

Gediz Graben'inin tektonik evrimi *Tectonical evolution of the Gediz graben*

Tahir EMRE Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100, Bornova - İzmir

Öz

Menderes Masifi'ne günümüzdeki şeklini kazandıran Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes grabenleri, yeni tektonik dönemde, ayrılma (detachment) faylarına bağlı olarak oluşmuştur. Günümüzde de diri olan Gediz Grabeni, BKB - DGD uzanımlı bir yarım grabendir. Grabenin en genç tortulları Salihli - Alaşehir Ovası'nı oluşturur. Gediz Grabeni'nin açınımı, yöredeki en genç ayrılma (detachment) fayı olan Karadut Fayı'nın oluşumu ile başlamıştır. Erken Miyosen yalı granodiyoritleri kesen ve düşük eğimli (12 - 20°) bir normal fay olan Karadut Fayı, grabenin kenar fayı niteliğindedir. Bu faylanma bölgesel ölçekte bir kataklastik - milonitik zon oluşturmuştur. Bu zon boyunca gelişen deformasyon ve tavan bloğunun KKD yönünde hareketi aynı kinematik olayların ürünüdür.

Karadut Fayı'nın taban bloğu, Menderes Masifi şist ve mermerleri ile, bunları kesen granodiyoritlerden yapıldır. Bu granodiyoritler, ayrılma faylarının oluşum sürecini başlatan genişlemeli tektoniğe bağlı olarak yerleşmiştir. Tavan bloğunda ise, bu faya bağlı olarak hareket etmiş Menderes Masifi kayaları (tavan bloğu temel kayaları) ve bunları örten, grabenleşme sürecinde oluşmuş tortullar ve Kula bazaltları bulunur. Karadut fay yüzeyi üzerinde, yer yer, taban bloğu ile tortul kayaların dokanağı yakınlarında, tortulların aşınmasıyla ortaya çıkan tavan bloğu temel kayalarına ait tekçe kütlelere rastlanır.

Karadut Fayı'nın oluşumuna bağlı olarak, tavan bloğunda gelişen tortul havza, ayrılma fayının oluşumundan kalıtsal blokların hareketleri yanısıra, yüksek açılı genç sentetik faylar tarafından da denetlenmiştir. Gediz Grabeni boyunca zaman zaman oluşan depremler, günümüzde de değişen hızlarla süren tektonik etkinliğin kanıtıdır.

Anahtar Sözcükler: Yeni tektonik dönem, Ayrılma fayı, Yarım graben, Taban bloğu, Tavan bloğu, Batı Anadolu.

Abstract

The Gediz, Büyük Menderes and Küçük Menderes grabens have been formed in relation to detachment faulting. The Gediz graben, which is active at the present time, is a WNW - ESE trending half graben. The youngest graben fill is the sediment of the Salihli - Alaşehir plain. The initiation of the Gediz graben has started with the activity of the Karadut fault which is the youngest detachment fault of the region. The low - angle detachment fault of the Karadut which cut the Early Miocene granodiorite has produced a cataclastic - mylonitic zone of a regional extent. The shear sense indicators along this zone were the product of the same kinematic activity and the tectonic transport has occurred along top to the north - northeast direction.

The footwall section of the Karadut fault consists of schists and marbles of the Menderes Massif. In the footwall section granodiorite stocks have been emplaced due to the activity of the fault. The hanging - wall section consists of rocks of the Menderes Massif and a Neogene sedimentary succession. Along the surface of the Karadut fault, erosion of the Neogene rocks has exposed in some places the hanging - wall slivers, which are gneisses and schists of the Menderes massif.

In the hanging - wall of the Karadut fault, detrital sedimentary successions of graben - fill were deposited and they were controlled both by blocks of the initial fault system and also by the new high - angle syntetic faults. The region is still active presently as the occurrences of earthquakes along of the graben indicate.

Key Words: Neotectonics, Detachment fault, Half graben, Upper plate, Lower plate, West Anatolia.

GİRİŞ

Son yıllarda Batı Anadolu'da yapılan çalışmaların çoğunluğu, nedeni ve başlangıç yaşı tartışmalı olan, genişlemeli yeni tektonik dönemin (Dewey ve Şengör, 1979) Menderes Masifi'nin gelişimine etkisi, oluşturduğu yapısal hatlar ve özellikle de grabenler ile ilgilidir (Arpat ve Bingöl, 1969; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Leeder ve Gawthorp, 1987; Emre, 1990a ve b, 1992a ve b, 1995 ve 1996; Sözbilir ve Emre, 1990; Westaway 1990 ve 1994; Cohen ve diğ., 1995; Dart ve diğ., 1995; Hetzel ve diğ., 1995a ve b; Emre ve Sözbilir, 1995; Em-

re ve Sözbilir, basımda).

Batı Anadolu'da eski tektonik dönem boyunca etkili olan sıkışma tektoniğine bağlı olarak kabuğun kısalıp kalmaştığı (Şengör ve Yılmaz, 1981; Koçyiğit, 1982; Şengör ve diğ., 1984; Dora ve diğ., 1992) ve buna bağlı olarak kabuk tabanında bölümsel ergimeler başladığı bilinmektedir (İzdar, 1975; Bingöl, 1976). Eski tektonik dönemi izleyen bir "geçiş dönemi"nin (Koçyiğit, 1984) ardından, genişlemeli yeni tektonik dönem başlar (Dewey ve Şengör, 1979). Batı Anadolu, güncel görünümünü kazandığı bu son dönemde bir genişleme bölgesidir

(Papazachos ve Comninakis, 1977; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980; Koçyiğit, 1984). Bölgede çekme gerilimleri, bazı araştırmacılara göre K - G ile KD - GB yönünde (Arpat ve Bingöl, 1969; McKenzie, 1972; Bingöl, 1976; Mercier, 1977; Patton, 1992), bazılarının göre ise, K - G, KD - GB ile KB - GD (Şengör, 1980) veya K - G, D - B, KD - GB ile KB - GD yönlerinde (Koçyiğit, 1984) gelişmiştir.

