay ve yataya yakın, σ_2 'nin ise düşey ve düşeye yakın konumu fayların makaslama kuvvetleri altında oluştuğunu göstermektedir. Bu makaslama kuvvetleri yaklaşık, K – G açılma, D – B sıkışma kuvvetleri altında gelişmiştir (Şekil 4.34). Bağarası alanı içerisinde gözlenen faylara ait ters çözümlere karşılaştırmalı olarak bakılırsa, KB – GD doğrultulu fayların oluşumundan sorumlu paleostresler ile Bağarası Fay Zonu'nun oluşumunu sağlayan kuvvetlerin aşırı derecede paralellik gösterdiği görülmektedir. Asal gerilme konumları bu gözleme eklendiğinde bu faylar, Bağarası Fay'ının sağ yanal makaslama ile birlikte gelişen sol yanal antitetik çifti olan faylardır.

4.1.6.4 Karakuzu ve Çatal Fayları. Bağarası alanının kuzeyinde yer alan faylar, doğrultuları, uzunlukları ve kinematik özellikleri açısından birbirlerine çok benzer. Faylar, yaklaşık D – B doğrultulu, 2.5 km uzunlukta, $85^{\circ} - 87^{\circ}$ kuzeye eğimli fay düzlemlerine sahiptir (Şekil 4.31). Her bir fay üzerindeki tek bir gözlem istasyonunda ayrı ayrı 13 ve 21 adet toplamda 34 ölçüden oluşan veri seti

değerlendirilmiştir. Fayların tavan ve taban bloklarında Menderes Masifi'ne ait gnayslar yer alır. Düşeye yakın fay düzlemlerinde batıdan $2^{\circ} - 7^{\circ}$ arasında değişen yataya çok yakın fay çizikleri ve sağa kayma vektörü gösteren asimetric yapılar gözlenmiştir. Gözlem istasyonları ve çevresinden alınan kinematik belirteçler değerlendirildiğinde, fayların yüksek açılı, sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu görülür. Alınan ölçülerin hesaplanmasında Karakuzu Fay'ının oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru sırasıyla 127.1/11.4, 296.9/78.4 ve 36.7/2.0, Çatal Fayı için 129.1/9.9, 305.7/80.0 ve 39.0/0.06'dır (Tablo 4.6). Her iki fayında oluşumunu sağlayan paleostres yönleri birbirlerine paralel ve KD – GB açılma, KB – GD sıkışma doğrultuları ile ilişkilidir (Şekil 4.34).

4.1.6.5 Kısır Fayı. Bağarası alanının güney kenarındaki fay, Kısır'ın 50 metre KD'sundan başlayarak batıya doğru yaklaşık 3.5 km doğuya doğru uzanır. Fayın taban ve tavan bloğunda Menderes Masifi gnays kayaları bulunur. Fay $80^{\circ} - 84^{\circ}$ güneye eğimli fay düzlemlerine sahiptir (Şekil 4.31). Fay üzerindeki 47 nolu istasyonda kinematik veri içeren toplam 18 ölçü değerlendirilmiştir. Bu istasyonda fay düzlemleri üzerinde batıdan ortalama 8° kayma açıları ile karakteristiktir (Şekil 4.33f ve g). Özellikle fay çiziklerine sahip düzlemler sağa kayma vektörü gösteren asimetric yapılarla temsil edilir. Fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumları, en büyükten en küçüğe ($\sigma_1 - \sigma_3$) doğru Tablo 4.6'da verilmiştir. Hesaplamalarda σ_1 ve σ_3 'ün yatay σ_2 'nin ise düşeye yakın konumu doğrultu atımlı fay hareketinin bir sonucudur. Fay üzerindeki kinematik belirteçler ve ana asal gerilme konumları fayın sağ yönlü bir doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Bütün ölçülerin değerlendirildiği fay düzlemi ters çözümünde Kısır Fayı'nın, KB – GD açılma ve KD – GB sıkışma doğrultuları altında şekillendiği görülür (Şekil 4.34).

4.2 Katman ve Kıvrımlar

Çalışma alanındaki, özellikle Miyosen – Kuvaterner deformasyonun türü ve şeklini belirlemek için fayların yanısıra katman ve foliasyon düzlemlerinin konumları da incelenmiştir. SMH yapısal gelişimini daha iyi anlayabilmek için fay verileri ile katman konumları deneştirilmiştir. Bu çerçevede, çalışma alanı içinde birbirlerinden uyumsuzluklar ile aralanan kristalin temel kayalar, Söke Formasyonu, Davutlar Konglomerası ve Fevzipaşa Formasyonu'ndan derlenen katman ve foliasyon ölçümleri değerlendirilmiştir.

4.2.1 Kristalin Temel Kayalar

Kristalin temel kayaların geçirdiği deformasyonları anlamak amacıyla bu kayalardan foliasyon ve katman ölçümleri alınmıştır. Özellikle, Kikladik Masif'e ait kaya topluluklarından alınan ölçüler SMH'nin kuzeyindeki Söke, Priene, Doğanbey ve Morali alanlarında yoğunlaşır. Bu alanlardan alınan 200 ölçü sadeleştirilerek 64 veri değerlendirilmiştir. Ölçümler hemen her yönde doğrultu ve 5° – 85° arasında eğimler içerir. Katman doğrultu eğim ve foliasyon ölçümleri alt yarı küredeki projeksiyona düşürülmüş ve dağılımları irdelenmiştir (Şekil 4.35a). Projeksiyona göre, herhangi bir yöne baskın bir doğrultu, eğimlenme yönü ve eğimlenme açısı görünmemektedir. Katmanların deformasyonundan sorumlu asal eksen konumları normal bir dağılım göstermemekte ve sınır sapma değerleri $\pm (10.2 - 36.7)$ arasında değişmektedir (Tablo 4.7). Ayrıca ölçülerin hesaplanmasından sonra belirlenen ortalama kutup noktası ve çemberinin merkeze yakın konumu, düşük açılı eğimlenme değerleri ile örtüşmemektedir (Şekil 4.35a). Bu konumun merkeze yakınlığı, deformasyon tipinin kaotik olması şeklinde yorumlanabilir. Bu dağılımın karmaşık bir yapıda olması, ölçülerin alındığı kaya birimlerinin birden fazla deformasyon fazından etkilendiğini yansıtır.

4.2.2 Söke Formasyonu

Söke alanında yayılım gösteren Alt – Orta Miyosen yaşlı Söke Formasyonu'ndan 50 katman ölçümü değerlendirilmiştir (Şekil 4.35b). Genel anlamda projeksiyona bakıldığında, katman konumlarının ilk yaklaşımda çok anlamlı bir dağılım göstermediği görülmektedir. Özellikle güneydoğuya ve doğu–güneydoğuya doğru yüksek eğimlenme gösteren katmanlar SMH'yi kuzeyden sınırlayan PSF'nin ana yer değiştirme zonunun çok yakınındaki taban bloğunda kalmakta ve büyük ölçüde PSF'nin son evresini temsil eden normal hareketin sonucu olarak yatay eksen etrafında rotasyona uğratılmış olmalıdır. Bu ölçüler ayıklanıp projeksiyona bakıldığında, formasyonun baskın doğrultularının yaklaşık D – B ve KD – GB olduğu görülmektedir. Her iki baskın uzanıma, kuzeyli yönlerdeki eğimlenmeler eşlik eder (Şekil 4.35b). Söke Formasyonu içinde gözlenen katmanlanmaların belirgin şekilde kuzeyli yönlerde eğimlenme göstermesi, formasyon yüzleklerinin daha kuzeyindeki bir normal fayla deforme edildiğini gösterebilir. 45° üzerindeki eğimlenme dereceleri yatay eksen etrafındaki rotasyonla, yatay eksen etrafındaki bu rotasyon ise normal fay mekanizması ile açıklanabilir. Özellikle D – B uzanımlı katman konumları, deformasyona uğrayan fayın doğrultusu ile paralel olmalıdır. Bu paralellik, Oyukdağı Sıyrılma Fayı normal faylanma mekanizmasına uygundur. Batı Anadolu'da bilinen sıyrılma faylarının özellikleri ve bu faylardan etkilenen kaya birimlerinin defromasyon deseni değerlendirildiğinde, birimlerin faylara doğru eğimlenmeleri karakteristiktir. Özellikle Söke Formasyonu'nun yaklaşık D – B uzanımlı ve kuzeye eğimlenmiş katmanları benzer deformasyon şekline sahiptir. Jeolojik özellikleri gözetilerek baskın olarak bataklık ve karbonat ortamda birikmiş Söke Formasyonu'nun Oyukdağı Sıyrılma Fayı'nın önündeki daha duraylı tektonik ortam koşullarında biriktiğini gösterir. KD – GB uzanımlı katmanların çoğunun Ağaçalı – Söke arasında bulunması ve Ağaçalı Fayı'nın ana yer değiştirme zonuna yakınlığı gözetilirse, doğrultulardaki bu sapmaların, fayın doğrultu atımlı fazındaki düşey eksen rotasyonu ile açıklanabilir. Söke Formasyonu katman konumlarının dağılımı, ortamsal özelliklere ek olarak, birimin Oyukdağı Sıyrılma Fayı tarafından kontrol edilen bir havzada geliştiğini destekler.

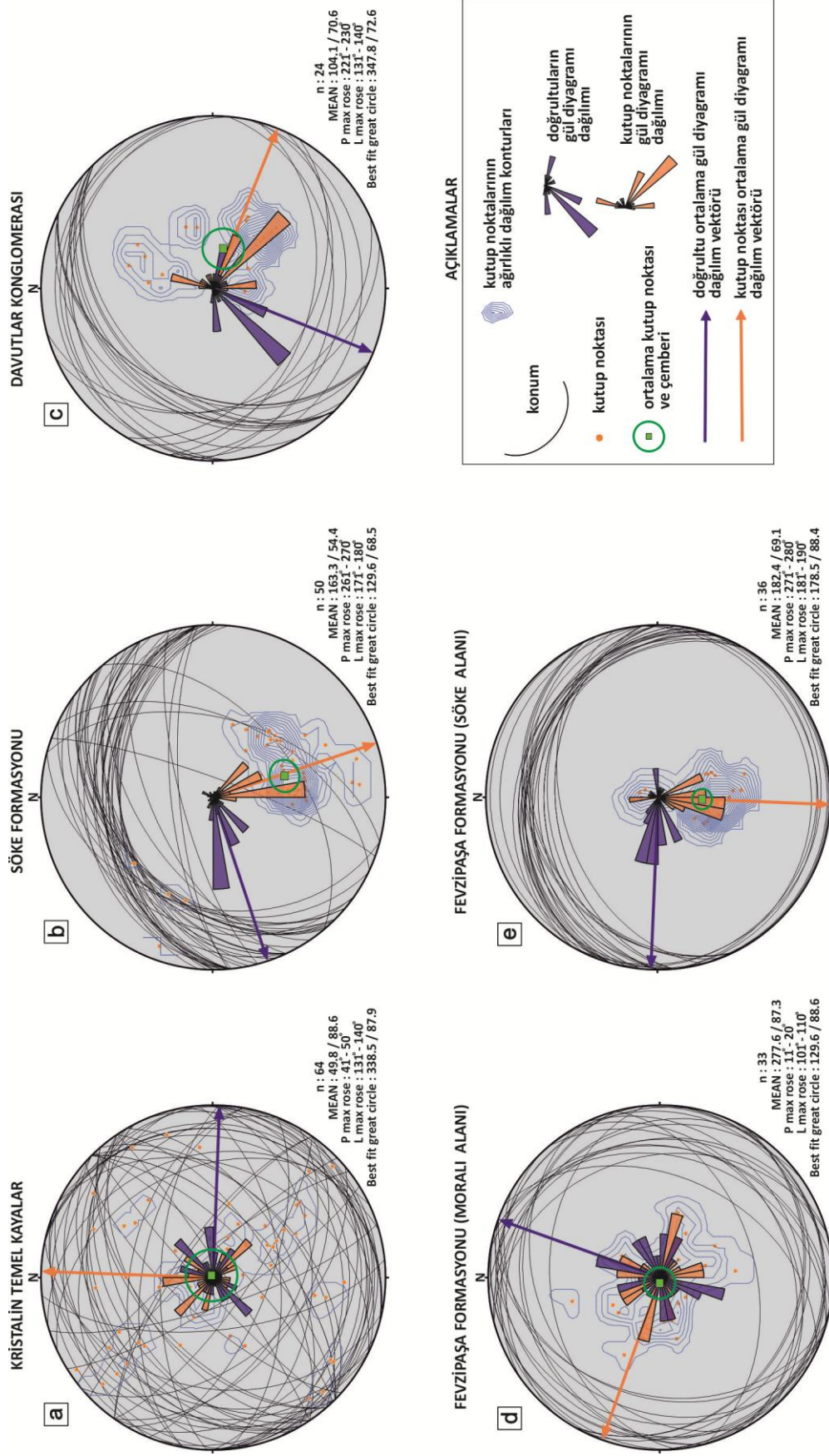
4.2.3 Davutlar Konglomerası

Söke Formasyonu'nu uyumsuz olarak örten Orta Miyosen yaşlı Davutlar Konglomerası'nın Söke alanındaki yüzleklerinden 24 katman ölçümü projeksiyonda değerlendirilmiştir (Şekil 4.35c). Ölçülerin projeksiyondaki doğrultuları ağırlıklı olarak KD – GB ve D – B uzanımlıdır. Bu iki baskın doğrultudan D – B olanlar, Davutlar'ın güney ve güneydoğusundaki Kuşadası as alanından, diğerleri ise formasyonun Söke alanındaki diğer yüzleklerinden alınmıştır. Özellikle Davutlar as alanındaki (S1) katman konumları, D – B uzanımlı, kuzeye ve güneye eğim yönleri ile karakteristiktir. Bu eğim yönü değişikliği, formasyon içinde batıya 3° – 12° dalımlı asimetrik lokal bir antiklinal kıvrımı gösterir (Şekil 4.3). Kıvrım kanatları arasındaki açı ortalama 123° olup, kuzey kanadındaki eğim değerleri 9° – 19° arasında, güney kanadın ise 15° – 42° arasında değişmektedir. Özellikle kıvrımın güney kanadındaki yüksek eğimli değerler Karagedik Fayı'na doğru artar. Formasyonun bu kıvrım geometrisi, Karagedik Fayı'nın aktivitesine bağlı gelişmiş bir yuvarlanma antiklinaline (rollover anticline) işaret eder. Formasyonun özellikle Kuşadası as (S2) alanı dışındaki Ağaçalı – Söke ve Söke – Yamaçköy arasındaki yüzleklerinde, baskın katman konumları KD – GB doğrultulu ve KB'ye 27° – 39° arasında eğimlenme derecelerine sahiptir. Formasyonu kontrol eden fayın doğrultusunun D – B uzanımlı normal fay karakterindeki Karagedik Fayı olduğu düşünülürse, bu konumlardaki sapmaların fayın deformasyonu ile ilişkili olamayacağı görülür. Doğrultulardaki bu sapmanın nedeni, Ağaçalı Fayı'nın doğrultu atımlı fazındaki düşey eksen üzerindeki rotasyonu ile açıklanabilir. Özellikle Söke–Yamaçköy arasındaki rotasyonlar daha genç yapısal hatlar etkisinde gelişmiş olmalıdır.

