Yerbilimleri, 27 (1), 1-21
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi
Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Adana Havzası Kuzgun formasyonunun mikrofosiller ile ortamsal yorumu

Environmental interpretation of the Kuzgun formation in the Adana Basin through microfossils

Niyazi AVŞAR[1], Atike NAZİK[1], Feyza DİNÇER[1], Güldemin DARBAŞ[2]
[1] Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01330 Balcalı, ADANA
[2] Sütçü İmam Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 46050 KAHRAMANMARAŞ

Geliş *(received)* : 18 Ağustos *(August)* 2005
Kabul *(accepted)* : 24 Şubat *(February)* 2006

ÖZ

Adana Havzası; batıda Ecemiş Fay Kuşağı, kuzeyde Toros ve doğuda Amanos Dağları ve güneyde Akdeniz ile sınırlanmıştır. Adana Havzası Tersiyer istifi, tabanda Mesozoyik ve Paleozoyik yaşlı birimler ile üstte Kuvaterner yaşlı birimler arasında yeralmaktadır. Bu çalışma, Tersiyer istifini oluşturan birimlerden Kuzgun formasyonunda yapılmıştır. Geç Miyosen yaşlı Kuzgun formasyonu, Salbaş tüfit üyesi, batı-doğu uzanımlı, kalınlığı 50 cm ile 10 m arasında değişen şeritsel ve merceksel birim olarak yeralmaktadır. Havzada gelişen bu tüfit seviyelerinin Tortoniyen'de yaşam koşullarını nasıl etkilediğini belirlemek amacıyla içerdiği bentik foraminiferler ile ostrakodlar incelenmiştir. Bu amaçla, havzada tüfit seviyelerini içine alacak şekilde batıdan doğuya doğru yedi adet stratigrafi kesiti ölçülmüştür. Derlenen 96 örnekte, bentik foraminiferlerden 31 cins ve 45 tür ile ostrakodlardan 26 cins ve 37 tür tayin edilmiştir. Tanımlanan bentik foraminifer ve ostrakod türleri tüfitli seviyelerde azalıp veya yok olurken, tüfitlerin altındaki ve üstündeki birimlerde tür ve birey sayısı bakımından çeşitlenmeler ve benzerlikler görülmektedir. Ayrıca bentik foraminifer ve ostrakod topluluklarına göre; tüfit seviyelerinin havzanın batı kısmında sığ denizel, doğusunda ise lagün koşullarında depolandığı belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Eski ortam, foraminifer, Geç Miyosen, Kuzgun formasyonu, ostrakod.

ABSTRACT

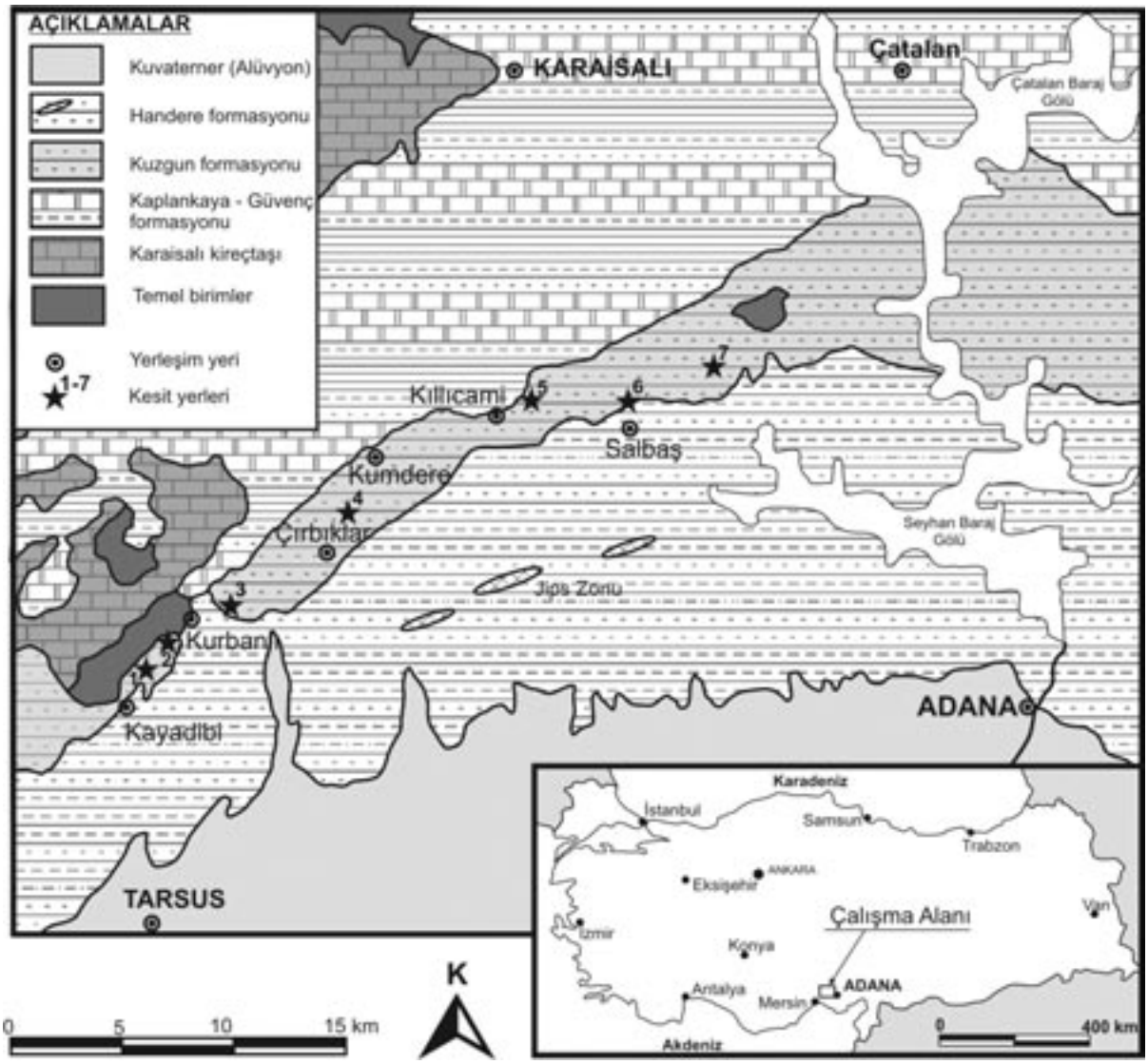
The Adana Basin is bordered by the Ecemiş Fault Zone to the west, Taurus Mountain to the north, Amanos Mountain to the east and Mediterranean to the south. The Tertiary sequence of the Adana Basin is limited by Paleozoic and Mesozoic rock units at the base and Quaternary sediments at the top. This study deals with the Kuzgun formation in the Tertiary sequence. The Salbaş tuffite member of the Late Miocene Kuzgun formation, the subject of this study, lies along an east-west direction and has a thickness varying between 50 cm and 10 m. The benthic foraminiferal and ostracod assemblages are investigated for the purpose of determining the effects of the living conditions when the Tortonian of tuffite levels developed in the basin. For this reason, seven stratigraphic sections were measured from the region including tuffite levels. A total of 45 foraminiferal species from 31 genera, and 37 ostracod species from 26 genera were identified from 96 samples. Although these described benthic foraminiferal and ostracod species decrease or are even extinct in the tuffite levels, they show high diversities and similarities at the units situated above or below the tuffite levels. In addition, according to the benthic foraminiferal and ostracod assemblages, it is pointed out that the tuffite levels have been deposited in the lagoonal conditions in the eastern and shallow marinal enviroment of the western part of the basin.

***Key Words**: Paleoenvironment, foraminifer, Late Miocene, Kuzgun formation, ostracod.*

N.Avşar
E-mail:avsarn@mail.cu.edu.tr

GİRİŞ

İnceleme alanı, Adana Havzası'nın batısında Berdan Barajı'nın doğu sınırında yeralan Kayadibi Köyü (Tarsus)'nden başlayarak yanal olarak Çatalan (Adana) 'a kadar uzanmaktadır (Şekil 1). Bir çok araştırmacı tarafından Adana Havzası'nın genel jeolojisi, petrol jeolojisi, paleontolojisi ve stratigrafisi ayrıntılı olarak incelenmiştir (Özer vd., 1974; Görür, 1979; Nazik ve Toker, 1986; Yetiş ve Demirkol, 1986; Yetiş, 1988; Nazik ve Gürbüz, 1992; Gürbüz, 1993; Ünlügenç, 1993; Yetiş vd., 1995; Yüksek, 1995; Ünlügenç, 1997; Ünlügenç ve Şafak, 1998; Öğrünç, 2001; Nazik, 2004). Miyosen döneminde havzada yer alan tüfitlerin varlığı ilk kez Schmidt (1961) tarafından belirtilmiş ve Yetiş (1988) tarafından ise ayrıntılı olarak litostratigrafisi ortaya konulmuş ve Salbaş tüfit üyesi olarak ayırtlanmıştır. Ancak bu çalışmalarda; birimin içermiş olduğu mikrofa-



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritaları (Schmidt, 1961'den basitleştirilerek), (★1- Berdan Ölçülü Stratigrafi Kesiti, ★2- Kurbanlı Ölçülü Stratigrafi Kesiti, ★3- Çırbıklar Ölçülü Stratigrafi Kesiti, ★4- Kumdere Ölçülü Stratigrafi Kesiti, ★5- Kıllıcami Ölçülü Stratigrafi Kesiti, ★6- Salbaş Ölçülü Stratigrafi Kesiti, ★7- Püren Ölçülü Stratigrafi Kesiti).

Figure 1. Location and geological maps of the study area (Simplified from Schmidt, 1961) . (★1- Berdan stratigraphic section, ★2- Kurbanlı stratigraphic section, ★3- Çırbıklar stratigraphic section, ★4- Kumdere stratigraphic section, ★5- Kıllıcami stratigraphic section, ★6- Salbaş stratigraphic section, ★7- Püren stratigraphic section).

una hakkında kapsamlı bilgi verilmemiş olup, tüfitli birimler içerisindeki pelesipod ve gastropod seviyelerinin varlığından bahsedilmiştir. Bu çalışmanın amacı; Tortoniyen döneminde çökelen Kuzgun formasyonundaki volkanik kökenli malzemenin ortamda var olan mikrofosillerin (ostrakod ve foraminifer) yaşam koşullarını nasıl etkilediğinin incelenmesidir.

MALZEME VE YÖNTEM

Berdan Barajı (Tarsus) doğusunda yeralan Kayadibi, Kurbanlı, Kumdere ve Çırbıklar Köyleri ile Karaisalı'ya bağlı Kıllıcami Köyü, Salbaş Beldesi ve Salbaş doğusu-Çatalan yolu üzerinde yüzeyleyen Kuzgun formasyonunun tüfitli seviyelerini kapsayacak şekilde yedi adet stratigrafi kesiti ölçülmüştür. Bu kesitlerden 96 adet sediman örneği, litolojik değişimler ve makrofosilli seviyelere dikkat edilerek derlenmiştir. Alınan örnekler; tüfitli seviyelerin altı, tüfitli seviyeler ve tüfitli seviyelerin üstü şeklinde gruplandırılarak incelenmiştir.

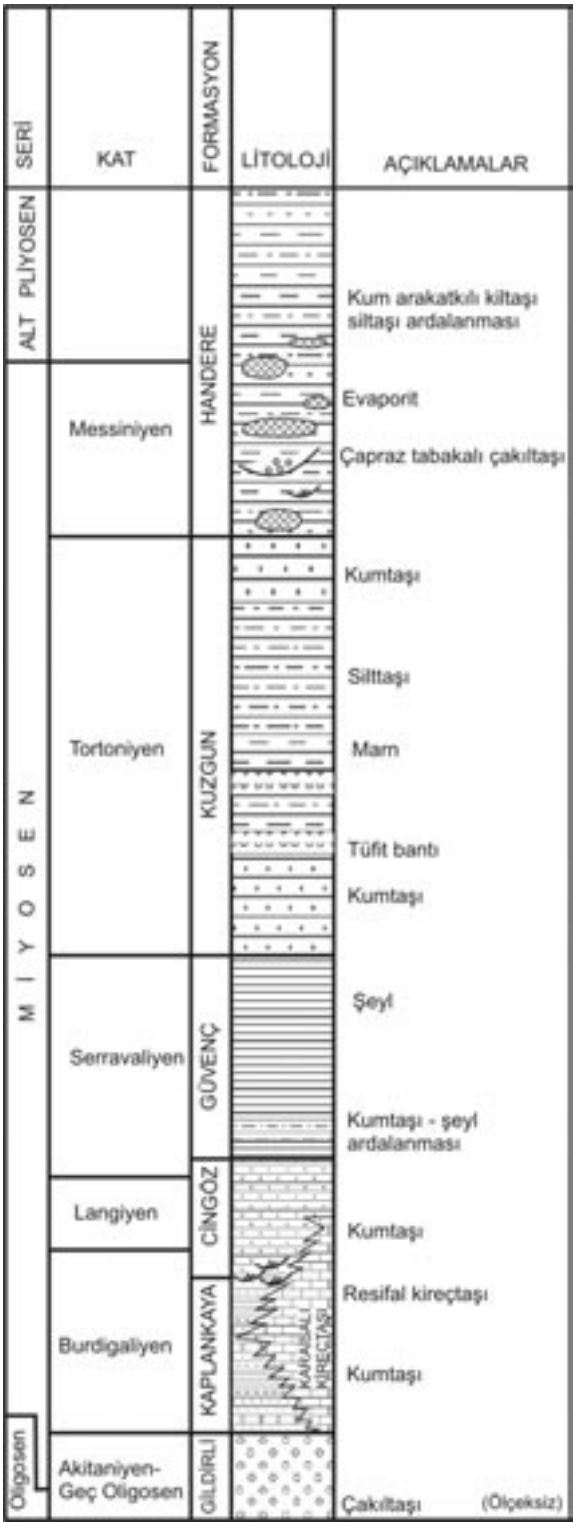
Mikropaleontolojik amaçlı derlenen bu örneklerden 100 gram alınıp, 24 saat % 15'lik hidrojen peroksit (H_2O_2) eriyiği içerisinde bekletildikten sonra 0.063 mm'lik elekte yıkanarak etüvde kurutulmuştur. Daha sonra binoküler mikroskop altında her örneğin 5 cm^3 hacmindeki bir bölümünün içerdiği bentik foraminifer ve ostrakodlar ayıklanmış, cins ve tür tayinleri yapıldıktan sonra bu fosil topluluklarından yararlanılarak ortam koşullarının nasıl geliştiği hakkında yorum yapılmış ve yaygın türler elektron mikroskobu kullanılarak fotoğrafları çekilerek levhaları hazırlanmıştır (Levha I-III).

STRATİGRAFİ

Toros Orojenik Kuşağı içerisinde yeralan Adana Havzası Tersiyer istifi, temelde Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Yetiş, 1988; Schmidt, 1961). Genellikle havzada Oligosen-Pliyosen yaşlı kayaç toplulukları yeralmaktadır. Bu kayaçlar, temel kayaçların oluşturduğu engebeli bir topoğrafya üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bu topoğrafya Miyosen'deki sedimantasyonu etkilemiş olup, havza kenarındaki vadi ve çukurlara Oligosen–Erken Miyosen döneminde akarsu ve göl ortamlarını karakterize eden Gildirli ve Karsantı formasyonları çökelmiştir. Paleotopoğrafik yükseltilerde ve havzanın kenar kesimlerinde Erken-Orta Miyosen zaman aralığında Kaplankaya ile Karaisalı formasyonları, daha derin kesimlerde ise Cingöz ve Güvenç formasyonları çökelmiştir. Kaplankaya formasyonu, alttaki Gildirli formasyonu ile uyumlu olup, üzerine gelen resifal nitelikli Karaisalı formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir (Schmidt, 1961; Görür, 1979; Özer vd., 1974; Yetiş, 1988; Öğrünç, 2001) (Şekil 2).

Adana Havzası türbiditik çökellerini temsil eden Cingöz formasyonunun iki adet deniz yelpazesi ile temsil edildiği, yukarı doğru incelen istifler sunduğu ve içerdiği fosil topluluğuna göre Langiyen-Serravaliyen yaş aralığında olduğu belirlenmiştir (Gürbüz, 1993; Nazik ve Gürbüz, 1992). Güvenç formasyonu; Cingöz formasyonuna ait denizaltı yelpazelerinin derin kesiminden başlar, türbiditlerin oluşmadığı alanlarda resifal karbonatlardan oluşan Karaisalı formasyonundan başlayarak güneye doğru önce derinleşen sonrada sığlaşan bir istif ile temsil edilir. Formasyonun yaşı Langiyen-Serravaliyen'dir (Nazik ve Toker, 1986; Yetiş, 1988; Özçelik ve Yetiş, 1994). Tortoniyen yaşlı karasal, sığ denizel ve deltayik sediman ardalanmasından oluşan Kuzgun formasyonu; Kuzgun, Memişli ve Salbaş tüfit üyelerine ayrılmıştır (Yetiş, 1988; Yetiş ve Demirkol, 1986). Kuzgun formasyonu üzerinde Handere formasyonuna ait sığ denizel kırıntılılar ve evaporitik çökeller ile akarsu sedimanları yeralmaktadır. Miyosen yaşlı sedimanların üzerine Kuvaterner yaşlı taraça, kaliş ve alüvyonlar gelir (Schmidt, 1961; Yetiş, 1988; Nazik vd., 1997; Öğrünç vd., 2000; Öğrünç, 2001). Bu çalışma Kuzgun formasyonuna ait birimlerde gerçekleştirildiği için, formasyonla ilgili bilgiler aşağıda ayrıntılı olarak verilmiştir.

Kuzgun formasyonu ilk kez Schmidt (1961) tarafından Adana Havzası içerisindeki sığ denizel kırıntılılar ile kumtaşı, kiltaşı, marn ve kireçtaşından oluşan birimler için kullanılmıştır. Schmidt (1961) bu birimleri; Kocaveliler, Çaparlı, Kepez, Kurbanlı, Çirbikler ve Sarıveli üyeleri olarak ayırmıştır. Araştırmacı ayrıca, bölgede kılavuz katman niteliğindeki tüfit birimi ile bunun üzerine gelen Sucular formasyonu, Koson şeyli ve Memişli kumtaşını Adana Grubu içerisinde incelemiştir. Kuzgun formasyonunun tip kesiti Adana-Karaisalı yolu üzerindeki Kuzgun köyündedir (Schmidt, 1961).



Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Yetiş, 1988 ve Nazik, 2004'den değiştirilerek).

Figure 2. Generalized stratigraphic section of the study area (Revised from Yetiş, 1988 and Nazik, 2004).

Kuzgun formasyonu genel olarak çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşur (Schmidt, 1961; Yetiş ve Demirkol, 1986; Öğrünç, 1996). Bu formasyon inceleme alanı içerisinde sığ denizel karaktere sahip olduğu bölümlerinde, siltli marn tabakaları arasında ince taneli kum seviyeleri ile siltli kil birimlerinden oluşmaktadır. Ayrıca Fadıl ve Gökkuyu köylerinde, üst kesimlerde dalga kırışıklıkları ile canlı izleri, daha altlarda yüzeyleyen biyotürbasyonlu silttaşı ve çamurtaşı genellikle lamellibranş, gastropod ve bitki parçacıkları içermektedir (Öğrünç vd., 2000; Öğrünç, 2001).

Ayrıca, formasyonun bazı seviyeleri örgülü nehir çökelleri ile sığ denizel çökellerden oluşmaktadır. Karasal çökellerde her bir dönemin tabanında kanal dolgusu çökelleri olarak çakıltaşı ile çakıllı kumtaşı bulunmaktadır. Kumtaşı çakıltaşı ardalanmasından oluşan set çökelleri ana kanalların yakınında yeralmaktadır. Taşkın ovası asfasiyesini ise; ince taneli, az belirgin laminalı, bol miktarda karbonat nodülleri içeren çamurtaşı oluşturmaktadır (Yetiş ve Demirkol, 1986). Sığ denizel çökeller ise; kumtaşı silttaşı, çamurtaşı ve *Ostrea*'lı katmanları ile temsil edilmektedirler. Formasyonunun kalınlığı 70-1100 m arasında değişmektedir (Schmidt, 1961).

İnceleme bölgesinde tüfitlerle ilgili olarak Schmidt (1961), İlker (1975), Yetiş ve Demirkol (1986), Yetiş (1988), Yüksek (1995) ve Nazik (2001) tarafından çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalarda inceleme alanında tüfitlerin birkaç seviye olarak yayılım gösterdiğinden bahsedilmiştir. Çok çabuk aşınan ve yeniden çökeltilen, karmaşık çökelmiş veya doğrudan su içine düşmüş piroklastik parçalar yeni bir sediman oluşturduğunda, değişen derecelerde normal terrijen gereç ile karışmaktadır. Bunun sonucunda karışık kökenli yeni bir tortul oluşmaktadır (Pettijohn,1975). Salbaş tüfit üyesi tabanda ana malzemesi volkanik kökenli olan bir tüfit seviyesi ve onun üzerine tüfitli malzeme ile ardalanmalı olarak kumtaşı, marn veya silttaşı seviyelerinden oluşmaktadır.

Formasyon tabanda Güvenç formasyonu üstünde yerel uyumsuzlukla yer alırken, üstüne gelen Handere formasyonu ile uyumlu ilişkiye sahiptir (Ünlügenç, 1993; Williams vd., 1995). Tanımlanan fosil topluklularına göre ve önceki çalışma-

larda da saptandığı gibi formasyonun yaşının Miyosen (Tortoniyen) olduğu belirlenmiştir (Yetiş, 1988; Öğrünç, 2001).

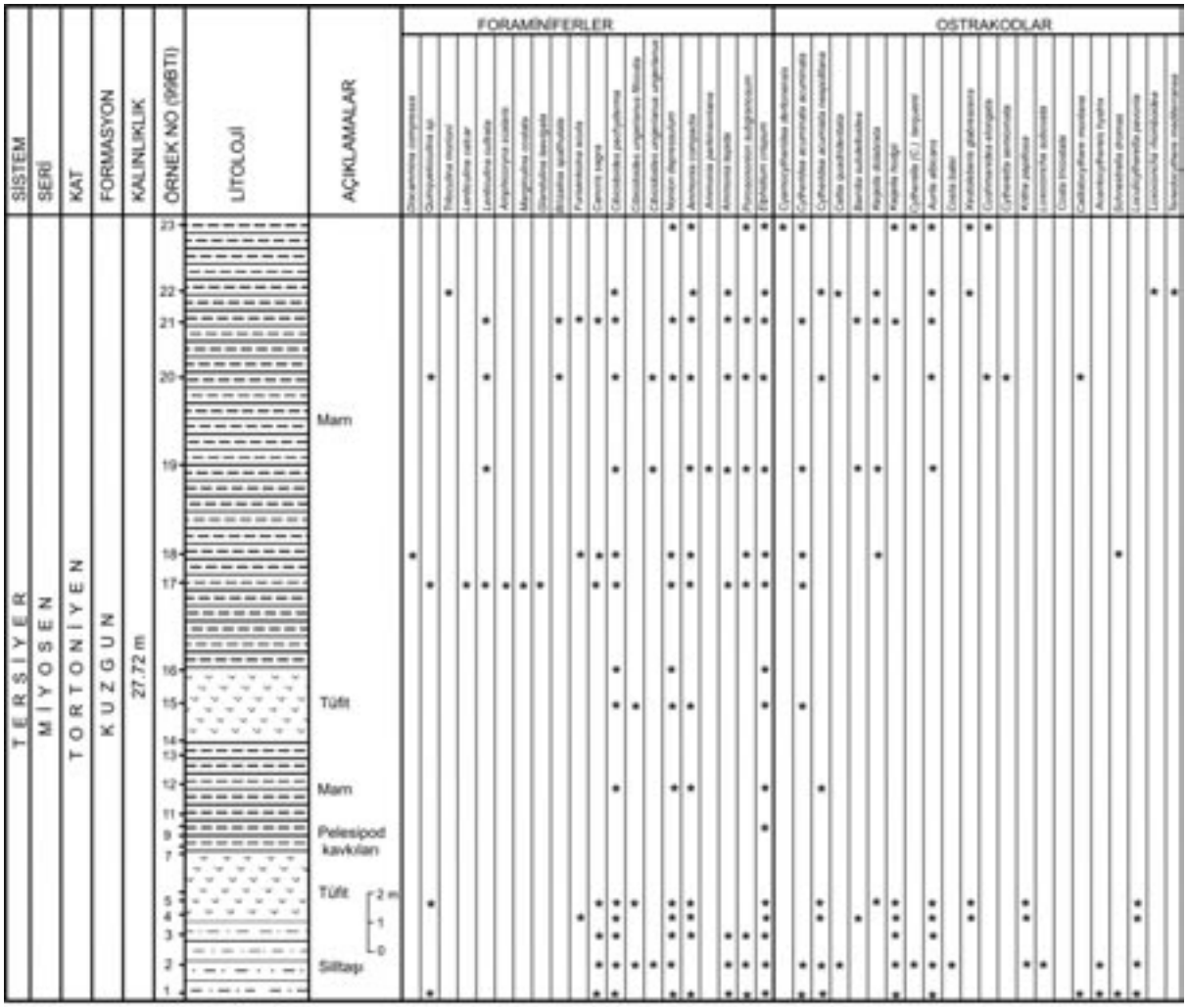
ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTLERİ

Tüfitlerin yayılım gösterdiği Adana Havzası'ında batıdan doğuya doğru tüfitli seviyelerden 7 adet stratigrafi kesiti ölçülmüştür. Kesitler ortam değişikliğinin belirlenmesi amacıyla kısa mesafelerde ölçülmüştür. Kesitlerin başlangıç koordinatları, litolojik ve paleontolojik özellikleri aşağıda verilmiştir.

Berdan Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kayadibi Köyü (Tarsus) kuzeyinde ölçülen kesitin toplam kalınlığı 27.72 m olup, başlangıç koordinatları x: 69500, y: 98800' dır (Şekil 1; 1 no.lu lokasyon). Kesitin ilk 3 metresi silttaşı biriminden oluşmaktadır. Üstüne 2 m kalınlıkta tüfitli birimler gelmektedir. Bu birimin üst seviyeleri paralel laminalıdır. Bu seviyelerin üzerine 3.5 m kalınlıkta taban seviyelerinde volkanik parçalar içeren marnlar, 2.5 m kalınlıkta tüfit ve tüfitli marn seviyeleri ve daha üstte 14 m kalınlıkta marnlar gelmektedir (Şekil 3).

Tüfitlerin altındaki seviyelerde, bentik foraminiferlerden *Quinqueloculina* sp., *Fursenkoina acuta* (d' Orbigny), *Cancris sagra* (d' Orbigny), *Cibicidoides pachyderma* (Rhezhak), *C. ungerianus flicosta* (Hagn), *C. ungerianus ungerianus* (d' Orbigny), *Nonion depressulum* (Walker ve Jacop), *Ammonia compacta* Hafker, *A. tepida* Cushman, *Porosononion subgranosum* (Egger),



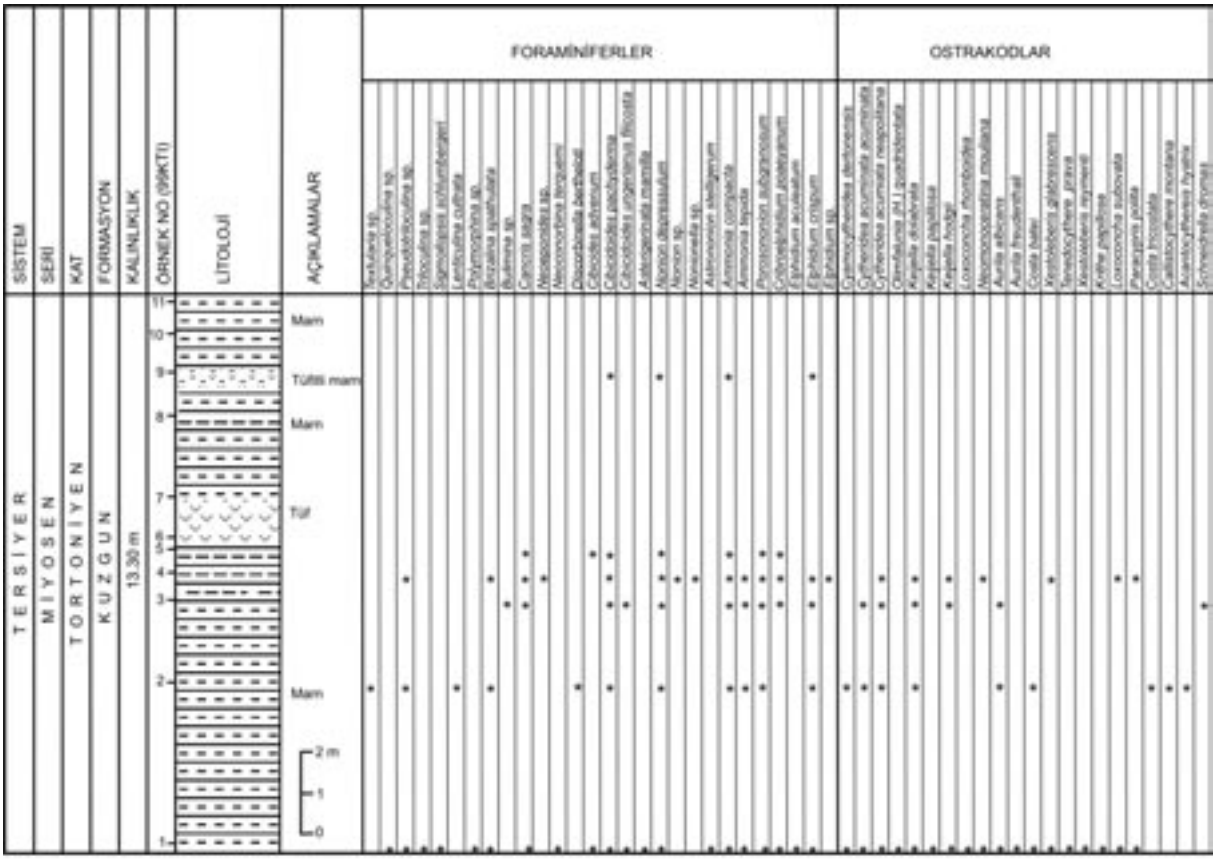
Şekil 3. Berdan ölçülü stratigrafi kesitinde foraminiferlerin ve ostrakodların dağılımı (99 BTI).
Figure 3. Distribution of the foraminifera and ostracoda in the Berdan stratigraphic section (99 BTI).