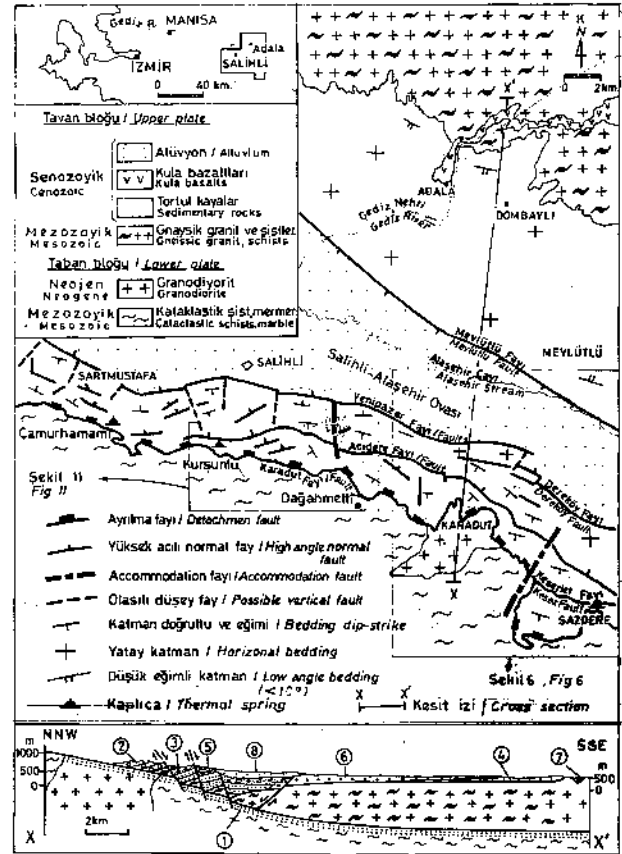
Ege bölgesindeki genişlemeli tektoniğin nedeni ve başlangıç yaşı konusundaki görüşler de farklıdır. Genleşmenin Ege - Anadolu levhasının batıya doğru hareketinden (McKenzie, 1972; Tokay, 1973; Alptekin, 1978; Şengör, 1979, 1980, 1982; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Kasapoğlu, 1986) veya yay ardı açılmadan (Papazachos ve Comninakis, 1977; Tapponnier, 1977; Makris, 1977; Berckhemer, 1977; Le Pichon ve Angelier, 1979, 1981; McKenzie, 1978; Kaya, 1982; Koçyiğit, 1984; Jackson ve McKenzie, 1988; Spakman ve diğ., 1988) ya da orojenik çökmeden (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu, 1996) kaynaklandığı ileri sürülmektedir. Bölgedeki grabenleşmenin, dolayısıyla genişleme tektoniğinin başlangıç yaşı konusunda; Akartuna (1965) Neojen öncesi; Ketin (1968) Geç Paleojen - Neojen arası; Kaya (1982) Erken Miyosen ya da Geç Paleojen; Seyitoğlu ve Scott (1991) Erken Miyosen; Şenol (1983) Orta Miyosen öncesi; İzdar (1975), Şengör (1980) Geç Miyosen; Koçyiğit (1984) yerel olarak Orta Oligosen, bölgesel olarak Geç Miyosen - Erken Pliyosen; Erinç (1955), Dumont ve diğ. (1979), Angelier ve diğ., (1981), Karamandere ve Yılmaz (1982) Geç Miyosen - Erken Pliyosen arası; Arpat ve Bingöl (1969) Pliyosen yaşlarını kabul ederler.

Menderes Masifi'ne günümüzdeki şeklini kazandıran grabenlerden biri olan Gediz Grabeni'nin büyük bir kesimini kapsayan çalışma alanı (Şekil 1) ile ilgili bulgular, Emre 1996'da ayrıntılı olarak verildi. Söz konusu yayında; grabenleşmenin, Karadut Fayı olarak adlandırılan ayrılma (detachment) fayının* oluşumuyla başladığı belirtilmiş, grabeni dolduran tortulların yaşlan ve çökelim ortamları, Karadut Fayı ve fay zonu, çalışma alanındaki diğer faylar ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Bu yayında; Karadut ayrılma fayının taban ve tavan bloklarıyla ilgil saha bulguları ve grabenin tektonik evrimi tartışılacaktır.

KAYA BİRİMLERİ

Çalışma alanında, Menderes Masifi metamorfik ve kristalin kayaları ile bunları uyumsuzlukla üstleyen tortullar ve Kula volkanitleri yüzeyler. Menderes Masifi metamorfik ve kristalin kayaları ile ilgili çok sayıda çalışmanın yapıldığı ve yapılmakta olduğu bilinmektedir. Bu araştırmalarda (İzdar, 1969; Başarır, 1975; Evirgen,