4.2.4 Fevzipaşa Formasyonu

Geç Pliyosen – Pleyistosen yaşlı Fevzipaşa Formasyonu'na ait ölçülerin daha verimli değerlendirilmesi için, Moralı ve Söke alanlarında saptanan konumlar farklı projeksiyonlara aktararak yorumlanmıştır (Şekil 4.35d ve e). Formasyonun Moralı alanındaki yüzleklerinden 33 veri değerlendirilmiştir. Projeksiyona bakıldığında,

herhangi bir yöne baskın bir doğrultu, eğimlenme yönü ve eğimlenme açısı görünmemektedir. Fakat formasyonun eğimlenme dereceleri 44° altında ve ortalama $10^{\circ} - 15^{\circ}$ arasındadır. Katmanların deformasyonundan sorumlu asal eksen konumları normal bir dağılım göstermemekte ve sınır sapma değerleri $\pm (5.6 - 36.3)$ arasında değişmektedir (Tablo 4.7). Ölçülerin hesaplanmasından sonra belirlenen ortalama kutup noktası ve çemberinin merkeze yakın konumu düşük açılı eğimlenme değerleri ile de örtüşmemektedir (Şekil 4.35d). Fakat kutup noktalarının ve doğrultuların gül diyagramı dağılımları oldukça karmaşıktır. Bu karmaşık dağılım, ölçülerin alındığı kaya biriminin türleri ve mekanizmaları farklı bir çok fay tarafından deforme edildiğini gösterir. Alan içersinde kalan yapısal hatların çeşitliliği bu karmaşık desenin oluşmasında en büyük etmenddir. Doğrultu atımlı faylar katmanları düşey eksen üzerinde, normal karakterdeki eğim atımlı faylar ise yatay eksen etrafında rotasyona uğratmıştır. Formasyonun Söke alanındaki yüzleklerinden 36 veri değerlendirilmiştir. Belirlenen konum değerlerinin, Morali alanındakilere oranla daha düzenli bir yapıda olduğu görülür. Projeksiyona bakıldığında, D – B uzanımlı konumların baskın olduğu doğrultuların gül diyagramı dağılımı ve vektöründen net bir şekilde görülür (Şekil 4.35e). Bunun dışında ağırlıklı olarak K ve G'ye doğru iki yönde baskın eğimlenme gözlenmektedir. Kuzey yöndeki eğimlenme dereceleri $3^{\circ} - 43^{\circ}$, güney yöndekiler ise $1^{\circ} - 8^{\circ}$ arasında dağılım sunarlar. Katmanların deformasyonundan sorumlu asal eksen konumlarının sapma değerleri normal sınırlar içinde kalmaktadır. Ortalama kutup konumu $182.4 / 69.1$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.35d ve Tablo 4.7). Ortalama kutup noktasının konumu göre deformasyonunun daha kuzeydeki bir eğim atımlı normal faydan kaynaklandığı yorumlanabilir. Fevzipaşa Formasyonu'nun sedimantoloji özellikleri birimin Yamaçköy Fayı ile kontrol edildiğini kuvvetle destekler. Formasyonun katman konumlarının deformasyon deseni Yamaçköy Fayı'nın faylanma mekanizmasını destekler. Eğimlenmesi düşük olan ve formasyonun stratigrafik olarak üst seviyelerinden alınan ölçülerin ise fayın aktivitesinin azalması yönündeki bir eğilimle ilişkili olabileceği veya jeolojik olarak daha genç yaşdaki üst seviyelerin deformasyon süresinin az oluşundan kaynaklanmalıdır.



Şekil 4.35 Jeolojik birimlere ait katman ve foliasyon konumlarının projeksiyon görünimleri ve hesaplama değerleri.

Tablo 4.7 Katman vefoliyasyon konumlarına ait hesaplanan ana asal gerilme konumları, sapma değerleri ve ortalama kutup konumları.

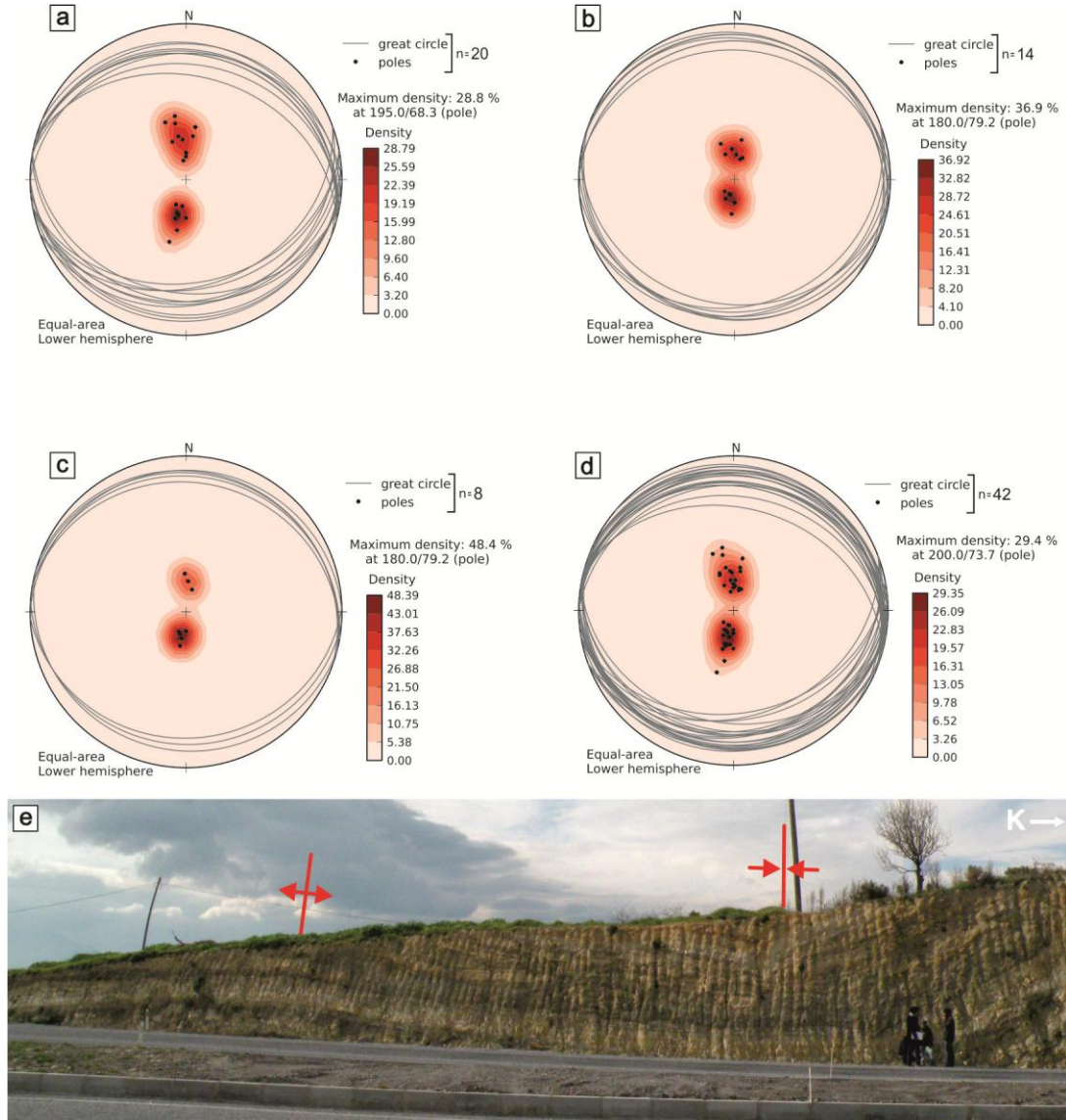
JEOLOJİK BİRİM	Ölçü sayısı	σ_1 ★			σ_2 ✨			σ_3 ▲			+/- sapma değeri	Ortalama kutup konumu	
		T	P	E	T	P	E	T	P	E		T	P
KRIATALİN TEMEL KAYALAR	64	248.5	2.1	0.1788	338.5	0.0	0.2790	69.0	87.9	0.5421	± (10.2 – 36.7)	49.8	88.6
SÖKE FORMASYONU	50	39.6	21.5	0.0510	259.9	158.5	0.097	158.5	50.8	0.8516	± (3.9 – 11.1)	163.3	54.4
DAVUTLAR KONGLOMERASI	24	257.8	17.4	0.0360	350.9	9.7	0.1339	108.7	69.9	0.8301	Normal değerler	104.1	70.6
FEVZİPAŞA FORMASYONU (MORALI ALANI)	33	39.6	1.4	0.0458	129.7	2.1	0.097	275.7	87.4	0.8571	± (5.7 – 36.3)	277.6	87.3
FEVZİPAŞA FORMASYONU (SÖKE ALANI)	36	88.5	1.6	0.0116	357.9	21.2	0.0585	182.5	68.7	0.9299	Normal değerler	182.4	69.1

4.2.5 Kıvrımlar

Davutlar Konglomerası ve diğer kaya birimleri içindeki faylanmalara bağlı oluşmuş lokal kıvrımlar dışında, sıkışmaya bağlı olabilecek kıvrım yapıları salt Kuşadası Formasyonu içinde gözlenir. Kuşadası Formasyonunun kıvrımlanma özelliklerini açıklayabilmek için, özellikle Kuşadası alanından 42 kıvrım ölçüsü alınmıştır. Ölçüler değerlendirilirken Kuşadası alanındaki diğer yapısal unsurlar ve kıvrımların olduğu alanlara göre 3 ayrı projeksiyon oluşturularak değerlendirilmiş, sonra bu veriler tek bir projeksiyonda toplanmıştır (Şekil 4.36a – d). Kuşadası'nın yaklaşık 1km batısında üç kıvrım gözlenmektedir (Şekil 4.4). Bu kıvrımları oluşturan katmanlardan toplamda 20 ölçüden oluşan bir veri seti değerlendirilmiştir (Şekil 4.36a). Ana hatları ile bu alanda 2 senklinal ve 1 antiklinal ekseni bulunmaktadır (Şekil 4.4). Kıvrım eksenleri yaklaşık D – B uzanımlı dalımsız veya $1^{\circ} - 6^{\circ}$ arasında değişen çok düşük dalım açlarına sahiptir. Kıvrımlar, kıvrım kanatları az eğimli ve yaklaşık simetriklerdir. Değirmen Tepe kuzeyinde bir senklinal iki antiklinaldan oluşan üç kıvrımdan 14 ölçü değerlendirilmiştir. Kıvrım eksenleri yaklaşık D – B uzanımlı, kuzeyde olanı batıya, güneyde olanı ise doğuya $6^{\circ} - 13^{\circ}$ arasında değişen çok düşük dalım açlarına sahip yaklaşık simetrik kıvrımlardır (Şekil 4.36b). Akmalıdağı'nın güneyinde bir antiklinal ise 8 ölçümlerle değerlendirilmiştir. Bu kıvrım da yine yaklaşık D – B uzanımlı dalımsız simetrik bir antiklinaldır (Şekil 4.36c).

Bütün veriler değerlendirildiğinde, Kuşadası Formasyonu içinde gözlenen kıvrımların yaklaşık D – B uzanımda, düşük/orta kıvrım kanat açıları ile karakteristik, çok az dalımlı yaklaşık simetrik kıvrımlanma geometrisine sahip olduğu görülür (Şekil 4.36d). Katman konumlarının değişiklik göstermesinin nedeni alandaki normal faylanmalara bağlanabilir. Fakat kıvrımların konumlarının ve geometrik özelliklerinin alan içersindeki tutarlılığı gözetilirse, katman konumlarının faylara bağlı olarak değişmediği anlaşılmaktadır. Kuşadası Formasyonu içinde gözlenen kıvrımların geometrisi Kuşadası alanından alınan jeolojik kesitlerde de açıkça görülür (Şekil 4.4). Bu kıvrımlanma şekli sadece deformasyon kuvveti düşük ve hızı sabit bir tektonik fazla açıklanabilir. Kutup noktalarının dağılımı kıvrımlanmanın yaklaşık K – G bir sıkışma ile ilişkili olduğunu yansıtır (Şekil

4.36d). Ayrıca arazide mezoskopik ölçekte gözlenen kıvrımlar, eksenleri yine yaklaşık D – B uzanımlı, kanat eğimleri az, kıvrım kanatları arasındaki açı düşük ve dalımsız veya çok az dalımlı antiklinal ve senklinallerden oluşur (Şekil 4.36e). Bu mezoskopik kıvrımların geometrisi de stereografik projeksiyona aktarılanları desteklemektedir.



Şekil 4.36 (a – d) Kuşadası Formasyonu'ndan elde edilen katman konumlarının projeksiyon görünümleri. (a) Kuşadası batısı, (b) Değirmen Tepe kuzeyi, (c) Akmalıdağ güneyi, (d) toplam veriler, (e) aynı deformasyon özelliği sunan mezoskopik ölçekteki kıvrımlar. Kırmızı düz çizgiler kıvrım eksen düzleminin içindeki çizgisel izi, kırmızı oklar ise kanatların eğim yönlerini gösterir. Kişilerin ortalama boyu 170 cm.

Batı Anadolu'da Neojen yaşlı tortul kayalarda gözlenen D – B eksen uzanımına sahip kıvrımlanmaların oluşumu yaygın olarak iki görüşle açıklanmaktadır. (1) Kıvrımlar genişleme ile ilişkilidir (extensional folding). Gediz Grabeni içinde haritalanan kıvrımların tipleri genelde, fay–bükümlü uzunlamasına (fault–bend longitudinal folds), yuvarlanma antiklinalleri (rollover anticlines) ve sürüme kıvrımlarıdır (drag folds) (Seyitoğlu ve diğer., 2000; Sözbilir, 2001, 2002; Çiftçi ve Bozkurt, 2008). (2) Bölgesel ölçekli gözlenen kıvrımların genel uzanımları yaklaşık K– G bir sıkışmaya işaret eder. Miyosen ve Geç Pliyosen tortulları arasındaki uyumsuzluğa karşılık gelen bu K –G sıkışma, Batı Anadolu içindeki bir çok havzada rapor edilmiştir (Koçyiğit ve diğer., 1999a ve b; Koçyiğit ve diğer., 2000; Kaya ve diğer., 2004; Bozkurt ve Rojay, 2005; Bozkurt ve and Sözbilir, 2006; Emre ve Sözbilir, 2007). Kaya ve diğer. (2004), Manisa kuzeydoğusunda bu sıkışma evresinin yapısal kanıtlarını sunar. Çalışmacılar, Ege Yayın'da Erken Pliyosen bir sıkışma öneren Mercier (1981)'e atfen, sıkışmanın olası yaşını önermişlerdir. Diğer yandan, Miyosen – Erken Pliyosen yaş aralığı için sıkışma öneren, kinematik analizlere dayalı çalışmalar da bulunmaktadır (Dumont ve diğer., 1979, Angelier ve diğer., 1981).

Bölgedeki bu sıkışma fazı, özellikle Kuzey Anadolu Fayı'nın en batı bölümünün oluşumu ile ilişkili olmalıdır. Fayın sağ yanal hareketi Anadolu'yu batıya doğru hareketlendirmiştir. Bu hareket sonucu oluşan gerilmeler eski bir zayıflık zonu olan İzmir Balıkesir Transer Zonu (İBTZ) içersinde gelişen makaslanmalarla karşılanmıştır. Tranfer zonundaki bu harekete karşı direnç gösteren ve hareket vektör yönüne yaklaşık dik konumlu kayalar yavaş bir deformasyon hızında kıvrımlanmaya ve makaslanmaya başlamıştır. Bu evrede bölgede herhangi bir tortul havza veya tortul kaya birimi bulunmayışının asıl nedeni de bu fazda deformasyonun düşük ve sabit ivmeli bir hızda gerçekleşmiş olmasıyla ilgili olabilir. Kuşadası Formasyonun'daki yumuşak ve açık kanatlı (gentle and open) kıvrımlanma meknizması da, deformasyon şiddetinin düşük olduğunu desteklemektedir. Sıkışma fazında kıvrımlanmaya eşlik eden doğrultu atımlı faylanma, deformasyonun sadece tek bir yönde gelişmiş bir sıkışma evresinden çok transpresyonel bir deformasyon fazı olduğunu göstermektedir. Bu veriler ışığında, 2. görüşe yakın fakat tam

anlamıyla, 2. görüşün açıklayamadığı bir yaklaşımda bulunmak mümkündür. Batı Anadolu'da özellikle Orta Menderes Masifi'nin kuzeyinde ve güneyinde yaklaşık D – B uzanımlı Neojen havzalarındaki kıvrımlanmalar, genişleme ile ilişkili olabilir. Fakat aynı jeolojik zaman döneminde İBTZ içindeki kıvrımların oluşum mekanizmalarını kontrol eden, eksenlere paralel D –B gidişli normal bileşenli faylarla ilişkili yapısal süreksizlikler bulunmamaktadır. Bu kıvrımlanmaya daha çok KD ve KB uzanımlı doğrultu atımlı faylar ve KG uzanımlı normal faylar eşlik ederler. Bütün veriler doğrultusunda, bu sıkışma evresinin İBTZ içinde transpresyonel bir karakterde geliştiğini göstermektedir.