Elphidium crispum (Linne) ve ostrakodlardan ise *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet, *C. acuminata neapolitana* Kollmann, *Bairdia subdeltoidea* (Muenster), *Keijella dolabrata* (Doruk), *K. Hodgii* (Brady), *Krithe papillosa* (Bosquet), *Loxoconcha subovata* (Muenster), *Callistocythere montana* Doruk, *Acantocythereis hystrix* (Reuss), *Schneidrella dromas* (Schneider) *ve Loculicytheretta pavonia* (Brady) tayin edilmiştir.

Tüfitli seviyelerin tüfit-marn katkılı birimlerinde foraminiferlerden *Cibicidoides pachyderma, Nonion depressulum, Ammonia compacta, Elphidium crispum* ostrakodlardan ise *Cytheridea acuminata acuminata, C. acuminata neapolitana* gibi türler gözlenmiştir. Bu seviyelerin üzerine gelen marnlı birimlerde tüfitli birimlerin alt seviyesinde bulunan foraminiferlere ek olarak ise *Discammina compressa* (Goes), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Lenticulina calcar* (Lime), *L. cultrata (Montfort), Amphicoryna scalaris* (Batsch), *Marginulina costata* (Batsch), *Glandulina laevigata* (d' Orbigny), *Brizalina spathulata* (Williamson), *Ammonia parkinsoniana* (d' Orbigny) ve ostrakodlara ek olarak da *Cyamocytheridea dertonensis* (Ruggieri), *Cushmanidea elongata* (Brady), *Cytheretta semiornata* (Egger), *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer) ve *Tenedocythere salebrosa* Uliczny bulunmuştur (bkz. Şekil 3).

Kurbanlı Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kurbanlı Köyü güneybatısında yüzeyleyen tüfitli seviyeleri içerecek şekilde ölçülen kesitin başlangıç koordinatları x:71200, y: 00400'dür (bkz. Şekil 1; 2 no.lu lokasyon). Kesit marn seviyeleri ile başlamakta ve siltli marn, tüfitli seviyelerle devam etmektedir. Tüfitli seviyelerde de yer yer oksitlenmeler gözlenmektedir. Bu birimlerin üzerine marn, kavkılı marn, tüfit katkılı marn ve tekrar marnlarla istif sona ermektedir (Şekil 4). Toplam 13.30 m ölçülen istifin tüfitlerin altındaki seviyelerde foraminiferlerden *Quinqueloculina* sp., *Pseudotriloculina* sp., *Triloculina* sp., *Lenticulina*

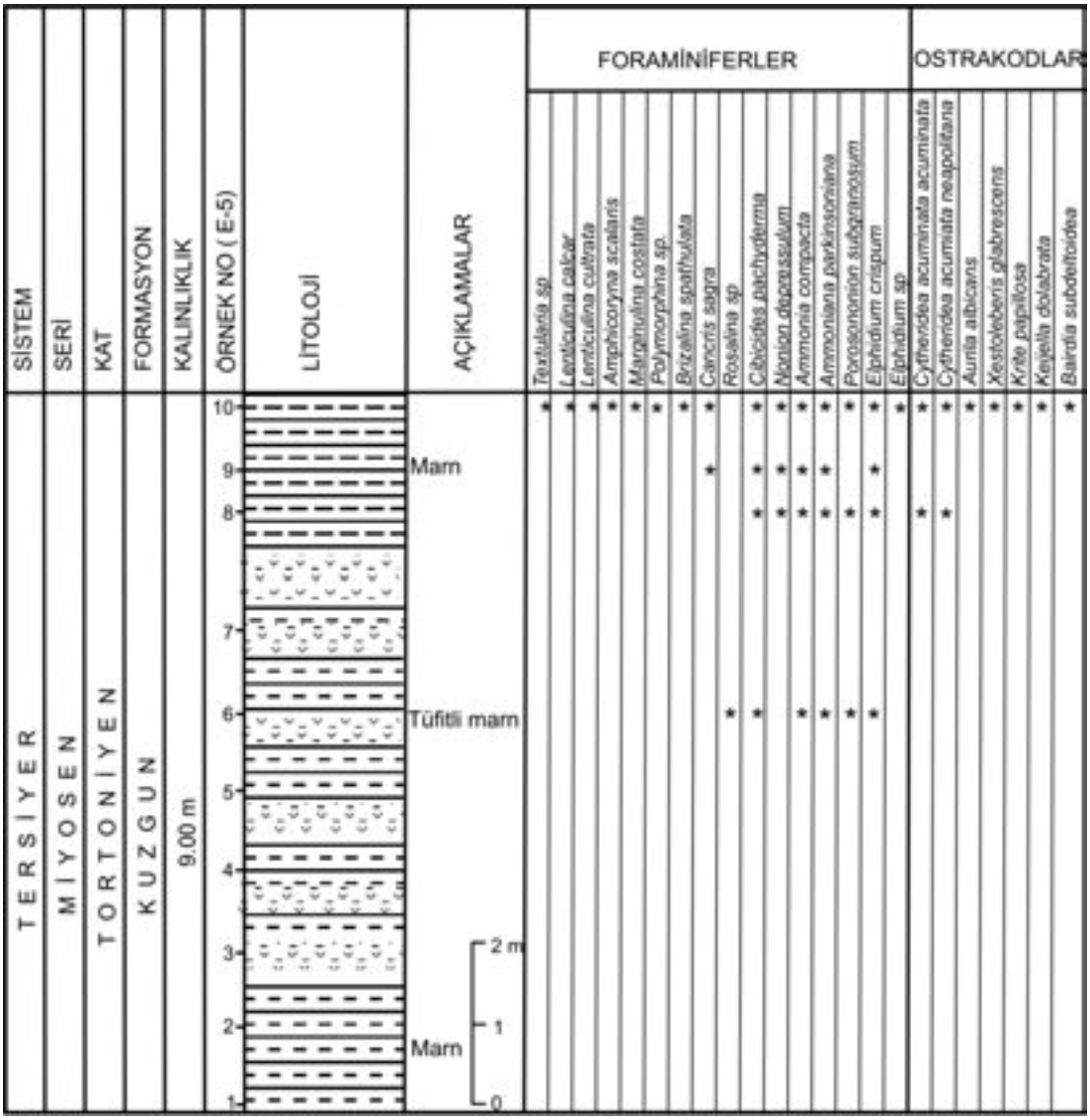


Şekil 4. Kurbanlı ölçülü stratigrafi kesitinde foraminiferlerin ve ostrakodların dağılımı (99 KTI).
Figure 4. Distribution of the foraminifera and ostracoda in the Kurbanlı stratigraphic section (99 KTI).

cultrata, Brizalina spathulata, Cancris sagra, Neoeponides sp., *Discorbinella bertheloti* (d' Orbigny), *Cibicides advenum* (d' Orbigny), *Cibicidoides pachyderma, C. ungerianus flicosta, Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Nonion depressulum, Nonion* sp., *Nonionella* sp., *Ammonia compacta, Porosononion subgranosum, Elphidium crispum* tayin edilmiştir. Aynı seviyelerde ostrakodlardan *Cyamocytheridea dertonensis*, *Cytheridea acuminata acuminata, C. acumunata neapolitana, Olimfalunia (H.) quadridentata* (Baird), *Keijella dolabrata, K. hodgii, Loxoconcha rhomboidea, Neomonoceratina mouliana* Sissingh, *Aurila albicans* (Ruggieri), *A. freudenthali* Sissingh, *Costa batei* (Brady), *Xestoleberis glabrescens* (Reuss), *Tenedocythere prava* (Baird), *X. Reymenti* (Ruggieri), *Krithe papillosa, L. subovata, Paracypris polita* Sars, *Acantocythereis hystrix, Schneidrella dromas, C. tricostata* (Reuss) gibi taksonlar tayin edilmiştir.

Çırbıklar Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kesitin başlangıç koordinatları x: 71800, y: 00400'dür (Şekil 1; 3 no.lu lokasyon). Bu kesitin toplam kalınlığı 9 metredir. İstifte masif tüfitler gözlenmemiş olup, marn-tüfit katkılı birimler hakimdir. Ölçülen kesitin 1 m'lik marn birimi üzerine 7 m tüfit arakatkılı marn ve en üst de 1 m'lik sarımsı renkli marn gelmektedir (Şekil 5).



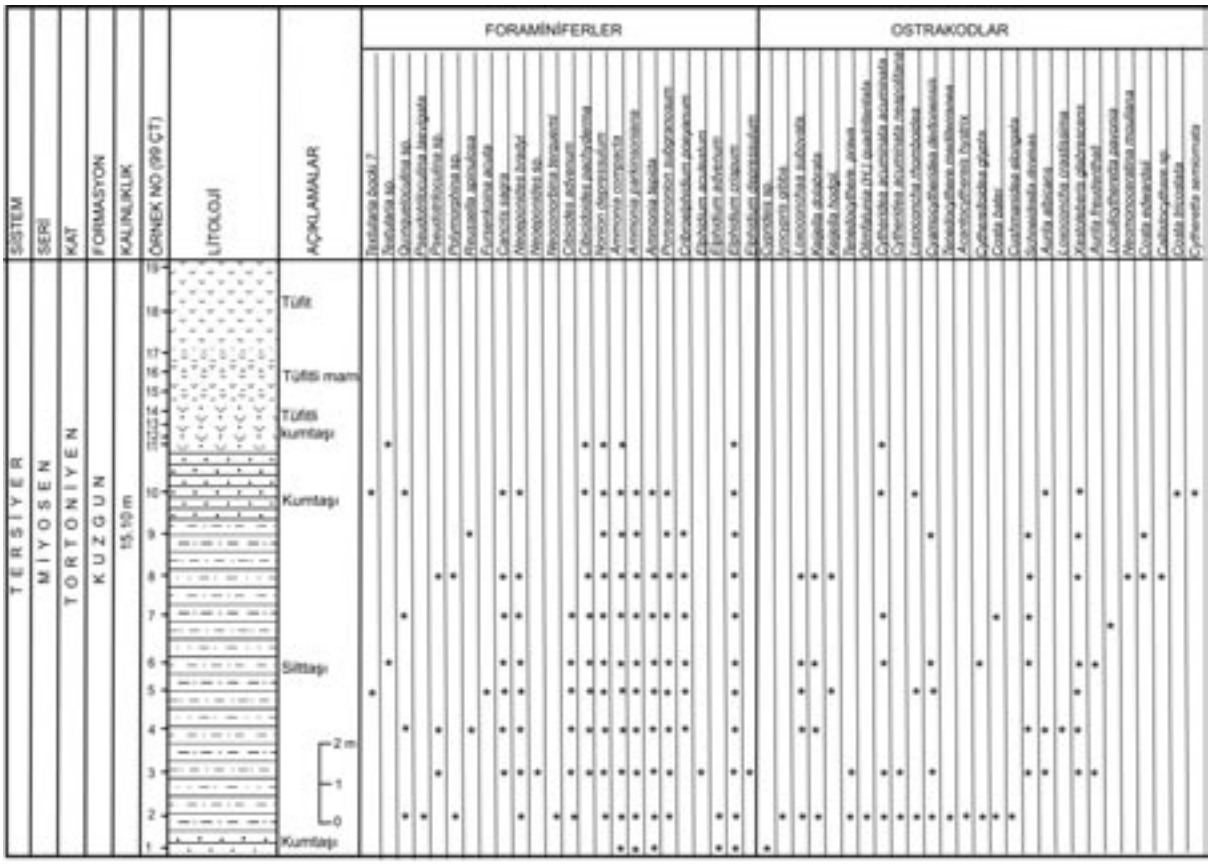
Şekil 5. Çırbıklar karayolu ölçülü stratigrafi kesitinde foraminiferlerin ve ostrakodların dağılımı (E-5).
Figure 5. Distribution of the foraminifera and ostracoda in the Çırbıklar stratigraphic section (E-5).

Tüfit katkılı marn seviyelerinde ostrakodlardan *Cytheridea acuminata acuminata, C. acuminata neapolitana,* bentik foraminiferlerden ise *Rosalina* sp., *Cibicidoides pachyderma, Ammonia compacta, A. parkinsoniana, Porosononion subgranasum ve Elphidim crispum* saptanmıştır. Bu seviyenin üstüne gelen marnlarda ise ostrakodlardan *Cytheridea acumuinata acuminata, C. acuminata neapolitana, Aurila albicans, Xestoleberis glabrescens, Krithe papillosa, Keijella dolabrata, Bairdia sudeltoidea,* aynı seviyelerde alttaki bentik foraminiferlere ek olarak *Textularia* sp., *Lenticulina calcar, Amphicoryna scalaris, Marginulina costata, Polymorphina* sp., *Brizalina spathulata, Cancris sagra, Nonion depressulum, Elphidium* sp. ile planktik foraminiferlerden *Globigerinoides ruber* (d' Orbigny) saptanmıştır.

Kumdere Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kumdere-Çırbıklar Köyü arasında olan kesitin başlangıç koordinatları x: 75600, y: 04800'ü (Şekil 1; 4 no.lu lokasyon). Toplam kalınlığı 15.1 m olarak ülçülen bu kesitte tüfitli birimler ve alt seviyeleri yer almaktadır. Kesitin tabanında bol pelesipod ve gastropod kavkıları içeren kumtaşları gözlenmiştir. İstif, silttaşı-marn ardalanması şeklinde devam eder. Daha sonra üste doğru incelen kaba kumtaşı, volkanik katkılı kumtaşı, tüfit katkılı marn ile devam eder ve masif tüfit ile sona erer (Şekil 6).

Tüfitlerin altındaki silttaşı ve kumtaşı seviyelerinden derlenen örneklerde *Quinqueloculina* sp., *Pseudotriloculina* sp., *Polymorphina* sp., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Fursenkoina acuta, Cancris sagra, Neoeponides bradyi* (Le Calvez), *Neoponides* sp., *Cibicides advenum, Cibicidoides pachyderma, C. ungerianus flicosta, Nonion depressulum, Ammonia compacta, A. parkinsoniana, Porosononion subgranosum, Cribroelphidium poeyanum* (d' Orbigny), *Elphidium aculeatum* (d' Orbigny), *E. Advenum* (Cushman), *E. crispum* gibi bentik foraminiferler ile *Cytheretta semiornata, Costa tricostata* (Reuss), *C. edwardsii* (Roemer), *C. batei, Callis-*



Şekil 6. Kumdere ölçülü stratigrafi kesitinde foraminiferlerin ve ostrakodların dağılımı (99 ÇT).
Figure 6. Distribution of the foraminifera and ostracoda in the Kumdere stratigraphic section (99 ÇT).

tocythere sp. *Neomonoceratina mouliana, Cyprideis* sp., *Ilyocypris gibba* (Ramdhor), *Loxoconcha subovata*, *L. rhomboidea, L. cristatissima* Ruggieri*, Keijella dolabrata, K. hodgii, Tenedocythere prava, T. mediterranea* (Ruggieri), *Carinocythereis carinata* (Roemer), *Cytheridea acuminata acuminata, C. acuminata neapolitana, Cyamocytheridea dertonensis, Acantocythereis hystrix, Cytherelloidea glypta* Doruk*, Cushmanidea elongata, Schneidrella dromas, Aurila albicans, A. freudenthali, Xestoleberis glabrescens* (Reuss)*, ve Loculicytheretta pavonia* gibi ostrakod taksonları saptanmıştır.

Kıllıcami Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kesitin başlangıç koordinatları x: 80600, y: 7700 dır (Şekil 1; 5 no.lu lokasyon). Tabandan itibaren, siyah renkli, bol pelesipod kavkılı siltli çamurtaşı ve silttaşı üzerine fosilli marn seviyesi, çakıllı siltli tüfit ve masif tüfit gelmekte ve silttaşı kumtaşı, marn ile sona ermektedir. Toplam kalınlığı 15.1 m ölçülen kesitten 10 adet örnek derlenmiştir (Şekil 7).

Tüfitlerin altındaki kavkılı silttaşlarında ostrakodlardan *Cyprideis torosa* (Jones) ve *Schneidrella dromas* ile foraminiferlerden *Ammonia parkinsoniana* ve *Porosononion subgranosum* bulunmuştur. Tüfitli birimlerle ardalanım sunan kumlumarnlı seviyelerde ostrakodlardan *Cyprideis torosa, Eucypris dulcifons* (Diebel ve Pietrzenuik) ve *Ammonia parkinsoniana* gibi bentik foraminifer bulunmuştur.

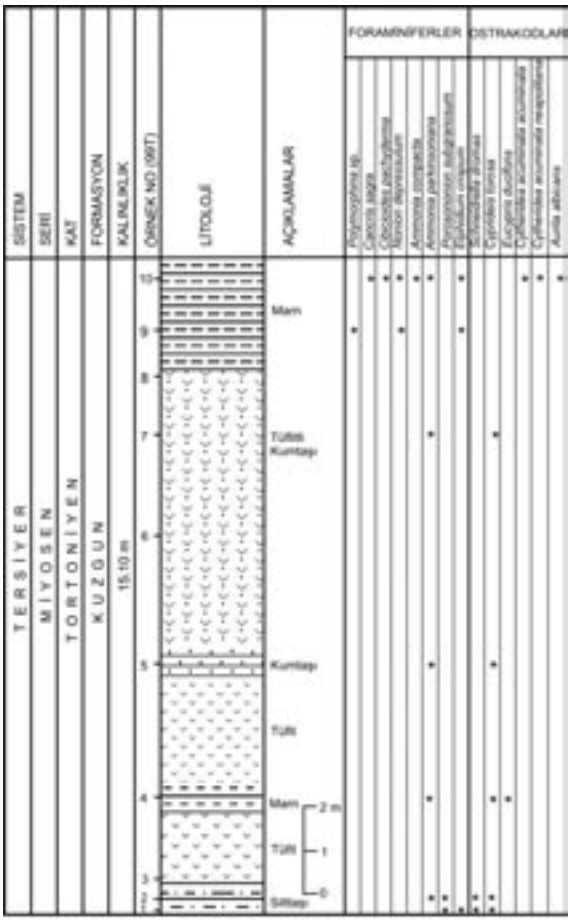
Tüfitli birimlerin üzerine gelen birimlerde ostrakodlardan *Cytheridea acuminata neapolitana*, *C. acuminata acuminata*, *Aurila albicans* ve foraminiferlerden *Polymorphina* sp., *Cancris sagra, Cibicidoides pachyderma*, *Nonion depressulum, Ammonia compacta*, *A. parkinsoniana* ve *Elphidium crispum* bulunmuştur.

Salbaş Ölçülü Stratigrafi Kesiti

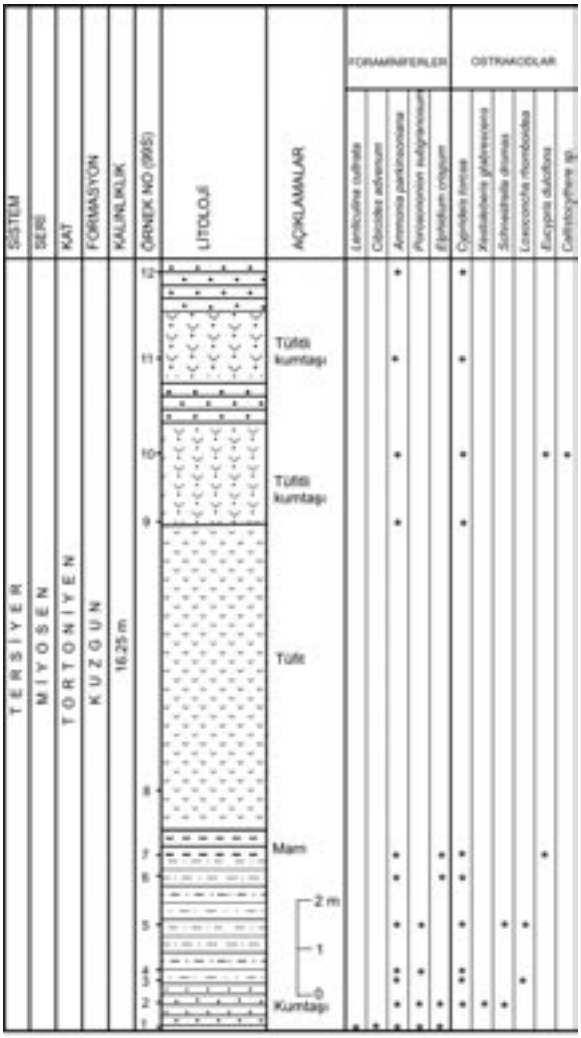
Kesitin başlangıç koordinatları x: 87600, y: 10500'ü (Şekil 1; 6 no.lu lokasyon). Sarımsı renkli, kaba taneli, fosilli kumtaşı ile başlayan istif silttaşı, açık renkli marn ve fosilli marn zonu ile devam eder. Bu seviye üzerine paralel laminalı, masif tüfit ile volkanik çakıllar içeren tüfit seviyeleri gelir. Tüfitleri fosil kavkılı kumtaşı ve tüfit katkılı kumtaşı üzerlemektedir (Şekil 8). Toplam kalınlığı 16.25 m olarak ölçülen kesitten 12 adet örnek derlenmiştir.

Tüfitli seviyenin altındaki kumtaşı ve siltaşlarından derlenen örneklerde ostrakodlardan *Cyprideis torosa, Xestoleberis glabrescens, Schneidrella dromas, Loxoconcha rhomboidea*, ile foraminiferlerden *Lenticulina cultrata*, *Cibicides advenum, Ammonia parkinsoniana, Porosononion subgranosum, Elphidium crispum* ve bol miktarda Charophyta'lar bulunmuştur.

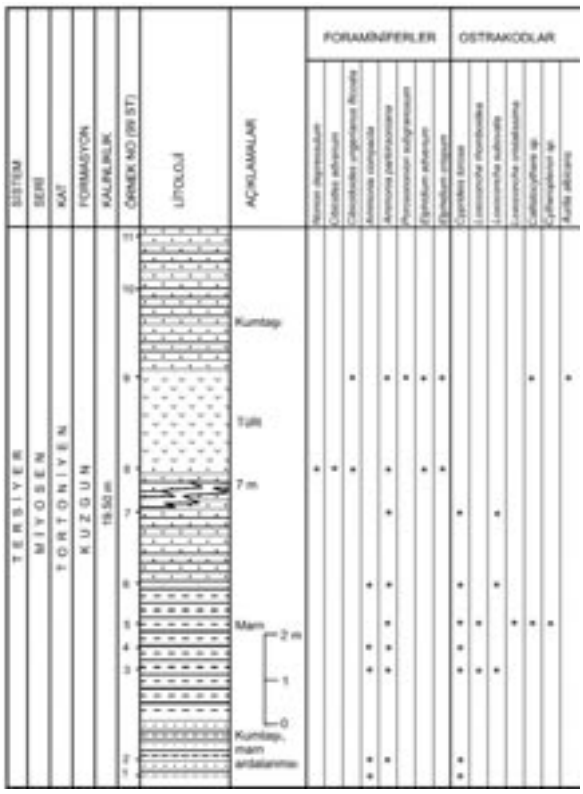
Tüfitli seviyelerin arasındaki çamurtaşı seviyelerinde ostrakodlardan *Loxoconcha rhomboidea, Cyprideis torosa, Schneidrella dromas, Eucypris dulcifons* ile foraminiferlerden *Ammonia parkinsoniana, Porosononion subgranosum, Elphidium crispum* ve yine Charophyta'lar görülmektedir.



Şekil 7. Kıllıcami ölçülü stratigrafi kesitinde foraminiferlerin ve ostrakodların dağılımı (99T).
Figure 7. Distribution of the foraminifera and ostracoda in the Kıllıcami stratigraphic section (99T).



Şekil 8. Salbaş ölçülü stratigrafi kesitinde foraminiferlerin ve ostrakodların dağılımı (99S).
Figure 8. Distribution of the foraminifera and ostracoda in the Salbaş stratigraphic section (99S).



Şekil 9. Püren (99 ST) ölçülü stratigrafi kesitinde foraminiferlerin ve ostrakodların dağılımı.
Figure 9. Distribution of the foraminifera and ostracoda in the Püren (99 ST) *stratigraphic section.*

Tüfitlerin üzerindeki silttaşı ve marnlı seviyelerden derlenen örneklerde ise ostrakodlardan *Cyprideis torosa, Callistocythere* sp., *Eucypris dulcifons* ile bentik foraminiferlerden *Ammonia parkinsoniana* bulunmuştur.

Püren Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kesitin koordinatları x: 88700, y: 11300'dür (bkz. Şekil 1; 7 no.lu lokasyon). Kumtaşı-marn ardalanımı ile başlayan istif, marn ve kaba kumtaşı ile devam etmektedir. Volkanik malzeme ile arakatkılı kumtaşı, tüfitli kumtaşı, kaba ve ince kumtaşı ile istif sona erer (Şekil 9). 19.50 m ölçülen bu kesitte birimlerden 11 örnek derlenmiştir.

Tüfitli birimlerin altındaki seviyelerde ostrakadlardan *Cyprideis torosa, Loxoconcha rhomboidea L. subovata, L. cristatissima, Callistocythere* sp., *Cytheropteron* sp. ile bentik foraminiferlerden *Ammonia compacta, A. parkinsoniana* saptanmıştır (Şekil 9).

Tüfit katkılı kumtaşlarının üzerine gelen seviyelerde ostrakodlardan *Callistocythere* sp., *Aurila albicans* ile foraminiferlerden *Cibicides advenum*, *Cibicidoides ungerianus flicosta*, *Nonion depressulum*, *Ammonia parkinsoniana*, *Porosononion subgranosum*, *Elphidium advenum* ve *E. crispum* bulunmuştur. Ölçülü stratigrafi kesitlerinde yukarıda tanımlanan fosil topluluklarına göre formasyonun sığ denizel ortam koşullarında çökeldiği saptanmıştır.

KUZGUN FORMASYONU BENTİK FORAMİNİFER VE OSTRAKOD TOPLULUĞU

Bentik Foraminiferler

Bölgede yapılan mikropaleontolojik inceleme sonucunda 31 cins ve 45 bentik foraminifer türü tayin edilmiştir. Foraminiferlerin cins ve tür tayinleri yapılırken, Avşar (1997, 2002), Avşar ve Meriç (1996), Avşar ve Ergin (2001), Avşar ve Meriç (2001), Avşar vd. (2001), Hottinger vd. (1993), Loeblich ve Tappan (1988), Cimerman ve Langer (1991), Sgarrella ve Moncharmontzei (1993), Hatta ve Ujiie (1992), Parisi (1981), Cicha vd. (1998); Meriç ve Avşar (1997, 2000, 2001), Meriç vd. (1995, 2004) ile karşılaştırılmıştır.

Ostrakodlar

Kuzgun formasyonundan derlenen örneklerde ostrakodlardan 26 cins ve 37 tür saptanmış olup, bu ostrakodlar Bairdidae, Leptocytheridae, Cytheridae, Cytherideidae, Trachyleberididae, Cyprididae, Xestoleberididae, Krithidae, Hemicytheridae, Loxoconchidae, Candonidae, Ilyocyprididae ve Cytherellidae familyalarına aittir. Ostrakod cins ve tür tayinleri ile sistematik tanımlamalarda Van Morkhoven (1963), Sissingh (1972), Bassiouni (1979), Guillaume vd. (1985), Oerthli (1985), Bonaduce vd. (1992)'den yararlanılmıştır. Ayrıca, ostrakodların sınıfladırılmasında Hartmann ve Puri (1974)'nin sınıflaması esas alınmıştır.