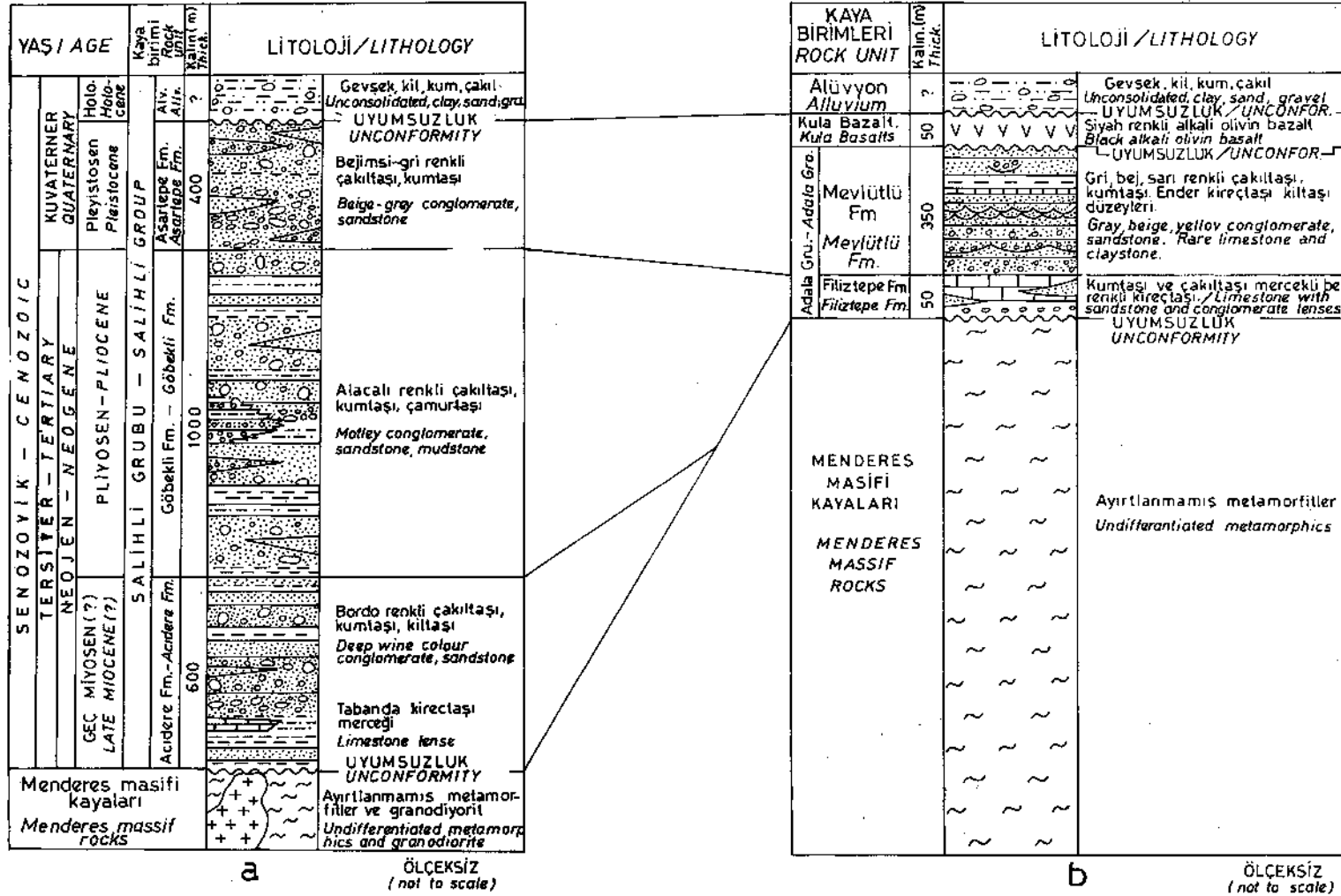


Şekil 1. Çalışma alanının yapısal haritası ve jeoloji kesiti (Kesit için; 1- Kataklastik - milonitik zon, 2- Acıdere formasyonu, 3- Göbekli formasyonu, 4- Filiztepe formasyonu, 5- Asartepe formasyonu, 6- Mevlütlü formasyonu, 7- Kula bazaltları, 8- Alüvyon).

Figure 1. Structural map and geological cross-section of study area (For cross-section; 1- Cataclastic - mylonitic zone, 2- Acidere formation, 3- Göbekli formation, 4- Filiztepe formation, 5- Asartepe formation, 6- Mevlütlü formation, 7- Kula basalts, 8- Alluvium).

1979; Candan, 1988) metamorfitler ve kristalin kayalar ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu kayaların litolojik ve petrografik özellikleri, bu yayının konusu dışındadır. Burada vurgulanması gerekli en önemli konu, daha önce de belirtildiği gibi (Emre, 1996), metamorfüeri kesen Erken Miyosen yaşlı (Hetzl ve diğ., 1995) granodiyoritlerin grabenin oluşumunu başlatan Karadut Fayı tarafından kesilmiş olmasıdır. Neojen - Kuvaterner yaşlı tortullar, BKB - DGD uzanımlı Salihli - Alaşehir ovasının kuzey ve güneyinde farklı fasiyestedir (Şekil 2). Güney kesimde kalınlığı 2000 m'yi bulan tortullar Salihli grubu; kuzeyde kalınlığı 400 m'yi geçmeyen tortullar ise, Adala grubu olarak adlandırılmıştır. Salihli grubu alttan üste doğru Acıdere, Göbekli ve Asartepe

*Söz konusu fay, Emre 1990(a ve b) ve 1992(a ve b)'de AUahdiyen Fayı olarak adlandırılmış ve ilk kez bu yayınlarda, Gediz Grabeni'nin kenar fayı olan bu fayın bir ayrılma fayı (detachment fault) olduğu vurgulanmıştır. Fay aynasının en iyi yüzlekleri Karadut Mah. çevresinde görüldüğü için adı Karadut Fayı olarak değiştirilmiştir (Emre, 1996).



Şekil 2. Gediz Grabeni güney (a) ve kuzey (b) kesiminin stratigrafik kolon kesiti.

Figure 2. Stratigraphic section of the southern (a) and northern (b) border of the Gediz graben.

formasyonlarından, Adala grubu da Filiztepe ve Mevlütü formasyonlarından oluşur.

Acıdere formasyonu başlıca, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve kıltaşı - çamurtaşından yapıldır. Tabanda baskın olan ince taneli kırıntılılar, az oranda CaCO₃'lü çamurtaşı ve kireçtaşı arakatlıdır. Bu kireçtaşlarında tatlı su algleri ve bir ostrakod olan *Cyprinus* sp. gözlenmiştir (Yrd. Doç. Dr. N. Doruk, 1990 sözlü açıklama). Üst düzeylerde ise çakıltaşı - kumtaşı araldanması baskındır. Genelde alt düzeylerdeki çakıl boyutları üst düzeylerdekinden oldukça küçüktür. Çakıltaşlarının öğeleri çokluk sırasına göre şist, fillit, metakuvarsit ve granodiyorit çakıllarından oluşur. Kısmen yavurlaklaşmış iş küt köşeli kuvarsit çakıllarının, köşeli şist çakılları ile birlikte bulunması; kuvarsit çakıllarının ikinci kez işlenmiş olduğunu belirtir. Grabenin güney kenarındaki Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b) granodiyoritlerden türemiş olan çakıllar tane bileşenlerinin % 5'ini oluşturur.