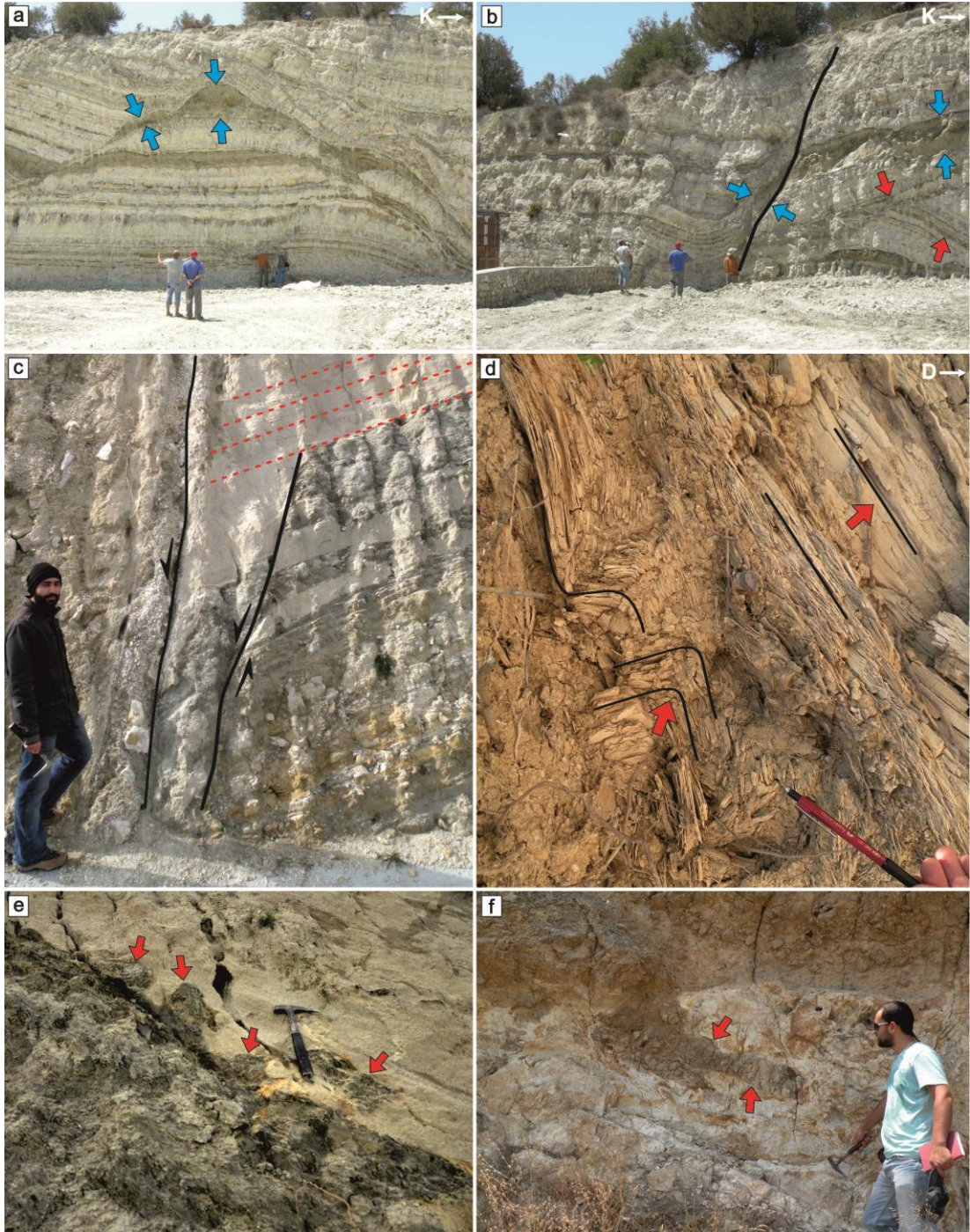
4.3 Tortullaşma ile Yaşıt Deformasyon Yapıları

Tez alanı içinde gözlenen tortullaşma ile yaşıt olağan deformasyon yapıları; tortullaşma ile yaşıt faylar, kıvrım ve oturmalar (slumpings), su kaçma yapıları ve nadir olarak tortullaşma sırasındaki volkanizmayı yansıtan peperitik yapılarıdır (Şekil 4.37).

Tortullaşma ile yaşıt oturma, kıvrımlanma ve faylanmalar yaygın olarak Kuşadası – Davutlar karayolu yol yarmalarındaki Kuşadası Formasyonu yüzleklerinde gözlenir (Şekil 4.37a ve b). Oturma yapılarının kıltaşı ve kireçtaşı katmanları tortullaşma sırasında farklı kalınlıklarda sıkışmıştır. Gerek katman deformasyonu gerekse faylanmalar bu tür yapılara özgü olarak üst katmanlara doğru giderek sönümlenir. Katmanların farklı sıkışması ve kıvrımlanarak deformasyonunu faylanma izler. Faylanmalardaki atımlar genellikle azdır (Şekil 4.37b). Ötelenen katmanların fayın tavan ve taban bloğundaki kalınlıkları da birbirlerinden farklıdır. Tortullaşma ile yaşıt faylar genellikle D – B doğrultulu yüksek açılı eğim atımlı normal faylardır. Formasyonun killi kireçtaşı ve çamurtaşı aralanmasından oluşan orta ve alt bölümünü temsil eden katmanlar normal faylar tarafından kesilerek ötelenmiş sonrasında fay kireçtaşı katmanları tarafından örtülmüştür. Daha sonra oluşan başka bir normal fay ile alttaki çamurtaşı katmanları kesilerek ötelenmiş ve kireçtaşı katmanları ile yanyana gelmiştir (Şekil 4.37c). Davutlar Konglomerası'nın stratigrafik olarak üst bölümlerini temsil eden kalkerli ince kırıntılı tortul kayalarda

da tortullaşma ile yaşıt kıvrımlanmalar gözlenir Ağaalı'nın kuzeyinde lokal olarak gözlenen küçük ölçekli kıvrımlar yatay katmanlar tarafından örtülür. Kıvrımlar kanat eğimleri yüksek birbirlerini izleyen antiklinal ve senklinallerden oluşur (Şekil 4.37d). Kıvrım eksenleri birbirlerine yaklaşık paraleldir. Kıvrımlanmaların ilksel yatay haline dönüştürüldükten sonraki eksenleri genelde K – G doğrultulu ve dalımsızdır. Kıvrım geometrisi, hızı sabit ani ve orta kuvvetli bir deformasyona işaret eder. Davutlar Konglomerası'nın en üst ve Kuşadası Formasyonu'nun alt bölümlerinde, özellikle ince–orta taneli kırıntılı tortul kayalarda plastik deformasyona işaret eden su kaçma yapıları bulunur (Şekil 4.37e). Bu yapılar genelde ince taneli kırıntılı tortulların daha kaba taneli kırıntılı tortulların içine hareketlenmesi ile oluşur. Bu yapılara bazı seviyelerde kum daykları da eşlik eder. Volkanik lavların tortul kaya oluşumu sırasında yarı ıslak tortullar içine yerleşirken oluşturduğu peperitik deformasyon yapıları Kuşadası Formasyonu ile Hisartepe Volkanitleri dokanaklarında yaygın olarak gözlenir (Şekil 4.37f).

Alanda saptanan bütün tortullaşma ile eş yaşlı deformasyon yapıları beraber değerlendirilirse, çökme yapılarının ana eksenleri ile normal fayların uzanımlarının D – B doğrultuda ve birbirleri ile paralel olduğu görülmektedir. Lokal olarak gözlenen küçük ölçekli kıvrımların kıvrım eksenleri K – G'dir. Tortullaşma ile yaşıt yapıların deformasyon dağılımı, özellikle Davutlar Konglomerası'nın üst bölümleri ile Kuşadası Formasyonu'nun alt ve orta bölümünü karşılayan Orta Miyosen sonundan Üst Miyosen ortasına kadar, bölgede tortullaşma ile yaşıt K – G açılma ve D – B sıkışmalı tektonik fazın etkili olduğuna işaret eder.



Şekil 4.37 Tortullaşma ile yaşıt deformasyon yapıları. (a) oturma yapıları (slump structures) ve faylar, (b) tortullaşma ile yaşıt kıvrımlanma ve faylanma (mavi oklar ince kırıntılı seviyenin kalınlık farkını, kırmızı oklar ise farklı şekilde deforme olmuş katmanları göstermektedir), (c) tortullaşma ile yaşıt normal fay (kırmızı kesikli çizgiler faylanmayı örten katmanları gösterir), (d) tortullaşma ile yaşıt katman içi kıvrımlanmalar, (e) su kaçma yapıları, (f) ıslak tortul ile volkanik kayalar arasında gözlenen akışkan peperitik dokanak. Kalem 14 cm, kişiler ortalama 180 cm, çekiç 30 cm.

BÖLÜM BEŞ

PLİYO–KUVATERNER SÖKE–MİLET HAVZASI'NIN JEOLJİK EVRİMİ

Miyosen Söke Havzası üzerinde açınmış Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havza'sının (SMH) gelişimini anlayabilmek için, öncelikle eski tortul havza oluşumlarını açıklamak gerekir. Bu bölümde, tez sürecinde elde edilen ve önceki bölümlerde sunulan stratigrafi, sedimentoloji ve yapısal jeolojik bilgiler sentezlenerek SMH'nin jeolojik evrimi açıklanacaktır. Tez alanındaki tüm jeoloji verileri, SMH'nin Miyosen yaşlı Söke Havzası (SH) üzerinde açınarak dönüşmüş (superimposed) bir havza olduğunu göstermektedir. Literatürde, eski tortul havza yapılarını veya tektonik zonları kullanarak gelişmiş, dönüşmüş daha genç havza türlerine örnekler oldukça yaygındır (örn; Zhang, 1993; Koçyiğit ve Kaymakçı, 1995; Koçyiğit, 1996; Şengör ve Natalin, 1996; Liangjie ve diğer., 2001; Wang, 2005; Ersoy ve diğer., 2010; Pang ve diğer., 2010; Li ve diğer., 2012; Uzel ve diğ., 2012).

5.1 Miyosen Söke Havzası

Söke Havzası, Miyosen yaşlı kaya topluluklarının D – B ve KD – GB gidişli yapısal hatlarla denetlenen bir havzadır. Bu havza, birbirlerinden düşük açılı uyumsuzlukla ayrılan altta kömürlü Söke Formasyonu üstte ise Davutlar Konglomerası ve Kuşadası Formasyonu'nun oluşturduğu iki tortul istif içerir. Çökme ortamları ve deformasyon özellikleri birbirinden farklı bu iki tortul istif, havzanın Miyosen'de iki ana jeolojik aşamadan geçtiğini gösterir.

5.1.1 Erken–Orta Miyosen Birinci Evre

Söke Havzası Erken–Orta Miyosen'de Oyukdağı sıyrılma (detachment) Fayı (ODF) ile kontrol edilen karasal bir supradetachment havzadır. Havzayı kontrol eden sıyrılma fayının taban bloğu Menderes Masifi metamorfik kayaları, tavan bloğu Kikladik Masif ve Likya naplarından oluşur (Şekil 5.1a). Sıyrılma fayı önünde, Menderes Masifi metamorfik kayalarının kaba çakıl ve bloklarını içeren Söke

Formasyonunun Kemalpaşa Konglomera üyesi ve bitişik olarak kömür oluşturan bataklık ve sıg karbonat gölü ortamları oluşmuştur. Havza bu iki tektonik birlik arasındaki ana tektonik sınır boyunca açınmıştır. Oyukdağı Supradetachment Havzası (OSH) olarak adlandırılan bu havza, konumu ve temel kayalarının türü bakımından Batı Anadolu'da tanımlanmış diğer supradetachment havzalardan farklıdır. OSH'nin tavan ve taban bloğu stratigrafisi ve tortul dolgusu, aynı yaşta Büyük Menderes Supradetachment Havzası (BMSH) olarak tanımlanan havzadan farklıdır. Bu iki eş yaşlı havza birbirlerinden Priene–Sazlı Fayı (PSF) ile ötelenmiştir (Şekil 5.1 a). PSF, bu iki havzadaki farklı açılma hızlarından kaynaklandığı düşünülen deformasyonu yerleştiren (accommodate) sağ yanal transfer fayı veya fay zonu olarak çalışmıştır. Havza tortul dolgusu Söke Formasyonudur. Birimim en altındaki Kemalpaşa Konglomera Üyesi, havza kenarında sıyrılma fayına bitişik olarak alüvyonal yelpaze kaba kırıntılı fasiyeslerini içerir. Şeytan Üyesi, havzanın daha iraksak kısımlarındaki alüvyon düzlükleri ve bataklıklarda çökeltilmiş ince taneli kırıntılı tortul kaya ve kömür katmanlarını kapsar. En üstteki kömürlü karbonat kayalardan oluşan Maden Kireçtaşı Üyesi, karbonat gölü ve göl kenarı bataklık ortamlarında birikmiştir. Havza, sıyrılma fayından itibaren alüvyon yelpazeleri, alüvyonal düzlükler ve gölsel ortam ile temsil edilir ve tektonik olarak az duraylıdır.

Orta Miyosen sonunda havzanın orta bölümlerindeki göl genişler ve diğer tortulları örterek üzerler. Havzanın düşük açılı sıyrılma fayı ve doğrultu atımlı faylarla kontrol edilmesi, genel anlamada yaklaşık K–G açılma ve D–B sıkışma altında oluşan bir transtansiyonel havza karakterini yansıtır. Havza, Orta Miyosen başında aynı doğrultu ve yaklaşık K–G açılmanın baskın olduğu bir genişleme evresi ile parçalanmıştır. Bu parçalamanın ilk evresi, sıyrılma fayının taban bloğunda yer alan ve ana sıyrılmaya geometrik olarak ters eğimlenme açısına sahip yüksek açılı normal fay karakterindeki Karagedik Fayı ile gerçekleşir (Şekil 5.1b). Bu yüksek açılı faylanma evresi, açılma yönünün değişmeden kabuk kalınlığının azalması ve deformasyon hızının artmasıyla gerçekleşmiş olmalıdır. Bu açılma hızının artması, Erken Miyosen'den kalıtsal eski PSF'nin bir kolu olan Ağaçalı Fayı üzerinde bir hareket yaratmış ve açılma oblik genişlemeli ve transtansiyonel olarak devam etmiştir. Bu iki tektonik fazın birbirlerinden çok farklı olmayan deformasyon şekli,

iki tortul istif arasındaki düşük açılı açıl uyumsuzluk ile bağdaşır. Birbirinden çok farklı olmayan bu faz değişikliği, havzanın tortul geometrisine ve fasiyes özelliklerine de yansımıştır.