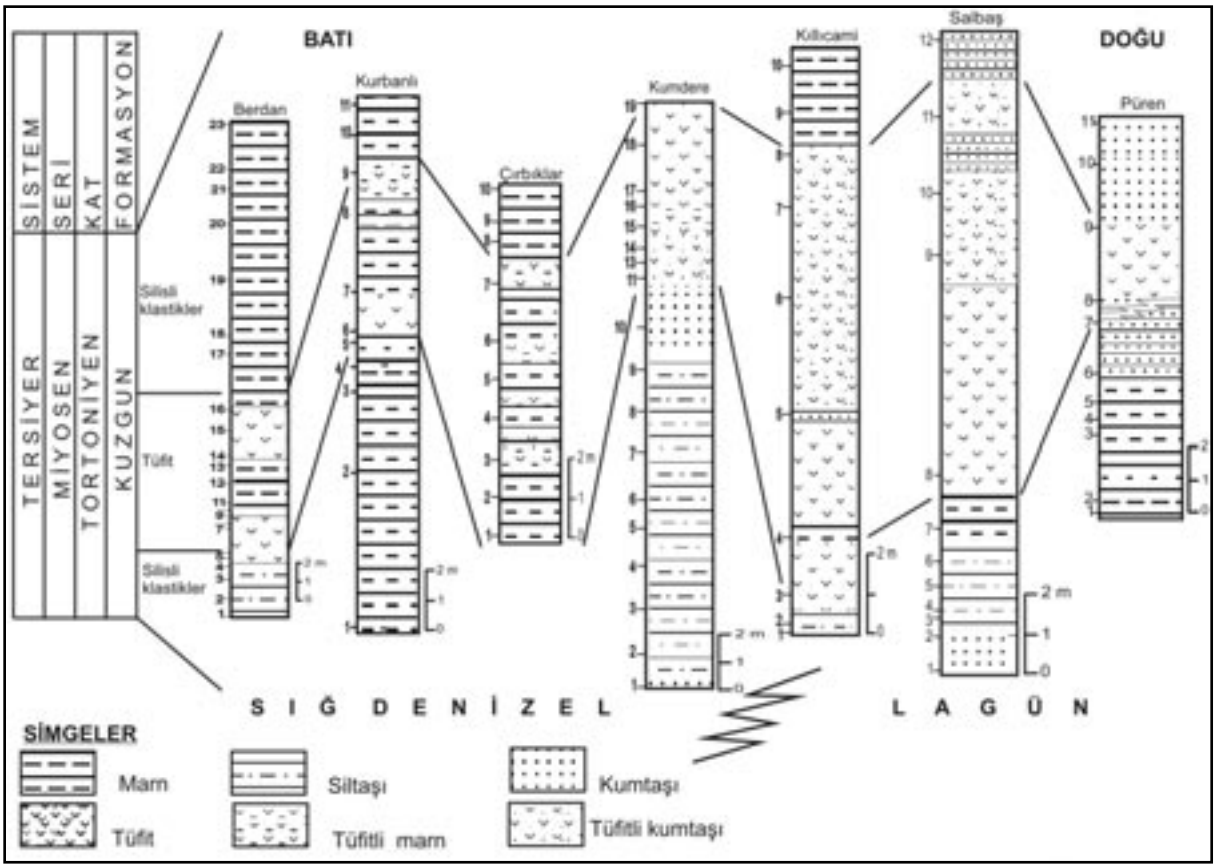
İnceleme alanında batıdan doğuya doğru üstte belirtilen istifin alt ve üst seviyelerini kapsayarak ölçülen kesitlerden alınan örneklerin ostrakod ve foraminifer içeriğine göre; Berdan, Kurbanlı, Çırbıklar, Kumdere civarında yüzeylenen ve Berdan, Kurbanlı, Çırbıklar, Kumdere, Kıllıcami, Salbaş, Püren kesitlerinde ölçülen birimlerde tüfitlerin altındaki seviyelerde ostrakodlardan *Acantocyhereis hystrix*, *Aurila albicans*, *A. freudenthali*, *Bairdia subdeltoidea*, *Callistocythere montana*, *Carinocythereis carinata*, *Costa batei*, *C. edwardsii*, *C. tricosta*, *Cyamocytheridea dertonensis*, *Cyprideis* sp., *Cyprideis torosa*, *Cytheridea acuminata acuminata*, *C. acuminata neapolitana*, *Cytherella terquemi* Sissingh, *Cytherelloidea glypta*, *Cytheropteron* sp., *Eucypris dulcifons*, *Ilyocypris gibba*, *Keijella dolabrata*, *K. hodgii*, *Krithe papillosa*, *Loculicytheretta pavonia*, *Loxoconcha rhomboidea*, *L. cristatissima*, *L. subovata*, *Neomonoceratina mouliana*, *Paracypris polita, Tenedocythere prava*, *Schneiderella dromas*, *Xestoleberis glabrescens*, *X. reymenti* türlerini içermektedir. Aynı seviyelerde bentik foraminiferlerden *Textularia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pseudotriloculina* sp., *Triloculina* sp., *Lenticulina cultrata, Polymorphina* sp., *Brizalina spathulata, Reussella spinulosa*, *Cancris sagra, Neoeponides bradyi, Neoeponides* sp., *Discorbinella bertheloti*, *Cibicides advenum, Cibicidoides pachyderma, C. ungerianus filicosta, C. ungerianus ungerianus, Planorbulina mediterranensis* d' Orbigny, *Asterigerinata mamilla, Nonion depressulum, Nonion* sp., *Nonionella* sp., *Ammonia compacta, A. tepida, Porosononion subgranasum, Cribroelphidium poeyanum, Elphidium aculeatum, E. advenum, E. crispum, Elphidium* sp. tayin edilmiştir. Çalışılan birimlerin tüfitli seviyelerinde ostrakodlardan *Cyprideis torosa*, *Cytheridea acuminata acuminata*, *C. acuminata neapolitona*, *Eucypris dulcifons* ile foraminiferlerden *Rosalina* sp., *Cibicidoides pachyderma, C. ungerianus filicosta, Nonion depressulum, Porosononion subgranosum, Ammonia compacta, Elphidium crispum* tanımlanmıştır. Tüfitli seviyelerin üzerindeki birimlerde ostrakodlardan *Aurila albicans*, *Bairdia subdeltoidea*, *Callistocythere* sp., *Callistocythere montana*, *Cyamocytheridea dertonensis*, *Cyprideis torosa*, *Cytheridea acuminata acuminata*, *C. acuminata neapolitona*, *Cytherella terquemi*, *Cytheretta semiornata*, *Keijella dolabrata*, *K. hodgii*, *Krithe papillosa*, *Loxoconcha rhomboidea*, *Pontocythere elongata*, *Tenedocythere mediterranea*, *Schneiderella dromas*, *Xestoleberis glabrescens* saptanmıştır. Aynı seviyelerde foraminiferlerden *Discammina compressa, Quinqueloculina* sp., *Triloculina marioni, Lenticulina calcar, L. cultrata, Amphicoryna scalaris* (Batsch), *Marginulina costata* (Batsch), *Glandulina laevigata* (d' Orbigny), *Brizalina spathulata, Fursenkoina acuta, Cancris sagra, Cibicidoides ungerianus ungerianus, C. pachyderma, Nonion depressulum, Ammonia compacta, A. parkinsoniana, A. tepida, Porosononion subgranosun, Elphidium crispum* bulunmuştur. Foraminifer fert ve tür sayısının tüfitli seviyelerde azaldığı gözlenmiştir. İnceleme alanında Kıllıcami, Salbaş ve Salbaş batısı-Çatalan yolu arasında kalan bölgede ise tüfitlerin altındaki seviyelerde ostrakodlardan *Cyprideis torosa, Xestoleberis glabrescens, Schneiderella dromas, Loxoconcha*

rhomboidea, Eucypris dulcifons, Loxoconcha subovata, Loxoconcha cristatissima, Cytheropteron sp. bulunmuştur.

Aynı seviyelerde foraminiferlerden; *Lenticulina cultrata, Cibicides advenum, Ammonia compacta, A. parkinsoniana, Porosononion subgranosum* ve *Elphidium crispum (*Levha 2, şekil 13-15*)* gibi türler saptanmıştır. Bu bölgede tüfitli seviyelerde ostrakodlardan *Cyprideis torosa* (Levha 3, şekil 3) ile foraminiferlerden *Ammonia parkinsoniana* saptanmıştır. Genel olarak fert ve tür sayısı bakımından azalma gözlenen Kıllıcami, Salbaş ve Salbaş batısı civarında tüfitli seviyelerde bu oranın göreceli olarak düştüğü gözlenmiştir. Tüfitlerin üstündeki seviyelerde ise; ostrakodlardan *Cyprideis torosa, Eucypris dulcifons, Callistocythere* sp.*, Aurila albicans, Cytheridea acuminata acuminata* (Levha 3, şekil 4), *C. acuminata neapolitana* ile foraminiferlerden *Cancris sagra, Cibicides advenum, Cibicidoides pachyderma, C. ungerianus flicosta, Nonion depressulum*, *Ammonia compacta, A. parkinsoniana, Porosononion subgranosum, Elphidium advenum* ve *E. crispum* saptanmıştır. Bentik foraminiferlerden yalnız beş tür *Cibicidoides pachyderma* (Levha 1, şekil 16-17), *Nonion depressulum, Ammonia compacta, Porosononion subgranosum* ve *Elphidium crispum*'un tüflü seviyeler ile onların altındaki ve üstündeki birimlerde yaygın olduğu görülmüştür.

SONUÇLAR

Tortoniyen'de inceleme alanındaki tüfitli seviyelerde mikrofosillerin (ostrakod, foraminifer) cins ve türlerinin çeşitliliği ve fert sayısının azaldığı saptanmıştır. Denizel ortamlarda fiziksel koşul-



Şekil 10. İnceleme alanı ölçülü stratigrafi kesitlerinin litolojik ve ortamsal özelliklerinin karşılaştırılması.
Figure 10. Comparison of the measured stratigraphic sections based on the lithological and environmental features.

lar, su derinliği, ısı, ışık, deniz dibi, asılı malzeme ve türbülans vs. ortamdaki canlıların azalmalarının nedenleri olarak bilinmektedir. Ayrıca denizel ortamlarda kimyasal faktörler olarak ise tuzluluk, pH ve çözünmüş gazlar (O_2, N_2 vs.) etkilidir (Brasier, 1980). Bu fiziksel ve kimyasal koşulların sonucu olarak Tortoniyen esnasında denizel ve lagünel ortama yoğun volkanik malzemenin girmesiyle ortam şartları değişmiştir. Asılı malzemenin yüksek konsantrasyonundan dolayı sedimantasyon hızı artmış, derinlerde güneş ışığının etkisi azalmış ve fotosentez gerçekleşemediği için karbonhidratın artmasına ve oksijen miktarının azalmasına neden olmuş ve bentik yaşam (ostrakodlar, foraminiferler vs.) etkilenmiştir. Bu olumsuz sebeplerden dolayı, organizmalar Tortoniyen' de denizel ve lagünel ortamlarda oluşan tüfitli seviyelerde sınırlı alanda yaşamış ve birkaç kozmopolit tür (*Cyprideis torosa, Cytheridea acuminata acuminata, Cibicidoides pachyderma, Nonion depressulum* vb.) tüfit seviyelerinde bulunmuş olup, ostrakod ve foraminiferlerden bazıları tüfit seviyelerinin alt ve üst birimlerinde gözlenmiştir. Aynı cins ve türlerin tüfitlerin altında ve üstünde bulunması, volkanik malzeme ortama geldiği zaman bu organizmaların yaşam için ortamı terkettiği ve uygun yaşam koşulları ortaya çıktığında aynı ortama geri döndüğü göstermektedir. İnceleme alanında havzanın batısından doğusuna doğru ostrakod ve bentik foraminiferlere göre ortamsal bir değişimin varlığı gözlenmiştir. Berdan, Kurbanlı, Çırbıklar, Kumdere köyleri arasında kalan bölgelerde sığ denizel, Kıllıcami, Salbaş ve Salbaş batısı-Çatalan yolu arasında kalan bölgede Tortoniyen döneminde tüfitlerin altındaki seviyeler ile tüfitli seviyelerin lagünel, ancak tüfitlerin üstündeki seviyelerde denizel foraminifer ve ostrakodların artması ile sığ denizel koşulların varlığını ortaya konulmuştur (Şekil 10).

KATKI BELİRTME

Yazarlar; projenin gerçekleştirilmesine destek sağlayan Çukurova Üniversitesi Araştırma Fonu Başkanlığı'na (FBE 2002 YL 232, MMF/99-7), arazi çalışmaları sırasında lojistik destek sağlayan MTA Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü'ne, ve Kemal Gürbüz (Çukurova Üniversitesi)'e içtenlikle teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Avşar, N., 1997. Doğu Akdeniz kıyı bölgesi bentik foraminiferleri. Yerbilimleri (Geosound), 31, 67-81.

Avşar, N., 2002. Gökçeada, Bozcaada ve Çanakkale üçgeni kıta sahanlığı (KD Ege Denizi) bentik foraminifer dağılımı ve taksonomisi. Yerbilimleri, 26, 53-75.

Avşar, N. ve Meriç, E., 1996. İskenderun Körfezi'nde bentik foraminifer dağılımı. Boğaziçi Üniversitesi Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT'96), Bildiriler Kitabı, 220-224.

Avşar, N. ve Meriç, E., 2001. Türkiye'nin güncel bentik foraminiferleri-I (Kuzeydoğu Akdeniz-Kuzey Ege Denizi-Çanakkale Boğazı-Kuzey ve Doğu Marmara Denizi-İstanbul Boğazı-Batı Karadeniz). Yerbilimleri, 38, 109-126.

Avşar, N., and Ergin, M., 2001. Spatial distribution of Holocene benthic foraminifera, Northeastern Aegean Sea. International Geology Review, 43, 754-770.

Avşar, N., Meriç, E. ve Ergin, M., 2001. İskenderun Körfezi'ndeki bentojenik sedimanların foraminifer içeriği. Yerbilimleri, 24, 97-112.

Bassiouni, M.A., 1979. Brackische und marine Ostracoden (Cytherinae,Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozan und Neogen der Türkei. Geologische Jahrbuch Reihe B, Heft 31, Hannover.

Brasier, M.D., 1980. Microfossils. George Allen and Unwin, Londra.

Bonaduce, G., Ruggieri, G., Russo, A., and Bismuth, H., 1992. Late Miocene Ostracods from the Ashart 1 well (Gulf of Gabés, Tunusia). Bollettino della Societa Paleontologica Italiana, 31 (1), 3-93.

Cicha, I., Rögl, F., Rupp, C. and Ctyroka J., 1998. Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Parathetys. Abhandlungen der senckenbergischenden Gesellschaft, 546, 1-325.

Cimerman, F., and Langer, M.R., 1991. Mediterranean Foraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Ljubljana.

Görür, N., 1979. Karaisalı kireçtaşının sedimantolojisi. TJK Bülteni, 22 (2), 227-235.

Guillaume, M.C., Peypouquet, J.P. et Tetart, J., 1985. Quaternaire et actuel. Atlas des Ostracodes de France, Ed: H.J. Oertli. Bulletin Centres Rechearche Exploration Proceading Elf-Aquitaine. Mémoire, 9, 337-377.

Gürbüz, K., 1993. Identification and evolution of Miocene submarine fans in the Adana Basin, Turkey. PhD Thesis, University of Keele (yayımlanmamış).

Hartman, G., and Puri, H., 1974. Summary of neontological and paleontological classification of Ostracoda. Mitteilungen aus dem Hamburg Zoologischen Museum and Institute, 70, 7-73.

Hatta, A., and Ujiie, H., 1992. Benthic foraminifera from Coral Seas between Ishigaki and Iriomote Islands, Southern Ryukyu Island Arc, Northwestern Pasific. Bulletin of the College of Science University of the Ryukyus, 54, 163-287.

Hottinger, L., Halicz, E., and Reiss, Z., 1993. Recent foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Ljubljana, 1-230 pls.

İlker, S., 1975. Adana Baseni kuzeybatısının jeoloji ve petrol olanakları. TPAO Arama Arşiv Rapor No: 973 (yayımlanmamış).

Loeblich, A. R., and Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York. V. 2, 1-847 pls.

Meriç, E. ve Avşar, N., 1997. İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) bentik foraminifer faunası. Yerbilimleri, 31, 41-65.

Meriç, E. ve Avşar, N., 2000. Deniz diplerindeki aktif fayların belirlenmesinde bentik foraminiferlerin önemi. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu ''BADSEM' 2000'' Bildiriler Kitabı, 198-207.

Meriç, E., and Avşar, N., 2001. Benthic foraminiferal fauna of Gökçeada Island (Northern Aegean Sea) and its local variations. Acta Adriatica, 42 (1), 125-150.

Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, E. Meriç (ed.), 105-151.

Meriç, E., Avşar, N., and Bergin, F., 2004. Benthic foraminifera of Eastern Aegean Sea (Turkey) systematic and autoecology. Turkish Marine Research Foundation, 18, 1-232.

Nazik, A., 2001. Effect of Tortonian tuffaceous level on ostracod distribution in Adana Basin (southern Turkey). 14 th International Symposium on Ostracoda, Shizuoka, Programs and Abstracts, 29.

Nazik, A., 2004. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene sequence in the Adana, Turkey, an dits correlation with standard biozenes. Geological Magazine, 141 (3), 379-387.

Nazik, A. ve Toker, V., 1986. Karaisalı yöresi Orta Miyosen istifinin foraminifer biyostratigrafisi. MTA Dergisi, 103/104, 139-150.

Nazik, A. ve Gürbüz, K., 1992. Karaisalı – Çatalan - Eğner yöresinin (KB-Adana) Alt-Orta Miyosen istifinin planktonik foraminifer biyostratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 35 (1), 67-80.

Nazik, A., Toker, V., Şenol, M. ve Öğrünç, G., 1997. Tarsus yöresi (Adana Baseni) Üst Tersiyer-Kuvaterner istifinin mikropaleontolojik (planktik foraminifer, nannoplankton ve ostrakod) incelemesi. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri, 251.

Oerthli, H.J., 1985. Atlas des Ostracodes de France. Bulletin Centres Rechearche Exploration Proceeding Elf-Aquitaine. Mémoire, 9, 257-335.

Öğrünç, G., 1996. Yenice (Tarsus) kuzeyi Neojen istifinin mikropaleontolojik incelenmesi ve ortamsal özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış).

Öğrünç, G., 2001. Messiniyen tuzluluk krizi sırasındaki ve sonrasındaki çökellerin stratigrafisi ve paleoekolojisi bir örnek: Adana Baseni. Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış).

Öğrünç, G., Gürbüz, K. ve Nazik, A., 2000. Adana Baseni Üst Miyosen-Pliyosen istifinde "Messiniyen Tuzluluk Krizine" ait bulgular. Yerbilimleri, 22 (2000), 183-192.

Özçelik, N. ve Yetiş, C., 1994. Adana Baseni Tersiyer istifi Güvenç formasyonunun planktik foraminifer biyostratigrafisi. Yerbilimleri (Geosound), 25, 21-30.

Özer, B., Duval, B., Courrier, P. ve Letouzey, J., 1974. Antalya-Mut-Adana Neojen havzaları jeolojisi. Türkiye II. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, 57-84.

Parisi, E., 1981. Distribuzione dei foraminiferi bentonici nelle zone batiali del Tirreno e del Canale di Sicilia, Milano. Rivista Italiana Paleontologica, 87 (2), 293-328.

Pettijohn, F. J., 1975. Sedimentary Rocks. Third Edition, Harper and Row Publishers, New York.

Schmidt, G. C., 1961. Stratigraphic nomenculature for the Adana region Petroleum district VII. Petroleum Administration Bulletine, 6, 47-63.

Sgarrella, F., and Moncharmont Zei, M., 1993. Benthic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology, Modena. Bolletino della Societa Paleontologica Italiana, 32 (2), 145-264.

Sissingh, W., 1972. Late Cenozoic Ostracoda of the South Aegean Island Arc Utrecht. Micropaleontological Bulletins, 6, 1-187.

Ünlügenç, U.C., 1993. Controls on Cenozoic sedimentation, Adana Basin, Southern Turkey. PhD Thesis, University of Keele (unpublished).

Ünlügenç, U.C., 1997. Adana Baseni Tersiyer stratigrafisi üzerine yeni gözlemler. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisiliği Eğitiminin 20. yılı Sempozyumu. Bildiri Özleri, 281-282.

Ünlügenç, U.C., and Şafak, Ü. 1998. Tortonian sediments and reef development during the same period within the Neogene Adana Basin, Abstracts of Third International Turkish Geology Symposium, METU, Ankara, 236.

Van Morkhoven, F.P.C.M., 1963. Post Palaeozoic Ostracoda. Elsevier, Amsterdam.

Williams, G. D., Ünlügenç, U. C., Kelling, G., and Demirkol, C., 1995. Tectonic controls on stratigraphic evolution of the Adana Basin, Turkey. Journal of the Geological Society, London, 152, 873-82.

Yetiş, C., 1988. Reorganisation of the Tertiary stratigraphy in the Adana Basin, southern Turkey. Newsletter Stratigraphy, 20(1), 43-58.

Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1986. Adana Baseni batı kesiminin detay etüdü. MTA Rapor No. 8037 (yayımlanmamış).

Yetiş, C., Kelling, G., Gökçen, S.L., and Baroz, F., 1995. A revised stratigraphic framework for Later Cenozoic sequences in the Northeastern Mediterranean Region. Geologishe Rundscau, 84, 794-812.

Yüksek, A., 1995. Kurbanlı-Körlü (Tarsus kuzeyi) alanının stratigrafisi. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış).

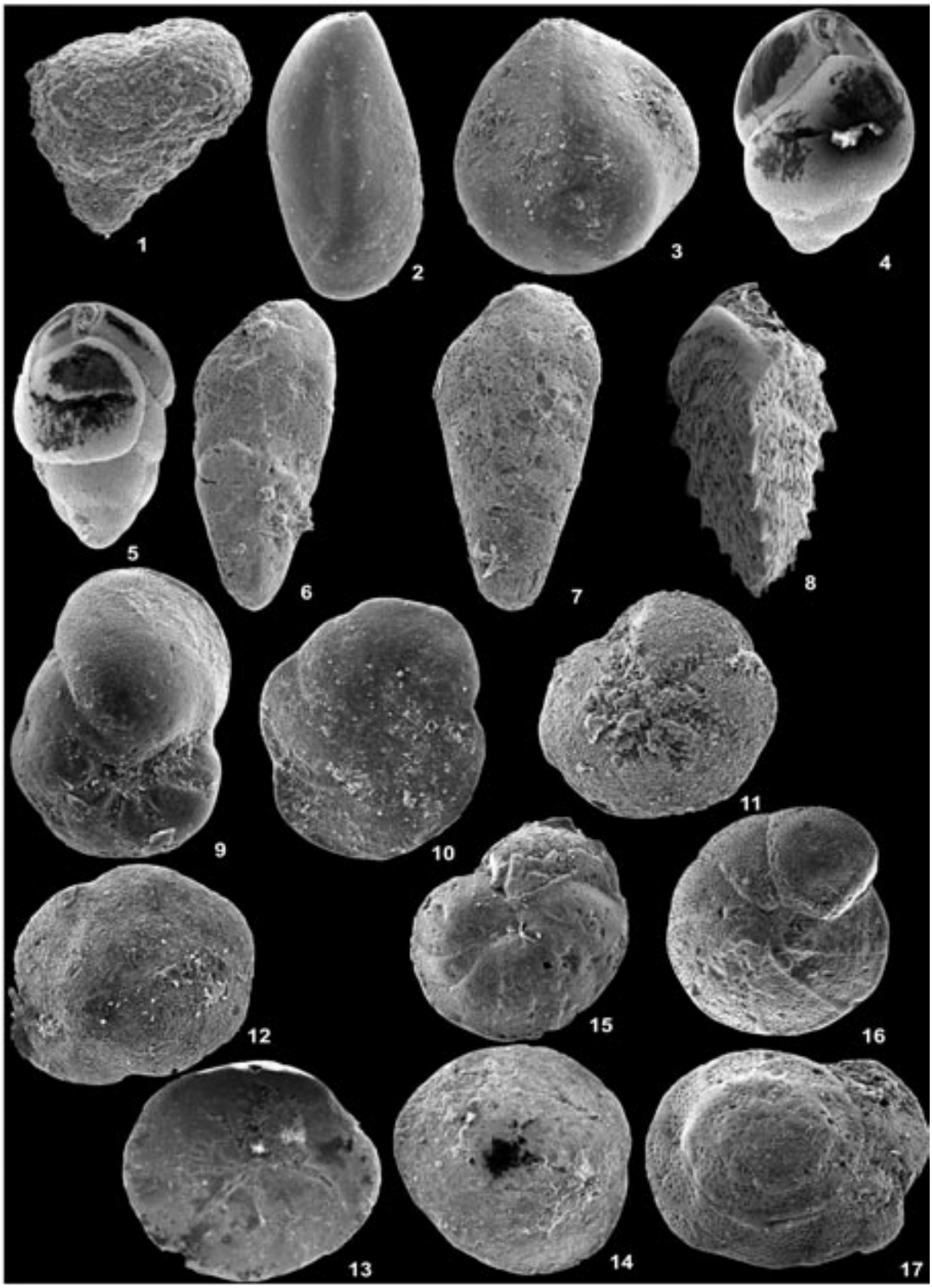
LEVHA 1

Şekil 1. *Textularia* sp. Dış görünüm, x100, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-3.
Şekil 2. *Quinqueloculina* sp. Dış görünüm, x38, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-1.
Şekil 3. *Polymorphina* sp. Dış görünüm, x90, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-1.
Şekil 4. *Bulimina* sp. Dış görünüm, x100, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-4.
Şekil 5. *Bulimina* sp. Dış görünüm, x75, Kurbanlı Kesiti, KTI-4.
Şekil 6. *Brizalina spathulata* (Williamson). Dış görünüm, x95, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-4.
Şekil 7. *Brizalina spathulata* (Williamson). Dış görünüm, x110, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-4.
Şekil 8. *Reussella spinulosa* (Reuss). Dış görünüm, x90, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-4.
Şekil 9. *Cancris sagra* (d'Orbigny). Ombilikal görünüm, x95, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-3.
Şekil 10.*Cancris sagra* (d'Orbigny). Ombilikal görünüm, x132, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-3.
Şekil 11. *Neoeponides bradyi* (Le Calvez). Ombilikal görünüm, x170, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-4.
Şekil 12. *Neoeponides bradyi* (Le Calvez). Spiral görünüm, x150, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-4.
Şekil 13. *Neoconorbina terquemi* (Rhezhak). Ombilikal görünüm, x80, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-3.
Şekil 14. *Neoconorbina terquemi* (Rhezhak). Spiral görünüm, x75, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-3.
Şekil 15. *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny). Ombilikal görünüm, x80, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-1.
Şekil 16. *Cibicidoides pachyderma* (Rhezhak). Ombilikal görünüm, x60, Kumdere Kesiti, 99 ÇT- 4.
Şekil 17. *Cibicidoides pachyderma* (Rhezhak). Spiral görünüm, x50, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-4.

PLATE 1

Figure 1. Textularia sp. Side view, x 100, Kurbanlı Section, 99 KTI-3.
Figure 2. Quinqueloculina sp. Side view, x38, Kurbanlı Section, 99 KTI-1.
Figure 3. Polymorphina sp. Side view, x90, Kurbanlı Section, 99 KTI-1.
Figure 4. Bulimina sp. Side view, x100, Kurbanlı Section, 99 KTI-4.
Figure 5. Bulimina sp. Side view, x75, Kurbanlı Section, KTI-4.
Figure 6. Brizalina spathulata (Williamson). Side view, x95, Kurbanlı Section, 99 KTI-4.
Figure 7. Brizalina spathulata (Williamson). Side view, x110, Kurbanlı Section, 99 KTI-4.
Figure 8. Reussella spinulosa (Reuss). Side view, x90, Kumdere Section, 99 ÇT-4.
Figure9. Cancris sagra (d'Orbigny). Umbilical side, x95, Kumdere Section, 99 ÇT-3.
Figure 10.Cancris sagra (d'Orbigny). Umbilical side, x132, Kumdere Section, 99 ÇT-3.
Figure 11. Neoeponides bradyi (Le Calvez). Umbilical side, x170, Kumdere Section, 99 ÇT-4.
Figure 12. Neoeponides bradyi (Le Calvez). Spiral side, x150, Kumdere Section, 99 ÇT-4.
Figure 13. Neoconorbina terquemi (Rhezhak).Umbilical side, x80, Kumdere Section,99 ÇT-3.
Figure 14. Neoconorbina terquemi (Rhezhak). Spiral side, x75, Kumdere Section, 99 ÇT-3.
Figure 15. Discorbinella bertheloti (d'Orbigny). Umbilical view, x80, Kurbanlı Section, 99 KTI-1.
Figure 16. Cibicidoides pachyderma (Rhezhak). Umbilical side, x60, Kumdere Section, 99 ÇT-4.
Figure 17. Cibicidoides pachyderma (Rhezhak). Spiral side, x50, Kumdere Section, 99 ÇT-4.

LEVHA 1 / *PLATE 1*



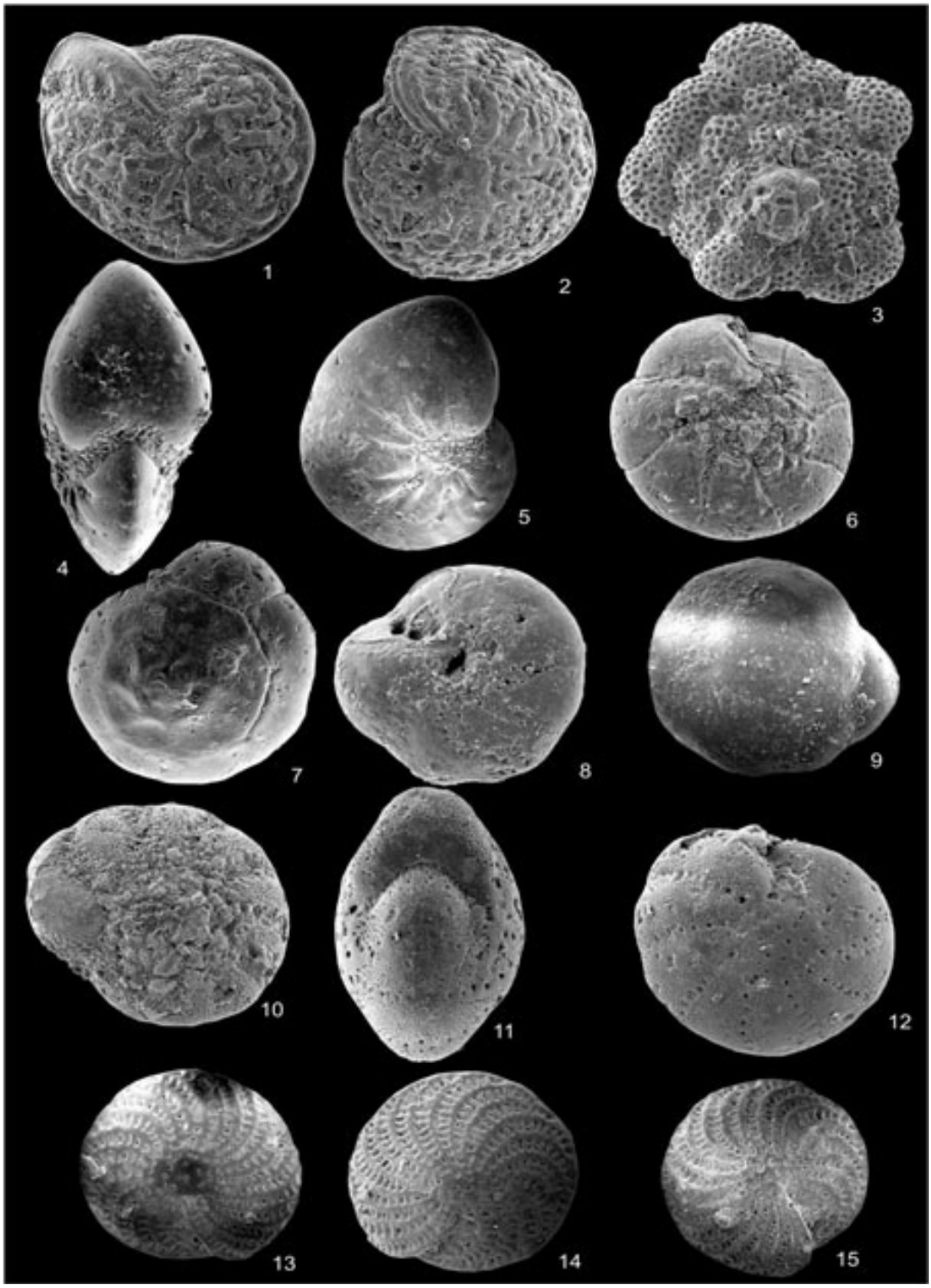
LEVHA 2

Şekil 1. *Cibicidoides ungerianus filicosta* (Hagn). Dış görünüm, x85, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-4.
Şekil 2. *Cibicidoides ungerianus filicosta* (Hagn). Dış görünüm, x60, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-4.
Şekil 3. *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny. Dış görünüm, x100, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-2.
Şekil 4. *Nonion depressulum* (Walker ve Jacop).Ağız görünümü, x100,Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-5.
Şekil 5. *Nonion depressulum* (Walker ve Jacop). Dış görünüm, x80, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-5.
Şekil 6. *Ammonia compacta* Hofker. Ombilikal taraf, x65, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-6.
Şekil 7. *Ammonia compacta* Hofker. Spiral taraf, x70, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-6.
Şekil 8. *Ammonia tepida* Cushman. Ombilikal taraf, x130, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-4.
Şekil 9. *Ammonia tepida* Cushman. Spiral taraf, x110, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-4.
Şekil 10. *Porosonion subgranosum* (Egger). Dış görünüm, x75, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-3.
Şekil 11. *Cribroelphidium poeyanum* (d'Orbigny).Ağız görünümü, x135,Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-5.
Şekil 12. *Cribroelphidium poeyanum* (d'Orbigny). Dış görünüm, x110, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-5.
Şekil 13. *Elphidium crispum* (Linne). Dış görünüm, x45, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-3.
Şekil 14. *Elphidium crispum* (Linne). Dış görünüm, x37, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-3.
Şekil 15. *Elphidium crispum* (Linne). Dış görünüm, x30, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-3.