Örgülü akarsu ortamında oluşan Göbekli formasyonu, başlıca, değişik renklerde çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı araldanmaları ve bunların arakatlılarından yapıldır. Çakıltaşları, şist, fillit, metakuvarsit, granodiyorit çakıllarının yanı sıra, ender olarak, kataklastik - milonitik zondan türeme köşeli çakıllar içerir. Birimin özellikle üst düzeylerinde, çamurtaşı, kıltaşı ve silttaşı arakatmanları yer alır. Dasiyen yaşına karşılık gelen, *Gyraulus arminiensis* Jekelius, *Melanopsis (Melanopsis)* cf. *bergeroni* Stefanescu, *Melanopsis (Melanopsis)* *decollata* Stoliczka, *Pyrgula dacica* Jekelius, *Theodoxus (Calvertia) quadrifasciatus* (Bielz), *Bulimus (Bulimus) croaticus* (Pilar), *Pyrgula* sp., *Pseudamnicola* sp. ve *Union* sp. türleri saptanmıştır (Prof. Dr. G. Taner, 1985, yazılı açıklama).

Asartepe formasyonu başlıca, kumtaşı arakatman ve arakatlıları içeren çakıltaşlarından yapıldır. Ortaç - kötü katmanlanmalı olan çakıltaşları, genellikle, iri çakıllı, gevşek çimento, az pekleşmiş ve az dayanımlıdır. Tane boyları, çok ince kumdan çok kaba kuma kadar değişen kumtaşı düzeylerinde, yer yer oluksal ve düzlemsel çapraz katmanlar gelişmiştir.

Grabenin kuzey kenarında yer alan Filiztepe formasyonu kireçtaşlardan yapıldır. Oldukça iyi pekleşmiş dayanımlı, orta - kalın katmanlı, yer yer bol erime boşluklu olan kireçtaşlı, yaygın olarak saz fosilleri ve yer yer gastropod fosilleri içerir. Bu gastropod fosillerinin "büyük olasılıkla Pliyosen yaşında" olduğunu belirtilmiştir (Prof. Dr. G. Taner, 1987, yazılı açıklama). Tabanda bazen ince çakıltaşı düzeyi ile başlayan kireçtaşları, çoğu kez kalınlığı 40 - 50 cm'yi aşmayan taban regoliti üzerine oturur.

Mevlütü formasyonu, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından yapıldır. Az pekleşmiş ve az dayanımlı olan bu düzeyler, ender olarak ince kireçtaşı mercikleri içerir. Tabanda baskın olan çakıltaşları, üst kesimlere doğru yerini kumtaşı ve çamurtaşlarına bırakır. Kumtaşları az dayanımlı, ince - orta ve kalın katmanlıdır. Kumtaşlarında oluksal ve düzlemsel çapraz katmanlanmalar, yük kalıpları, tane derecelenmesi, çakıltaşı kanal dolguları ve çamur topları gözlenir.

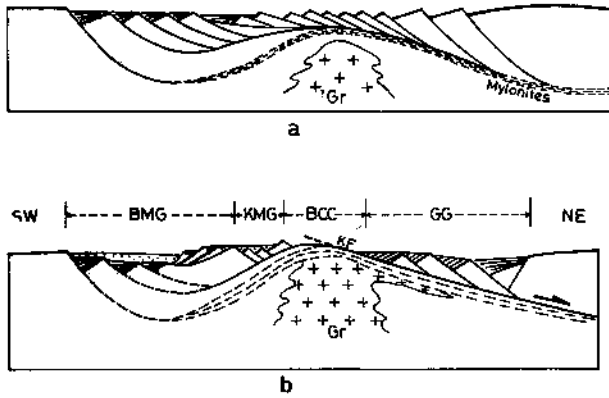
GEDİZ GRABENİNİN OLUŞUMU

Bölgesel ölçekli egemen genleşme kuvvetlerinin, düşük eğimli makaslama zonları şeklinde ayrılma faylarını oluşturduğu bilinmektedir (Davis ve Lister, 1988). Nedeni ne olursa olsun, Erken Miyosen'de başlayan (Seyitoğlu ve Scott, 1991) ve günümüzde de süren çekme tektoniği denetiminde, ayrılma faylarıyla oluşan yarım graben alanlarında (Büyük Menderes Grabeni) tortullar depolanırken, bir yandan da granitik sokulumlar, ayrılma fay zonunun yukarı doğru kavışılarak bükülmesini sonuçlar (Şekil 3a). Dünyanın birçok yerinde, bu şekilde yukarıya doğru yükselen granitik kütlelerin metamorfik çekirdek komplekslerini oluşturduğu bilinmektedir (Davis ve Coney, 1979; Wernicke, 1981; Lister ve Davis, 1989). Genleşmeli tektonik rejime bağlı olarak yerleşen (Hetzel ve diğ., 1995b). Turgutlu ve Salihli granodiyoritleri (United Nations, 1974; Evirgen, 1979) "Bozdağ çekirdek kompleksi"ni (Emre ve Sözbilir, basında) oluşturan granitik - granodiyoritik yükselimin değişik noktalarda yüzeylenmiş bir uzantısı olmalıdır. Dolayısıyla, bu granodiyoritlerin, sıkışma tektoniğine bağlı olarak sokuldukları (Candan ve diğ., 1992; Dora ve diğ., 1992) veya siller şeklinde yerleştikleri (Savaşçın, 1984) görüşleri savunulamaz. Birçok sıcak su kaynağına (Çamurhamamı, Kurşunlu ve Sazdere kaplıcaları) ısı vermeleri, bu granodiyoritlerin günümüzde de diri olduklarının kanıtıdır. Süreğiden çekme gerilmeleri ile, en genç ayrılma fayı olan Karadut Fayı oluşur (Şekil 3b). Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b) granodiyoritleri kesen Karadut Fayı, büyük olasılıkla Erken Miyosen'in sonu veya Orita Miyosen'de oluşmuş olabilir. Böylece Gediz Grabeni'nin oluşum süreci başlar.