5.1.2. Orta–Geç Miyosen–Erken Pliyosen İkinci Evre

Davutlar Konglomerası ve Kuşadası Formasyonu'ndan oluşan tortul istif, Söke Formasyonu üzerine düşük açılı uyumsuzlukla oturur. Tortul geometri ve ortamsal koşullar, ilk evre havza gelişimine çok benzer. Karagedik Fayı düşen bloğu üzerinde Davutlar Konglomerası çökelmiştir. Birim, bloklu ve kaba kırıntılı havza kenarını temsil eden alüvyonal yelpaze tortullarından yapılıdır. Havza kenarı çökeltileri yanal ve düşey yönde akarsu sistemi çökeltilerine geçer. Akarsu çökeltileri, Kuşadası Formasyonu'nun gölsel karbonatları tarafından üzerlenir. Kuşadası Formasyonu'nun taban bölümü ince kırıntılı tortullardan ve üste doğru killi kireçtaşlarından yapılıdır. Bu ikinci evrede, havzada kırıntılı ve karbonat kaya birikimi baskındır.

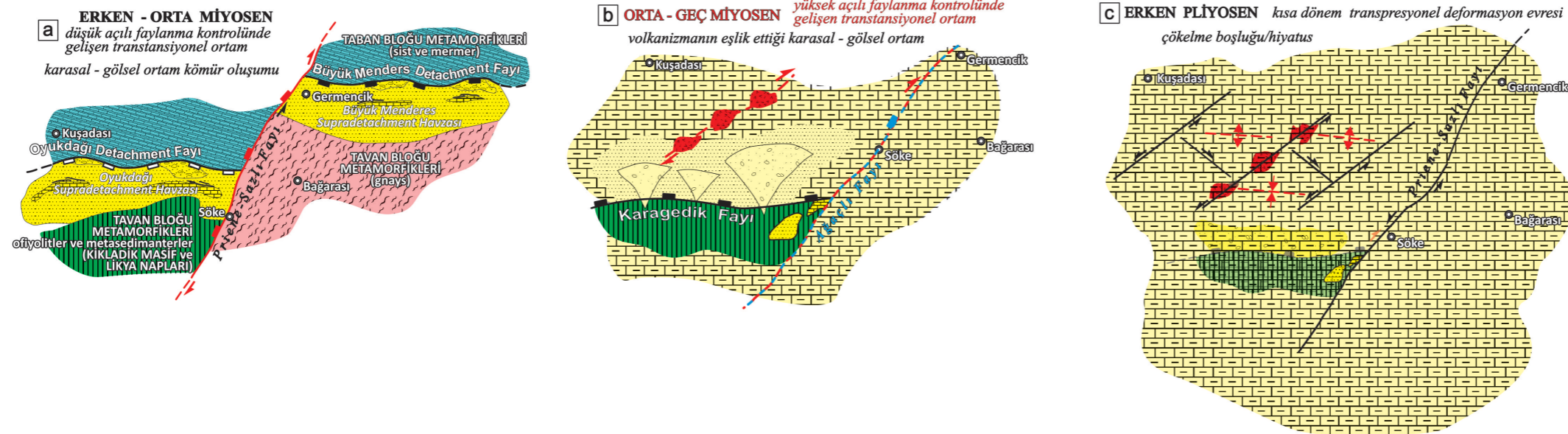
Bu evrede, Hisartepe Volkanitleri ile temsil edilen tortullaşma ile yaşıt volkanizma etkilidir. Orta Miyosen sonu, yaklaşık 12 – 13 My arasında, havza ortasındaki göl içinde ve havza kenarında patlamasız bir volkanizma sedimantasyona eşlik eder. Volkanik kayaların dokusal özellikleri ve diğer kaya birimleri ile stratigrafik ilişkileri, volkanik kayaların göl tortullarının altında sığ domlar şeklinde havzaya yerleştiğini göstermektedir. Orta Miyosen sonlarında volkanizma etkisini kaybetmiş ve gölsel ortam koşulları Üst Miyosen sonuna kadar devam etmiştir. Özellikle karbonat gölünün bu dönemde etkisinin artması, havzayı tamamen bir karbonat göl ortamına dönüştürmüş ve göl seviyesinin yükselmesiyle gölsel karbonatlar havzanın güney kenarını oluşturan Karagedik Fayı ile yükseltilmiş alanı aşarak güneyde Akköy, kuzeyde ise Kuşadası–Selçuk yakınlarına kadar geniş bir alanda çökelişini sürdürmüştür.

Geç Miyosen sonu–Pliyosen başında, yaklaşık K–G yönlü bir sıkışmalı tektonik Kuşadası Formasyonu Geç Miyosen gölsel karbonatları üzerinde kıvrımlı deformasyona neden olmuştur (Şekil 5.1c). Bu kıvrımlanmaya baskın olarak KD

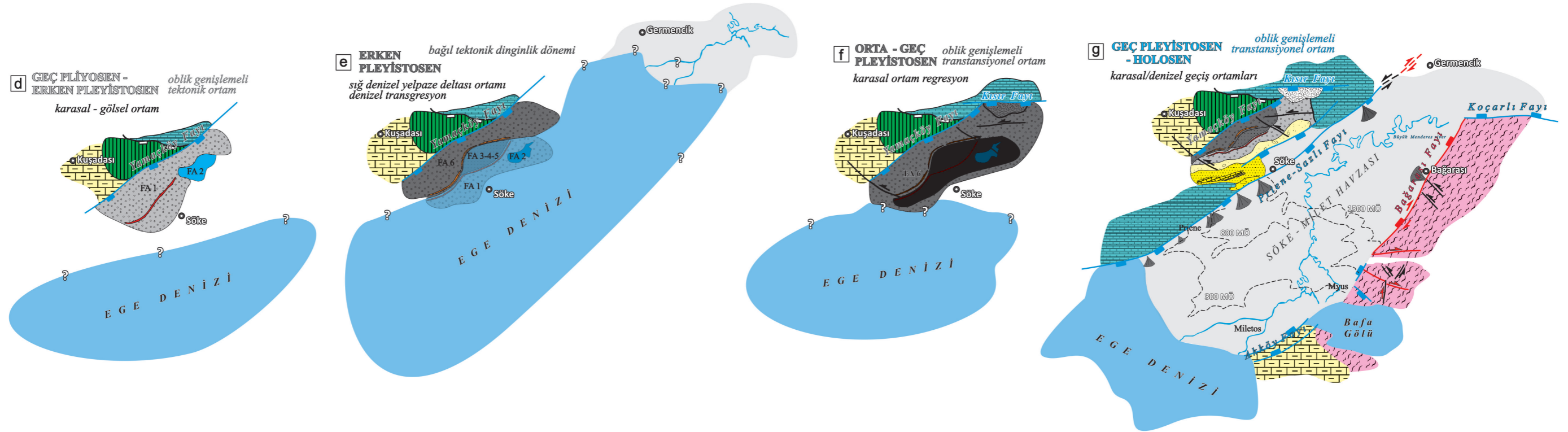
uzanımlı sol yanal doğrultu atımlı, KB uzanımlı sağ doğrultu atımlı faylar ve K–G yönlü normal faylar eşlik etmiştir. Bu arada, önceki tektonizma evrelerinden kalıtsal PSF ve Caferli Fayı gibi bazı faylar bu dönemde yeniden aktif olmuştur. SMH güneyi Sarıkemer alanı ve kuzeydeki kristalin kayalar içindeki, K – G sıkışma altında oluşabilecek bazı doğrultu atımlı fayların şekillenmesi, bu dönemde havzanın her iki kenarında da sıkışmanın etkin olduğunu gösterir.

Bölgedeki bu sıkışma fazı, özellikle Kuzey Anadolu Fayı'nın en batı bölümünün oluşumu ile ilişkili olmalıdır. Fayın sağ yanal hareketi Anadolu'yu batıya doğru hareketlendirmiştir. Bu hareket sonucu oluşan gerilmeler eski bir zayıflık zonu olan İzmir Balıkesir Transer Zonu (İBTZ) içersinde gelişen makaslanmalarla karşılanmıştır. Tranfer zonundaki bu harekete karşı direnç gösteren ve hareket vektör yönüne yaklaşık dik konumlu kayalar yavaş bir deformasyon hızında kıvrımlanmaya ve makaslanmaya başlamıştır. Bu evrede bölgede herhangi bir tortul havza veya tortul kaya birimi bulunmayışının asıl nedeni de bu fazda deformasyonun düşük ve sabit ivmeli bir hızda gerçekleşmiş olmasıyla ilgili olabilir. Kuşadası Formasyonun'daki yumuşak ve açık kanatlı (gentle and open) kıvrımlanma meknizması da, deformasyon şiddetinin düşük olduğunu desteklemektedir. Sıkışma fazında kıvrımlanmaya eşlik eden doğrultu atımlı faylanma, deformasyonun sadece tek bir yönde gelişmiş bir sıkışma evresinden çok transpresyonel bir deformasyon fazı olduğunu göstermektedir. Alt Pliyosen'deki bu transpresyonel faz sonrasında bölgedeki kaya toplulukları parçalanmaya devam etmiş, yaygın şekilde kabul gören Neotektonik dönemle birlikte Batı Anadolu'dak tortul havzalar yeniden şekillenmeye başlamıştır. SMH, bu yeni dönem tektonik fazda Miyosen Söke Havzası'nın parçalanması ile oluşmuştur.

MİYOSEN SÖKE HAVZASI'NIN JEOLJİK EVRİMİ



PLİYO-KUVATERNER SÖKE - MİLET HAVZASI'NIN JEOLJİK EVRİMİ



Şekil 5.1 Miyosen Söke Havzası ve dönüşmüş Pliyo-Kuvaterner Söke-Milet Havzası'nın paleocoğrafik ve paleotektonik (palinspastic) haritalarla gösterilen gelişimi. Son haritadaki kıyı çizgisi değişimleri Müllenhof ve diğ., (2004)'den alınmıştır.

5.2 Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havzası

Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havzası, Miyosen Söke Havzası'ndan kalıtsal ve Geç Pliyosen–günümüz arasında transtansiyonel genişleme deformasyonu geçirerek dönüşmüş (superimposed) bir havzadır. Havza dolgusu karasal ve sığ denizel yelpaze deltası çökeltilerini içeren Fevzipaşa Formasyonu ve Holosen çökeltilerinden oluşur. Havza dolgusunun stratigrafisi, sedimantoloji ve yapısal jeoloji ilişkisi, havzanın Geç Pliyosen ile günümüz arasında dört farklı aşamada evrimleştiğini gösterir.

5.2.1 Geç Pliyosen–Erken Pleyistosen

Geç Pliyosen–Erken Pleyistosen'de Söke yöresi, yüksek açılı vev atımlı normal fay karakterindeki Yamaçköy Fayı ile kontrol edilen Fevzipaşa Formasyonu'nun alt alüvyonal yelpaze (FA 1) ve tatlı su karbonat gölü çökeltilerinin (FA 2) biriktiği karasal ortamlarla temsil ediliyordu (Şekil 5.1 d). Bu evrenin sonunda, Söke yöresi doğu Ege Denizi olasılıkla güney Ege volkanik kuşağındaki patlamalı volkanizmadan (olasılıkla 250 km yarıçap alanda) etkilenmiştir. Alt tuf katmanından elde edilen radyometrik yaş bu patlamalı volkanizmanın 2.40 – 2.25 My arasında oluştuğunu göstermektedir.

5.2.2 Erken Pleyistosen

Bu patlamalı volkanizmadan sonra bölge Ege Denizi'nin etkisinde kalmıştır. Söke yöresinde denizin kara içine ilerlemesi, olasılıkla Geç Pliyosen sonu – Erken Pleyistosen'in başında bağıl olarak tektonik aktivitenin daha dingin olduğu bir dönemde gerçekleşmiş olmalıdır. Söke yöresindeki bu denizel etki, 1.18–0.95 My önce başka bir volkanik patlamaya işaret eden üst tuf katmanının çökmesine kadar devam etmiştir. Öncesine göre tektonik açıdan dingin bu 2.40–0.95 My arasındaki zaman diliminde, Fevzipaşa Formasyonu'nun sığ denizel yelpaze deltası çökeltileri çökelmiştir (Şekil 5.1e). Yamaçköy Fayı'nın taban bloğundaki yükselmeye, Formasyonun su üstündeki karasal alüvyonal yelpazeler (FA 6) çökelirken, tavan bloğundaki giderek azalan çökme (decreasing progressive subsidence) ile su altında

sığ denizel yelpaze deltası ilerisi çökelleri (FA 3, FA 4 ve FA 5) birikmiştir. Delta ilerisi sedimantasyon, Yamaçköy Fayı tavan bloğundaki yüksek sedimantasyon hızı ve faya bitişik olarak çökelmekte olan alüvyonal yelpazelerden kaynaklanan kum tortullarının denize doğru ilerleyerek (progradational deposition) sığ denizi doldurmasıyla oluşmuştur. Sığ denizel yelpaze deltası, salt Söke yakınındaki sığ denizel kıyı ortamının bir parçasıdır. Söz konusu denizin paleocoğrafik konumu, bu dönemde Büyük Menderes Nehri'nin oluşup oluşmadığı, oluşmuşsa varlığı ilk kez bu çalışma ile ortaya çıkan sığ deniz ile ilişkisi veya paleocoğrafik konumu ise bilinmemektedir. Bu ilişkinin açığa çıkarılabilmesi için Fevzipaşa Formasyonu'nun Söke kuzeybatısındaki yayılımının (Moralı, Germencik, Ortaklar çevresi) iyi araştırılması gerekir. Bu ilişki ortaya konulabilirse, Söke kuzeydoğusunda Erken Pleyistosen'de olasılıkla günümüzdekine benzer denizel Büyük Menderes akarsu deltası ve yelpaze deltalarından oluşan bir tortul ortam ile karşılaşılabilmektedir.

5.2.3 Orta–Geç Pleyistosen

Yamaçköy fayı taban bloğunun oblik yükselme etkisi ile faya bitişik üst alüvyonal yelpaze çökeltileri (FA 6) içinde tortullaşma ile yaşıt birçok KD–GB oblik ve D–B uzanımlı normal faylar oluşmuştur. Özellikle KB uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı faylar son bir milyon yılda havzanın oblik genişlemeli transtansiyonel karakterde geliştiğini gösterir (Şekil 5.1 f). Özellikle bu dönemin sonlarına doğru, D –B uzanımlı yüksek açılı normal fay karakterindeki Kısır fayı oluşarak önünde eski alüvyonel yelpaze çökeltileri birikmiştir. Fevzipaşa Formasyonu'daki hızlı tortullaşma ve sedimantasyon ve tortullaşmayı kontrol eden eş yaşlı faylanmalar, Orta–Geç Pleyistosen'de karasal alüvyonal yelpaze oluşumları ile öne çıkan tektonik olarak çok hareketli bir havza oluşumuna işaret eder. Fevzipaşa Formasyonu'nun Pleyistosen sonlarına kadar (olasılıkla 0.125 My) hızlı alüvyonal sedimantasyonu ve kuvvetli tektonikliği, bu çalışmayla var olduğu anlaşılan sınırları henüz bilinmeyen Söke çevresindeki Pleyistosen denizini (Ege Denizi) geriletmiş olabilir (Şekil 5.1f). Geç Pleyistosen–günümüz arasında giderek artan tektonik hareketlilik eski bir zayıflık zonu olan PSF'yi yeniden harektlendirerek günümüze kadar aktif kalmasını sağlamıştır.