PLATE 2

Figure 1. Cibicidoides ungerianus filicosta (Hagn). Side view, x85, Kumdere Section, 99 ÇT-4.
Figure 2. Cibicidoides ungerianus filicosta (Hagn). Side view, x60, Kumdere Section, 99 ÇT-4.
Figure 3. Planorbulina mediterranensis d'Orbigny. Side view, x100, Kumdere Section, 99 KTI-2.
Figure 4. Nonion depressulum (Walker and Jacop). Apertural view, x100, Kurbanlı Section, 99 KTI-5.
Figure 5. Nonion depressulum (Walker and Jacop). Side view, x80, Kurbanlı Section, 99 KTI-5.
Figure 6. Ammonia compacta Hofker. Umbilical side, x65, Kumdere Section, 99 ÇT-6.
Figure 7. Ammonia compacta Hofker. Spiral side, x70, Kumdere Section, 99 ÇT-6.
Figure 8. Ammonia tepida Cushman. Umbilical side, x130, Kurbanlı Section, 99 KTI-4.
Figure 9. Ammonia tepida Cushman. Spiral side, x110, Kurbanlı Section, 99 KTI-4.
Figure 10. Porosonion subgranosum (Egger). Side view, x75, Kumdere Section, 99 ÇT-3.
Figure 11. Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny). Apertural view, x135, Kurbanlı Section, 99 KTI-5.
Figure 12. Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny). Side view, x110, Kurbanlı Section, 99 KTI-5.
Figure 13. Elphidium crispum (Linne). Side view, x45, Kurbanlı Section, 99 KTI-3.
Figure 14. Elphidium crispum (Linne). Side view, x 37, Kurbanlı Section, 99 KTI-3.
Figure 15. Elphidium crispum (Linne). Side view, x30, Kurbanlı Section, 99 KTI-3.

LEVHA 2 / *PLATE 2*



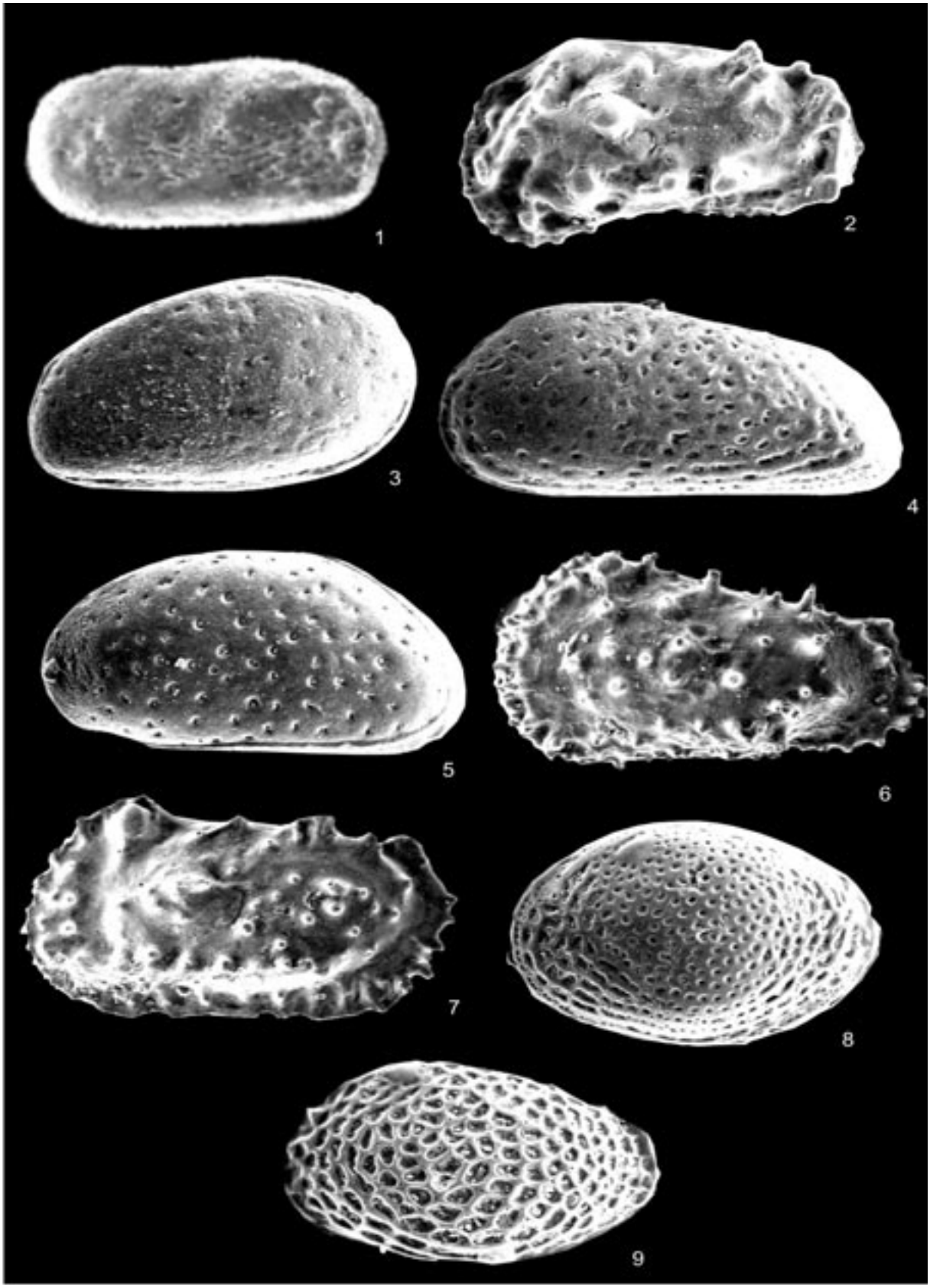
LEVHA 3

Şekil 1. *Cytherelloidea glypta* Doruk; sağ kapak, x75, Kumdere Kesiti, 99 ÇT-6.
Şekil 2. *Callistocythere montana* Doruk; sol kapak, x192, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-2.
Şekil 3. *Cyprideis torosa* (Jones); sağ kapak, x67, Püren Kesiti, STI-3.
Şekil 4. *Cytheridea acuminata acuminata* (Bosquet); sol kapak, x130, Berdan Kesiti, BTI-2.
Şekil 5. *Cyamocytheridea dertonensis* Ruggieri; sol kapak, x128, Kumdere Kesiti, ÇT-10.
Şekil 6. *Acanthocythereis hystrix* (Reuss); sol kapak, x108, Kumdere Kesiti, ÇT-2.
Şekil 7. *Carinocythereis carinata carinata* (Roemer); sol kapak, x79, Kumdere Kesiti, ÇT-2.
Şekil 8. *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer); sol kapak, x185, Kurbanlı Kesiti, KTI-1.
Şekil 9. *Loxoconcha subovata* (Muenster); sol kapak, x226, Kurbanlı Kesiti, 99 KTI-4.

PLATE 3

Figure1. Cytherelloidea glypta Doruk; right valve, x75, Kumdere Section, 99 ÇT-6.
Figure 2. Callistocythere montana Doruk; left valve, x192, Kurbanlı Section, 99 KTI-2.
Figure 3. Cyprideis torosa (Jones); right valve, x67, Püren Section, STI-3.
Figure 4. Cytheridea acuminata acuminata (Bosquet); left valve, x130, Berdan Section, BTI-2.
Figure 5. Cyamocytheridea dertonensis Ruggieri; left valve, x128, Kumdere Section, ÇT-10.
Figure 6. Acanthocythereis hystrix (Reuss); left valve, x108, Kumdere Section, ÇT-2.
Figure 7. Carinocythereis carinata carinata (Roemer); left valve, x79, Kumdere Section, ÇT-2.
Figure 8. Loxoconcha rhomboidea (Fischer); left valve, x185, Kurbanlı Section, KTI-1.
Figure 9. Loxoconcha subovata (Muenster); left valve, x226, Kurbanlı Section, 99 KTI-4.

LEVHA 3 / *PLATE 3*



Yerbilimleri, 27 (1), 23-40
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi
Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

İzmir Körfezi ve çevresinin sualtı aktif fayları ve depremselliği

The submarine active faults and the seismicity of the Gulf of İzmir and surrounding area

Neslihan OCAKOĞLU[1], Emin DEMİRBAĞ[1], İsmail KUŞÇU[2]
[1] İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34469 Maslak, İSTANBUL
[2] Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdleri Dairesi, Eskişehir Yolu, 06520 ANKARA

Geliş *(received)* : 22 Temmuz *(July)* 2005
Kabul *(accepted)* : 8 Mart *(March)* 2005

ÖZ

İzmir Körfezi ve çevresinin aktif tektonizmasını incelemek amacıyla 975 km uzunluğunda sismik yansıma verisi toplanmış ve işlenmiştir. Sismik verilerin stratigrafik ve yapısal anlamda yorumlanması ve bu bulguların kara morfolojik özellikleri ile ilişkilendirilmesi sonucu; bölgede yaygın olarak doğrultusu K-G'den KD-GB'ya değişen aktif sıkışma bileşenli doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve yer yer D-B yönelimli normal faylar haritalanmıştır. Bu faylardan K-G doğrultulu Karaburun fayı Karaburun Yarımadası'nı yükseltirken, Urla fayı, İzmir Körfezi içerisinde Urla-Uzunada ekseni boyunca temeldeki yükselimi kontrol etmektedir. KD-GB doğrultulu Tuzla fayı İzmir kentinden Doğanbey Burnu açıklarına kadar uzanmaktadır ve fayın pozitif çiçek yapısı Seferihisar yükselimini kontrol etmektedir. Bu faylar, bölgede D-B yönünde bir daralmaya işaret etmektedir. Çalışma alanının normal fayları; Karaburun-Foça açıklarında, İzmir Körfezi'nin iç kısmında, Alaçatı-Teke açıklarında ve Kuşadası'nda sırasıyla; Midilli havzasının güney yamacını, İzmir havzasını, Nikarya havzasının kuzey yamacını ve Küçük Menderes Grabeni'nin devamını sınırlamaktadırlar. Normal faylar, bölgede doğu ve batıya uzun mesafelerde devamlı değillerdir. Bu faylar genellikle doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmektedirler. Çalışma alanındaki aktif faylarla depremselliğin ilişkilendirilmesi sonucu, bölgedeki deprem aktivitesinden sadece İzmir kentinin içinden geçen D-B doğrultulu İzmir fayının sorumlu olmadığı görülmüştür. Bölgeyi K-G ve KD-GB doğrultularda kateden doğrultu atım karakterli Tuzla, Urla ve Karaburun fayları, son yıllarda 2003 ve 2005 Seferihisar ve Sığacık Körfezi depremleri de dahil olmak üzere, bölgenin depremselliğinden büyük ölçüde sorumlu fay sistemleri olarak değerlendirilmişlerdir.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu, depremsellik, doğrultu atımlı faylanma, İzmir Körfezi, sismik yansıma.

ABSTRACT

In order to investigate the active tectonism of the Gulf of İzmir and surrounding area, 975 km of seismic reflection data were collected and processed. After the stratigraphic and structural interpretation of seismic data and their correlation with onland morphological features, N-S to NE-SW trending active transpressional strike-slip faults, reverse faults and some E-W oriented normal faults are mapped in the region. Among these faults, while the N-S oriented Karaburun reverse fault uplifts the Karaburun Peninsula, the N-S oriented Urla reverse fault controls the basement rise along Urla-Uzun Island in İzmir Gulf. The NE-SW trending Tuzla strike-slip fault zone extends from İzmir city to offshore Doğanbey Promontory and its positive flower structure controls the Seferihisar Ridge. These faults cause an E-W shortening in the region. The normal faults of the study area are mapped offshore Karaburun-Foça, in the inner part of the İzmir Gulf, offshore Alaçatı-Teke and Kuşadası delimiting the southern scarp of the Lesvos basin, the İzmir basin, the northern scarp of the Ikaria basin and the continuation of the Küçük Menderes Graben, respectively. Normal faults do not continue for long distances to the east and to the west in the region, they are generally cut by strike-slip faults. The correlation between the active faults and the seismicity of the study area shows that the E-W oriented İzmir fault across İzmir city is not only responsible for earthquake activity of the region but that the N-S, NE-SW oriented Tuzla, Urla and Karaburun faults are also highly responsible for earthquake activity in the last decade, including the 2003 and 2005 Seferihisar and Gulf of Sığacık earthquakes.

Key Words: *Western Anatolia, seismicity, strike-slip faulting, Gulf of İzmir, seismic reflection.*

N. Ocakoğlu
E-mail: neslihan@itu.edu.tr

GİRİŞ

Çalışma alanı, Batı Anadolu'da, Gediz (GG) ve Küçük Menderes (KMG) grabenlerinin batısında yer alan İzmir Körfezi ve körfezi çevreleyen deniz ve kara alanlarını kapsamaktadır (Şekil 1). Günümüze değin yapılan çalışmalarla, Batı Anadolu'nun neotektonizması, genel hatlarıyla Anadolu'nun Avrasya levhasına göre batıya kaçışı, batıda Ege Denizi boyunca saatin tersi yönünde dönerek GB yönünde Helen Yayı üzerine bindirmesi ile açıklanmaktadır (Şekil 1a) (McKenzie, 1972, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; McKenzie ve Yılmaz, 1991; Taymaz vd., 1991; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky vd., 2000). Bu karmaşık tektonik yapı içerisinde yer alan ve depremsellik açısından da oldukça aktif bir bölge olan İzmir bölgesi (Şekil 1b), yapısal anlamda karada ve denizde pekçok bilinmeyeni içermektedir. Bu bilinmeyenlerin ortaya çıkarılması, Türkiye'nin hızla büyüyen üçüncü yerleşim ve sanayi merkezi olan İzmir bölgesinin aktif tektonizmasının anlaşılması açısından büyük önem taşımaktadır.

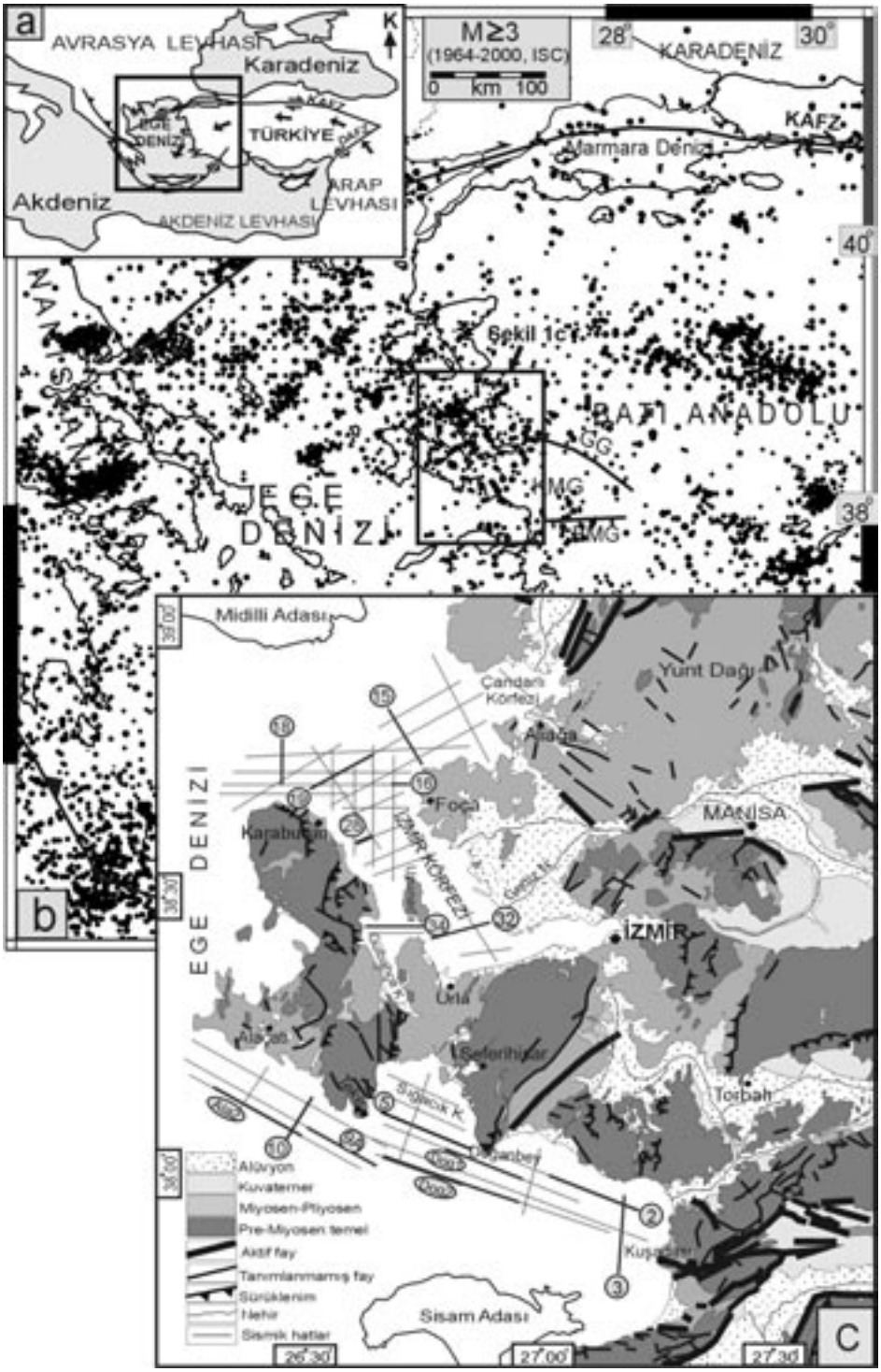
Bölgenin yapısal unsurları Kaya (1979, 1981 ve 1982) tarafından, Neojen birimler içerisinde K-G'den KD-GB'ya değişen normal veya ters bileşenli oblik faylar ve yer yer bu fayların arasındaki D-B gidişli normal faylar ile tanımlanmıştır. Çalışma alanının MTA tarafından hazırlanmış 1:500.000 ölçekli jeoloji haritasında (Şekil 1c) benzer şekilde, Karaburun, Seferihisar ve Kuşadası sırtlarındaki Miyosen dönemi kayaçlar içerisinde doğrultusu K-G'den KD-GB değişen ve günümüzde aktif olup olmadığı belirsiz olan pek çok sürüklenim ve tanımsız süreksizlik mevcuttur. Şekil 1c'deki bu süreksizliklerden bir kısmı daha sonraki çalışmalarla aktif fay olarak haritalanmıştır (Şaroğlu vd., 1992; Emre ve Barka, 2000; Genç vd., 2001; Emre vd., 2005a, 2005b). Doğrultu atım karakterli bu fayların başında, Çandarlı Körfezi'nin KD'sunda yer alan Zeytindağ-Bergama fay zonu ve Doğanbey ile İzmir ili arasında yer alan Tuzla fayı gelmektedir (bkz. Şekil 1c). Bölgenin bu hakim yapısal unsurları dışında, yer yer D-B yönelimli normal faylar, Kuşadası'nda ve İzmir'in kuzeyinde Gediz grabeninin devamında haritalanmıştır (bkz. Şekil 1c).

Çalışma alanında, denizdeki yapısal unsurların anlaşılmasına yönelik pekçok araştırma yapılmıştır. Mascle ve Martin (1990), Midilli, Sakız, Sisam ve Nikarya adaları açıklarında, sismik kesitlerden bölgedeki D-B gidişli havzaları sınırlayan normal faylar haritalamıştır. Aksu vd. (1990) ise, sığ sismik kesitlerden İzmir körfezi'ni KB-GD uzanımlı bir havza olarak tanımlamışlardır. Son yıllarda Ocakoğlu vd. (2004, 2005)'nin bölgedeki çok kanallı sismik yansıma çalışmaları ile körfezin ve körfezi güneyden çevreleyen şelf alanının aktif yapısal unsurları haritalanmış ve bu unsurlar kara yapısal özellikleri ile ilişkilendirilmiştir.

Bu çalışmada ise, Ocakoğlu vd. (2004, 2005)'nin veri gurubundan yola çıkılarak, bölgenin birinci dereceden önemli aktif fay zonları ile depremselliğinin ilişkilendirilmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla kullanılan yaklaşık 975 km uzunluğundaki sismik yansıma verisinin lokasyonları Şekil 1c'de gösterilmektedir. Ayrıca, denizdeki yapısal unsurların kara ile karşılaştırılabilmesi için ayrıntılı bir kara topoğrafya haritası (Şekil 2) hazırlanmıştır.

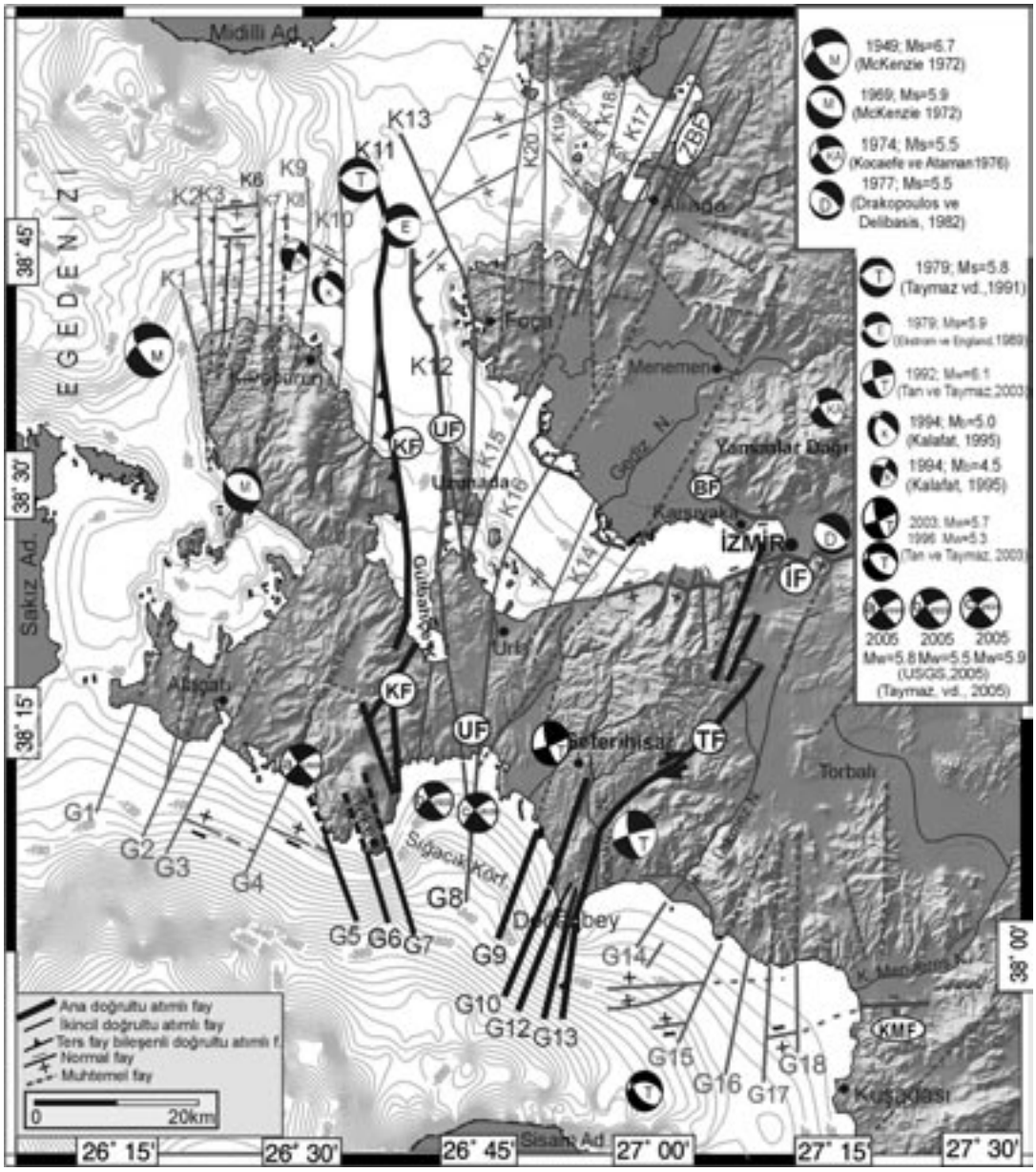
İZMİR BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ

Çalışma alanı, tarihsel (Ambraseys ve Finkel, 1995) ve aletsel dönemde Batı Anadolu'nun depremsellik açısından en aktif bölgelerinden biri olarak bilinmektedir. Aletsel döneme ait Uluslararası Sismoloji Merkezi'nden alınan (ISC, 2000) 1964-2000 yılları arasındaki depremlerin merkezüstü dağılımı haritası (bkz. Şekil 1b), özellikle İzmir Körfezi çıkışında ve İzmir ili ile güneyde Doğanbey Burnu arasında yoğun bir aktivite göstermektedir (bkz. Şekil 1b). Bu depremlerden büyüklüğü M 4.5 olanlar için çeşitli araştırmacılar (McKenzie, 1972; Kocaefe ve Ataman, 1976; Drakopoulos ve Delibasis, 1982; Ekström ve England, 1989; Taymaz vd., 1991; Kalafat, 1995; Tan ve Taymaz, 2003; USGS, 2005; Taymaz vd. 2005) tarafından yapılan odak mekanizması çözümleri, bölgede hem normal hem de doğrultu atımlı faylanmaların varlığına işaret etmektedir (bkz. Şekil 2). Doğrultu atımlı faylanmaya neden olan depremler batı Anadolu için yeni bir oluşum değildir. Bu konuda yapılan ilk çalışmalar Canıtez ve Üçer (1967), Alptekin (1978) olarak sayılabilir. Şekil 2'deki deprem odak mekanizması çözümlerine göre, İzmir Körfezi çıkışında ve İzmir kent merkezi civarında daha ziyade doğrultu atım bileşenli normal faylanmalara bağlı depremler gözlemlenirken, körfezin güneyinde Alaçatı-Teke ve



Şekil 1. (a) Ege bölgesi ve yakın bölgelerin genel tektonik haritası, (b) Ege bölgesinin ISC kayıtlarından alınan (ISC,2000) 1964-2000 yılları arasındaki büyüklüğü M 3 depremler için merkezüstü dağılım haritası, (c) İzmir Körfezi ve dolaylarının jeolojisi (MTA, 2002a ve 2002b'den değiştirilerek) ve sismik hatların lokasyon haritası (hatların koyu renkli kısımları metin içerisinde yer alan sismik kesitlerin yerleridir).

Figure 1. (a) General tectonic framework of Aegean region and surrounding area, (b) seismicity map of the Aegean region with the ISC epicenters for M≥3 earthquakes (ISC, 2000) between 1964-2000, (c) geology map of the Gulf of İzmir and surrounded area (modified from MTA, 2002a and 2002b) and location of the seismic lines (highlighted segments of lines show the location of seismic sections displayed in the text).



Şekil 2. İzmir Körfezi ve çevresinin batimetri ve ayrıntılı topoğrafya haritası üzerinde sismik kesitlerden haritalanmış denizdeki aktif faylar, bu fayların karadaki muhtemel uzantıları (devamlı çizgilerle) ve karada faya karşılık gelebilecek bazı çizgisellikler (kesikli çizgilerle) (Bölgenin en önemli aktif fayları (kalın devamlı çizgilerle); Tuzla Fayı (TF), Urla Fayı (UF), Karaburun Fayı (KF), Zeytindağ-Bergama Fayı (ZBFZ), İzmir Fayı (İF), Bornova Fayı (BF) ve Küçük Menderes Fayı (KMF)'dır. Körfez içerisindeki ve çıkışındaki doğrultu atımlı faylar K harfi ile, Körfezin güneyindeki şelf alanında yer alan doğrultu atımlı faylar ise G harfi ile numaralandırılmıştır (Ocakoğlu vd., 2005'ten değiştirilerek). Bölgede aletsel dönemde oluşmuş (M 4.5) depremlerin odak mekanizması çözümleri harita üzerine eklenmiştir).

Figure 2. Active offshore faults and their possible onland extensions (marked by black lines) and some onland lineaments (dashed lines) that may correspond to onland active faults on detailed topography and bathymetry map of İzmir Gulf and the surrounding area. (The master active faults (bold lines) are the Tuzla Fault (TF), the Urla Fault (UF), the Karaburun Fault (KF), the Zeytindağ-Bergama Fault (ZBF), the İzmir Fault (İF), the Bornova Fault (BF) and the Küçük Menderes Fault (KMF). Inner and outer strike-slip faults of the gulf are annotated with 'K', and the strike-slip fault of the southern offshore area by 'G' (modified from Ocakoğlu et al., 2005). The fault mechanism solutions of earthquakes (M≥4) of the study area that occurred in the instrumental period are added).