Karadut Fayı tavan bloğunda gelişen genleşmeli tortul havzada, önce, Geç Miyosen (?) yaşlı, alüvyal yelpaze ortamı ürünü Acıdere formasyonu depolanır* (Şekil 4a). Birimin, alt düzeylerinde ince taneli kırıntılıların baskın olması, düşük enerjili durgun bir ortamda çökelmeye başladığını gösterir. Bu dönemde topografyanın eğimi, taşkın ovalarının gelişmesine elverecek denli azdır ve bu az eğimli topografya da akan suyun

*Seyitoğlu ve Scott (1996) Eskişehir sporomorfllarına dayanarak Gediz Grabeni'ndeki tortulların Erken Miyosen'de oluşmaya başladıklarını kabul ederler. Ancak, yazarların verdiği örnek lokalitesi (a.g.e), Göbekli formasyonuna (Emre, 1996) karşılık gelmektedir. Göbekli formasyonundan derlenen gastropod fosilleri ise Dasiyen yaşını vermiştir (Emre, 1988, 1990a ve 1996). Ayrıca bu formasyon Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b) granodiyoritlerden türeme çakıllar içeren (Emre, 1990a) Acıdere formasyonunu üzerlemektedir.

GEDİZ GRABENİNİN TEKTONİK EVRİMİ



Şekil 3. Menderes Masifinde ayrılma faylarına bağlı grabenlerin ve Bozdağ çekirdek kompleksinin oluşum modeli (Emre ve Sözbilir'den alınmıştır (basımda), açıklama metinde, ölçeksiz).

a) Erken Miyosen.

b) Orta Miyosen - Güncel.

(BCC: Bozdağ çekirdek kompleksi, BMG: Büyük Menderes Grabeni, GG: Gediz Grabeni, Gr: Granit, KF: Karadut ayrılma fayı, KMG: Küçük Menderes Grabeni.

Figure 3. Model for the development of the Gediz, Büyük and Küçük Menderes Grabens (after Emre and Sözbilir, in pres, not on scale, explanations in the text)

a) Early Miocene.

b) Middle Miocene Holocene.

(BBC: Bozdağ core complex, BMG: Büyük Menderes Graben, GG: Gediz Graben, Gr: Granite, KF: Karadut detachment fault, KMG: Küçük Menderes Graben).

enerjisi, suda asılı gerecin çökmesine elverecek denli düşüktür. Alt düzeylerin, az kavisli ırmakların kanal ve taşkın ovalarının üst üste gelen dolgularından oluştuğu söylenebilir. Tatlı su algli kireçtaşı arakatkılan, taşkın düzlüklerinin kireçtaşlarının çökeline yeterli bir süre duraylı kaldığını, bu süreçte kırıntılı gereç girdisinin çok azaldığını gösterir. Üst kesimlerde, kilitaşı ve çamurtaşlarının yok denecek kadar azalması, çakıltaşı ve çakıllı kumtaşlarının önemli oranda artması, bu dönemde topografya eğiminin ve akarsu enerjisinin arttığını göstermektedir. Çakıltaşlarının dokusal ve geometrik özelliklerine göre taşınmanın, bol yağışlı bir iklim ve yüksek eğimli bir topografyanın ürünü olan, yüksek enerjili suların denetimindeki alüvyal yelpaze ortamında geliştiği söylenebilir.

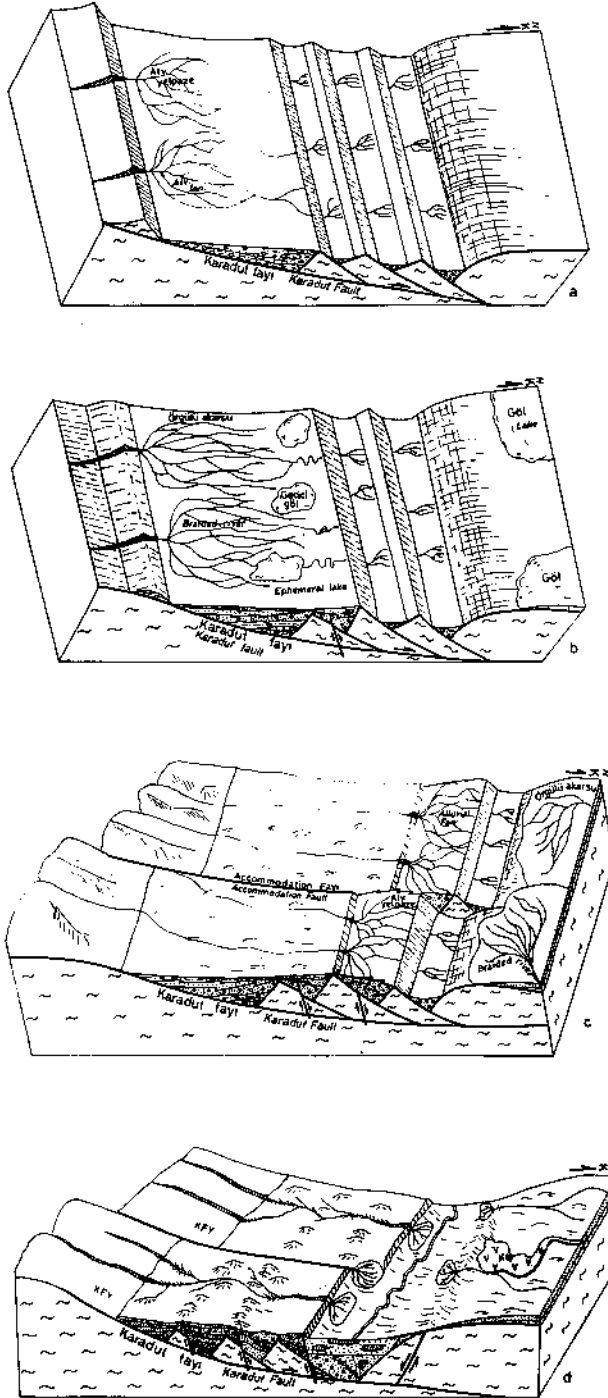
Pliyosen'de grabenin güney kenarında Göbekli formasyonu, kuzeyinde ise Filiztepe formasyonu çökler (Şekil 4b). Göbekli formasyonunun alt düzeylerini oluş-