5.2.4 Geç Pleyistosen–Holosen

Fevzipaşa Formasyonu Pleyistosen sonu–sonrasında Priene–Sazlı Fayı ile parçalanarak fayın taban bloğunda yükselmiştir. Havzanın güney–güneydoğu kenarı ise Bağarası ve Akköy Fayı ile sınırlandırılmıştır. Havza kuzey kenarındaki, Priene–Sazlı Fayı ve güney kenarındaki Akköy Fayı çok az yanal bileşenleri olan yüksek açılı normal fay, Bağarası Fayı sağ yanal bir doğrultu atımlı fay olarak işlemiştir (Şekil 5.1 g). Kinematik analizler, havza gelişiminin son evresinde kenar faylarının eş zamanlı gelişen paleostresler altında oluşabileceklerini göstermektedir. Havzayı sınırlayan faylar eş zamanlı gelişen KKB–GGD açılma ve DKD–BGB sıkışma ile genişlemeli ve transtansiyonel olarak oluşmuştur. Havza kenarlarının farklı türde faylarla kontrol edilişi ve sedimantasyon, asimetrik havza tortul dolgu geometrisini yaratmıştır. Priene–Sazlı Fayı'nın Miyosen'den kalıtsal eski bir süreksizlik olması, havzanın kuzey kenarının güney kenara göre daha zayıf, deformasyona ve hızlı sedimantasyona duyarlı kalarak asimetrik havza dolgusunun oluşmasına katkıda bulunmuştur. Havzanın çok sayıda olası Holosen yaşlı alüvyon yelpazesinin yer aldığı kuzey–kuzeybatı kenarı aktif iken, alüvyonal sedimantasyonun olmadığı güney kenar durağan havza kenarı özellikleri sergiler. Bağarası Fayı'nın doğrultu atımlı fay karakteri göstermesi de bu asimetrik havza geometrisinin kazanılmasına katkı sağlamıştır. Başka deyişle, Pleyistosen başından günümüze kadar havza kuzey kenarı çok aktif, güney kenarı ise durağan veya az aktif kalmıştır.

Holosen başında tektonik açılmanın hızlı gelişimi, Ege Denizi'nin havza içine yeniden ilerlemesini sağlamış olmalıdır. Hızlı yükselme ve aşınmayla artan tortullaşmaya bağlı gerçekleşen regresyon, Büyük Menderes Delta'sını son 5000 yılda ilerleterek kıyı çizgisinin güneybatıya geriletmiş ve havza günümüzdeki görünümüne kavuşmuştur (Şekil 5.1 g). Önceki paleoarkeolojik çalışmalarda Latmiyan Denizi veya Körfezi olarak olarak tanımlanmış iç körfezin denizle bağlantısı, Büyük Menderes tortulları ile kesilerek son 1500 yılda bu denizden kalıtsal Bafa Gölü oluşmuştur. Büyük Menderes deltasının ilerlemesine bağlı olarak son 5000 yılda havza içindeki Priene, Miletos, Myus gibi antik liman kentlerinin denizle ilişkisi kesilmiş ve kara içinde kalmıştır.

BÖLÜM ALTI

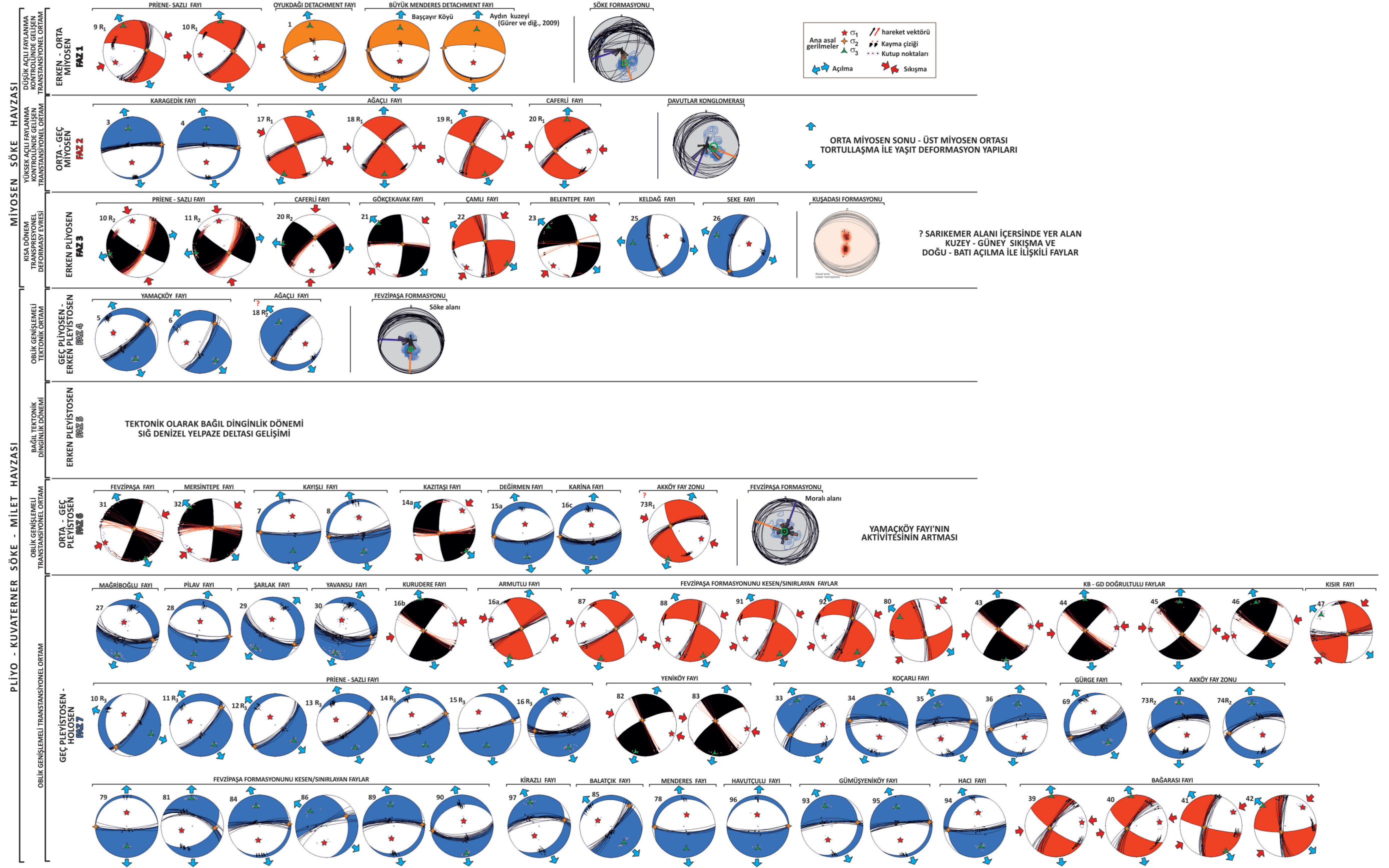
SONUÇLAR

Büyük Menderes Grabeni'nin (BMG) morfolojik olarak KD – GB gidişli devamı olan Söke çevresindeki çöküntü, doğrultu atım ve normal açılma (transtensionel) veya oblik açılma ile oluşmuş Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havzası (SMH) olarak tanımlanmıştır. Bu havza, Oyukdağ Sıyrılma Fayı ve sağ yanal transfer zonu olarak çalışan Priene–Sazlı Fayı kontrolünde oluşmuş transtansiyonel supradetachment Miyosen Söke Havzası'ndan dönüşmüştür. Havza tortul istifleri, Batı Anadolu'daki diğer tortul havzalardan farklı olarak, Menderes Masifi, Kikladik Masif ve Likya Naplar'ına ait kaya toplulukları üzerinde uyumsuz olarak oturur.

Miyosen Söke Havzası en altta Söke Formasyonu ve bu kaya birimini uyumsuz olarak örten birbirleriyle yanal ve düşey geçişli Davutlar Konglomerası ve Kuşadası Formasyonu'ndan oluşur. Söke Formasyonu'nun alüvyonal yelpaze, alüvyonal düzlük, karbonat gölü ve bataklık ortamlarında birikmiş linyit içeren kırıntılı ve karbonat kayaları Oyukdağ Sıyrılma Fayı'nın tavan bloğu üzerinde birikmiştir (Şekil 6.1, Faz 1). Orta–Geç Miyosen'de, Söke Formasyonu ve altındaki kristalin temel kayalar, deformasyon hızının artması ve kabuk kalınlığının azalmasına bağlı olarak gelişen ve Oyukdağ Sıyrılma Fayı'na ters eğimli Karagedik, Ağaçalı ve Caferli Fayı ile parçalanmıştır Şekil 6.1, Faz 2). Alüvyonal yelpaze ve akarsu ortamlarında birikmiş Davutlar Konglomerası ve başlıca tatlı su karbonat gölü karbonat kayalarından yapılu Kuşadası Formasyonu, Karagedik ve Ağaçalı Fayı'nın kontrolünde birikmiştir. Bu faylara ilişkin tektonik açılmaya bağlı olarak 12 – 13 My arasında oluşan volkanizma sedimantasyona eşlik etmiştir.

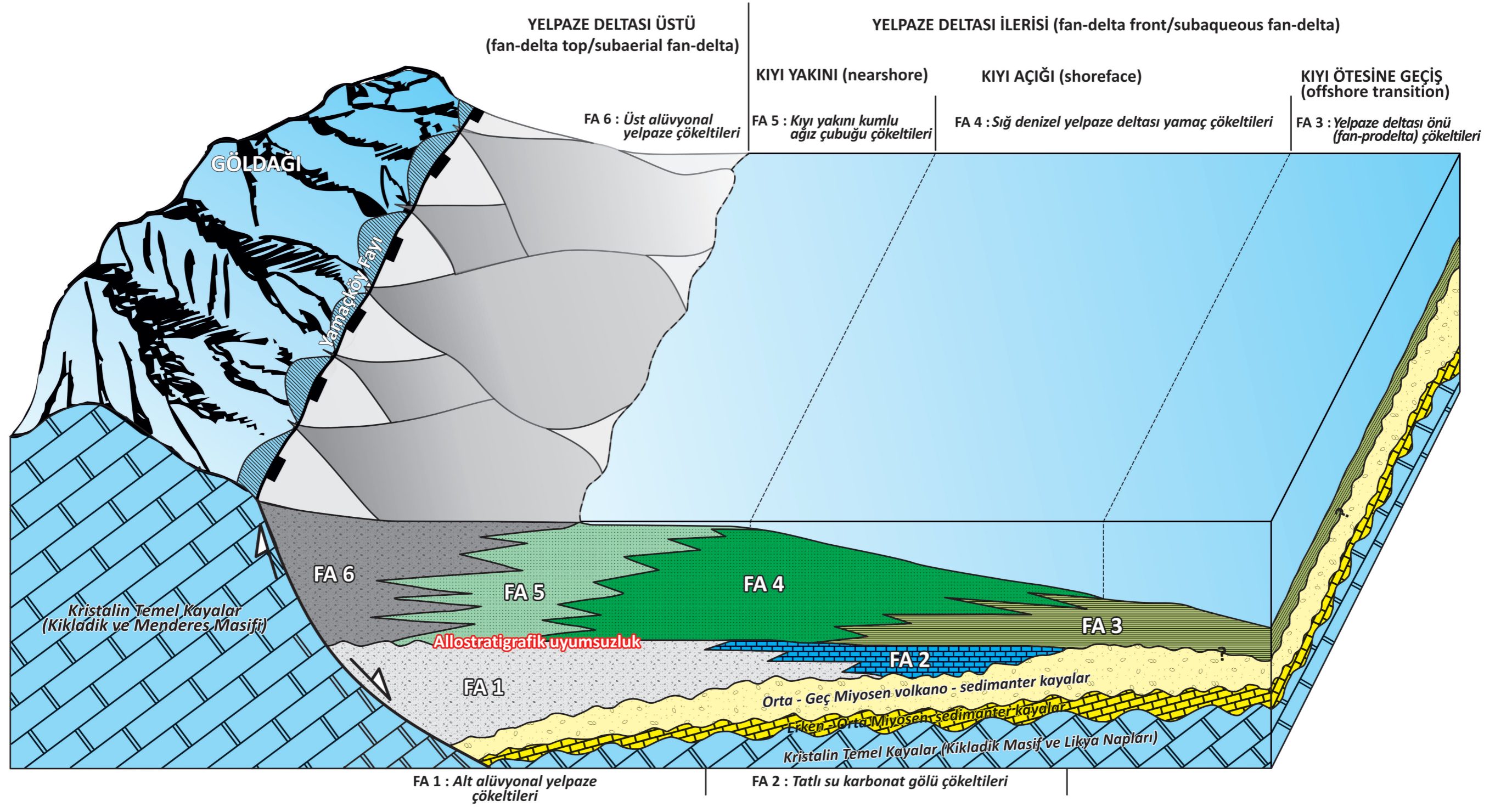
Geç Miyosen sonu–Pliyosen başında, Anadolu levhasının batı–güneybatıya kaçışı yüzünden sıkışan Kuşadası Formasyonu karbonat kayaları doğrultu atımlı faylarla makaslanmış ve Oyukdağ ve Büyük Menderes supradetachment havzalarını farklı hızda açan KD–GB gidişli eski Priene–Sazlı Fayı yeniden aktif hale geçmiştir (Şekil 6.1, Faz 3). Pliyosen sonlarında bu sıkışma ve doğrultu atımlı deformasyon (transpressionel) evresinin değişmeye başlamasıyla Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet

Havzası şekillenmeye başlamıştır. Miyosen havzaları ve Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havzası, Erken Pleyistosen’deki sıkışma dışında, normal ve doğrultu atımlı fayların birlikte çalıştığı deformasyon evreleri ile oluşmuştur. Havzaların gelişiminde rolü olan yapısal öğeler ve kinematik değerlendirilmesiyle ortaya çıkan tektonik fazlar Şekil 6.1’de özetlenmiştir.



Şekil 6.1 Miyosen Söke Havzası ve Pliyo-Kuvaterner Söke-Milet Havzası'nın gelişiminde rolü olan yapısal unsurlar.

Geç Pliyosen–Erken Pleyistosen’de, Fevzipaşa Formasyonu alt bölümündeki alüvyonal yelpaze (FA 1) ve tatlı su karbonat gölü (FA 2) karasal çökeltileri eski Priene–Sazlı Fayı’na koşut veya bu faydan kalıtsal yüksek açılı ve eğim/oblik atımlı Yamaçköy Fayı kontrolünde birikmiştir (Şekil 6.1, Faz 4). Erken Pleyistosen başında Söke yöresi ani bir denizel transgresyon etkisinde kalmıştır. Karasal çökeltileri allostratigrafi uyumsuzluğu ile örten sığ denizel yelpaze deltası çökeltileri (Şekil 6.2, FA 3, FA 4, FA 5 ve FA 6) yaklaşık 2.40–0.95 My arasında bağıl olarak tektonik dinginlik döneminde birikmiştir (Şekil 6.1, Faz 5). Sığ denizel yelpaze deltasının oluşumu, yelpaze deltasının su üstünde kalan bölümündeki aşırı tortul yüklü akmlarla hızlı alüvyonal sedimantasyon, kıyı yakınında biriken kum tortulların kıyı açığına ilerlemesi (fan–delta progradation), kıyı akıntı veya dalgalarıyla aşındırma, yeniden çökme ve Yamaçköy Fayı tavan bloğundaki giderek azalan çökme ile kontrol edilmiştir. Sığ denizel yelpaze deltası yamacı ince taneli kumtaşları *Cardium edule*, *Didacna*, sp. molusk fosilleri, delta önü (prodelta) çamurtaşları ise *Cyclotella cryptica*, *Cyclotella distinguenda* Hustedt, *Cyclotella glabriuscula* (Grunow), *Cyclotella kuetzingiana* Twaites, *Stephanodiscus niagarae* Ehrenberg ve *Actinocyclus normanii* Hustedt acı, tuzlu ve tatlı su diatomları, *Tyrrhenocythere amnicola* (Sars) ve *Candona paralella pannonica* Zalanyi tuzlu, acı ve tatlı su ostrakodlarını içerir. Bağıl tektonik dinginlik döneminden sonra, yeni fayların oluşumuna koşut olarak Yamaçköy Fayı’nın hareketi artar ve eski alüvyon yelpazeleri çökeler (Şekil 6.1, Faz 6). Daha sonra, Priene–Sazlı Fayı yeniden aktif hale geçer ve Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havzası’nın Geç Pleyistosen–Holosen’deki oblik açılmalı tektonik gelişimi başlar (Şekil 6.1, Faz 7).