Seferihisar dolaylarında hakim doğrultu atım karakterli deprem odak mekanizması çözümleri mevcuttur. Son yıllarda bölgede Seferihisar (1992 ve 2003 Seferihisar depremleri, M_w=6.1, M_w=5.7 ; Tan ve Taymaz, 2003), Teke Yarımadası ve Sığacık Körfezi'nde (2005 depremleri, M_w=5.8, M_w=5.5, M_w=5.9; USGS, 2005) oluşan depremler doğrultu atımlı faylanmaya bağlı tektonik hareketlerin yoğunluğuna dikkat çekmektedir (bkz. Şekil 2). Bu depremlerden özellikle 1992 Seferihisar depremi karada İzmir kenti ile Doğanbey arasında uzanan (Emre ve Barka, 2000; Genç vd., 2001) ve bölgenin en önemli aktif fay zonlarından biri olan doğrultu atım karakterli Tuzla fayı (TF; bkz. Şekil 2) ile ilişkilendirilmiştir (Tan ve Taymaz, 2003). Tuzla fayının aktivitesi, Akıncı vd. (2000)'nin mikrodeprem çalışmasıyla da desteklenmektedir (Şekil 3). Bölgede yaklaşık 1.5 aylık bir süre ile büyüklüğü 1.16<M<3.93 aralığında değişen çok sayıda mikrodepremin kaydedildiği bu çalışmada, mikrodepremlerin merkezüstü dağılımları (bkz. Şekil 3), Tuzla fayının dışında ayrıca İzmir Körfezi'nin içinden geçen K-G doğrultulu bir hat boyunca ve Karaburun Yarımadası'nı doğudan sınırladığı düşünülen K-G doğrultulu Karaburun fayı (KF, Dewey ve Şengör, 1979) boyunca yoğunlaşmaktadır (Akıncı vd., 2000).

Şekil 3. Çalışma alanında Akıncı vd. (2000) tarafından gözlenen mikrodepremlerin merkezüstlerinin dağılımı (Akıncı vd., 2000'den değiştirilerek).

Figure 3. The epicenter distribution of microactivity of the study area recorded by Akıncı et al. (2000) (modified from Akıncı et al., 2000).

Çizelge 1. Veri toplama parametreleri.

Table 1. Data acquisiton parameters.

Parametre	1996 verisi Çok kanallı	2000 verisi Çok kanallı	2000 verisi Tek kanallı
Kanal sayısı	108	48 - 60	6
Kaynak	9 GI	6 GI	2 GI
(hacim inç^3)	(1080)	(780)	(180)
Basınç (PSI)	1600	1500	1500
Alıcı boyu	1350 m	600-750 m	75 m
Yakın ofset	237.5 m	50-100 m	30 m
Uzak ofset	1575 m	838 m	105 m
Atış aralığı	50 m	25 m	10 m
Alıcı aralığı	12.5 m	12.5 m	12.5 m
Örnekleme	2 ms	2 ms	1 ms
Katlama	14	12-15	1

Deprem odak mekanizması çözümleri ve mikrodeprem aktivitesi, bölgede K-G'den KD-GB'ya değişen doğrultularda aktif fay zonlarına işaret etmektedir. Bu zonların deniz içinde ve karada ayrıntılı çalışılması, bölgenin depremselliğinin daha iyi anlaşılması açısından oldukça önemlidir.

KULLANILAN VERİLER VE YÖNTEMLER

Sismik Yansıma Verisi ve Verilerin İşlenmesi

Çok kanallı sismik yansıma verileri İzmir Körfezi ve körfezi güneyden çevreleyen Alaçatı, Doğanbey ve Kuşadası açıklarında MTA 'Sismik-1' araştırma gemisi ile 1996 ve 2000 yıllarında olmak üzere iki aşamada toplanmıştır. Toplanan verilerin yaklaşık 905 km 'si çok kanallı, 70 km'si ise tek kanallıdır (bkz. Şekil 1c). Veri toplama parametreleri Çizelge 1' de verilmektedir. 2000 yılı verileri 1996 yılı verilerine oranla çözünürlüğü daha yüksek ve orta sığlıkta verilerdir.

Sismik yansıma verileri, İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 'Nezihi Canıtez Veri-İşlem Laboratuvarı'nda veri-işlem aşamalarından geçirilmiştir. Bu aşamalar; SEG-D veri okuma, atış-alıcı geometrisi tanımı, sismik izlerin ayıklanması, genlik analizi, CDP düzenine geçiş, hız analizi, dik yola kaydırma, yığma, tersevrişim ve süzgeçleme, zaman ortamı göç işlemi ve otomatik genlik kontrolüdür.

Veri işlem aşamalarında, deniz tabanı ve altındaki sediman paketinden gelen istenmeyen tekrarlı yansımalar önkestirim ters süzgeçlemesi ve iğnecik süzgeçlemesi ile nisbeten bastırılmaya çalışılmıştır. Zaman ortamı sismik göç işlemi uygulanmış kesitlerde, yer içi yaklaşık 2-3 km derinliklere kadar sismik stratigrafik ve yapısal anlamda yorumlanabilmiştir.

Batimetri Verisi

Çalışma alanının batimetrik verisi Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi'nce (SHOD) hazırlanmış olan ulusal batimetri deniz haritalarından derlenmiş ve GMT (Generic Mapping Tools) programında konturlanmıştır (Wessel ve Smith, 1995). Şekil 2'deki batimetri haritasında örnekleme aralığı yaklaşık 350 m'dir. Bu haritaya göre İzmir Körfezi'nin batimetrisi, iç körfezde -20 metrelerden körfez ağzında -200 m'ye kadar derinleşmekte; güneydeki şelf alanında ise derinlikler -400 m'lere ulaşmaktadır.

Topoğrafya Verisi

Çalışma alanının karaya ait morfolojik özelliklerini incelemek ve bu yapısal unsurları denizaltı aktif fayları ile ilişkilendirmek için bölgenin ayrıntılı topoğrafya haritasına gereksinim duyulmuştur. Bu amaçla, öncelikle bölgeye ait toplam 66 adet 1:25.000 ölçekli topoğrafya paftasından her 20 m'de bir eşyükselti eğrileri 'AutoCad Map' programında sayısallaştırılmıştır. Oluşturulan dosya 'Erdas Imagine' programı yardımı ile veri dosyası haline getirilmiş ve daha sonra (x,y,z) formatında coğrafik sisteme dönüştürülerek, GMT programı ile çizdirilmiştir (bkz. Şekil 2). Topoğrafya görüntüsünün çözünürlülüğü yaklaşık 75 m'dir.

Ayrıntılı topoğrafya haritası üzerinde (bkz. Şekil 2), doğrusal uzanımlı yamaç ve vadiler ve kıyılardaki ötelenmeler dikkate alınarak bazı çizgisellikler belirlenmiştir. Bu çizgiselliklerden doğrultusu K-G'den KD-GB'ya değişenlerin bir bölümü, önceki çalışmalarda (Şaroğlu vd., 1992; Emre ve Barka, 2000; Genç vd., 2001) arazide haritalanmış olan faylarla çakıştığından, söz konusu fayların morfolojideki izi olarak yorumlanmışlardır. Bu faylar, İzmir kenti ile Doğanbey arasında Seferihisar sırtını deforme eden ve Doğanbey Burnu'nda ötelenmeye neden olan Tuzla fayı (TF), Aliağa-Foça boyunca uzanan Zeytindağ-Bergama fay zonu (ZBF), Karaburun Yarımadası'nın doğusunu sınırlandıran Karaburun fayı (KF) ve Urla havzası içerisindeki Urla fayı (UF) olarak özetlenebilir (Şaroğlu vd., 1992; Emre vd., 2005a) (bkz. Şekil 2).

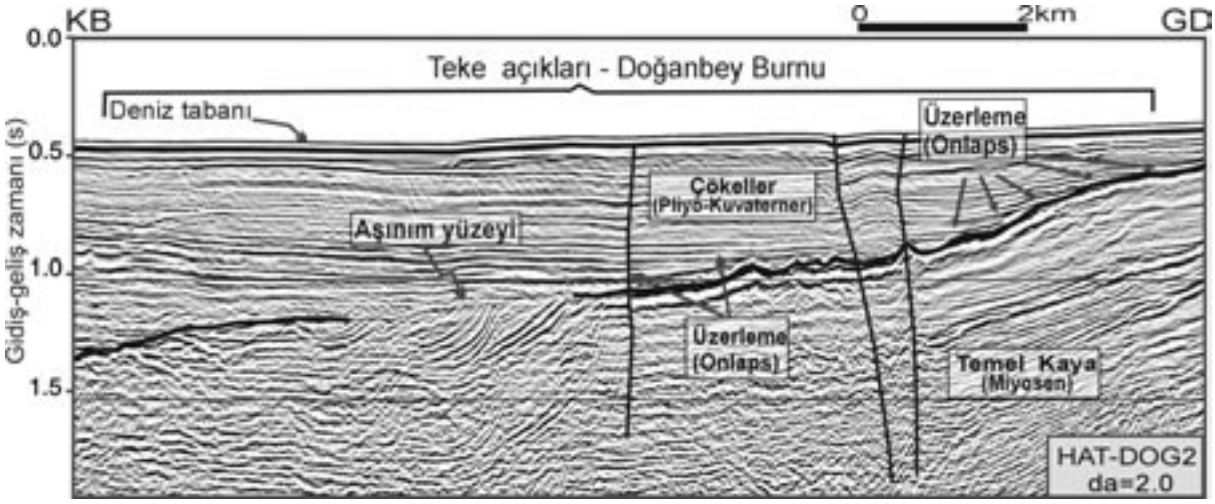
Sözü edilen fayların haricinde, topoğrafya üzerinde K-G'den KD-GB'ya değişen yönelimlerdeki çizgisellikler ise, yer yer Karaburun Yarımadası'nın kuzeyinde, Alaçatı-Teke ve Urla'da, İzmir'in kuzeyinde Foça, Aliağa ve Menemen dolaylarında ve güneyde Torbalı mevkiinde işaretlenmiştir (bkz. Şekil 2). Topoğrafya üzerindeki D-B uzanımlı çizgiselliklerden, bölgenin aktif faylarına karşılık gelenler, İzmir kent merkezinin yakınındaki, Bornova (BF) ve İzmir (İF) fayları ile (Emre vd., 2005a), güneyde Kuşadası mevkiinde ise Küçük Menderes fayı (KMF) ile tanımlanmışlardır (Dewey ve Şengör, 1979; Emre vd., 2005a). Kara morfolojisi, bölgede K-G ve KD-GB uzanımlı fayların ve çizgiselliklerin hakim morfolojik unsurlar olduğunu göstermektedir. Sözü edilen morfolojik unsurların pek çoğu, bölgenin jeoloji haritasındaki faylarla, sürüklenimlerle ve tanımlanmamış süreksizliklerle uyum içerisindedir (bkz. Şekil 1c ve Şekil 2).

STRATİGRAFİK VE YAPISAL YORUMLAMA

Stratigrafik Yorumlama

Çalışma alanında toplanan 975 km uzunluğundaki sismik verideki her bir sismik hattın kendi içinde ve birbiri ile ilişkilendirilerek stratigrafik ve yapısal anlamda yorumlanması sonucu, Şekil 2a'da gösterilen, İzmir Körfezi ve körfezin güneyindeki şelf alanına ait aktif fay haritası oluşturulmuştur. Sismik kesitlerde faylar, kesitteki tüm istifi keserek deniz tabanına veya hemen deniz tabanının altına kadar ulaşıyor ise aktif fay, ya da Kuvaterner dönemi içerisinde aktif olmuş fay olarak adlandırılmıştır.

Sismik kesitlerde, stratigrafik anlamda, farklı yansıma şekillenmelerine sahip iki yansıma paketi, birbirlerinden bir uyumsuzluk yüzeyi ile ayrılmıştır. Uyumsuzluk yüzeyi tüm kesitlerde yüksek yansıma genliği, ondülasyonlu yapısı ve üzerine gelen daha genç çökellerin bu yüzeye yaslanarak sonlanması ile izlenmiştir. Şekil 4'deki sismik kesitte izlenen bu uyumsuzluk yüzeyinde Teke-Doğanbey açıklarında, yukarı doğru uzanan yansımaların traşlanmış olduğu



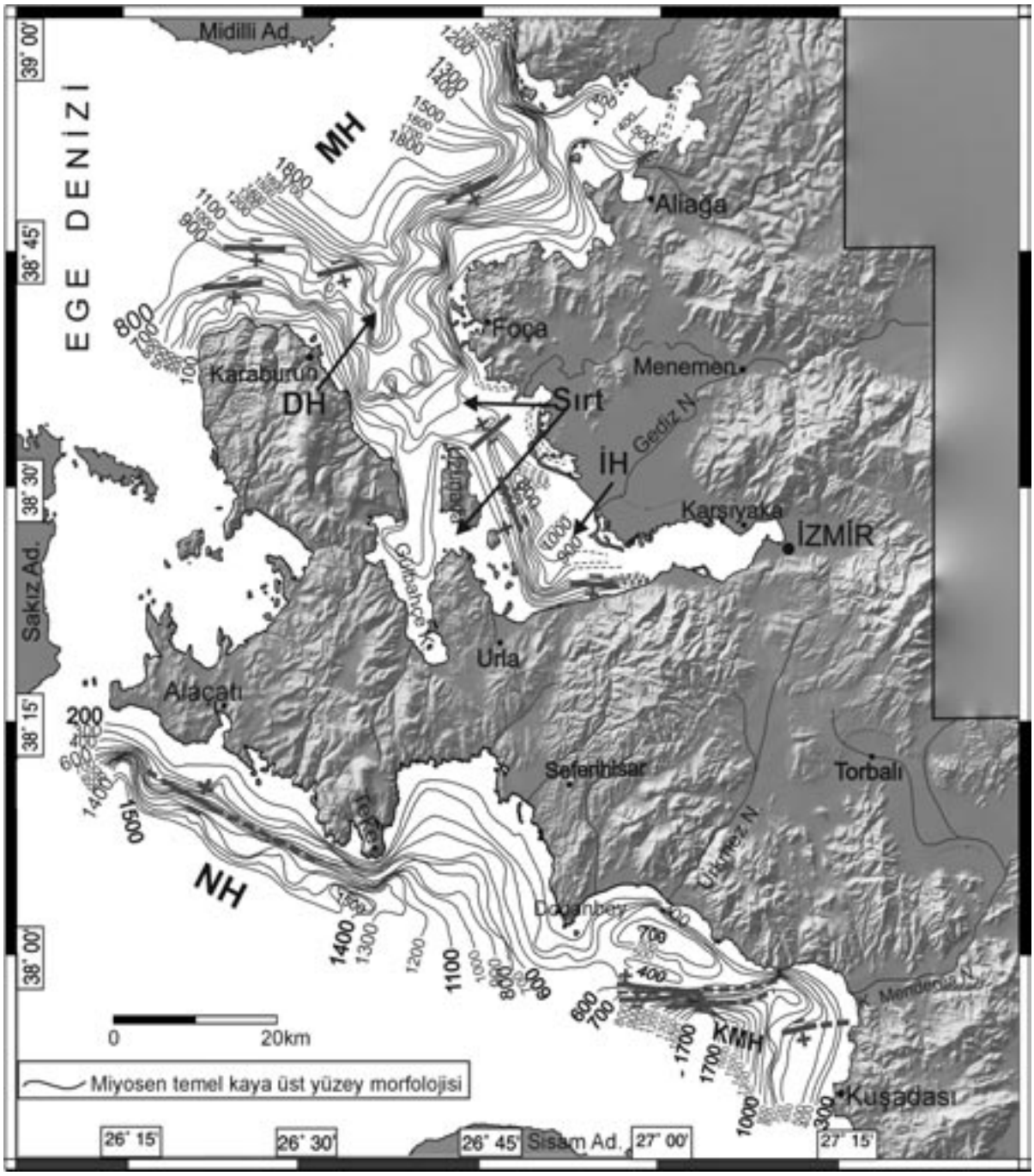
Şekil 4. Sismik stratigrafi (da: düşey abartı) (Ocakoğlu vd., 2005'ten değiştirilerek).
Figure 4. Seismic stratigraphy (da: vertical exaggeration) (modified from Ocakoğlu et al., 2005).

görülmektedir. Bu görüntü uyumsuzluk yüzeyinin aslında bir aşınım yüzeyi olduğunu göstermektedir. Stratigrafik anlamda bu ayırtlama bölgede Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından Foça açıklarında delinen Foça-1 kuyu verileri ile de teyit edilmektedir (Yazman, 1999). Kuyu verisindeki yaşlandırmalar ve ilgili seviyeler dikkate alındığında; sismik kesitlerdeki aşınım yüzeyinin, üstteki genelde paralel veya yer yer yarı paralel iç yansıma şekillenmesine sahip Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza çökellerini, alttaki nisbeten daha dalgalı ve yer yer kaotik yansıma şekillenmesine sahip Miyosen ve daha yaşlı temel kaya birimlerinden ayırdığı görülmektedir (bkz. Şekil 4).

Çalışma alanındaki herbir sismik kesitte, Erken Pliyosen - Geç Miyosen yaşlı aşınım yüzeyininin milisaniye cinsinden derinliğinin izlenebilmesi ve elde edilen değerlerin konturlanması ile bu sınıra ait paleotopoğrafya haritası elde edilmiştir. Şekil 5' teki paleotopoğrafya haritasında, eşderinlik eğrileri genel anlamda körfez içerisinde ve körfezin güneyindeki şelf alanında kıyıdaki şekillenmelerle uyumluluk göstermektedir. İzmir Körfezi içerisinde K-G gidişli Urla-Uzunada ekseninin devamında akustik temelin yükseldiği ve kuzeye doğru bu hat boyunca –400 ms'lerde bir eski sırtın varolduğu görülmektedir. Bu sırt, körfezi K-G doğrultusunda ortadan biçip geçmekte ve doğusundaki iç havzayı (İH) batısındaki dış havzadan (DH) ayırmaktadır. İç havza sırtın doğusunda, İzmir Körfezi'ne Gediz nehrinin döküldüğü alanlarda yaklaşık -1000 ms derinliklerde görülmektedir. Dış havza ise sözü edilen eski sırtın batısında, Foça-Çandarlı ve Karaburun açıklarında kuzeye doğru –1800 ms'lere derinleşerek kuzeyde Midilli Havzasını oluşturmaktadır (MH). İzmir Körfezi'nin güneyinde ise, Doğanbey açıklarında karadaki KD-GB uzanımlı sırtın deniz içerisindeki devamı gözlenmektedir. Bu eski sırtın hemen doğusunda –700 ms derinliğe ulaşan askıda bir havzacık ve bu havzacığın hemen açığında da temelin –500 ms derinlikden hızla –1700 ms derinliğe ulaştığı gözlenmektedir. Bu havza, karadaki Küçük Menderes Grabeni'nin deniz içerisindeki devamı olarak yorumlanmıştır (KMH). Doğanbey sırtının batısında ise, Sığacık Körfezinde temelin geçişli olarak güneye doğru -1200 ms'lere derinleştiği, daha batıda Alaçatı-Teke açıklarında ise dik bir yamaç ile hızla -1500 ms'lere ulaştığı izlenmektedir. Bu derinleşme güneyde Nikarya havzasını (NH) oluşturmaktadır (bkz. Şekil 5).

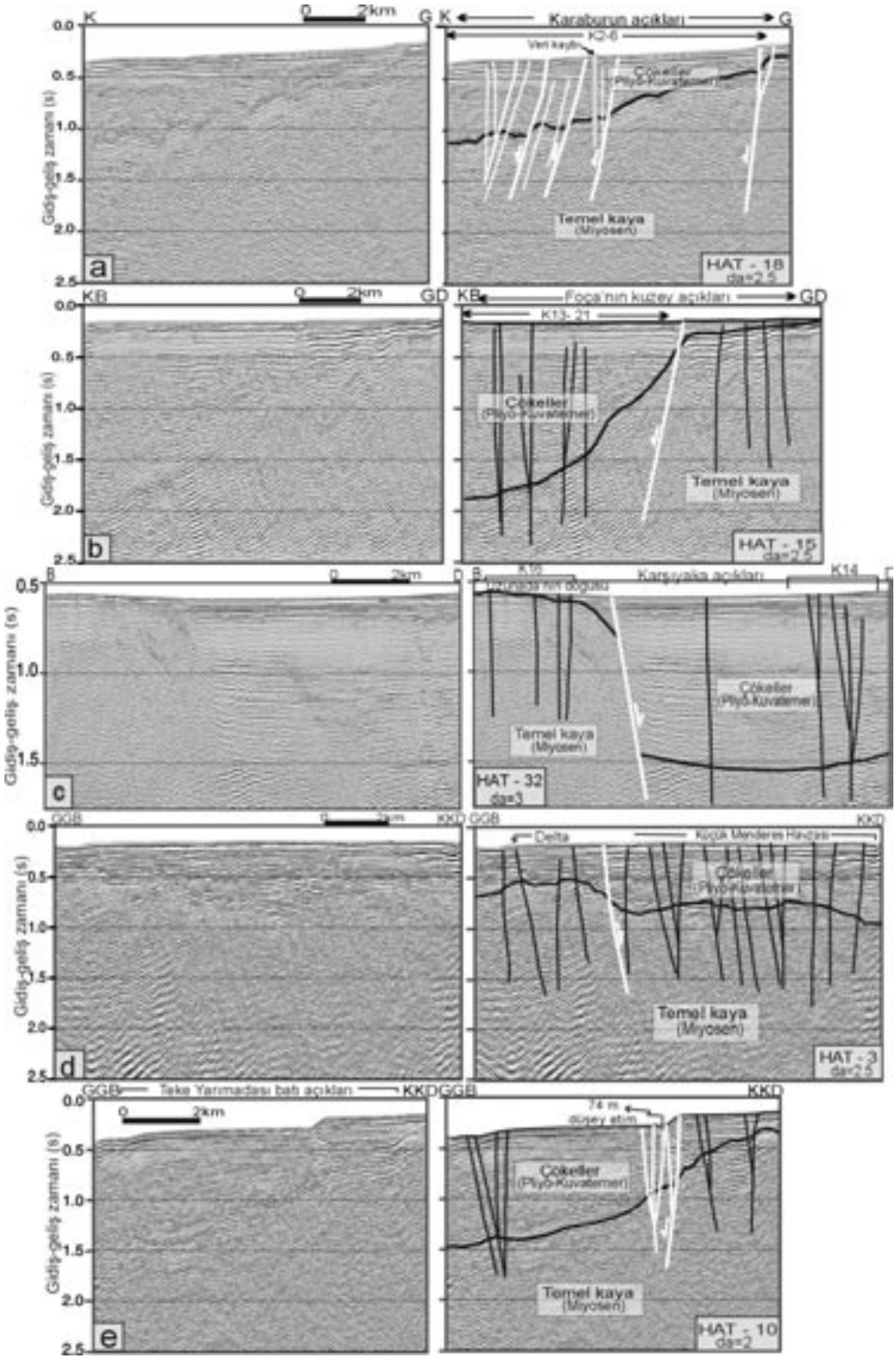
Yapısal Yorumlama

Sismik kesitlerde denizde haritalanan aktif faylar başlıca iki grup altında toplanmıştır. Bunlardan normal faylar, bölgede yer yer haritalanmış D-B uzanımlı ikincil yapılar olarak karşımıza çıkmaktadır (bkz. Şekil 2). Bu faylar, İzmir Körfezi'ndeki iç ve dış havzaları (İH, DH), güney şelf alanında ise Küçük Menderes ve Nikarya Havzalarının (KMH, NH) gelişimini kontrol etmektedirler (bkz. Şekil 5). Kesitlerde beyaz renkle işaretlenen



Şekil 5. Ayrıntılı topoğrafya haritası ve Miyosen akustik temel üst yüzeyi kontur haritası (Paleotopoğrafya kontur haritası, derinikler milisaniye olarak gösterilmektedir. Koyu Gri sürekli ve kesikli çizgiler körfez ve güney şelf alanındaki normal fayları ve bu fayların muhtemel devamlarını göstermektedir. Fayların taban bloğu artı işareti ile gösterilmiştir. Kısaltmalar: MH: Midilli havzası, İH: İç havza, DH: Dış havza, NH: Nikarya havzası, KMH: Küçük Menderes havzası) (Ocakoğlu vd., 2005'ten değiştirilerek).

Figure 5. Detailed topographic image and top of the Miocene basement contour map (Paleotopography map, depths in miliseconds. Bold gray lines and dashed gray lines show active normal faults and their possible extensions in the gulf and southern shelf area. Footwalls of normal faults are indicated by a plus symbol. Abbrevations: MH: Mitilini Basin, IH:Inner basin, DH: Outer basin, NH: Ikaria Basin, KMH: Küçük Menderes Basin) (modified from Ocakoğlu et al., 2005).



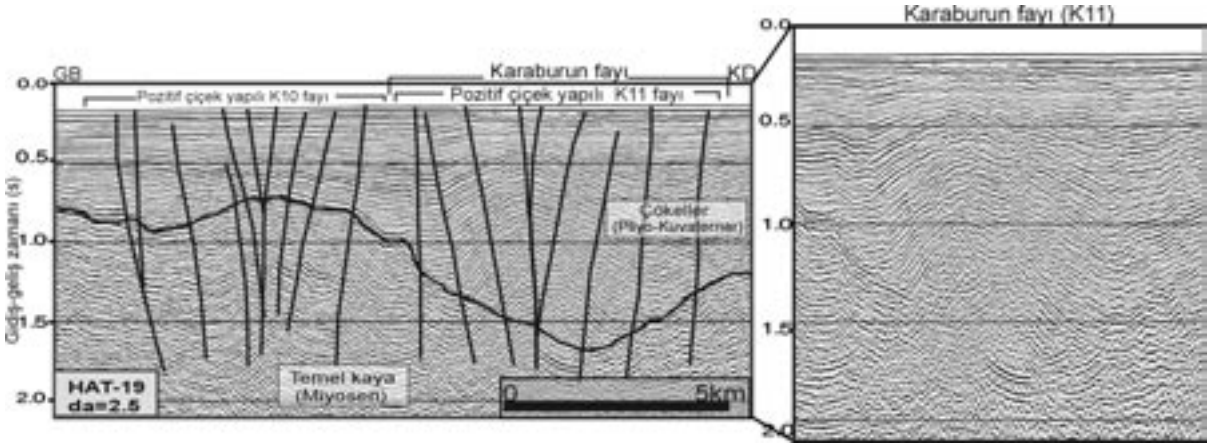
Şekil 6. Aktif normal faylar (beyaz çizgilerle) ve doğrultu atımlı faylar (siyah çizgilerle): (a) Karaburun açıkları, hat-18, (b) Foça açıkları, hat-15, (c) İzmir Körfezi'nin iç kısmı, hat-32, (d) Kuşadası açıkları, hat-3, (e) Alaçatı-Teke açıkları, hat-10.

Figure 6. Active normal faults marked by white lines and active strike-slip faults by black lines: (a)offshore Karaburun, line-18, (b) offshore Foça, line-15, (c) inner part of İzmir gulf, line-32, (d) offshore Kuşadası, line-3, (e) offshore Alaçatı-Teke, line-10.

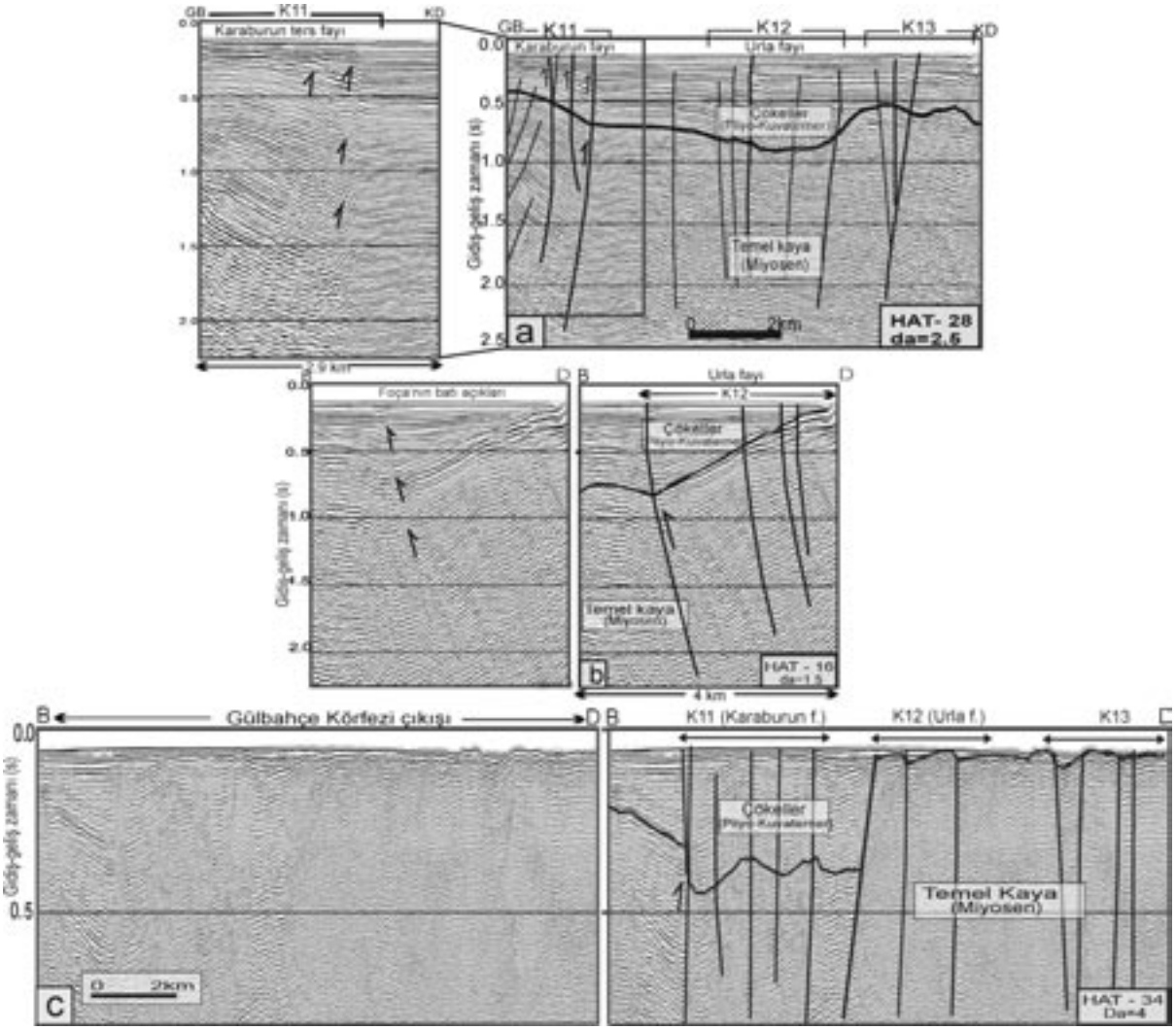
normal faylar, genellikle deniz tabanında çok az atımlara neden olmakla birlikte, derinde temel kayayı oluşturan birimler üzerinde önemli düşey atımlara yol açmaktadır (Şekil 6). Bu faylardan en önemlileri Şekil 6a ve 6b'de, Karaburun ve Foça açıklarında bir dizi basamaklanma ile kuzeydeki Midilli havzasına doğru temelde derinleşmeye neden olmakta (bkz. Şekil 5); Şekil 6c'de, Karşıyaka açıklarındaki tek kanallı bir sismik hat üzerinde, temelde ani bir derinleşmeye neden olarak körfezin iç kısmındaki iç havzayı (İH) sınırlayan yamaçları kontrol etmektedir (bkz. Şekil 5). Şekil 6d ve 6e'de ise, körfezin güneyindeki şelf alanında haritalanmış olan aktif normal faylar gösterilmektedir. Bunlardan Şekil 6d'de Kuşadası açıklarında, karadaki Küçük Menderes Havzası'nın deniz içerisindeki devamında haritalanan bir normal fay, temel ve çökel birimleri deforme etmiştir. Şekil 6e'de ise, Alaçatı-Teke açıklarındaki normal fay, bölgede deniz tabanındaki maksimum atımı (~74 m) göstermektedir. Bu fay, Şekil 5'teki temel topoğrafyası haritasında güneydeki Nikarya Havzası'nın muhtemel kuzey yamacını kontrol eden bir fay olarak yorumlanmıştır.