turan tortullar, yüksek eğimli bölgelerde görülen örgülü akarsuların üst üste gelen kanal dolgularını karakterize eder. Çakıltaşlarında görülen yukarı doğru tane derecelenmesi ve kumtaşlarının dokusal ve özellikleri (Emre, 1996) akıntı enerjisinin, zaman zaman ve/veya kanalın değişik yerlerinde azalıp çoğaldığını gösterir. Bu arada, çok kısa süreçlerde açınan taşkın düzlüklerinde, çok ince killi - siltli çökeller oluşmuştur. Üst düzeylere doğru akarsuların aktığı topografyanın eğiminde bir azalma ve taşkın düzlüğü oluşuklarında bir artma olmuştur. Çamurtaşı ve silttaşı düzeyleri ve bunların içerdiği, tatlı sudan acı suya geçiş ortamını simgeleyen, gastropod ve ostrakod fosilleri bu ortamın ürünüdür. Formasyonun üst düzeylerinin az kavisli menderesli ırmak dolguları olduğu söylenebilir. Filiztepe formasyonu, tabanı az engelbeli ve düşük eğimli olan gösel bir ortamda çökelmeye başlamıştır. Saha bulguları, başlangıçta çökelt ortamının alçalması ve/veya su seviyesi yükselmesinin, taban oluşuklarının taşınmasına fırsat vermeyecek denli ani geliştiğini belirtir. Kireçtaşları arasındaki kırıntılı düzeyler ve oluşuktaşı çakıltaşları, ortamın zaman zaman hareketlendiğini gösterir.

Göbekli formasyonunu üstleyen Asartepe formasyonu ve Filiztepe formasyonunu üstleyen Mevlütlü formasyonları Pleyistosen'de çöklemiştir (Şekil 4c). Asartepe formasyonu akarsu denetimli alüvyal yelpaze dolgularından yapıldır. Çakıltaşlarında kum boyutundaki kırıntılarla iri çakıllarının bir arada olması, az da olsa iri blokların bulunması, belirsiz katmanlanma, genellikle iri çakılların akıntı yönüne göre ön tarafının alt kısımlarında daha fazla küçük çakıl ve kum boyutundaki gerecin depolanması, birimin çok yüksek enerjili ve ani gereç yığılmasını yapabilecek bir akıntıyla, eğimli bir alanda depolandığının belirteci. Bazı kesimlerde tane boyunun biraz küçülmesi ve derecelenme görülmesi, zamanla akıntı hazmın düşüştüğünü belirtir. Kumtaşlarının kötü boylanmalı, derecelenmesiz, serpinti şeklinde çakıl içerikli, değişik kalınlıkta katmanlı olması ve çoğunlukla akıntıya bağlı tortul yapı olmaması, bunların, daha çok yüzeyi kaplayarak gelen yüksek enerjili suların getirdiği gereçlerle oluştuğuna işaret eder. Örgülü akarsu ortamında çökelen Mevlütlü formasyonunun taban kesiminde baskın olan çakıltaşı kanal dolguları, yüksek enerjili akıntı ürünüdür. Çakıltaşlarının yukarı doğru az da olsa derecelenmesi, akarsu hızının giderek düştüğünü gösterir. Üst kesimlerde çakıltaşlarının yerini alan kumtaşı ve çamurtaşları, düşük enerjili bir ortamda, az kavisli ırmak kanallarında ve taşkın düzlüklerinde çöklemiştir.

Pleyistosen sonlarında, 1.1 - 0.01 milyon yıl yaşlı (Erinç, 1970; Borsi ve diğ., 1972; Tekkaya, 1976) Kula bazaltlarının son iki evresine ait (Ercan ve Öztunalı, 1982) lav akıntıları, Gediz Nehri vadisini izleyerek, ça-

alışma alanının kuzeyinde Adala kasabasına kadar ulaşır (Şekil 1 ve 4d). Bu arada, grabenin güney kesiminde, bir yandan ayrılma fayından kalıtsal bloklar fay yüzeyi üzerinde eğim yönünde hareket ederken, diğer yandan da mezo - makro boyutta yüksek açılı normal faylar gelişir. Tortullaşma ile yaşıt veya daha sonra



oluşmuş çok sayıda sentetik ve antitetik mezoskopik fayların (Şekil 5) doğrultuları, $K74^\circ - 47^\circ B$ arasında yoğunlaşır (Emre, 1996). Havza denetiminde doğrudan rol oynayan fayların en önemlileri olan Keserler, Acidere, Dereköy ve Yenipazar fayları, grabenin uzanımına koşut olarak kilometrelerce uzanır (Şekil 1 ve 6). Arazi verilerine göre bu fayların yaşı, bazı araştırmacıların da belirttiği gibi (Koçyiğit, 1984; Dart ve diğ., 1995), havza kenarından havza ortasına doğru ilerledikçe (Salihli - Alaşehir ovasına yaklaştıkça) gençleşir. Salihli - Alaşehir ovasını sınırlayan Yenipazar - Dereköy ve Mevlütlü fayları, Pleyistosen sonrası tektonizma ürünüdür. Grabenin uzanımına dik yönde gelişen faylardan, "accommodation" fayı (Şengör, 1987) olarak nitelendirilen yüksek açılı fayların oluşumu, arazi verilerine göre, Asartepe formasyonunun çökeliminden öncedir (Şekil 6). Grabenin güney kesiminde çökelen tortulların, daha sonra GB yönünde eğimlenmeleri (Şekil 6), Karadut fay yüzeyi üzerindeki blokların hareketleriyle (Anders ve Schlische, 1994) açıklanabilir.