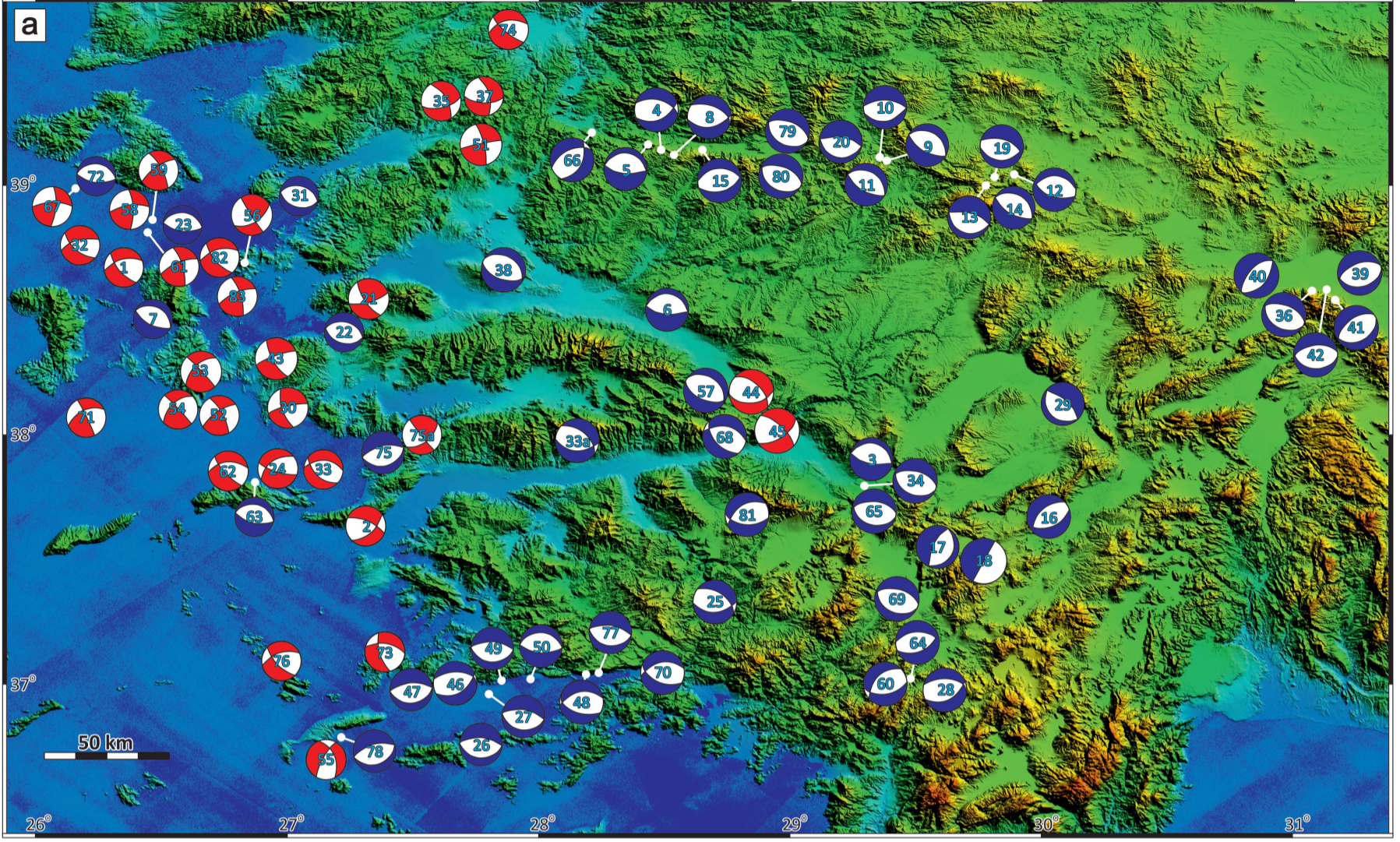
Şekil 6.2 Fevzipaşa Formasyonu fasiyes toplulukları ve çökelme ortamları.

Priene–Sazlı Fayı ve Fevzipaşa Formasyonu’nu kesen veya sınırlayan diğer faylar Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havzası’nın günümüzdeki belirgin jeomorfolojisini oluşturmuştur. Havzanın kuzey kenarındaki Priene–Sazlı Fayı tavan bloğu üzerinde ve faya bitişik olarak yeni alüvyon yelpazeleri, alüvyon düzlüğü, Büyük Menderes kanal ve taşkın düzlüğü ve Büyük Menderes denizel delta ve yelpaze deltası çökelleri birikmiştir. Havza kuzey kenarı Geç Pleyistosen’den günümüze kadar aktif olmasına karşın güney kenar duraylı veya az aktiftir.

Havza kuzey kenarındaki alüvyonal yelpazeler döküntü akması ve aşırı tortul yüklü akmalarla biriktirilmiştir. Priene–Sazlı Fayı’nın kuzeye göre daha aktif güney ucunda Dilek Yarımadası’nın hızla yükselmesine bağlı olarak, kuzeydeki yelpazelere göre stratigrafik olarak daha kalın, Ege Denizi’ne bitişik Doğanbey ve Karina karasal alüvyon yelpazeleri oluşmuştur. Bu yelpazelerle ilişkili Doğanbey ve Karina sığ denizel yelpaze deltalarının oluşumu devam etmektedir. Bu sığ denizel yelpaze deltalarının güncel sedimantoloji özellikleri Fevzipaşa Formasyonu Erken Pleyistosen sığ denizel yelpaze deltasına çok benzer.

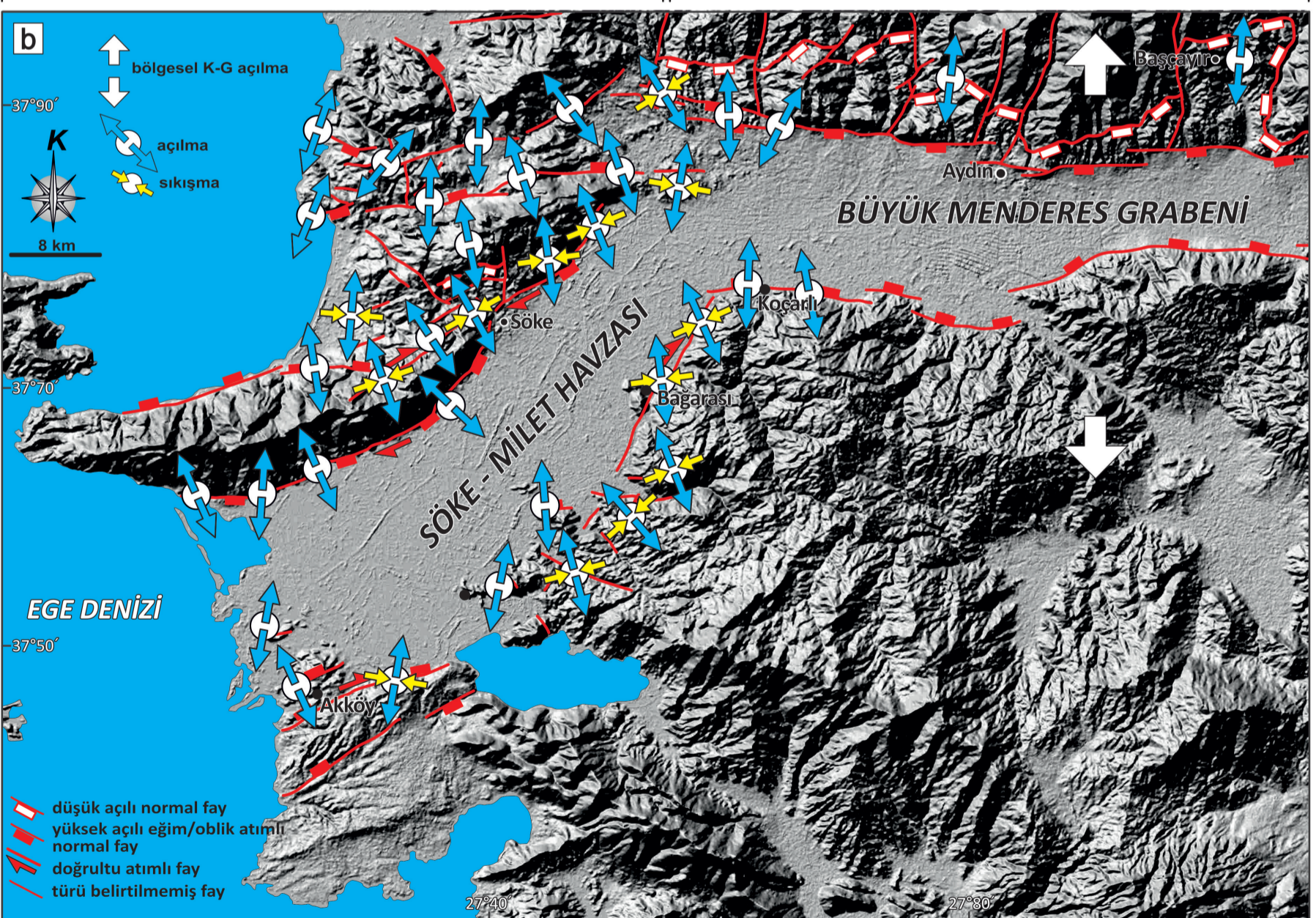
Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havzası’nın, normal genişleme ile oluşmuş Büyük Menderes Grabeni’nden farklı olarak oblik açılmalı deformasyonla oluşumu, Ege yitim kuşağı gerisinde İzmir–Balıkesir arasında kalan Miyosen öncesi ve Miyosen yapısal süreksizliklerin Anadolu’nun Miyosen sonrasında batı–güneybatıya kaçışı sırasında yeniden hareketlenmesiyle ilgilidir. Büyük Menderes Grabeni K–G yönlü normal gerime ile Büyük Menderes supradetachment havzasına koşut olarak açılırken yaklaşık KD–GB gidişli Miyosen öncesi Priene–Sazlı Fayı ve bu faya koşut faylar oblik açılarak Pliyo–Kuvaterner Söke–Milet Havzası’nı oluşturmuştur. Güncel sismoloji verileri, havzanın oblik açılma gelişiminin devam ettiğini gösterir (Şekil 6.7).

Büyük Menderes Grabeni’nin Söke–Milet Havzası’na geçiş gösterdiği alandaki GB’ye dönüşü ve havza sınırlarının oluşumu, bölgedeki eski zayıflık zonlarının kullanılmasıyla şekillenmiştir. Bu dönüş, eski jeolojik dönemlerden kalıtsal zayıflık zonuna ait geometrinin, güncel deformasyona bir yansımasıdır.



AÇILMA BASKIN TRANSTANSİYONEL/OBLİK AÇILMA
(EXTENSION-DOMINATED TRANSTENSION/OBLIQUE EXTENSION)

SADECE AÇILMA
(PURE EXTENSION)



Şekil 6.3 Pliyo-Kuvaterner Söke-Milet Havzası'nın oluşumu. (a) Ege bölgesi 1940 sonrası depremlerinin odak mekanizması çözümleri. Kırmızı daireler doğrultu atım, mavi daireler normal faylarla oluşmuş deformasyonu gösterir, (b) Büyük Menderes Grabeni batı ucu ve Pliyo-Kuvaterner Söke-Milet Havzası'nı oluşturan deformasyon mekanizması.

KAYNAKLAR

- Akar, S., Atalay O., Kuyumcu, Ö., Solaroğlu, U.Z.D., Çolpan, B. & Arzuman, S. (2011). 3D Subsurface Modeling of Gümüşköy Geothermal Area, Aydın, Turkey, *GRC Transactions*, 35, 669-676.
- Akgün, F. & Akyol, E. (1999). Palynostratigraphy of the coal bearing Neogene deposits in Büyük Menderes Graben, western Anatolia. *Geobios*, 32, 367-83.
- Akıncı, A., Eyidoğan, H., Göktürkler, G., Akyol, N. ve Ankaya, O. (2000). İzmir ili çevresinin depremselliği ve deprem tehlikesinin incelenmesi. *BADSEM 2000*, 231-238.
- Aksu, A.E. & Piper, D.J.W. (1983). Progradation of the late Quaternary Gediz delta, Turkey. *Marine Geology*, 54, 1-25.
- Aksu, A., Piper, D.J.W. & Konuk, T. (1987a). Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer İzmir and Çandarlı bays, western Turkey. *Marine Geology*, 76, 89 – 104.
- Aksu, A., Piper, D.J.W. & Konuk, T. (1987b). Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, western Turkey. *Sedimentary Geology*, 52, 227-250.
- Aksu, A., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. & Piper, D.J.W. (1990). Quaternary tectonic and sedimentary history of eastern Aegean Sea shelf area. *Jeofizik*, 4, 3-35.
- Alçıçek, H. (2010). Stratigraphic correlation of the Neogene basins in southwestern Anatolia: regional palaeogeographical, palaeoclimatic and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291, 297-318.

- Allen, J.R.L. (1982). *Sedimentary structures: their character and physical basis Developments in Sedimentology*, Amsterdam: Elsevier.
- Allmendinger, R. W., Gephardt, J.W. & Marrett, R. A. (1989). Notes on Fault Slip Analysis. Notes to the Geological Society of America short course 'Quantitative interpretation of joints and faults'. Cornell University.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. & Fisher, D., 2012, *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Altunel, E. (1998). Evidence for damaging historical earthquakes at Priene, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 7, 25-35.
- Altunel, E. (1999). Geological and geomorphological observations in relation to the 20 September 1899 Menderes earthquake, western Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 156, 241-246.
- Altunel, E. (2003). Impacts of historical seismicity on major ancient coastal cities in southwestern Turkey. *CIESM Workshop 2003*, 71-76.
- Ambraseys, N.N. (1970). Some characteristic features of the Anatolian fault zone, *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- Ambraseys, N. N. & Jackson, J.A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, *Geophysical Journal International*, 133, 390-406.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, İ.H., Poission, A., Şimşek, Ş. & Uysal, Ş. (1981). Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75, 11-19.

- Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). The rift system of western Turkey; thoughts on its development. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 73, 1-9.
- Bağcı, G., Yatman, A., Özdemir, S. & Altın, N. (2000). Türkiyede Hasar Yapan Depremler, *Jeofizik Bülteni*, 37, 91-93.
- Barka, A. A. (1992). North Anatolian Fault zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Becker-Platen, J.D. (1970). *Lithostratigraphische Untersuchungen im Kanozoikum Südwest Anatoliens (Türkei) – Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei*. Hannover: Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 97.
- Becker-Platen J.D. & Löhnert E. (1972). Über, Cardium-Funde aus dem Kanozoikum der Umgebung von Söke (West Türkei). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, B2, 55-63.
- Benetatos, C., Kiratzi, A., Ganas, A., Ziazia, M., Plessa, A. & Drakatos, G. (2006). Strikeslip motions in the Gulf of Sigacik (western Turkey): Properties of the 17 October 2005 earthquake seismic sequence. *Tectonophysics*, 426, 263-279.
- Benvenuti, M. (2003). Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene-Pleistocene Mugello Basin, Central Italy. *Sedimentary Geology*, 157,197-234.
- Blair, T.C. (1999a). Sedimentary processes and facies of the water-laid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46, 913-940.
- Blair, T.C. (1999b). Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46, 1015-1028.

- Bozkurt, E. & Park, R.G. (1994). Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E. (2000). Timing of Extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey and its tectonic implications. *Geological Society London*, 173, 385-403
- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E. & Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Bozkurt, E. & Rojay, B. (2005). Episodic, Two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in western Anatolia: field evidence from the Kiraz basin and Bozdağ Horst. *Geodinamica Acta*, 18, 299-312.
- Bozkurt, E. & Sözbilir, H. (2006). Evolution of the large-scale active Manisa Fault, southwest Turkey: implications on fault development and regional tectonics. *Geodynamica Acta*, 19, 427-453.
- Bozkurt, E. (2007). Extensional v. contractional origin for the southern Menderes shear zone, SW Turkey: tectonic and metamorphic implications. *Geological Magazine*, 144, 191-210.
- Brückner, H. (1997). Coastal changes in western Turkey; rapid delta progradation in historical times. *Bulletin de l'Institut Océanographique*, 18, 63-74.