Çalışma alanında yaygınca haritalanan ve bölgede birinci dereceden önemli faylar olarak yorumlanan K-G, KD-GB ve KB-GD yönelimli faylar doğrultu atım karakterli faylardır (bkz. Şekil 2). Genellikle pozitif ve negatif çiçek yapıları olarak gözlemlenen bu fayların hemen hemen tamamı, temel kaya ve çökel birimlerdeki yansıma yüzeylerinde önemli ölçülerde deformasyona neden olmakta ve etkileri deniz tabanına kadar kolaylıkla izlenebilmektedir. Bu sebeple bu faylar aktif faylar olarak belirtilmişlerdir (bkz. Şekil 2 ve Şekil 7-10).

Bölgedeki en önemli doğrultu atımlı faylardan ikisi (K10 ve K11 fayları, Şekil 2) K-G doğrultularda, İzmir Körfezi çıkışında haritalanmıştır. Şekil 7'deki K10 ve K11 faylarını oluşturan fay kolları, derinde birbirine yakınlaşmakla birlikte, sığa doğru gittikçe bir çiçek yapısı oluşturacak biçimde aralarındaki çökelleri yukarı doğru itmekte ve birer sırt oluşturmaktadır. Bu özellikleri ile K10 ve K11 fayları pozitif çiçek yapıları olarak yorumlanmışlardır. Şekil 7'deki ilgili faylardan K11 fayı, karada bilinen Karaburun fayının (KF) deniz içerisindeki devamı olarak yorumlanmıştır. K11 fayının körfez içerisinde güneye doğru Karaburun Yarımadası'nın doğusuna yaklaştığı yerlerde ters fay özelliği kazandığı görülmektedir (bkz. Şekil 2). Şekil 7a'daki sismik kesitte K11 (KF) fayı Karaburun Yarımadası'nı doğudan sınırlamakta ve sahip olduğu ters fay karakteri ile muhtemelen yarımadanın yükselmesine neden olmaktadır. İzmir Körfezi'ni K-G doğrultusunda kateden diğer bir ters fay, Urla-Uzunada ekseni boyunca temeldeki K-G doğrultulu sırtı (bkz. Şekil 2 ve 5) kontrol eden K12 fayıdır (Şekil 8b). K12 fayı, karadaki Urla fayının (UF) deniz içerisindeki devamı olarak yorumlanmıştır. Şekil 8b'deki sismik hat-16'ya göre, Foça Yarımadası'nın K12 fayı (UF) boyunca batıya bindirdiği görülmektedir. Karaburun ve Urla ters fayları körfezin güneyinde, Gülbahçe Körfezi'ne doğru devam etmektedir (bkz. Şekil 2). Şekil 8c'de Gülbahçe Körfezi'nden alınan tek kanallı sismik



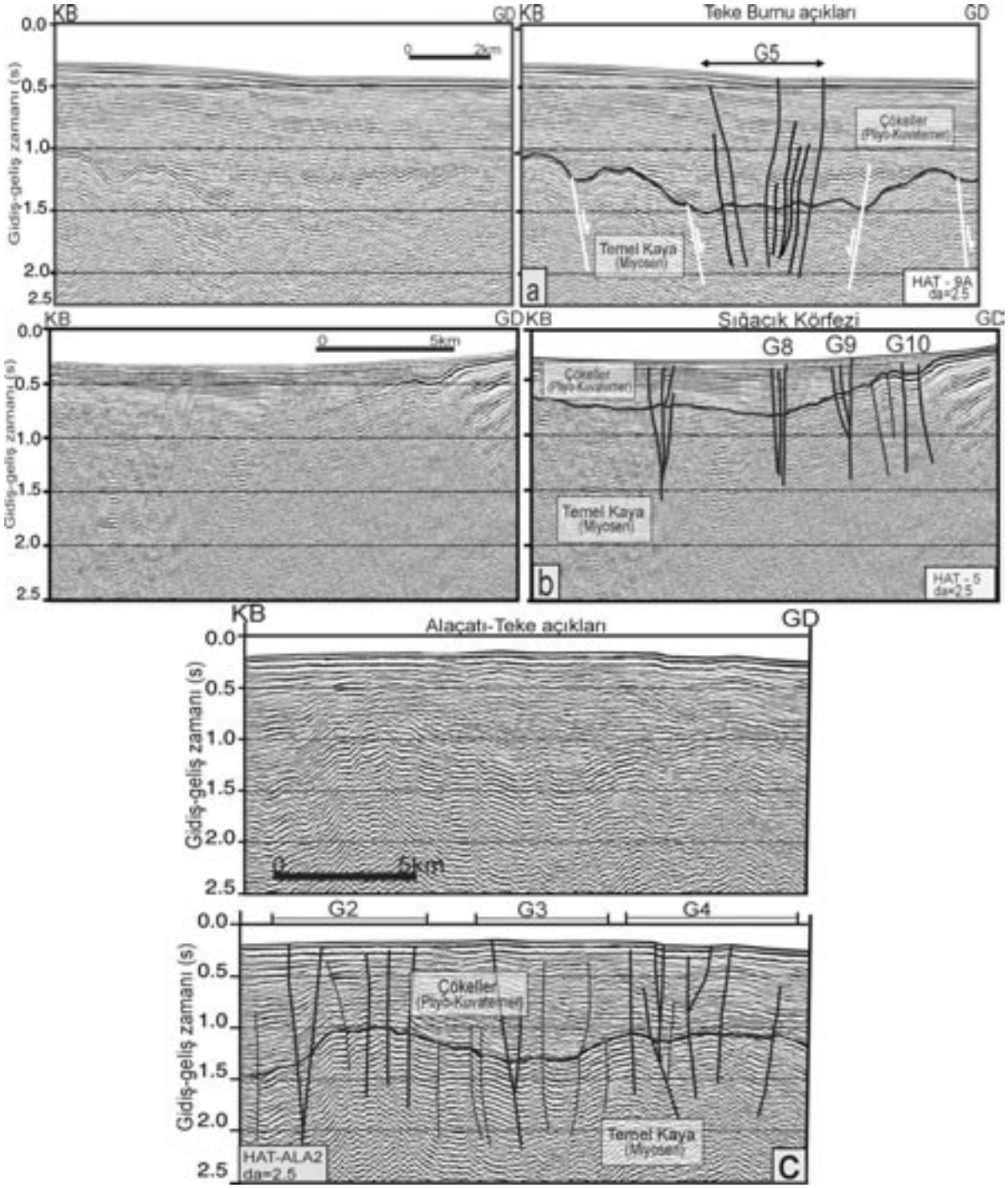
Şekil 7. Karaburun Yarımadası'nın kuzey açıklarında aktif pozitif çiçek yapıları, hat-19.
Figure 7. Active positive flower structures of the northern offshore area of Karaburun Peninsula, line-19.



Şekil 8. (a) Karaburun ters fayı, hat-28, (b) Urla ters fayı, hat-16, (c) Gülbahçe Körfezi çıkışı Karaburun ve Urla fayları, hat-34.

Figure 8. (a) Karaburun reverse fault, line-28, (b) Urla reverse fault, line-16, (c) the exit of the Gülbahçe Gulf, Karaburun and Urla faults, line-34.

kesitte, Karaburun ve Urla faylarının temel kaya ve çökel birimler üzerinde yaratmış olduğu deformasyon izlenmektedir. Bu faylar körfezin güneyindeki şelf alanına geçtikleri yerde karakteristik özelliklerini yitirmekte ve farklı fay kollarına ayrılmaktadırlar (bkz. Şekil 2). Bu faylara örnek olarak Karaburun Yarımadası'nın güneydoğu ucunda Teke Burnu açıklarında haritalanan G5 fayı (Şekil 9a) ve Sığacık Körfezi çıkışında haritalanan G8 fayı (Şekil 9b) gösterilebilir. G8 fayı, Urla fayının Sığacık Körfezi içerisindeki devamı olarak yorumlanmıştır (bkz. Şekil 2a). Karaburun Yarımadası'nın güneybatısında Alaçatı-Teke açıklarında ise, diğer bir grup KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fay haritalanmıştır (bkz. Şekil 2). Bu faylar, Şekil 9c'de G2, G3 ve G4 olarak isimlendirilmiştir. Körfezin güney şelf alanındaki en önemli aktif pozitif çiçek yapısı ise Doğanbey Burnu açıklarında haritalanmış olan fay zonudur. Bu fay zonu, karadaki Seferihisar sırtının deniz içerisindeki devamını kontrol eder ve yaklaşık 20 km genişliğindedir (Şekil 10a). Fay, karadaki Tuzla fayının (TF) deniz içerisindeki devamı olarak yorumlanmıştır. Tuzla fayı Doğanbey açıklarında sırtı yükselterek deforme etmektedir. Ayrıca çiçek yapısının asimetrik görüntüsü, Doğanbey Burnu'nun çiçek yapısı içerisindeki G12 fayı ile batıdan doğuya doğru itil-



Şekil 9. (a) Teke açıklarında doğrultu atımlı faylar, hat-9A, (b) Sığacık Körfezi çıkışında doğrultu atımlı faylar, hat-5, (c) Alaçatı-Teke açıklarında G2, G3 ve G4 fayları, hat-Ala2.

Figure 9. (a) Offshore Teke, strike-slip faults, line-9A, (b) the exit of Sığacık Gulf, strike-slip faults, line-5, (c) Offshore Alaçatı-Teke, G2, G3 and G4 faults, line-Ala2.

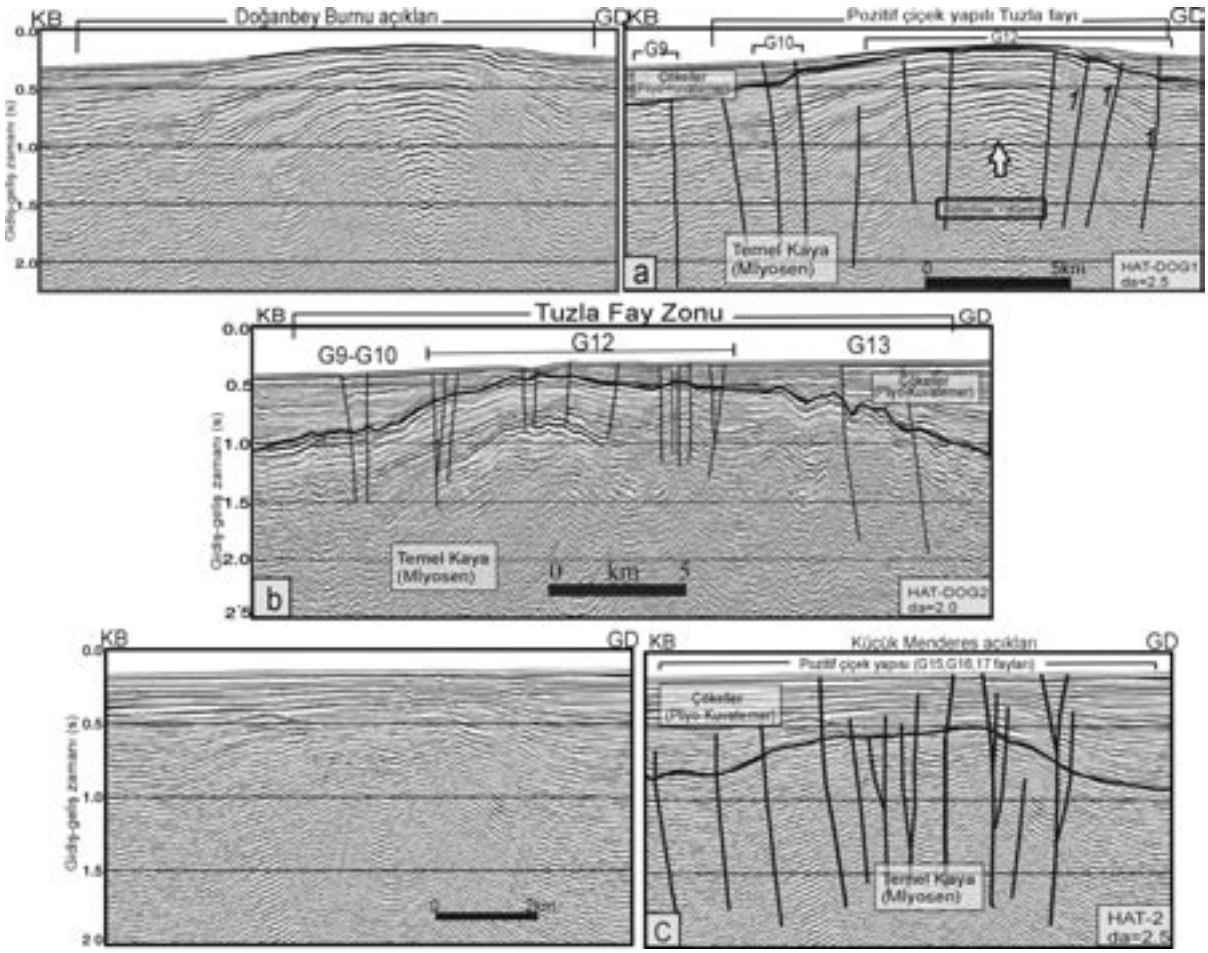
mekte olduğunu göstermektedir (bkz. Şekil 10a). Kıyıdan açığa doğru ilerlendiğinde; söz konusu fayın pozitif çiçek yapısının göreceli daha geniş bir alana yayıldığı, bununla birlikte, sahip olduğu asimetrik yapıyı da kısmen yitirdiği görülmektedir (Şekil 10b). Doğanbey Burnu'nun doğusunda, burun ile Kuşadası açıklarında ise, diğer bir aktif pozitif çiçek yapısı daha haritalanmıştır. Şekil 10c'de G15,16 ve 17 no'lu faylardan oluşan bir çiçek yapısı, Küçük Menderes Grabeni'nin açıklarında K-G doğrultusunda temel kaya ve çökel birimleri yükselterek deforme etmektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Sismik kesitlerde denizde haritalanan ve karada da olası devamları izlenen ayrıntılı ve basitleştirilmiş fay haritalarına göre (bkz. Şekil 2 ve 11), çalışma alanının aktif tektonizması K-G'den KD-GB'ya değişen doğrultularda uzanan doğrultu atım karakterli fayların etkisi altındadır. Bu faylar, genellikle sıkışma bileşenli pozitif çiçek yapıları olarak görülmektedirler (bkz. Şekil 7 ve 10). Söz konusu faylardan Karaburun ve Tuzla faylarının doğrultularının K-G yönüne yaklaştığı alanlarda sıkışma bileşeninin önemli derecede arttığı anlaşılmaktadır. Karaburun fayı, İzmir Körfezi'nin girişinde güneye doğru K-G yönünde dönerek Karaburun Yarımadası'nı doğudan sınırlamakta ve yarımadayı yükselterek doğuya doğru bindirmesine neden olmaktadır (bkz. Şekil 2 ve 8).

Körfezin bir diğer önemli fayı olan Urla fayı ise, körfezin çıkışından güneye Uzunada ve Urla boyunca uzanan K-G doğrultulu bir eski sırtı (bkz. Şekil 5) kontrol etmektedir. Sismik kesitlerde izlenebildiği kadarıyla körfezin yaklaşık K-G yönünde uzanan dış bölümü, bölgede gelişen sıkışma etkisi ile Karaburun ve Urla fayları boyunca sıkışmaktadır (bkz. Şekil 2, 8 ve 11). Çalışma alanının güney şelf alanında, Alaçatı, Teke ve Sığacık açıklarında benzer doğrultuda izlenen doğrultu atımlı faylar, Karaburun ve Urla faylarının güneydeki devamları veya ilişkili fayları olarak yorumlanmıştır. Sözü edilen faylardan Urla fayından ayrılan ikincil kollar KD-GB doğrultusunda (bkz. Şekil 2, 6c) İzmir Körfezi'ni keserek karada Gediz Grabeni'ndeki ve Aliağa-Foça dolaylarındaki fay zonları ile birleşmektedir. Buna göre, Şekil 2'de görülen K15 ve K16 fayları karadaki doğrultu atım karakterli Zeytindağ-Bergama fay zonu (Şaroğlu vd., 1992) ile ilişkilendirilmişlerdir (Şekil 11). Güney şelf alanında yer alan en önemli aktif fay zonu ise, Doğanbey açıklarında geniş bir zon boyunca izlenen Tuzla fayıdır. Karada Seferihisar sırtı üzerinde İzmir şehri ile Doğanbey arasında KD-GB doğrultusunda izlenen bu fay (Emre ve Barka, 2000; Genç vd., 2001), Doğanbey Burnu açıklarında denize doğru devam etmekte ve bu alandaki sismik kesitler üzerinde sahip olduğu sıkışma bileşeni nedeniyle geliştirmiş olduğu pozitif çiçek yapısıyla kolaylıkla tanınabilmektedir (bkz. Şekil 2, 10a ve 11). Sismik kesit üzerinde, kara morfolojisi ile uyumlu bir yapı gösterecek şekilde batıdan doğuya doğru bir itilmenin etkisi sonucu fayın oluşturduğu çiçek yapısının doğuya doğru asimetrik bir yapı kazanmış olduğu görülür. Tuzla fayının hemen doğusunda şıkışma bileşenli diğer bir fay zonu, karadaki K-G gidişli çizgisel-liklerle uyumlu olarak Kuşadası, Küçük Menderes Grabeni açıklarında yer almaktadır (bkz. Şekil 2, 10c ve11).

Çalışma alanında ikincil olarak haritalanan normal faylar ise; yer yer kuzeyde Karaburun, Foça, Çandarlı açıklarındaki havzayı sınırlamakta, İzmir Körfezi'nin D-B uzanımlı iç kısmındaki havzayı kontrol etmekte, güneyde Küçük Menderes açıklarında karadaki havzanın deniz içerisindeki devamını sınırlamakta ve batıda Alaçatı-Teke açıklarında güneydeki Nikarya Havzası'nın kuzey yamacını kontrol etmektedir (bkz. Şekil 2 ve 5). Bu faylar sismik kesitlerde D-B yönünde uzun mesafelerde devamlılık göstermemektedirler. İzmir Körfezi'nin iç kısmında karada yer alan ve kısmen sismik kesitlerde deniz içerisinde de devam ettiği gözlenen İzmir fayı (bkz. Şekil 6c) daha batıda Urla-Uzunada hattı boyunca geçen K-G gidişli sırt ile kesilmektedir (bkz. Şekil 5). Benzer şekilde, Foça-Çandarlı açıklarındaki normal faylar (bkz. Şekil 6b) bölgedeki pozitif çiçek yapılı faylar tarafından kesilmektedir. Körfezin güneyinde yer alan, Küçük Menderes Havzası ise (Şekil 6d), batısındaki Tuzla fayı tarafından kontrol edilen Doğanbey Burnu tarafından kesilmektedir (bkz. Şekil 2 ve 5). Doğanbey sırtı doğudaki Küçük Menderes Havzası'nı batıdaki Nikarya Havzası'ndan ayırmaktadır (bkz. Şekil 5). Bilinenlerin aksine, bu durum Gediz ve Küçük Menderes grabenlerinin çalışma alanı ve batısında karadaki hali ile devam etmediğini ve grabenlerin KD-GB uzanımlı

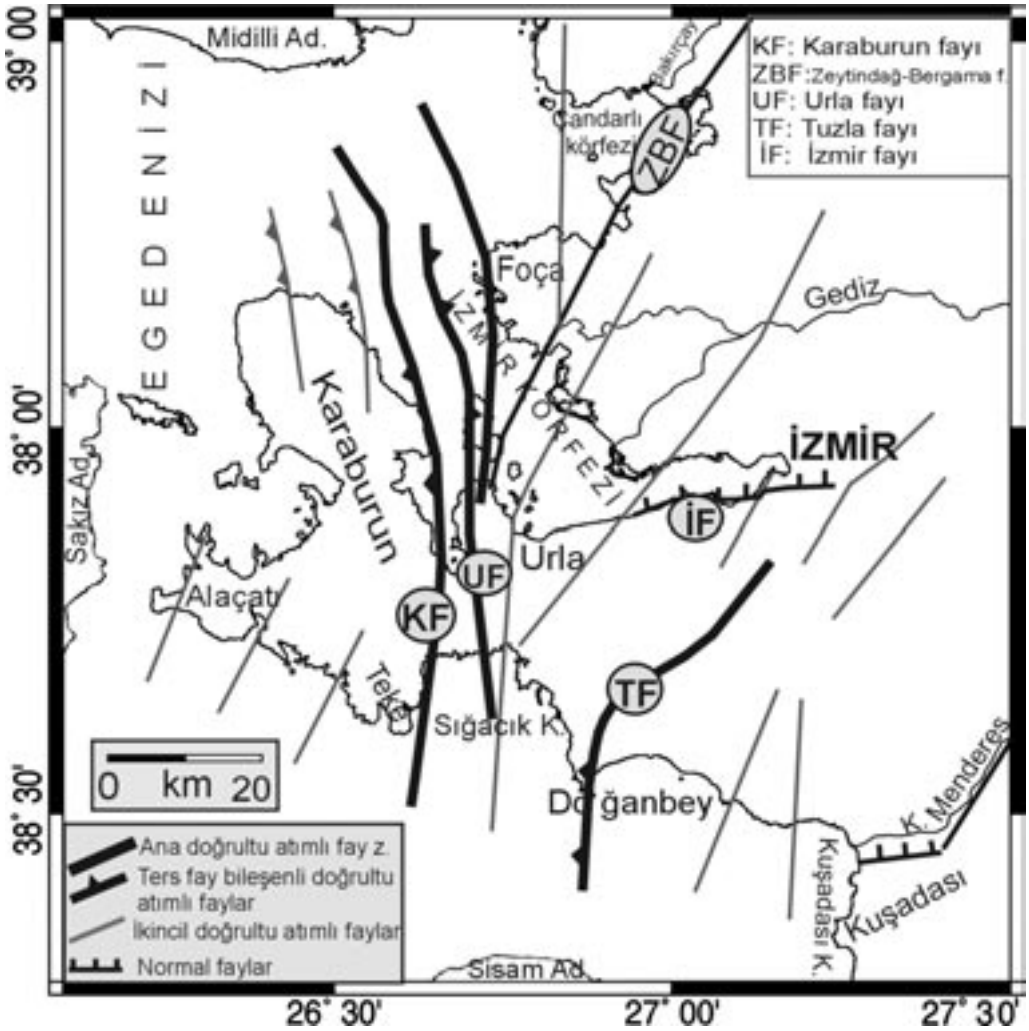


Şekil 10. (a) Doğanbey Burnu açıkları, aktif bir pozitif çiçek yapısı (Tuzla fay zonu), hat-Dog1 *(Ocakoğlu vd., 2005'ten değiştirilerek)*, (b) Tuzla fay zonu, hat-Dog2, (c) Kuşadası, Küçük Menderes grabeni açıkları, aktif bir pozitif çiçek yapısı, sismik hat-2.

Figure 10. (a) Offshore Doğanbey Promontory, an active positive flower structure (Tuzla Fault Zone), line-Dog1 (modified from Ocakoğlu et al., 2005), (b) Tuzla fault zone, line-Dog2, (c) offshore Kuşadası and Küçük Menderes graben, an active positive flower structure, line-2.

doğrultu atım karakterli faylar tarafından kesilmiş olduklarını göstermektedir (bkz. Şekil 2, 5 ve 11).

İzmir bölgesinin aktif tektonizmasını kontrol eden fay sistemleri, bölgede oluşmuş büyüklüğü M 4.5 olan depremlerin odak mekanizması çözümleri ve bölgenin mikrosismik etkinliği ile ilişkilendirilebilmiştir (bkz. Şekil 2 ve 3). Son yıllarda İzmir Körfezi çıkışında oluşmuş ve odak mekanizması çözümleri D-B yönelimli normal faylanma veren depremlerden sorumlu olabilecek bir grup aktif normal fay sismik kesitlerde Karaburun ve Foça açıklarında haritalanmıştır (bkz. Şekil 6a, b). Yine Karaburun Yarımadası'nın kuzey açıklarında oluşmuş depremlere ait doğrultu atım karakterli fay odak mekanizması çözümleri bölgede haritalanmış K1'den K11'e kadar isimlendirilmiş olan K-G uzanımlı yer yer bindirme karakterine sahip doğrultu atımlı faylarla (bkz. Şekil 2) ilişkilendirilebilir (bkz. Şekil 7 ve 8). Körfezin güneyindeki şelf alanında ise Seferihisar sırtı üzerinde oluşmuş olan depremlerden sorumlu fay zonunun bölgenin en önemli fay zonu olarak yorumlanan Tuzla fayı olduğu ve bu fay zonunu oluşturan fay kollarının deniz içerisinde de uzun mesafelerde devamlı olduğu sismik kesitlerde görülmektedir (bkz. Şekil 10a).



Şekil 11. Çalışma alanının yalınlaştırılmış aktif fay haritası. Bölgede birincil dereceden önemli aktif faylar (koyu renkli) K-G'den KD-GB doğrultulara değişen uzanımlar göstermektedir (Ocakoğlu vd., 2005'ten değiştirilerek).

Figure 11. Simplified active fault map of the study area. The primary active faults (bold lines) of the region extend from N-S to NE-SW (modified from Ocakoğlu et al., 2005).

Bölgede 2005 yılında Teke yarımadası ve Sığacık Körfezi'nde oluşan depremlerle (bkz. Şekil 2) ilişkili olarak sismik kesitlerde doğrultu atım karakterli ve yönelimleri KG' den KD-GB'ya değişen aktif faylar haritalanmıştır (G4-7 ve G8 fayları, bkz. Şekil 9).

Bölgenin genelleştirilmiş aktif fay haritası ile (bkz. Şekil 11), Şekil 2'de gösterilen mikrodeprem dağılım haritası birbiri ile oldukça uyumludur. İzmir kentinden Doğanbey Burnu açıklarına kadar haritalanmış olan Tuzla fayı mikrosismisitenin en yoğun olduğu fay zonudur. Bu fay zonu bölge ve İzmir kentinin depremselliğinde önemli bir rol oynamaktadır. Şekil 2'de körfez içerisinde K-G doğrultuda görülen mikrosismik yoğunlaşma ise, bu çalışma ile haritalanmış olan K-G yönelimli Urla fayı ile özdeşleşmektedir. Şekil 2'de Karaburun Yarımadası'nın doğusunda Karaburun fayı boyunca, özellikle bu fayın güney ucunda oluşan aktiviteden sorumlu çok sayıda aktif doğrultu atımlı fay ile yine Küçük Menderes

açıklarındaki mikrosismisiteden sorumlu olabilecek pozitif bir çiçek yapısı bu çalışma ile sismik kesitlerde haritalanmıştır (bkz. Şekil 2 ve 11). Depremsellik açısından oldukça aktif bir bölge olan İzmir bölgesinde bugüne kadar bilinenin ötesinde K-G'den KD-GB'ya doğrultularda değişen ana fay zonlarının (Tuzla, Urla ve Karaburun fayları) en az D-B uzanımlı fay zonları kadar başta İzmir şehri olmak üzere bölge için deprem riski taşıdığı bir gerçektir. Bu fay zonlarının bundan sonra yapılacak çalışmalarla karada daha ayrıntılı şekilde çalışılması ve ayrıca bölgenin deprem etkinliğininde daha fazla sayıda kalıcı deprem istasyonu ile izlenilmesi gerektiği düşünülmektedir.

Çalışma alanının aktif tektonizmasını kontrol eden fay sistemlerinin Batı Anadolu tektonik rejimi içerisinde neden ve nasıl geliştiğinin anlaşılabilmesi için, günümüzde Batı Anadolu'daki anlık deformasyonu gösteren GPS verilerinin çok iyi irdelenmesi gerekmektedir. GPS verileri günümüzde, Batı Anadolu'da grabenler yönünde, K-G açılma miktarının 10±5 mm/yıl düzeyinde olduğunu göstermekte (Barka ve Reilinger, 1997), buna karşı en büyük gerilmenin 30±1 mm/yıl ile KD-GB yönünde olduğunu belirtilmektedir (McClusky vd., 2000). Çalışma alanında KD-GB yönündeki bu hareket, muhtemelen bölgedeki KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylanmalarla karşılanıyor olmalıdır. Ayrıca Anadolu'nun batıya kaçışı ve batıda Yunan Anakarası-Doğu Avrupa tarafından engellenmesi, Kuzey Ege Denizi boyunca D-B yönlü bir sıkışmanın gerçekleşmesini sağlamakta, ve buna bağlı olarak çalışma alanında izlenen K-G yönlü ters faylar oluşmaktadır. Bu faylar, bölgede K-G ve KD-GB uzanımlı Karaburun ve Seferihisar sırtlarını kontrol etmektedir. Bu sonuçları destekler nitelikte, Kahle vd. (1998) GPS yerdeğiştirme hızlarından, bölgede D-B yönünde sıkışma hızı değerlerini haritalamıştır. Yine bölgede Karaburun Yarımadası'nın hemen batısındaki Sakız Adası'nda ve İzmir'in kuzeyinde Yamanlar Dağı dolaylarında önceki çalışmalarda (Angelier ve Tsoflias, 1976; Aydan vd., 2000; Aydan, 2003), arazi gözlemlerinden ve GPS ölçümlerinden sıkışmalı yapılar ve yüksek sıkışma türü gerilim hızları hesaplanmıştır. Bölgede D-B sıkışmanın karşılığı olan K-G gerilmenin ise, çalışma alanında yer yer haritalanmış olan D-B uzanımlı normal faylarla karşılanıyor olduğu düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu makale, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim dalında doktora tezi olarak kabul edilen çalışmanın bir bölümünü kapsamaktadır. Çalışma, TÜBİTAK 100Y084 no.lu projesi ve İTÜ Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir. Yazarlar, bu projenin gerçekleşmesinden dolayı TÜBİTAK, MTA ve SHOD kurum koordinatörlerine ve araştırmacılarına, MTA Sismik-1 araştırma gemisi ekibine ve ayrıca topoğrafya verilerini sağlayan ve hazırlanmasında yardımcı olan İTÜ öğretim üyelerinden Fahri Esenli'ye, YTÜ-Doğa Bilimleri Araştırma Merkezi öğretim üyelerinden Erkan Gökaşan'a ve İÜ Deniz Bilimleri Enstitüsü'nden Cem Gazioğlu'na teşekkür ederler. Yazarlar ayrıca yayının son şekline gelmesinde gösterdiği katkılarından dolayı dergi editörlüğüne ve hakemlere teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Akıncı, A., Eyidoğan, H., Göktürkler, G., Akyol, N. ve Ankaya, O., 2000. İzmir ili çevresinin depremselliği ve deprem tehlikesinin incelenmesi. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM2000), Bildiriler Kitabı, İzmir, 231-238.