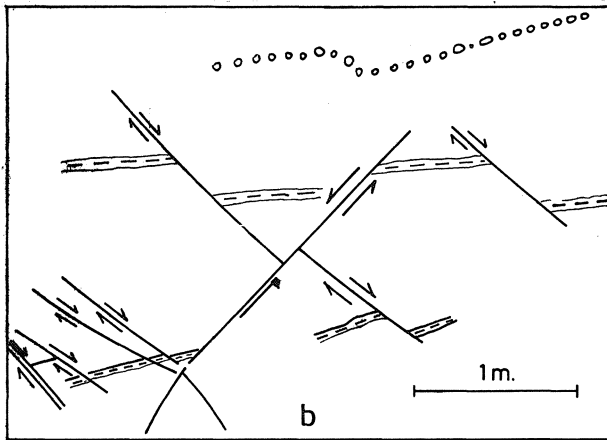
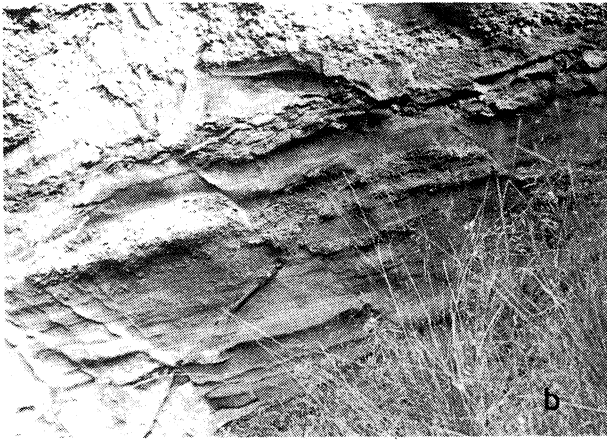
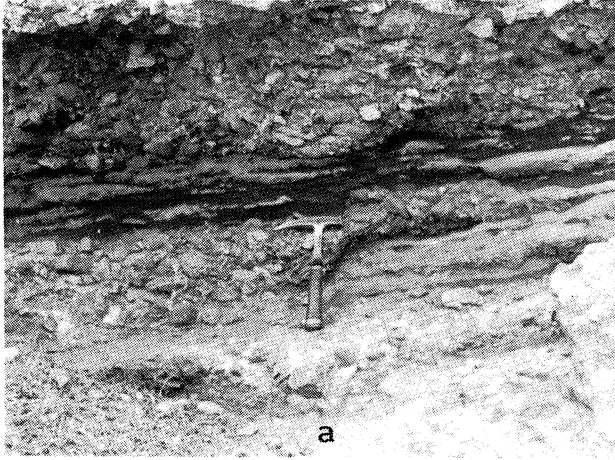
Salihli - Alaşehir Ovası'nın kuzeyinde, Filiztepe formasyonunun çökmeye başladığı andan günümüze kadar geçen sürede, Mevlütlü Fayı dışında, tortul kayaları etkileyen herhangi bir kırık hattı oluşmamıştır. Katmanlar çoğu kez yataydır veya yataya yakın konumdadır (Şekil 1). Grabenin güney kenarında ise tortul kayaların eğim açılan oldukça yüksek değerler almakta ve sık sık eğim yönleri değişmektedir (Şekil 6). Güneyde tortulların hızlı bir aşınmayı yansıtan sarp ve engebeli topografyası ve kataklastik, kristalin ve metamorfik kayaları da aşındıran genç - dar vadiler dikkati çekerken, kuzeyde engebesez veya çok az engebeli bir topografyada derin olmayan dereler ve yayvan sırtlar kendini gösterir. Bu veriler, grabenin güney kesiminde günümüzde de süren oldukça aktif bir tektonizmanın etkili olduğunu, kuzey kesimde ise kayda değer bir tektonik etkinlik olmadığını gösterir.

Şekil 4. Gediz Grabeni'nin tektonik evrim modeli (ölçeksiz, açıklama metinde)

- Geç Miyosen,
- Pliyosen,
- Pleyistosen,
- Pleyistosen sonu- Güncel (KFY: Karadut Fay Yüzeyi, Kb: Kula bazaltları).

Figure 4. Model of the structural evolution of the Gediz Graben (not on scale, explanations in the text)

- Late Miocene
- Pliocene
- Pleistocene
- End of Pleistocene - Actual (KFY: Karadut detachment surface, Kb: Kula basalts).



Şekil 5. Tortullaşmayla yaşıt (a) ve sonrası (b) mezoskopik faylar (kroki üstteki fotoğrafa aittir).

Figure 5. Syn and post sedimentary mesoscopic faults (the sketch of the photograph above).