- Brückner, H., Müllenhoff, M., Handl, M., Marburg, L. & Van der Borg, K. (2002). Holocene landscape evolution of the Büyük Menderes Alluvial Plain in the environs of Myous and Priene (western Anatolia, Turkey). *Z. Geomorph. N.F.*, 127, 47-65.
- Brückner, H., Müllenhoff, M., Van der Borg, K. & Vött, A. (2004). Holocene coastal evolution of western Anatolia- the interplay between natural factors and human impact. *CIESM Monographs*, 24, 51-56.
- Candan, O. (1994). Petrography and metamorphism of the metagabbros at the northern part of Alaşehir; Demirci-Gördes submassif of the Menderes Massif. *Geol. Bull. Turkey*, 37, 29-40.
- Candan, O., Dora, O.O., Oberhänsli, R., Oelsner, F. & Durr, S. (1997). Blueschist relics in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif and correlations with Samos Island, Cyclades. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 77, 95-99.
- Candan, O., Koralay, O.E., Akal, C., Kaya, O., Oberhänsli, R., Dora, O.Ö., et al. (2011). Supra-Pan-African unconformity between core and cover series of the Menderes Massif/Turkey and its geological implications. *Precambrian Research* 184, 1-23.
- Catlos, E.J. & Çemen, İ. (2005). Monazite ages and the evolution of the Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 204-217.
- Cohen, H.A., Dart, J.C., Akyüz, H.S. & Barka, A. (1995). Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Buyuk Menderes graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 152, 629-638.
- Collison, J.D. (1996). *Alluvial Sediments. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. London: Blackwell.

- Collins, A.S. & Robertson, A.H.F. (1999). Evolution of the Lycian Allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic to Mesozoic rift and passive continental margin. *Geological Journal*, 34, 107-138.
- Collins, A.S. & Robertson, A.H.F. (2003). Kinematic evidence for late Mesozoic-Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the Western Anatolia Belt, SW Turkey. *Geological Journal*, 38, 1-16.
- Cox, R.T. (1994). Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571-581.
- Çakır, Z. (1998). Along-strike discontinuity of active normal faults and its influence on Quaternary travertine deposition: examples from Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 8, 67-80.
- Çakmakoglu, A. (2007). Dilek Yarımadası, Söke ve Selçuk Çevresinin Neojen Öncesi Tektonostratigrafisi. *MTA Dergisi*, 135, 1-17.
- Çemen, İ., Catlos, E.J., Göğüş, O. & Özerdem, C. (2006). Postcollisional extensional tectonics and exhumation of the Menderes Massif in Western Anatolia extended terrane, Turkey. *Geological Society of America*, 409, 353-379.
- Çetinkaplan, M. (2002). Tertiary High Pressure / Low temperature Metamorphism In The Mesozoic Cover Series Of The Menderes Massif And Correlation with The Cycladic Crystalline complex. Unpublished Ph.D. Thesis, Dokuz Eylül University.
- Çifçi, G., Pamukçu, O., Çoruh, C., Çopur, S., & Sözbilir, H. (2011). Shallow and Deep Structure of a Supradetachment Basin Based on Geological, Conventional Deep Seismic Reflection Sections and Gravity Data in the Büyük Menderes Graben, Western Anatolia. *Surveys in Geophysics*, 32, 271-290.

- Çiftçi, N.B. & Bozkurt, E. (2008). Folding of the Gediz Graben fill, SW Turkey: extensional and/or contractional origin? *Geodinamica Acta*, 21, 145-167.
- Çiftçi, N.B. & Bozkurt, E. (2009). Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49-79.
- Çiftçi, N.B. & Bozkurt, E. (2010). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22, 846-873.
- Davis, G.H. & Reynolds, S.J. (1996). *Structural Geology of Rocks and Regions*. New York: John Wiley & Sons.
- DeCelles, P.G, Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B, Pivnic, D.A, Pequera, N. & Srivastava, P. (1991). Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38, 567-590.
- Donath, F.A., & Parker, R.B. (1964). Folds and Folding. *Geological Society of America Bulletin*, 75, 45-62.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Kaya, O. & Koralay, E. (2001). Revision of “leptite-gneisses” in the Menderes massif : a supracrustal metasedimentary origin. *Int. J. Earth Sciences*, 89, 836-851.
- Dott, R.L. (1964). Wacke, draywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sediment. Petrology*, 34, 625-632.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, İ.H. & Letouzey, J. (1979). Formation of the grabens in southwestern Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 92, 7-18.

- Duman, T.Y., Emre, Ö., Özalp, S. ve Elmacı, H. (2011). 1:250000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Aydın (NJ35-11) Paftası, Seri No:7, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologist, 1*, 108-121.
- Durdu, Ö.F. (2010). Effects of climate change on water resources of the Büyük Menderes river basin, western Turkey. *Turk J Agric For., 34*, 319-332.
- Eisma, D. (1978). Stream deposition and erosion by the eastern Shore of the Aegean. *Env. His. Middle and Near East, 1*, 67 -79.
- Elliot, T. (1986). *Clastic shorelines in Sedimentary Environments and Facies*. London: Blackwell.
- Embry, A. F. & Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. *Bulletin Canadian Petroleum Geologists, 19*, 730-781.
- Emre, T. (1996). Geology and tectonics of the Gediz Graben. *Turkish Journal of Earth Science, 5*, 171-185.
- Emre, T. & Sözbilir, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens (Western Turkey). *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, 2*, 73-94.
- Ercan, T., Akat, U., Günay, E. ve Savaşçın, Y. (1986). Söke-Selçuk- Kuşadası dolaylarının jeolojisi ve volkanik kayaların petrokimyasal özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 105*, 15-38.

- 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. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 119, 103-112.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *TPJD Bülteni*, C.2/1, 1-20.
- Erdoğan, B. & Güngör, T. (2004). The problem of the core–cover boundary of the Menderes Masif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granite, Western Anatolia Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 13, 15-36.
- Ergin, M., Kadir, S., Keskin, Ş., Turhan-Akyüz, N. & Yaşar, D. (2007). Late Quaternary climate and sea-level changes recorded in sediment composition off the Büyük Menderes River delta (eastern Aegean Sea, Turkey). *Quaternary International*, 168, 162-176.
- Erkül, F., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2005). Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40, 1–26.
- Erkül, F. (2010). Tectonic significance of synextensional ductile shear zones within the Early Miocene Alaçamdağ granites, northwestern Turkey. *Geological Magazine*, 147, 611-637.
- Erinç, S. (1978). Changes in the physical environment in Turkey since the end of the last -glacial. In W.C. Brice, (Ed.). *The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age*, (87-110). London: Academic Press.
- Erol, O. (1976). Quaternary shoreline changes on the Anatolian coasts of the Aegean Sea and related problems. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2, 459-468.

- Ersoy, E.Y., Helvacı, C. & Sozbilir, H. (2010). Tectono-stratigraphic evolution of the NE– SW trending superimposed Selendi basin: Implications for Late Cenozoic crustal extension in Western Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 488, 210-232.
- Ersoy, Y.E., Helvacı, C. & Palmer, M.R. (2011). Stratigraphic, structural and geochemical features of the NE-SW trending Neogene volcano-sedimentary basins in western Anatolia: implications for associations of supradetachment and transtensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 159-183.
- Ersoy, Y., Helvacı, C. & Palmer, M.R. (2012). Petrogenesis of the Neogene volcanic units in the NE -SW-trending basins in western Anatolia, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 379-401.
- Eyidogan, H. & Jackson J.A. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquake of 1969–70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, 81, 569-607.
- Falk, D.P. & Dorsey, R.J. (1998). Rapid development of gravelly high – density turbidity currents in marine Gilbert – type fan deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentology*, 45, 331-349.
- Folk, R.L.(1959). Practical petrographic classification of limestone. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 43, 1-38.
- Folk, R.L. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*, Texas: Hamphill.
- Gautier, P., Brun, J.P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. ve Jolivet, L. (1999). Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments, *Tectonophysics*, 315, 31-72.

- Ghibaudo, G. (1992). Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39, 423-454.
- Gökçen, S.L., Kazancı, N., Yaşar, D., Gökçen, N. & Bayhan, E. (1990). Küçük Menderes river delta complex and the effects of active tectonism on it's development. *Geol. Bull. Turkey*, 33, 15-29.
- Göney, S. (1975). Büyük Menderes Bölgesi. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 79, 1-15.
- Güngör, T. & Erdoğan, B. (2001). Tectonic significance of the Mesozoic mafic volcanic rocks in the Menderes Massif, west Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 874-882.
- Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K. & Yılmaz, Y. (2001). Neogene basin development around Söke-Kuşadası (western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region. *Geodinamica Acta*, 14, 57-69.
- Gürer, F.Ö., Sarıca-Filoreau, N., Özburan, M., Sangu, E. & Doğan, B. (2009). Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, western Turkey. *Geological Magazine*, 146, 652-673.
- Hakyemez, Y.H., Erkal, T. & Göktaş, F. (1999). Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 549-554.
- Hamilton, W.J. & Strickland, H.E. (1840). On the geology of the Western part of Asia Minor. *Trans. Geol. Soc. London*, 2, 1-39.

- Hampson, G.G. & Howel, J.A. (2005). Sedimentologic and geomorphic characterization of ancient wave dominated shorelines: examples from the Late Cretaceous Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah. In J.P. Giosan, (Ed.). *Deltas Old and New*, (133-154). Bhattacharya: SEPM Spec. Publ.
- Hancock, P. L. & Barka, A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey. *Journ. of Structural Geology*, 9, 573-584.
- Hare, P. W. & Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, In: Tectonic Geomorphology. *Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, 90-104.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. & Müller, B. (2010). Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. *Tectonophysics*, 482, 3-15.
- Hetzl, R. & Reischmann, T. (1996). Intrusion age of Pan- African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional metamorphism. *Geological Magazine*, 133, 505-72.
- Hare, P.W. & Gardner, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, In: Tectonic Geomorphology. *Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, 90-104.
- Howard, A. D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Some basic drainage patterns were described and related to geological conditions. *Bulletin of American Association of Petroleum Geology*, 51, 2246- 2259.

- İnci, U. (1998). Lignite and carbonate deposition in Middle Lignite succession of the Soma Formation, Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 37, 287-313.
- 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.A. & McKenzie D.P. (1988). Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Research*, 1, 121-128.
- Janecke, S. U., Vandenburg, C. J. & Blankenau, J. J. (1998). Geometry, Mechanisms, and Significance of Extensional Folds from Examples in the Rocky Mountain Basin and Range Province, USA. *Journal of Structural Geology*, 20, 841-856.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huent, B., Labrousse, L., Pourhiet, L., Lacombe, O., et al. (2012). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.011.
- Karaoğlu, Ö. & Helvacı, C. (2012a). Structural evolution of the Uşak–Güre-supra-detachment basin during Miocene extensional denudation in western Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 169, 627-642.
- Karaoğlu, Ö. & Helvacı, C. (2012b). Growth, destruction and volcanic facies architecture of three volcanic centres in the Miocene Uşak–Güre basin, western Turkey: Subaqueous–subaerial volcanism in a lacustrine setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 245/246, 1 – 20.
- Kayan, İ. (1988). Late Holocene sea-level changes on the western Anatolian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68, 205-218.
- Kayan, İ. (1996). Holocene coastal development and archaeology in Turkey. *Z. Geomorph. N.F., Supp.*, 102, 37-59.

- Kaymakçı, N., Aldanmaz, E., Langereis, C., Spell, T.L., Gürer, O.F. & Zanetti, K.A. (2007). Late Miocene transcurrent tectonics in NW Turkey: evidence from palaeomagnetism and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of alkaline volcanic rocks. *Geological Magazine*, 144, 379-392.
- Kazancı, N., Dündar, S., Alçıçek, M.C. & Gürbüz, A. (2009). Quaternary deposits of the Büyük Menderes Graben in western Anatolia, Turkey: Implications for river capture and the longest Holocene estuary in the Aegean Sea. *Marine Geology*, 264, 165-176.
- Kazancı, N., Gürbüz, A. ve Boyraz, S. (2012). Büyük Menderes Nehri'nin doğuşu ve jeolojik evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*, 108-109.
- Keller, E. & A., Pinter, N. (2002). *Active Tectonics Earthquakes, Uplift, and Landscape*. (2th ed.). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Kissel, C. & Laj, C. (1988). Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146, 183-201.
- Koçyiğit, A. & Kaymakçı, N. (1995). İnönü-İnegöl superimposed basins and initiation age of the extensional neotectonic regime in west Turkey. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 33.
- Koçyiğit, A. (1996). Superimposed basins and their relations to the recent strike-slip fault zone: a case study of the Refahiye superimposed basin adjacent to the North Anatolian Transform Fault, northeastern Turkey. *International Geological Review*, 38, 701-713.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. & Buzkurt, E. (1999a). Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 156, 605-616.

- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. & Bozkurt, E. (1999b). Reply to 'Discussion on evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey'. *Journal of the Geological Society London*, 156, 1240-1242.
- Koçyiğit, A. (2000). Güneybatı Türkiye'nin depremselliği. *BADSEM 2000-Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu*, 30-39.
- Konak, N. (2002). Geological map of Turkey in 1/500.000 scale: İzmir sheet. Publication of Mineral Research and Exploration Directorate of Turkey, Ankara.
- Konak N & Şenel M. (2002). Geological map of Turkey in 1/500.000 scale: Denizli sheet. Publication of Mineral Research and Exploration Directorate of Turkey, Ankara.
- Kondopoulou, D., Sen, S., Aidona, E., van Hinsbergen, D.J.J. & Koufos, G. (2011). Rotation history of Chios Island, Greece since the Middle Miocene. *Journal of Geodynamics*, 51, 327-338.
- Koralay, E., Dora, O.Ö., Chen, F., Satır, M. & Candan, O. (2004). Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) area, Eastern part of the Ödemiş–Kiraz submassif, Menderes Massif: Pan-African magmatic activity. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 37-61.
- Koukouvelas, I.K. & Aydın, A. (2002). Fault structure and related basins of the North Aegean Sea and its surroundings. *Tectonics*, 21, doi: 10.1029/2001TC901037.
- Kuyumcu, Ö.C., Solaroğlu U.Z., Hallinan S., Çolpan B., Türkoğlu E. & Soyer W. (2011a). Interpretation of 3D Magnetotelluric (MT) Surveys: Basement Conductors of the Menderes Massif, Western Turkey, *GRC Transactions*, 35, 861-866.

- Kuyumcu, Ö.C., Solaroğlu U.Z., Aktar S., Atalay O. & Çolpan B. (2011b). Estimation of Permeability using Simple Multi Criteria Decision Analysis in Gümüşköy, Aydın, Turkey, *GRC Transactions*, 35, 1573-1579.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, C., Lallemand, S., Noomen, R. & Veis G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100, 12675-12690.
- Li, W., Lu, W., Liu, Y. & Xu, J. (2012). Superimposed versus residual basin: The North Yellow Sea Basin. *Geoscience Frontiers*, 3, 33-39.
- Liangjie, T., Zhijun, J. & Chengzao, J. (2001). Tectonic analysis of superimposed basins. *Petroleum Geology & Experiment*, 23, 251-255.
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H. & Yılmaz, Y. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781-792.
- Loos, S. & Reischmann, T. (1999). The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon datings. *J. Geol. Soc. Lond.*, 156, 1021-1030.
- Lundegard, P. D. & Samuels, N. D. (1980). Field classification of fine –grained sedimentary rocks. *Journ. of Sed. Petrology*, 50, 781-786.
- Mann, P. (1997). Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape. *Geology*, 25, 211-214.
- Martel, A.T. & Gibling, M.R. (1991). Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada. *Int. Assos. Sediment.*, 13, 223-243.