Aksu, A. E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. ve Piper, D.J., 1990. Doğu Ege Denizi şelf alanının Kuvaterner'deki tektoniği ve tortul tarihçesi. Jeofizik, 4, 3-35.

Ambraseys, J., and Finkel, C.F., 1995. The seismicity of Turkey and adjacent areas. A historical review 1500-1800. Muhittin Salih Eren Matbaası, İstanbul.

Angelier, J., and Tsoflias, P., 1976. Sur les mouvements Mio-Plio Quaternaires et la seismicite historique dans l'ile de Chios (Grece): Quelques precision. CR Academy Science Paris, 283, 1389-1391.

Alptekin, Ö., 1978. Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri 2. odak mekanizmaları ve plaka tektonik modeli. Jeofizik, 7(3), 30-56.

Aydan, Ö., 2003. Kişisel görüşme. Tokai University, Department of Marine Civil Engineering, Shimizu, Japan.

Aydan, Ö., Kumsar, H. ve Ulusay, R., 2000. GPS ölçümlerinden yararlanılarak Batı Anadolu'nun depremselliğine bir yaklaşım. Batı

Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, İzmir, 279-289.

Barka, A., and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. Annelis de Geofisica, 40(3), 587-610.

Canıtez, N., and Üçer, S.B., 1967. Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia. Tectonophysics, 4(3), 235-244.

Dewey, J. F., and Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continium tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin, 90, 84-92.

Drakopoulos, J., and Delibasis, N., 1982. The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. Seismological Laboratory of University of Athens Publication, 2, 1-72.

Ekström, G.A., and England, P.C., 1989. Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. Journal of Geophysical Research, 94, 10231-10257.

Emre, Ö. ve Barka, A., 2000. Gediz grabeni-Ege Denizi arasının (İzmir yöresi) aktif fayları. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, (BADSEM2000), Bildiriler Kitabı, İzmir, 131-132.

Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F., 2005a. İzmir ve yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA), Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No. 10754, Ankara (yayımlanmamış).

Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S. ve Yıldırım, C., 2005b. 17 Ekim 2005 Sığacık (İzmir) depremleri ön değerlendirme raporu. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA), Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No. 10756, Ankara (yayımlanmamış).

Genç, C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., and Yılmaz, Y., 2001. The Çubukludağ Graben, south of İzmir: Tectonic significance in the Neogene geological evolution of the Western Anatolia. Geodinamica Acta, 14, 1-12.

ISC (International Seismology Center), 2000. http://www.isc.ac.uk, 10 Nisan 2001.

Kahle, H., G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., and Cross, P., 1998. The strain rate field in the Eastern Mediterranean Region, estimated by repeated GPS measurements. Tectonophysics, 294, 237-252.

Kalafat, D., 1995. Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Universitesi, İstanbul (yayımlanmamış).

Kaya, O., 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünü (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 35-58.

Kaya, O., 1981. Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. Newsletters of Stratigraphy, 10(3), 164-191.

Kaya, O., 1982. Tersiyer sırt yitmesi: Doğu Ege Bölgesi'nin yapısı ve magmatizması için olasılı bir mekanizma. O. Erol and V. Oygür (editörler), Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması. Türkiye Jeoloji Kurultayı Paneli, Ankara, 39-58.

Kocaefe, S. ve Ataman, G., 1976. Batı Anadolu'nun güncel tektonizması. Yerbilimleri, 9, 149-162.

Mascle, J., and Martin, L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continous reflection profiles. Marine Geology, 94, 271-299.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., and Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. Journal of Geophysical Research, 105(B3), 5695-5719.

McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of Mediterranean Region. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 30, 109-185.

McKenzie, D.P., 1978. Active Tectonics of the Alpine Himalaya Belt: The Aegean Sea and surrounding regions. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 55, 217-254.

McKenzie, D.P., and Yılmaz, Y., 1991. Deformation and volcanism in Western Turkey and the Aegean. Bulletin of Technical University, 44, 345-373.

MTA (Maden Tetkik ve Arama), 2002a. 1:500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, İzmir paftası.

MTA (Maden Tetkik ve Arama), 2002b. 1:500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Denizli Paftası.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., and Kuşçu, İ., 2004. Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. Tectonophysics Special Issue, Active Faulting and Crustal Deformation in the Eastern Mediterranean Region, 391, 67-83.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., and Kuşçu, İ., 2005. Neotectonic structures in the Gulf of İzmir and surrounding regions (western Turkey): evidences of transpressional faulting in the Aegean extensional regime. Marine Geology, 219, 155-171.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ., 1992. Türkiye Diri Fay Haritası. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA), Türkiye.

Tan, O., and Taymaz, T., 2003. Seismotectonics of Karaburun Peninsula and Kuşadası Gulf: Source parameters of April 2, 1996 Kuşadası Gulf and April 10, 2003 Seferihisar (İzmir) earthquakes. International Workshop on the NAFZ, EAFZ and DSF Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology, Middle East Technical University (METU), Ankara, Turkey.

Taymaz, T., Jackson, J.A., and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and Central Aegean Sea. Geophysical Journal of International, 106, 433-490.

Taymaz, T., Tan, O. ve Yolsal, S., 2005. İzmir depremleri. TÜBİTAK Bilim Teknik Dergisi, 456, 10-11.

USGS (United State Geological Survey), 2005. http://earthquake.usgs.gov, 7 Ekim 2005.

Wessel, P., and Smith, W.H.F., 1995. New version of the generic mapping tools released. Eos, Transactions, American Geophysical Union, 76, 33-329.

Yazman, M., 1999. Kişisel görüşme. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO), Ankara.

Yerbilimleri, 27 (1), 41-52
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi
Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

3 Şubat 2002 Çay depreminde meydana gelen yüzey kırığı üzerinde paleosismolojik araştırmalar

Paleoseismological investigations on surface rupture from the 3 February 2002 Çay earthquake

H. Serdar AKYÜZ[1], Gülsen UÇARKUŞ[2], Dilek ŞATIR[2], Aynur DİKBAŞ[1], Özgür KOZACI[2]

[1] İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ayazağa Kampüsü, İSTANBUL

[2] İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Ayazağa Kampüsü, İSTANBUL

Geliş *(received)* : 20 Ocak *(January)* 2006
Kabul *(accepted)* : 22 Mart *(March)* 2006

ÖZ

Anadolu bloğunun içsel deformasyonunu yansıtan önemli faylardan biri de Akşehir fayıdır. Aletsel ve tarihsel dönemlerde bu fay üzerinde küçük-orta büyüklükte depremlerin meydana geldiği bilinmektedir. 2002 yılında meydana gelen M_w=6.2 büyüklüğündeki deprem yüzey kırığı oluşturmuş, can kaybına ve hasara yol açmıştır. Bu depreme ait yüzey deformasyonları haritalanmış ve kırık üzerinde hendek çalışmaları yapılarak Akşehir fayının özellikleri hakkında veri toplanmıştır. Depremde normal faylanma sonucu iki ayrı yüzey kırığı meydana gelmiştir. Maltepe köyünde ve Çay ilçesinde oluşan kırıklar Maltepe ve Çay segmentleri olarak adlandırılmıştır. Maltepe segmenti üzerinde 25 cm, Çay segmenti üzerinde 30 cm'lik maksimum düşey ötelenmeler ölçülmüştür. Bu segmentler, farklı deprem üretme tarihçelerine sahiptir. Maltepe kırığı MS 1150 sonrası, Çay kırığı ise MS 760 öncesi dönemde benzer büyüklükte depremler üretmiştir. Akşehir fayı üzerinde kırılmamış segmentler mevcut olup, bunların kırılmasıyla benzer (veya daha küçük) büyüklükte depremler meydana gelebilir.

Anahtar Kelimeler: Çay depremi, fay, hendek, paleosismoloji.

ABSTRACT

The Akşehir fault is one of the most important faults reflecting internal deformation of the Anatolian block. Small to medium magnitude earthquakes due to this fault are known from both historical and instrumental records. The last earthquake was aearly in 2002 (M_w=6.2) and it resulted in structural damage and loss of life. The surface deformations were mapped and paleoseismological studies were performed on the rupture with the aid of trenches to obtain data about the characteristics of the Akşehir fault. Two surface ruptures, which have formed in Maltepe village and Çay town due to normal faulting, are named as the Maltepe and Çay segments. A maximum vertical offset of 30 cm was measured on the Çay segment and one of 25 cm was measured on the Maltepe segment. The paleoseismological studies suggested that a previous earthquake had occurred on the Maltepe segment later than AD 1150, while the Çay segment had ruptured before AD 760 with nearly similar magnitudes. These results indicate that the Maltepe and the Çay segments have different earthquake histories. There are other unbroken segments on the Akşehir fault which produce similar or smaller magnitude earthquakes.

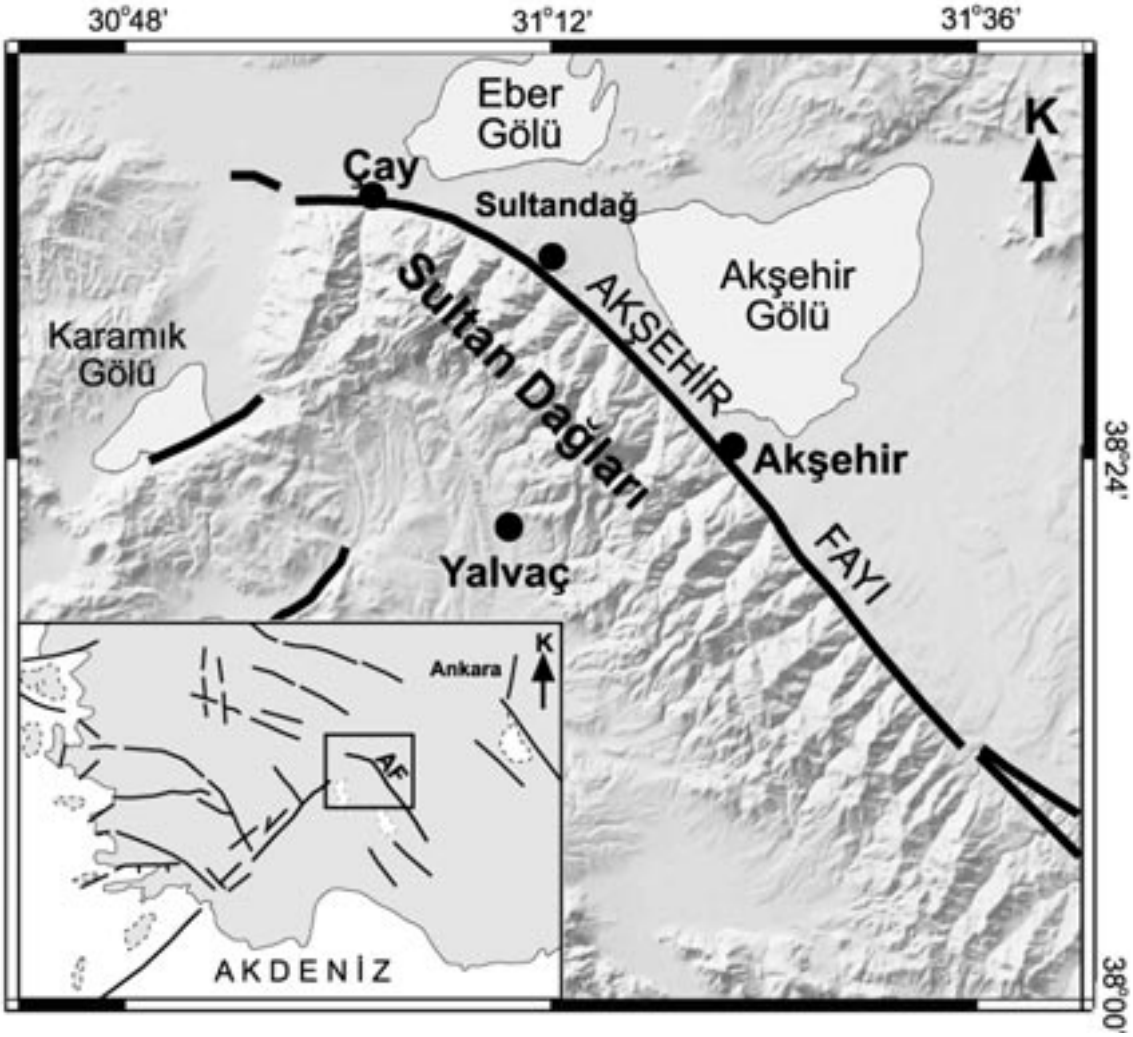
Key Words: *Çay earthquake, fault, trench, paleoseismology.*

H. S. Akyüz
E-mail: akyuz@itu.edu.tr

GİRİŞ

Akşehir fayı, Afyon'un Çay ilçesi ile Konya'nın Doğanhisar ilçeleri arasında KB-GD uzanan yaklaşık 90 km uzunluğunda aktif bir fay olup (Şekil 1; Şaroğlu vd., 1987; Koçyiğit vd., 2000), tektonik olarak, Isparta Büklümü ile sınırlanan Antalya bloğunun kuzeydoğu sınırını oluşturur (Barka vd., 1995). Akşehir fayının aktif bir fay olduğu gerek tarihsel dönem kayıtlarından, gerekse aletsel dönem kayıtlarından bilinmektedir. Örneğin; Aralık 2000 ve Şubat 2002 tarihlerinde Akşehir fayı üzerinde 5.9 ve 6.2 büyüklüklerinde iki deprem meydana gelmiştir. Bölgede 1900'lü yıllarda büyüklüğü 4'ten büyük 40 deprem meydana gelmiş olup, bunlardan 6 tanesinin büyüklüğü 5'in üzerindedir.

Akşehir fayı civarındaki başlıca tektonik elemanlar "Sultandağ yükselimi", "Akşehir–Afyon çöküntüsü" ve "Akşehir fayı"dır. Jura öncesine ait metamorfik kayalarla temsil edilen Sultandağ



Şekil 1. Sultandağ civarının aktif fay haritası ve Akşehir fayının genel konumu (Şaroğlu vd., 1987; Koçyiğit vd., 2000'den derlenmiştir). Sayısal yükseklik modeli için SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) verisi kullanılmıştır. Harita, Generic Mapping Tools (GMT) yazılımı (Wessel ve Smith, 1991) kullanılarak hazırlanmıştır.

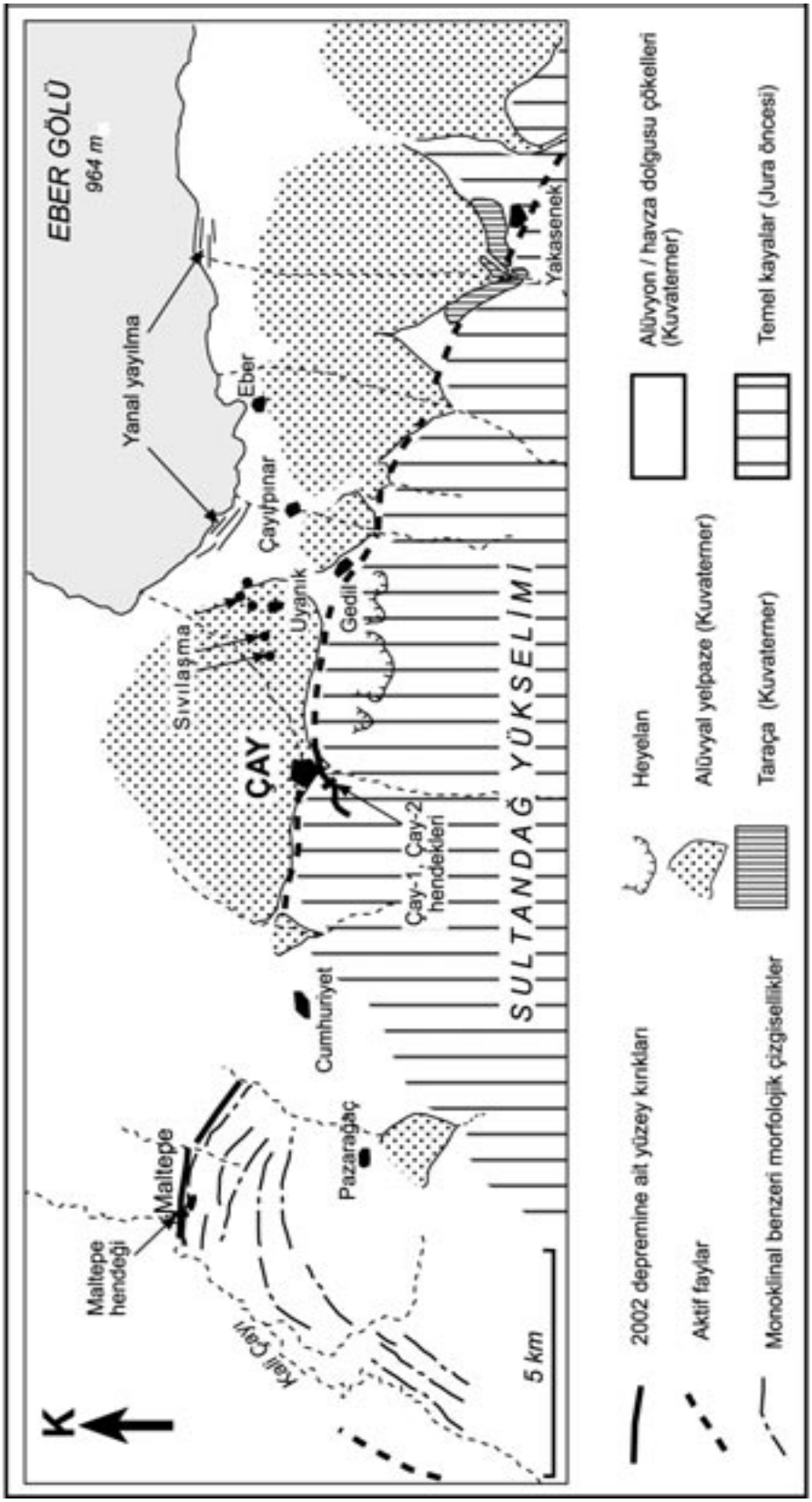
Figure 1. Active fault map of the Sultandağ area and general location of the Akşehir fault (compiled from Şaroğlu et al., 1987; Koçyiğit et al., 2000). SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) data is used for the digital elevation model. Map was prepared with Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1991).

yükselimi (Koçyiğit ve Özacar, 2003), faylarla yükseltilmiş kuzeybatı–güneydoğu uzanımlı bir yüksek dağ sırasıdır. Bu yükselimin kuzeydoğusunda yer alan Akşehir – Afyon çöküntüsü ise 5-20 km genişliğinde ve 90 km uzunluğunda çizgisel bir çöküntü alanıdır. Akşehir ve Eber göllerinin de içinde bulunduğu bu çöküntü alanı, Kuvaterner yaşlı kalın çökellerle doldurulmuştur. Sultandağ yükselimini Akşehir – Afyon çöküntüsünden ayıran fay Şaroğlu vd. (1987) tarafından hazırlanan Türkiye diri fay haritasında "Sultandağ fayı" olarak adlandırılmıştır. Boray vd. (1985) ile Barka vd. (1995), Isparta Büklümü'nü kuzeydoğudan sınırlayan bu fayın bindirme bileşenli olduğunu ileri sürmüşlerdir. Koçyiğit (1984), Afyon-Akşehir havzasını güney-güneybatıdan sınırlayan fayı Akşehir fayı olarak adlandırmış ve normal fay olarak göstermiştir. Koçyiğit vd. (2000) ise, Sultandağ fayının aktif olmayan bindirme fayı olduğunu, Akşehir fayının ise bu bindirmeyi de kesen oblik atımlı normal aktif fay olduğunu belirtmiştir. 15 Aralık 2000 tarihinde meydana gelen Akşehir depremi ve 3 Şubat 2002 Çay depremine ait fay düzlemi çözümleri de faylanmanın normal fay üzerinde geliştiğini göstermektedir (Taymaz ve Tan, 2002). Sultandağ bölgesinde 2000 ve 2002 yıllarında meydana gelen depremler farklı kurumlar ve araştırmacılar tarafından değişik amaçlarla araştırılmıştır (Demirtaş vd., 2002; Koçyiğit vd., 2002; Ulusay vd., 2002 ve 2004; Tezcan vd., 2002; Özden vd., 2002; Nurlu ve Kuterdem, 2002; Yürür vd., 2003; Emre vd., 2003). 3 Şubat 2002 depreminde meydana gelen yüzey kırıklarının tarihçesinin araştırılması, Akşehir fayının aktivitesini ve bölgenin depremselliğini anlamak açısından önemlidir. Bu çalışmada, Çay depreminden hemen sonra yapılan arazi gözlemleri ile birlikte ilk kez paleosismoloji ağırlıklı bir araştırmanın sonuçları verilmektedir.

SULTANDAĞ CİVARININ JEOMORFOLOJİSİ

Çay-Akşehir civarındaki morfolojik unsurlar oldukça belirgindir. Sultandağ bölgesi Atalay (1975a) tarafından morfolojik olarak incelenmiş ve bölgedeki morfolojik unsurların tektonik etkiler ile şekillendiği belirtilmiştir. Genel olarak bakıldığında, Akşehir ve Eber göllerinin yeraldığı bir çöküntü havzası ve bu havzayı GGB ve KKD'dan sınırlayan yükseltiler mevcuttur. Göllerin bulunduğu havza yaklaşık olarak 950-970 metre yüksekliğindedir. Eber gölünün kotu 964 metre, Akşehir gölünün kotu ise 955 metredir. Havza içinde gölsel taraçalar yaygın olarak görülür (Atalay, 1975b). Havzayı GGB'dan sınırlayan Sultandağ yükselimi havzadan çizgisel bir sınırla ayrılır (Şekil 2 ve 3). Havzanın KKD sınırını oluşturan Emir Dağları yükselimi ise düzen-

Şekil 2. Akşehir fayının genel görünümü (Akşehir GD'su; Bakış GD'dan KB'ya).
Figure 2. General view of the Akşehir fault (SE of Akşehir; looking NW).



Şekil 3. Çay civarının morfotektonik unsurları, Çay depreminde oluşan yüzey deformasyonları ve açılan hendek yerleri.
Figure 3. Morphotectonic elements of the Çay area, surface deformations after earthquake, and locations of trenches.

siz cephe geometrisine sahiptir. Sultandağ yükselimi, havzanın kuzeyini sınırlayan yükseltilere oranla oldukça dik yamaçlara sahiptir. Çay ilçesinin hemen doğusunda ve havzanın kenarında yeralan Gedil (Pınarkaya) köyünün 7 km güneyinde yer alan Toprak Tepe 2519 m'lik bir yüksekliğe sahiptir. Çay-Akşehir arasında KB-GD gidişli bu ani yükselime bağlı olarak Sultandağ yükselimini kesen ve K-KD yönünde akan derelerin taşıdığı malzemelerin oluşturduğu bir dizi alüvyal yelpaze gelişmiştir (Şekil 3). Bunlardan en belirgin olanı, Çay ilçesinin üzerine kurulmuş olduğu ve Çay deresinin oluşturduğu alüvyal yelpazedir.

Gedil köyünün güneyinde yüksek kotlarda geniş bir heyelan alanı, 2002 yılında meydana gelen deprem ile kısmen yeniden hareketlenmiştir. Çay ilçesinin batısında, Pazarağaç ve Maltepe köyleri arasında birbirini izleyen monoklinal yüzey morfolojisi mevcuttur (Şekil 3). Güneybatıya doğru dönen kavisli yapılar sedimanter veya tektonik kökenli olabilir. Ancak bölgedeki sedimantasyonun karakteri (örneğin bu yapıların bulunduğu bölgede büyük bir birikinti konisinin olmaması) ve son depremde oluşan yüzey kırığının bu yapının kuzey sınırına karşılık gelmesi, bu yapının genç tektonik ile ilgili olabileceğini göstermektedir.

3 ŞUBAT 2002 ÇAY DEPREMİ

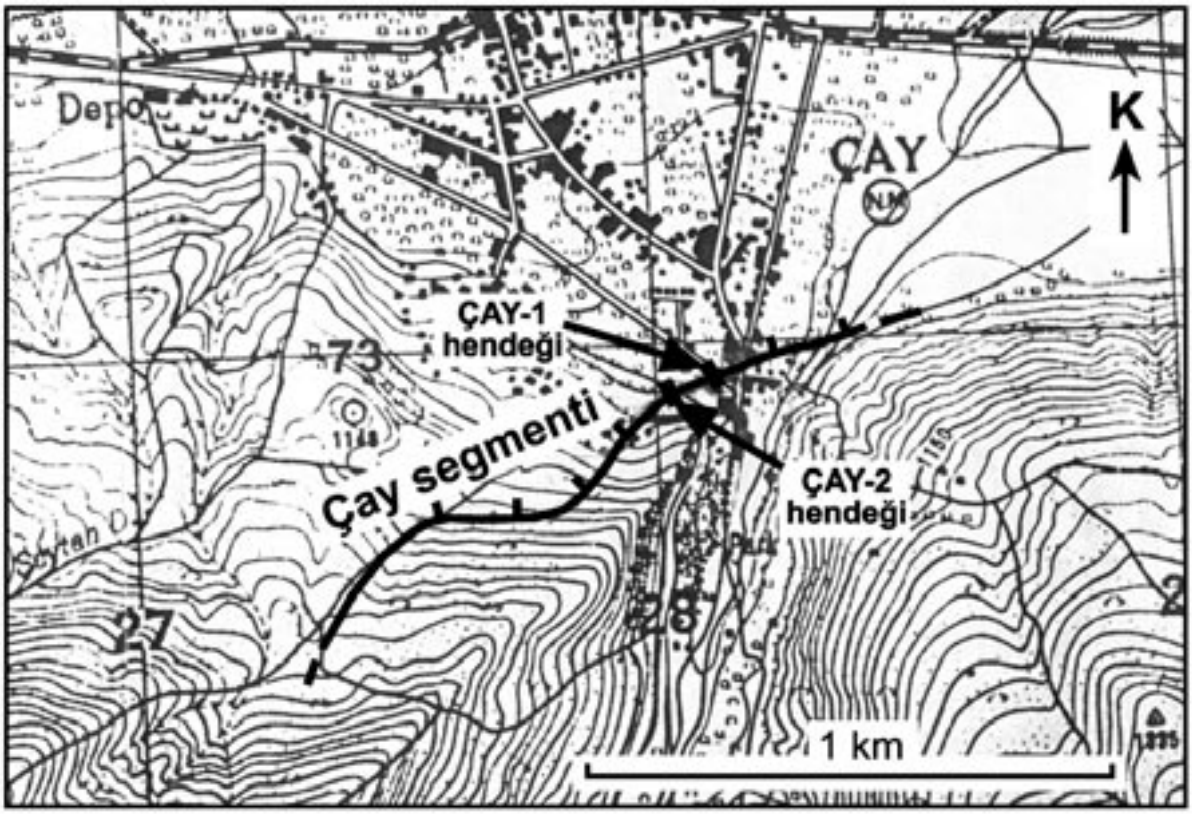
3 Şubat 2002 tarihinde saat 09.11'de Çay ilçesi ve civarında meydana gelen M_w=6.2 (USGS-NEIC, 2002) büyüklüğündeki deprem 50'ye yakın can kaybına ve önemli derecede yapısal hasara yol açmıştır. Ana şoktan yaklaşık iki saat sonra M_w=5.8 (HARVARD, 2002) büyüklüğünde ikinci bir deprem (Ulusay vd., 2002, 2004; Özden vd., 2002; Demirtaş vd., 2002) meydana gelmiştir. Depremi izleyen günlerde ise 3 tanesi 5'ten büyük olmak üzere yüzlerce artçı şok kaydedilmiştir (KOERI, 2002).

Çay depremi, ağırlıklı olarak Çay ilçesi ve köyleri olmak üzere, Sultandağ ve Bolvadin ilçeleri ile köylerinde önemli düzeyde hasara neden olmuştur. Hasarların en önemli nedeni yapı kalitesi ve zemin özellikleridir (Ulusay vd., 2002, 2004; Tezcan vd., 2002). Depremde Çay ilçesinin içinden ve 12 km batısındaki Maltepe köyünden geçen iki farklı yüzey kırığı oluşmuştur (Şekil 3-5). Yüzey kırıklarının geometrisi birbirleriyle ilişkisizdir. Çay segmenti düz değil, az çok sinüzoidal geometriye sahip olup, yüzey kırığının uzunluğu 1.5 km'dir. Genel gidişi K60-70 D olsa da, güneybatı ucunda K20D'ya kadar dönmektedir (Şekil 3 ve 4). Çay ilçesi içinde kuzey blokta en fazla 30 cm'lik düşey ötelenme ölçülmüştür. Maltepe segmenti ise, ikişer kilometre uzunluğunda ve farklı geometriye sahip iki parçadan oluşur (Şekil 5). Maltepe köyünden geçen batıdaki parça yaklaşık D-B gidişlidir ve kuzey blokta 10-25 cm'lik düşmeler ölçülmüştür. Devamı niteliğinde olan doğudaki parça ise, K60B gidişlidir ancak üzerinde önemli miktarda ötelenmeler gözlenmemiş olup, daha ziyade küçük açılmalar söz konusudur.

Depremde meydana gelen yüzey deformasyonlarından biri de Gedil (Pınarkaya) köyünün 1.5 km G-GB'sında yer alan heyelanlı bölgenin bir kısmının yeniden hareketlenmesidir. Bölgede 20 cm'ye varan düşey yer değiştirmeler ve 30 cm'ye varan açılmalar meydana gelmiştir. Çay depremi ile oluşan yüzey kırığı ve deformasyonlar Ulusay vd. (2002, 2004), Demirtaş vd. (2002), Koçyiğit vd. (2002), Emre vd. (2003), Özden vd. (2002) tarafından da ayrıntılı olarak incelenmiş ve haritalanmıştır.

Bu yüzey kırıklarının dışında Çay ilçesinin doğusunda yer alan Uyanık köyü ve civarındaki düzlüklerde sıvılaşma yapıları izlenmiştir. Eber Gölü'nün güneyinde, gölün kıyısına yakın kesimlerde, Çayırpınar köyü kuzeyi ve Eber beldesi doğusunda ise yanal yayılma sonucu göl kenarına paralel bir dizi kılcal çatlak gelişmiştir (Şekil 3). Deprem sonrasında bölgede gelişen sıvılaşma ve yanal yayılma yapıları Ulusay vd. (2002, 2004) tarafından Çay ilçesinin kuzeybatısında da gözlenmiş ve ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Akşehir fayı boyunca Çay-Akşehir ilçeleri arasında fay morfolojisi ve geometrisi belirgin olarak görülse de, çoğunlukla yamaç molozu veya birikinti konileri ile örtülmüştür. 3 Şubat 2002 tarihinde meydana gelen depremle oluşan yüzey kırıkları hendek çalışmaları için olanak sağlamıştır. Maltepe köyü ve Çay ilçesi civarında meydana gelen yüzey kırıkları ayrıntılı olarak



Şekil 4. Çay ilçesi civarında meydana gelen yüzey kırığının haritası ve hendek yerleri.
Figure 4. Map of the surface rupture that occurred around Çay town, and location of trenches.

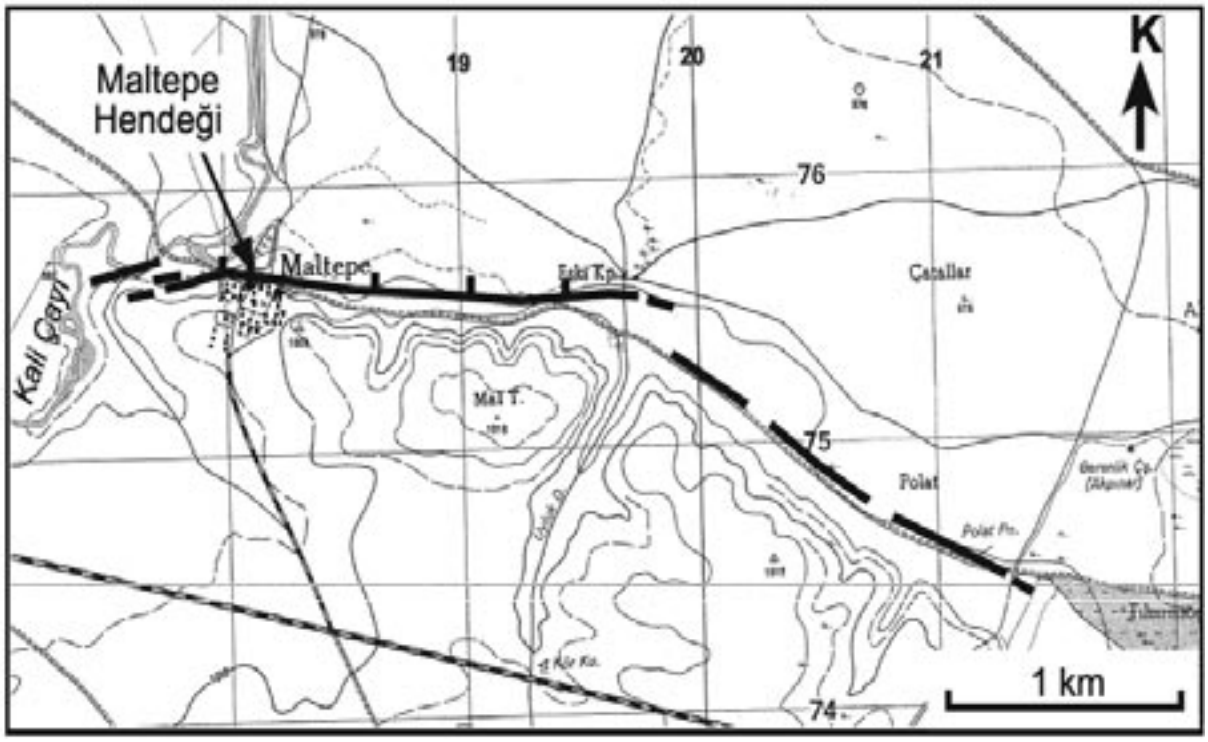
haritalanmıştır. Çay ilçesinde iki adet, ilçenin 12 km batısındaki Maltepe köyünde ise bir adet hendek açılmış ve önceki depremlerin belirlenmesi için veri toplanmıştır.

PALEOSİSMOLOJİ ÇALIŞMALARI

Maltepe Segmenti Üzerinde Hendek Çalışmaları

Şubat 2002'de Maltepe köyünde meydana gelen yüzey kırığı üzerinde bir adet hendek açılmıştır (Şekil 5). Bu hendek, 25 cm düşey ötelenmenin olduğu bir bölgede ve faya dik yönde açılmıştır. Hendeğin uzunluğu 7 m, derinliği ise 2.3 m'dir. Hendek duvarının ölçekli çizimi Şekil 6'da verilmiştir. Hendek içinde kil ve silt boyutunda ince taneli malzemeler görülür. Hendeğin en alt seviyesinde küçük tatlı su gastropod fosilleri içeren ve bataklık/göl ortamını yansıtan kil seviyesi bulunmaktadır. Bunun üzerinde sarı kil ve kahverenkli kil seviyeleri ayırtedilir. Kahverenkli kil seviyesi, diğerlerine göre daha sıkılaşmıştır. Bu seviyenin üzerinde homojen ve 1 m kalınlıkta bol mikalı bir silt seviyesi görülür. Silt seviyesi üzerine ise, tedrici bir geçişle açık kahverenkli diğer bir kil seviyesi gelir. Renk ve boylanma farklılıkları ile ayırtlanan seviyeler, 1 m genişliğinde bir kırık zonu ile kesilmiştir. Ana yerdeğiştirme en kuzeydeki kol üzerinde görülür. Tali kırıklar üzerinde 1-2 cm'lik düşme ve açılmalar görülür. Güncel yüzey kırığının derindeki devamında, yüzeyden 1.5 m aşağıda kahverenkli kil seviyesinin 50 cm düştüğü belirlenmiştir (Şekil 6 ve 7). Bu düşey ötelenme miktarı, incelenen yüzey kırığı üzerinde daha önce de benzer büyüklükte bir depremin meydana geldiğini göstermektedir.

Bir önceki depremin ne zaman meydana geldiğini anlamak için Maltepe hendeğinin doğu du-



Şekil 5. Maltepe köyü civarında meydana gelen yüzey kırığının haritası ve hendek yeri.
Figure 5. Map of the surface rupture that occurred around Maltepe village, and location of trenches.

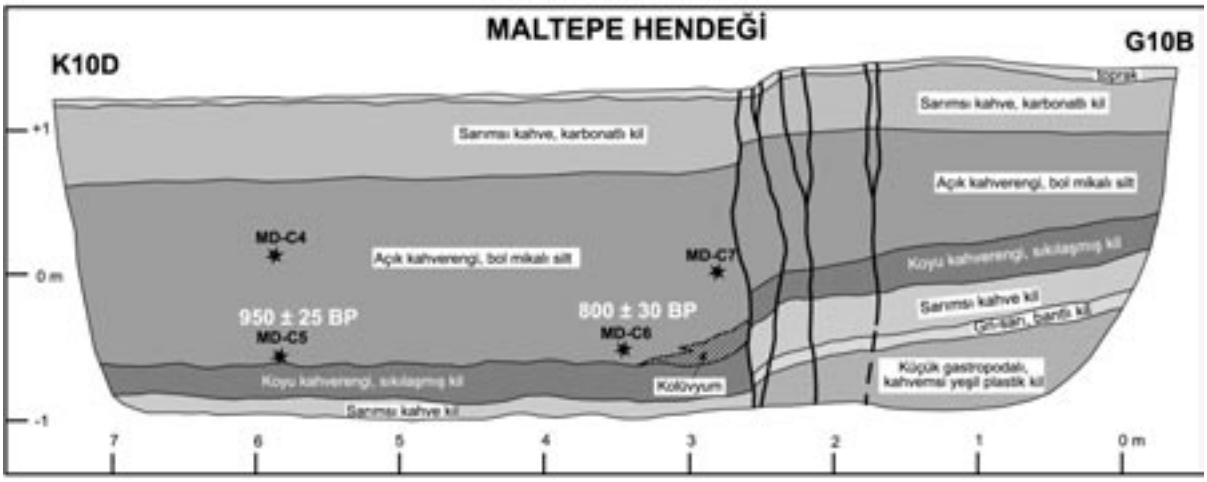
varından alınan 4 adet kömür örneği yaş analizi için Polonya'daki Poznan Laboratuvarı'na gönderilmiş ve C14 analizleri yaptırılmıştır. Laboratuvarda elde edilen sonuçlar Çizelge 1'de verilmiştir. Bu örneklerden MD-C5 ve MD-C6, 50 cm'lik düşey ötelenmenin belirgin olarak ölçüldüğü kahverengi kil seviyesinin hemen üstünü yaşlandırmaktadır. MD-C4 ve MD-C7 örnekleri ise, bir önceki depremin üst yaş sınırını belirlemek amacıyla gönderilmiştir. Ancak bu örnekler, daha üstte olmalarına karşın, daha eski yaşlar vermişlerdir. Bu nedenle, bu örneklerin yeniden işlenmiş/taşınmış örnekler olduğu anlaşılmış ve değerlendirme dışında tutulmuştur. Bu yaş verileri, MS 1150 yılından sonraki bir dönemde Maltepe segmentinin aynı yerde benzer büyüklükte bir deprem ürettiğini göstermektedir. Kahverengi kil seviyesinin üzerine gelen yaklaşık 1 m kalınlığındaki açık kahverengi silt seviyesinin oldukça homojen olması ve daha üst seviyelerden alınan örneklerin yeniden işlenmiş olması nedeniyle, bir önceki depreme ait bir üst yaş sınırı vermek mümkün olamamıştır.

Çay Segmenti Üzerinde Hendek Çalışmaları

Çay ilçesinde meydana gelen yüzey kırığı üzerinde sedimantasyonun uygun olduğu yerlerde iki adet hendek açılmıştır (Şekil 4). Ötelenmenin en fazla olduğu kesimler yerleşim alanlarındadır. Yerleşim dışına çıkıldığında hem ötelenme miktarları düşer, hem de kırık yüksek kotlara doğru tırmandığından hendek açımına uygun sedimantasyon görülmez. Bu nedenlerle hendeklerin ikisi de yerleşim yerinin içinde ve birbi-

Çizelge 1. Maltepe ve Çay hendeklerinden alınan C14 yaşlarının listesi.
Table 1. The list of C14 dating collected from Maltepe and Çay trenches.

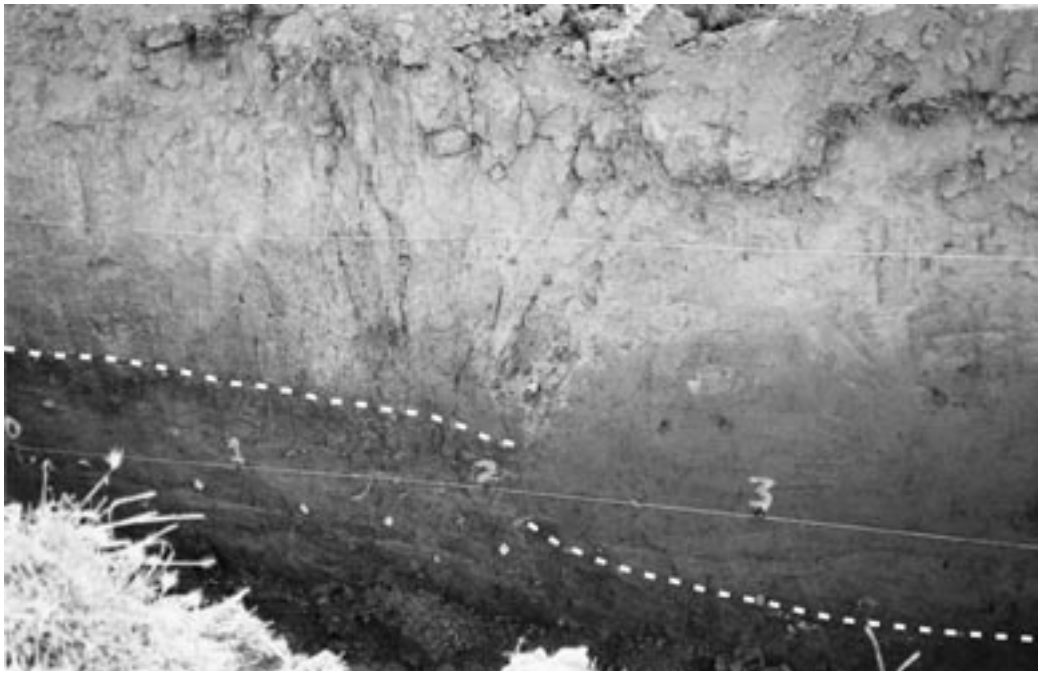
Örnek No.	Laboratuvar No.	C14 yaşı
Maltepe MD-C4	Poz-3298	2510 ± 40 BP
Maltepe MD-C5	Poz-3299	950 ± 25 BP
Maltepe MD-C6	Poz-3300	800 ± 30 BP
Maltepe MD-C7	Poz-3285	1330 ± 25 BP
Çay-1 C3	Poz-3286	1025 ± 25 BP
Çay-1 C7	Poz-3287	1190 ± 30 BP



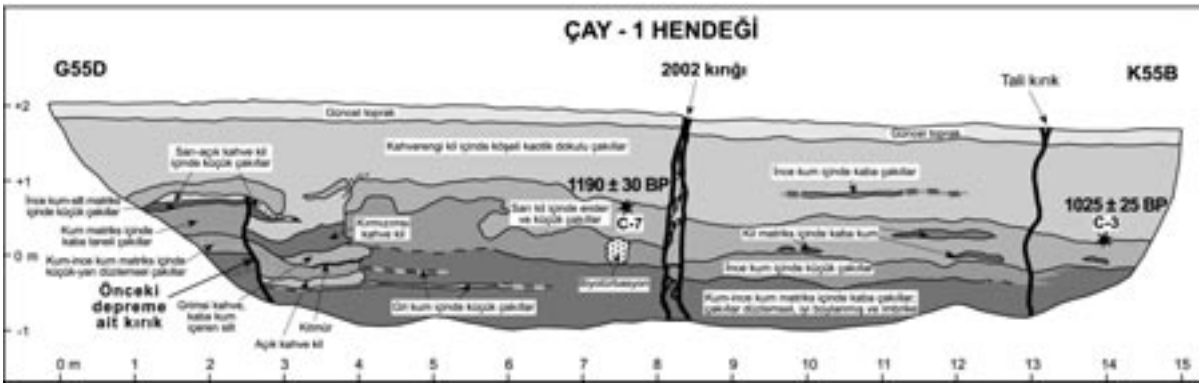
Şekil 6. Maltepe hendeği doğu duvarının logu.
Figure 6. Log of the eastern wall of the Maltepe trench.

rine yakın alanlarda açılmıştır. Bu hendeklerden birincisinin (Çay-1 hendeği; Şekil 8) güneybatı duvarında güncel yüzey kırığının 5 m güneyinde daha eski bir yüzey kırığı belirlenmiştir. Ancak bu yüzey kırığı ile oluşan açılmanın insan eliyle kısmen işlenmiş olması da mümkündür. Hendek içinde çakıllı kil, killi çakıl, kumlu çakıl, ince kum gibi hem iri taneli hem de ince taneli malzemeler değişik seviyeler oluşturur.

Çay-1 hendeği yüzey kırığına dik açılmıştır ve derinliği 3 m, uzunluğu ise 15 m'dir. Hendekte gözlenen seviyeler renk ve tane boyu farklılıklarıyla oldukça belirgindir. Hendeğin en alt kesi-



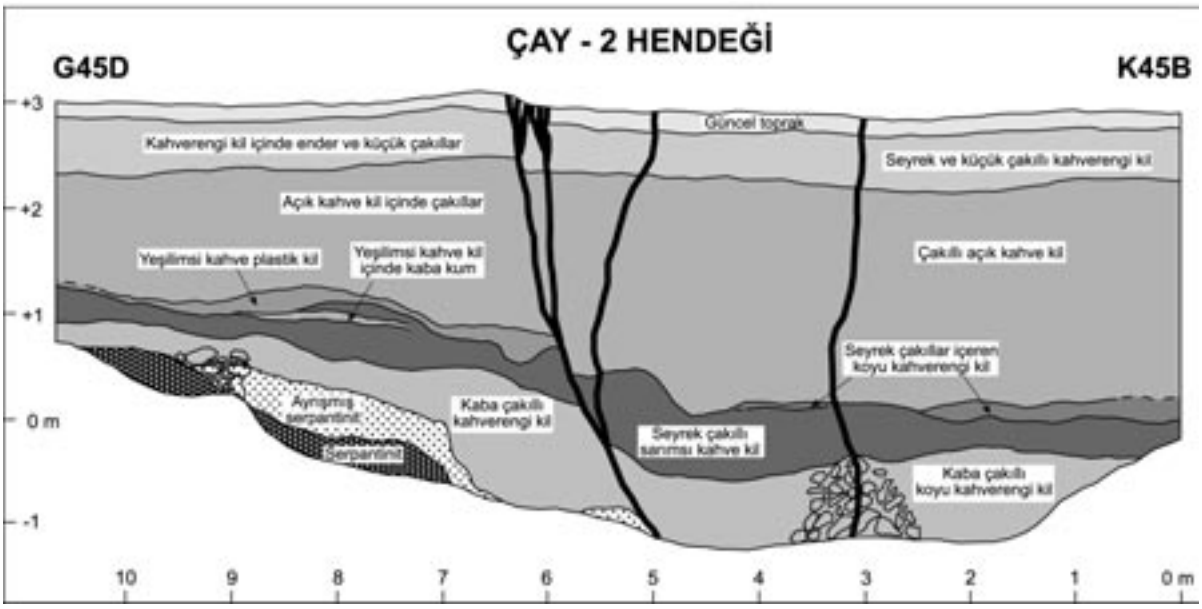
Şekil 7. Maltepe hendeği batı duvarının genel görüntüsü (Kesikli çizgi 50 cm düşey ötelenmenin ölçüldüğü kahverengi kilin üst seviyesini göstermektedir).
Figure 7. General view of the western wall of the Maltepe trench (The dashed line indicates the upper boundary of the brown clay level on which a 50 cm vertical offset was measured).



Şekil 8. Çay-1 hendeği güneybatı duvarının logu.
Figure 8. Log of the southwestern wall of the Çay-1 trench.

minde kum ve çakıl tane boyutunda malzemeler içeren seviyeler izlenir. Çakıllar düzlemseldir ve imbrikasyon gösterirler. Güncel yüzey kırığı hendeğin 8. metresinde iki kol halinde ve düşey bir konumdadır. Kuzey blokta 20-23 cm'lik bir düşme ölçülmüştür. Hendeğin 13. metresindeki görülen tali kırık üzerinde ise kuzey blokta 2-3 cm'lik düşme ve açılma görülür. Güncel yüzey kırığının 5 m GD'sunda çökel seviyeler, ani ve düşeye yakın bir sınırla kesilmiş ve olasılıkla daha sonra insan eliyle işlenmiştir. Bu süreksizlik, sarı bir kil seviyesiyle örtülür (bkz. Şekil 8). Sarı kil seviyesi üzerinde kaotik dokulu ve köşeli çakıllar içeren kahverengi killer yeralır. Sarı kil süreksizliği örttüğü için bu seviyeden ve hemen bunun üstünden kömür örnekleri alınmıştır. Bu örneklere ait yaşlar Çizelge 1'de verilmiştir. Bu yaş verileri, Çay segmentinin yaklaşık olarak MS 760 yılından daha önce de yüzey kırığı oluşturacak büyüklükte bir deprem ürettiğini göstermektedir.

Çay-2 hendeği, birinci hendeğin yaklaşık 100 m batısında açılmıştır (bkz. Şekil 4). Bu hendek içinde de, Çay-1 hendeğindekine benzer şekilde, iri ve ince taneli bir istifin oluşturduğu stratig-



Şekil 9. Çay-2 hendeği güneybatı duvarının logu.
Figure 9. Log of the southwestern wall of the Çay-2 trench.

rafi söz konusudur. Güncel yüzey kırığı, hendeğin 5. ve 6. metreleri arasında, hendek tabanına doğru birleşen üç kol halinde görülür. Bu kollar üzerinde toplam 18-20 cm'lik düşey yerdeğiştirme görülürken, hendeğin 3. metresinde görülen tali kırık üzerinde atım görülmez. Çay-2 hendeğinin güney ucunda temel kayaya (serpantinit) girilmektedir (Şekil 9). Serpantinit ile bunu örten güncel çökeller arasında düzenli bir sınır geometrisi olmasa da, güncel kırığın 2 m güneyinde temel ile genç çökeller arasında yaklaşık 75 cm'lik bir düşme mevcuttur. Ancak bu düşme, herhangi bir faylanmadan çok, olasılıkla eski topoğrafya ile ilgilidir. Temelin üzerinde yer alan ve hendek içinde en altta görülen birim, bol ve iri çakıllı kahverengi kilden oluşur. Bunun üzerinde 30-80 cm kalınlıkta, seyrek ve küçük çakıllar içeren sarı kil seviyesi yer alır. Bu kilin üzerinde kalın bir kahverengi kil seviyesi görülür. En üstte ise seyrek çakıllı ve daha koyu renkli bir kil sevi-

Şekil 10. Çay-2 hendeğindeki güncel fay yüzeyinde düşey kayma çizikleri.
Figure 10. Vertical slicken lines on the recent fault surface in the Çay-2 trench.

yesi yer alır. Hendekte saptanan güncel kırık yüzeyi üzerinde kayma çizikleri gözlenmiştir. Bu çizikler saf düşey atımı göstermekte olup, herhangi bir yatay atım bileşeni yoktur (Şekil 10). Bu hendekte, bir önceki depreme ait çok sağlıklı bir veri olmasa da, sarı renkli kilin taban düzeyinin güncel fay kırığı üzerinde düşey yönde 40-45 cm ötelenmesi ve bu seviyenin fayın kuzey bloğunda kalınlaşması bir önceki depreme ait bir veri olabilir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

3 Şubat 2002 tarihinde meydana gelen Çay depremi ile oluşan yüzey deformasyonları haritalanmış ve Çay ilçesi ve Maltepe köyünde meydana gelen yüzey kırıklarının geometrilerinin birbirlerinin devamı olmadıkları görülmüştür. Maltepe ve Çay segmentleri üzerinde depremden sonra kuzey blokta 30 cm'ye varan saf düşey yerdeğiştirmeler ölçülmüştür. Maltepe ve Çay segmentleri üzerinde yapılan hendek çalışmaları ile bu segmentlerin tarihçeleri araştırılmıştır. Maltepe segmenti üzerinde açılan hendekte bir önceki depreme ait izler belirlenmiş ve C14 yaşlandırması ile bu deprem MS 1150 sonrası olarak tarihlendirilmiştir. Bu depremde meydana gelen düşey yerdeğiştirmenin 2002 yılında meydana gelen depremdeki yerdeğiştirme ile aynı olması nedeniyle, büyüklüğünün de benzer olabileceği sonucuna varılmıştır. Çay ilçesi içinde açılan iki hendekte eski bir depreme ait izler görülmüş ve bu deprem de aynı yaşlandırma yöntemi ile MS 760 öncesi olarak tarihlendirilmiştir. Elde edilen yaş verileri sınırlı olsa da, Çay ve Maltepe segmentlerinin geçmişte, 2002 depreminde olduğu gibi aynı dönemde kırılmadıklarını göstermektedir. Bu veri, normal faylanmada meydana gelen tekrarlanma aralıklarının yanal atımlı sistemlerde olduğu gibi periyodik/yarı periyodik olmadığını göstermektedir. Akşehir fayı üzerinde gerek aletsel dönemde, gerekse tarihsel dönemde meydana gelen depremler çok büyük depremler değildir (en büyük M=6.2-6.3). Ancak bölgedeki yapı kalitesi ve yerel zemin özelliklerine bağlı olarak bu büyüklükteki depremlerde önemli hasarlar meydana gelmektedir. Farklı araştırıcılar, Akşehir fayı üzerinde veya yakın civarında meydana gelmiş depremleri farklı fay parçaları üzerine yerleştirmişlerdir. Örneğin 1921 Doğanhisar (M_s=5.9), 1946 Ilgın (M_s=5.7), 2000 Akşehir (M_w=6.0) depremleri, Demirtaş vd. (2002) ve Koçyiğit ve Özacar (2003) tarafından farklı segmentler üzerine yerleştirilmiştir. Bu depremlerin büyük olmaması, ayrıca yüzey kırığı oluşturmamış ve deprem dış merkezlerinin farklı kurumlar tarafından farklı yerlerde verilmiş olması geçmişte hangi fay parçalarının kırılmış olduğu konusunda belirsizlikler oluşturmaktadır. Bu nedenlerle, hangi fay parçalarının kırıldığı veya kırılmadığı kesin olarak söylenemese de, Akşehir fayı üzerindeki kırılmamış fay parçaları mevcut olup, 3 Şubat 2002 depremindekine benzer büyüklükte veya daha küçük depremler her zaman beklenmelidir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, TÜBİTAK-YDABÇAG tarafından desteklenen 101Y019 no.lu araştırma projesinin bir kısmını içermektedir. Yazarlar, çalışmaları sırasında kendilerine yardımcı olan Çay Belediyesi'ne, arazi ve büro çalışmalarında katkıda bulunan Eskişehir Osmangazi Üniversitesi'nden Erhan Altunel ve Beyza Birinci'ye, İstanbul Teknik Üniversitesi'nden Cengiz Zabcı ve Şafak Altunkaynak'a teşekkürlerini sunarlar.

KAYNAKLAR

Atalay, İ., 1975a. Tektonik hareketlerin Sultandağları'nın jeomorfolojisine olan etkileri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18(1), 21-26.

Atalay, İ., 1975b. Akşehir, Eber ve Karamık gölleri havzalarının Kuvaterner depoları ve jeomorfolojisi. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildiriler Kitabı, MTA Yayını, 365-385.

Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., and Şengör, A.M. C., 1995. The Isparta Angle, its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. Proceeding of the International Earth Science, Colloquium on the Aegean Region, 1, 3-18.

Boray, A., Şaroğlu, F. ve Emre, Ö., 1985. Isparta Büklümünün kuzey kesiminde Doğu-batı daralma için bazı veriler. Jeoloji Mühendisliği, 23, 9-20.

Demirtaş, R., Iravul, Y. ve Yaman, M., 2002. 03 Şubat 2002 Eber ve Çay depremleri. AİGMDAD raporu, http://sismo.deprem.gov.tr/deprem/depremraporları/ eberson.pdf.

Emre, Ö., Duman, T.Y., Doğan, A., Özalp, S., Tokay, F., and Kuşçu, İ., 2003. Surface faulting associated with the Sultandağ earthquake (M_w=6.5) of 3 February 2003, southwestern Turkey. Seismological Research Letters, 74 (4), 382-392.

HARVARD, 2002. http://www.seismology.harvard.edu.

Koçyiğit, A., 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27 (1), 1-15.

Koçyiğit, A., and Özacar, A., 2003. Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data. Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 67-90.

Koçyiğit, A., Ünay, E., and Saraç, G., 2000. Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. Geological Society of London Special Publication, 173, 405-421.

Koçyiğit, A., Bozkurt, E., Kaymakçı, N. ve Şaroğlu, F., 2002. 3 Şubat 2002 Çay (Afyon) Depreminin Kaynağı ve Ağır Hasarın Nedenleri: Akşehir Fay Zonu, ODTÜ Tektonik Araştırma Birimi Raporu, http://www.metu.edu.tr/~akoc/ Afyon.pdf.

KOERI, 2002. http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo.

Nurlu, M. ve Kuterdem, K., 2002. 3 Şubat 2002 Çay (Afyon) Depremi, Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi, Ankara, Rapor No:4083.1 (yayımlanmamış).

Özden, S., Kavak, K.Ş., Koçbulut, F., Över, S. ve Temiz, H., 2002. 3 Şubat 2002 Çay (Afyon) Depremleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 45 (2), 49-56.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. MTA Rapor No. 8174 (yayımlanmamış).

Taymaz, T. ve Tan, O., 2002. Göller Bölgesi'nin depremselliği: Sultandağı Depremi. TÜBİTAK Bilim ve Teknik, 412, 54-55.

Tezcan, S., İpek, M., Aydan, Ö., Akgüzel, U. ve Özbek, M., 2002. 3 Şubat 2002 Sultandağı, Afyon depremi inceleme raporu. Türkiye Deprem Vakfı- Deprem Raporu, TDV/DR 011-75.

Ulusay, R., Aydan, Ö., Erken, A., Kumsar, H., Tuncay, E. ve Kaya, Z., 2002. 3 Şubat 2002 Çay-Eber depreminin saha incelemesi ve mühendislik açısından değerlendirilmesi. Türkiye Deprem Vakfı – Deprem Raporu, TDV/DR 012-79.

Ulusay, R., Aydan, Ö., Erken, A., Tuncay, E., Kumsar, H., and Kaya, Z., 2004. An overview of geotechnical aspects of the Çay-Eber (Turkey) earthquake. Engineering Geology, 73, 51-70.

USGS-NEIC, 2002. http://earthquake.usgs.gov/regional/neic.

Wessel, P., and Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data. EOS Transactions, American Geophysical Union, 72, 445–446.

Yürür, T., Köse, O., Demirbağ, H., Özkaymak, Ç., and Selçuk, L., 2003. Could the coseismic fractures of a lake ice reflect the earthquake mechanism? (Afyon Earthquakes of 02.03.2002, Central Anatolia, Turkey). Geodynamica Acta, 16, 83-87.