- May, S.R., Ehmen, K.D., Gray, G.G. & Crowell, J.C. (1993). A new angle on the tectonic evolution of the Ridge basin, a “strike – slip” basin in southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 1357-1372.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A. A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., et al. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5720.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 55, 217-254.
- Mercier, J. L. (1981). Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 300, 337-355.
- Miall, A.D. (1977). A review of braided river depositional environments. *Earth Science Reviews*, 13, 1-62.
- Miall, A.D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 5, 597-604.
- Müllenhoff, M., Handl, M., Knipping, M. & Brückner, H. (2004). The evolution of Lake Bafa (Western Turkey) : sedimentological, microfaunal and palynological results. *Coastline Reports*, 1, 55-66.
- Nebert, K. (1955). Söke-Kuşadası linyit havzası. *MTA Rap. No. 3021* (Yayımlanmamış).

- Nyst, M. & Thatcher, W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *J. Geophys. Res.*, 109, 1-23.
- Oberhänsli, R., Monie, P. & Candan, O. (1998). The Age of Blueschist Metamorphism In The Mesozoic Cover Series of The Menderes Massif. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 78, 309-316.
- Okay, A.İ. & Siyako, M. (1991). The New Position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan Suture Between İzmir and Balıkesir. *Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium*, 333-355.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz, S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. *Tectonics of Asia*, 420-441.
- Okay, A.İ. (2001). Stratigraphic and metamorphic inversions in the Menderes Masif: a new structural model. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 709-727.
- Okay, A.İ., İsintek, İ., Altıner, D., Özkan-Altıner, S. & Okay, N. (2012). An olistostrome - mélange belt formed along a suture: Bornova Flysch zone, western Turkey, *Tectonophysics*, 568, 282-295.
- Olsen, P.E. & Schlische, R.W. (1990). Transtensional arm of the early Mesozoic Fundy rift basin: Penecontemporaneous faulting and sedimentation. *Geology*, 18, 695-698.
- Öcal, N. (1958). Söke-Balat zelzelesi (Söke-Balat earthquake). *İstanbul Kandili Rasathanesi Sismoloji Yayınları*, 2, 34.

- Özer, S. & Sözbilir, S. 2003. Presence and tectonic significance of Cretaceous rudist species in the so-called Permo-Carboniferous Göktepe Formation, central Menderes metamorphic massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 397-404.
- Özgür, R. (1983). Aydın – Germencik – Ortaklar dolaylarında genç tektoniğe bağlı jeomorfolojik gelişme, *MTA dergisi*, 99, 142-148.
- Özkaymak, Ç. & Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa Fault Zone, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 615-635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. & Uzel., B. (2013). Neogene–Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the Izmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117-135.
- Pang, X., Zhou, X., Lin, C, Hou, Z., Lou, X. & Pang, H. (2010). Classification of Complex Reservoirs in Superimposed Basins of Western China. *Acta Geologica Sinica*, 84, 1011-1034.
- Paton, S. (1992). Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 149, 1031-1044.
- Pekman, A. (1991). *Strabon: Geography: Anatolia (Books: XII, XIII, XIV)* (Turkish translation). İstanbul: Arkeoloji ve Sanat Yayınları.
- Pettijohn, T.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1973). *Sand and Sandstones* (1ed.). New York: Spring-Verlag.
- Phillipson, A. (1911). *Reisen und Forschungen im Ewestlichen Kleinasien*, *Petermanns Mitt.* Gotha: Ergazungsheft.

- Piper, D.J.W. & Perissoratis, C. (1991). Late Quaternary sedimentation on the North Aegean Continental Margin, Greece. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 75, 46-61.
- Powers, M.C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sed. Research.*, 23, 117-119.
- Purvis, M. & Robertson, A. (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. & Robertson, A.H.F. (2005). Sedimentation of the Neogene–Recent Alaşehir (Gediz) continental graben system used to test alternative tectonic models for western (Aegean) Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 373-408.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill Book Company.
- Reading, H.G. & Collison, J.D. (1996). Clastic coasts. In H.G. Reading, (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. (13-28). London: Blackwell.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Barka, A., et al. (1997). Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone. *Jour. of Geophy. Resea.*, 102, 9983-9999.
- Régnier, J.L., Mezger, J.E. & Passchier, C.W. (2007). Metamorphism of Precambrian– Palaeozoic schists of the Menderes core series and contact relationships with Proterozoic orthogneisses of the western Çine Massif, Anatolide belt, western Turkey. *Geological Magazine*, 144, 67-104.

- Rimmelé, G., Oberhänsli, R., Candan, O., Goffé, B. & Jolivet, L. (2006). The wide distribution of HP–LT rocks in the Lycian Belt (Western Turkey): implications for accretionary wedge geometry. *Geological Society London*, 260, 447-466.
- Ring, U., Laws, S. & Bernet, M., (1999). Structural Analysis of a Complex Nappe Sequence and Late- Orogenic Basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Struc. Geol.*, 21, 1575-1601.
- Ring, U., Will, T., Glodny, J., Kumerics, C., Gessner, K., Thomson, S., et al. (2007). Early exhumation of high-pressure rocks in extrusion wedges: Cycladic blueschist unit in the eastern Aegean, Greece, and Turkey. *Tectonics*, 26, 1–23.
- Roberts, S.C. (1988). *Active Normal Faulting in Central Greece and western Turkey*. Ph.D. Thesis, University of Cambridge, United Kingdom.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C. & Süzen, L. (2005). Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben Southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 317-331.
- Sarı, C. & Şalk, M. (2006). Sediment thicknesses of the western Anatolia graben structures determined by 2D and 3D analysis using gravity data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 39-48.
- Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz Grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geological Journal*, 35, 1-24.
- Schröder, B. & Bay, B. (1996). Late Holocene rapid coastal change in western Anatolia Büyük Menderes plain as a case study. *Z. Geomorph. N.F.*, 102, 61-70.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.*, 128, 155-166.

- Seyitoğlu, G. & Scott, B. (1992). The age of the Büyük Menderes Graben (western Turkey) and its tectonic implications. *Geol. Mag.*, 129, 239-242.
- Seyitoğlu, G. (1992b). *Late Cenozoic crustal extension, basin formation and volcanism in West Turkey*. Ph.D.Thesis, University of Leicester, United Kingdom.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B.C. (1994). Late Cenozoic basin development in west Turkey: Gördes basin tectonics and sedimentation. *Newsletters on Stratigraphy*, 131, 133-142.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B. (1996). The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1-1.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ. & Tekeli, O. (2000). Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 157, 1097-1100.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. & Işık, V. (2002). The role of flexural rotation/ rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir Graben, western Turkey. *Geology Magazine*, 139, 15-26.
- Sezer, L.İ. (2000a). Batı Anadolu'da deprem aktivitesi ve riski. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu Bildiri Kitabı*, 249-255.
- Sezer, L. İ. (2000b). Kuşadası (Aydın) yöresinde deprem aktivitesi ve riski. *Geçmişten Geleceğe Kuşadası Sempozyumu Bildiri Kitabı*, 39-46.
- Smith, G.A. (1986). Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 97, 1-10.

- Smith, G.A. & Lowe, D.R. (1991). Lahars: volcano – hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. *SEPM Special Publication*, 45, 60-70.
- Sohn, Y.K., Rhee, C.W. & Kim, B.C. (1999). Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *Journal of Geology*, 107, 111-132.
- Sözbilir, H. & Emre, T. (1990). Neogene stratigraphy and structure of the northern rim of the Büyük Menderes Graben. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region Proceedings*, 2, 314–322.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and 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). Revised stratigraphy and facies analysis of the Palaeocene–Eocene supra-allochthonous sediments and their tectonic significance (Denizli, SW Turkey). *Turkish Journal of Earth Science*, 11, 1-27.
- Sözbilir, H., Erkül, F. & Sümer, Ö. (2003a). Gümüldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) Arasında Uzanan Miyosen Sonrası Yaşlı KD-Doğrultulu Accommodation Zonuna ait Saha Verileri, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Kurultayı bildiri özleri kitabı*, 85-86.
- Sözbilir, H., İnci, U., Erkul, F. & Sümer, Ö. (2003b). An Active Intermitten transform zone accommodating N-S Extension in Western Anatolia and its relation to the North Anatolian Fault System. *International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology, and Field Training Course in Paleoseismology*, poster session P2/2, 31 Augst to 12 September 2003, Ankara.

- Sözbilir, H. (2005). Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 257-284.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, Y., Koçer, T., Demirtaş, R. & Özkaymak, Ç. (2008). Evidence for a kinematically linked E-W trending İzmir Fault and NE-trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, Western Anatolia, *Geological Bulletin of Turkey*, 51, 91-114.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. & 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, 423-448.
- Sperner, B., Muller, B., Heidbach, O., Delvaux, D., Reinecker, J. & Fuchs, K. (2003). Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map project. *Geological Society London*, 212, 101-116.
- Sümer, Ö., İnci, U. ve Sözbilir, H. (2008). Aktif Priene-Sazlı Fay Zonu'nun Türü, Geometrisi ve Kinematik Özellikleri; Büyük Menderes Grabeni, Söke-Milet Havzası. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu bildiri özetleri kitabı*, 46.
- Sümer, Ö., İnci, U. & Sözbilir, H. (2013). Tectonic evolution of the Söke Basin: extension-dominated transtensional basin formation in western part of the Büyük Menderes Graben, Western Anatolia, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 65, 148-175.
- Stanistreet, I.G. & McCarhy, T.S. (1993). The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85, 115-133.
- Stow, A.V.D., Braakenburg, E.N. & Xenophontos, C. (1995). The Pissouri Basin fan – delta complex, southwestern Cyprus. *Sedimentary Geology*, 98, 245-262.

- Süzen, M.L. & Rojay, B. (2005). Active Shoreline Changes of Büyük Menderes River Delta in Last 50 Years. *Proceedings of the Seventh International Conference on the Mediterranean Coastal Environment MEDCOAST 05*, 1309-1316.
- Şatır, M. & Friedrichsen, H. (1986). The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: A rubidium/ strontium and oxygen isotope study. *Geologische Rundschau*, 75, 703-14.
- Şen, Ş. & Seyitoğlu, G. (2009). Magnetostratigraphy of early–middle Miocene deposits from east–west trending Alaşehir and Büyük Menderes grabens in western Turkey, and its tectonic implications. *Geological Society of London*, 311, 321-342.
- Şengör, A. M. C., Satır, M. & Akkök, R. (1984). Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan- African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. & Saroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 37, 227-264.
- Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society London*, 28, 575-589.
- Şengör, A.M.C. & Natalin, S.B. (1996). *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Şimşek, Ş. (2003). Hydrogeological an isotopic survey of geothermal fields in the Büyük Menderes Graben, Turkey. *Geothermics*, 32, 669-678.

- Takahashi, M. (1997). Geo-Environmental Analysis in the recent alluvial plains of the large Menderes and the small Menderes. *Japon Review*, 8, 209-219.
- Tan, O., Tapırdamaz, C. & Yörük, A. (2008). The Earthquake Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 405-418.
- Taner, G. (1983). Tschauda (Bakunian) bivalves of Hamzakoy formation, Gelibolu Peninsula. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 26, 59-64.
- Tatar-Erkül, S. (2012). Petrogenetic evolution of the Early Miocene Alaçamdağ volcanoplutonic complex, northwestern Turkey: implications for the geodynamic framework of the Aegean region. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 197-219.
- Tatar-Erkül, S. & Erkül, F. (2012). Magma interaction processes in syn-extensional granitoids: The Tertiary Menderes Metamorphic Core Complex, western Turkey. *Lithos*, 142, 16-33.
- Taymaz, T., Jackson J. & McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the North and central Aegean Sea. *Geophysic. J. Int.*, 106, 433-490.
- Taymaz, T., Yılmaz, Y. & Dilek, Y. (2007). The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction. *Geological Society London*, 291, 1-16.
- Ternek, Z. (1959). A geological note on the natural gas in Söke. *Bull. Geol. Society of Turkey*, 7, 58-74.
- Tucker, M.C. (1988). *Techniques in sedimentology*. London: Blackwell scientific publ.

- Tucker, M.E. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field* (3rd ed.) Chichester: John Wiley&Sons.
- Uluğ, A., Duman, M., Ersoy, Ş., Erdeniz, Ö. & Avcı, M. (2005). Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea. *Marine Geology*, 221, 381-395.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J. & Renne, P.R. (1994). Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California. *Geology*, 22, 649-652.
- Umhoefer, P.J., Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Casale, G. & Heizler, M.J. (2007). Yo-Yo Tectonics In A Wrench Zone. *Geological Society of America*, 434, 35-57.
- Utku, M. ve Sözbilir, H. (2003). Aydın-Nazilli fayının paleosismolojik ön bulguları. *Kuvaterner Çalıştayı, IV*, 121-129.
- Uzel, B. & Sözbilir, H., 2008. A First Record of a Strike-slip Basin in Western Anatolia and Its Tectonic Implication: The Cumaovası Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559-591.
- Uzel, B., Sözbilir, H. & 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. & Langereis, G. C. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the Izmir–Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116.

- Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar, M. ve Şan, Ö. (1995). Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 38, 75-80.
- Ünay, E. ve Göktaş, F. (1999). Söke Çevresi (Aydın) Geç Erken Miyosen ve Kuvaterner yaşlı küçük memelileri: Ön sonuçlar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 42, 99-113.
- van Hinsbergen, D.J.J. (2010). A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: the Menderes Massif of western Turkey. *Earth Science Reviews*, 102, 60-76.
- van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, J.M., Bozkurt, E. & Koopman, M. (2010), Exhumation with a twist: Paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, western Turkey. *Tectonics*, 29, 1-33.
- Waddell, H. (1932). Volume, shape, and roundness of rock particles. *Journal of Geology*, 40, 443-451.
- Walker, R.G & Plint, A.G. (1992). Wave and storm-dominated shallow marine systems. In R. G. Walker & N.P. James, (Ed.). *Facies Models; Response to Sea-Level Change*, (eds). St Johns: Geol. Soc. Can.
- Wang, Q. (2005). Deep Structure and Evolution of the Superimposed Tarim Basin, China, *American Geophysical Union, Fall Meeting*, T53D.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geology*, 30, 377-392.
- Woodcock, N.H. (1987). Kinematics of strike-slip faulting, built Inlier, mid-Wales. *J. Struct. Geol.*, 9, 353-363.

- Yaltrak, C., İşler, E.B., Aksu, E.A. & Hiscott, R.N. (2012). Evolution of the Bababurnu Basin and shelf of the Biga Peninsula: Western extension of the middle strand of the North Anatolian Fault Zone, Northeast Aegean Sea, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 57, 103-119.
- Yılmaz, Y. (1997). Geology of Western Anatolia. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project. *VDF, ETH Zurich*, 31-54.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K. & Elmas, A. (1999). Ege Denizi ve Ege bölgesinin jeolojisi ve evrimi, In: N. Görür, (Ed.). Ankara: Türkiye Denizleri. Devlet Planlama Teşkilatı, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu yayını, 211–337.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. & Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? *Geological Society London*, 173, 353-384.
- Yönlü, Ö., Altunel, E., Karabacak, V., Akyüz, S. & Yalçiner, Ç. (2010). Offset archaeological relics in the western part of the Büyük Menderes Graben (western Turkey) and their tectonic implications. In M. Sintubin, I.S. Stewart, T.M. Niemi, E. Altunel, (Ed.). *Ancient Earthquakes. The Geological Society of America*, 471, 269-279.
- Zhang, J.H. (1993). Distinguishing criteria of relict basin and their significance in petroleum geology. *Earth Science–Journal of China University of Geosciences*, 18, 735-740.