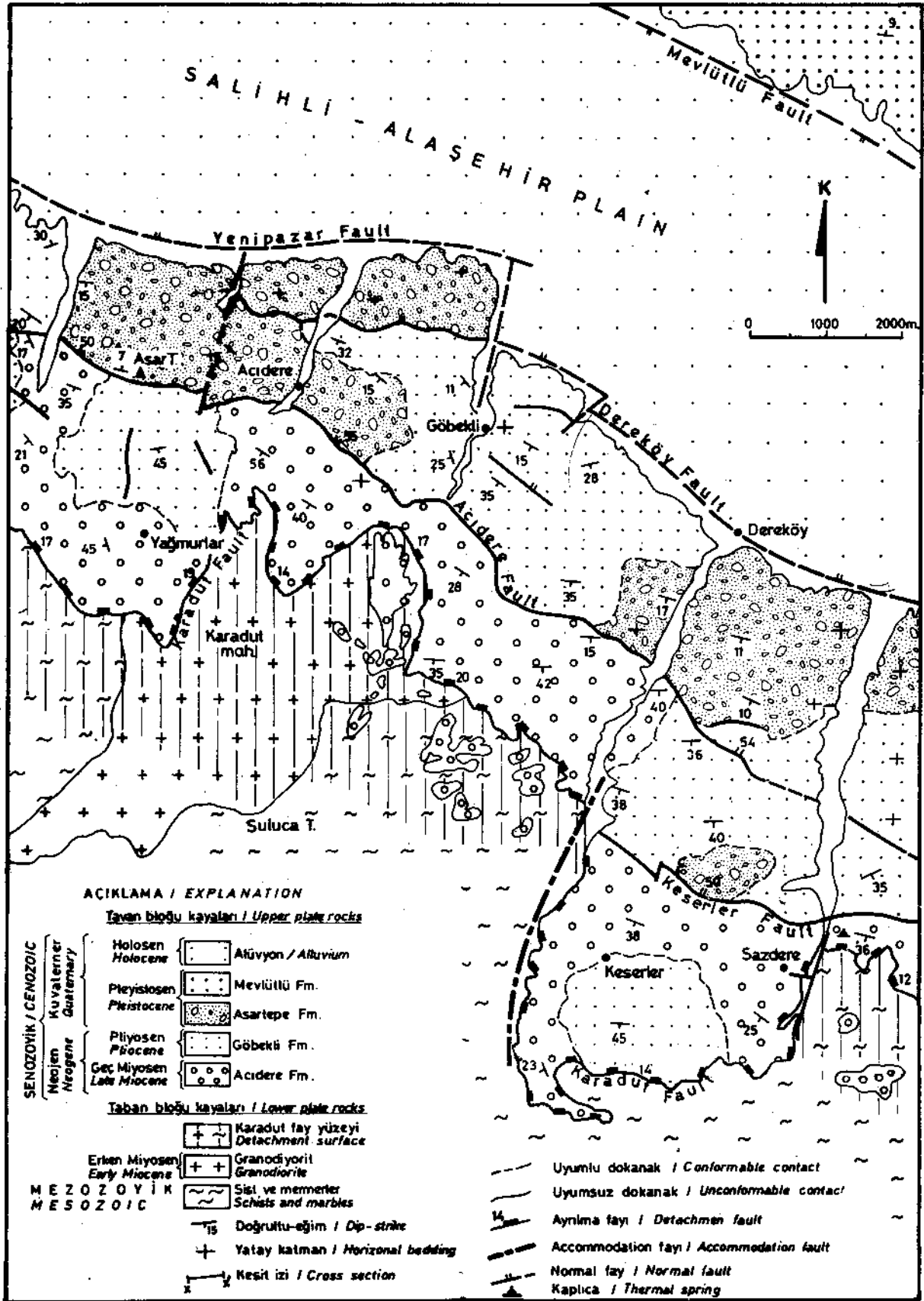
KARADUT FAYI TABAN VE TAVAN BLOĞU

Karadut Fayı, hem Bozdağ çekirdek kompleksinin kuzey yamacına günümüzdeki şeklini kazandıran, hem de Gediz Grabeni'nin kenar fayı olan düşük eğimli (12 - 20°) bir normal faydır. Grabenin güney kenarı boyunca 80 km uzunluğundaki bir alanda (Evirgen, 1979; Emre, 1990a ve b, 1992a ve b, 1995, 1996; Hetzel ve diğ., 1995b) yüzeyler. Karadut Mahallesi çevresinde bu yüzeyin KD - GB yönünde genişliği 4 km'ye erişir (Emre, 1996). Eğim yönü K, KKD ve KKB olan fay aynasında yer yer, fay çizik ve olukları gözlenir (Şekil 7). Bu fay çizgilerine göre (Şekil 8), tavan bloğu KKD yönünde hareket etmiştir.

Ayrıma fayı ile altındaki taban bloğu ve üstündeki tavan bloğu, metamorfik çekirdek kompleksini oluşturan üç ana yapısal öge olarak tanımlanmaktadır (Coney, 1980).

Karadut Fayı'nın taban bloğunda Menderes Masifi şist, mermer ve granodiyoritleri yer alır. Taban bloğunun fay yüzeyine yakın kesimlerinde, fayın oluşumuna bağlı olarak gelişen kataklastik - milonitik bir zon bulunur (Levha I ve II). Fayın kesmiş olduğu anakayaya bağlı olarak, kataklastik milonitik kayaların makro ve mikroskopik yapısal ve dokusal özellikleri değişmektedir. Taban bloğundaki kaya şist, mermer veya granodiyorit olsun, fay aynasından derine doğru gidildikçe fay breşinden milonit ve ultramilonite, milonitik kayalardan da yavaş yavaş kataklastizmaya uğramamış granodiyorit veya metamorfite dereceli bir geçiş görülür (Emre, 1990a, 1992a ve b). Bu geçişin en iyi izlendiği kayalar granodiyoritlerdir. Grabenin güney kenarı boyunca, genişliği birkaç yüz metre ile 4 km arasında değişen ve uzunluğu 40 km'ye erişen geniş bir alanda, sabit eğimli yamaçlar şeklinde kendini gösteren fay yüzeyine (bak. jeoloji harita ve kesitleri) koşut olarak gözlenen kataklastik zonun kalınlığı 10 - 60 m arasında değişir (Emre, 1996). Kataklastik zonda, gevrek deformasyon ürünü, düşey veya düşeye yakın, birbirine koşut veya kesişen çatlak sistemleri gelişmiştir (Şekil 9). Bu çatlaklardan alınan ölçülere göre (Şekil 10) egemen genleşme yönü K - G ile K50°D arasında değişmektedir. Bu yönler, bir önceki bölümde sözü edilen normal fayları oluşturan genleşme yönleriyle aynıdır. Kinematik göstergeleri aynı olan tüm bu plastik ve gevrek deformasyon ürünü yapılar, genleşmeli tektonik rejimde, KKD yönünde gelişmiş kayma hareketlerinin ürünleridir (Berthe ve diğ., 1979; Simpson ve Schmit, 1983; Lister ve Snoke, 1984; Blenkinsop ve Troloar, 1995).

Karadut Fayı tavan bloğu kayalarını; ayrıma fayından kalıtsal, Menderes Masifi gnaysik granit ve şistleri (tavan bloğu temel kayaları), graben alanında depolanan Salihli ve Adala grubu kayaları ve alüvyonlar ile





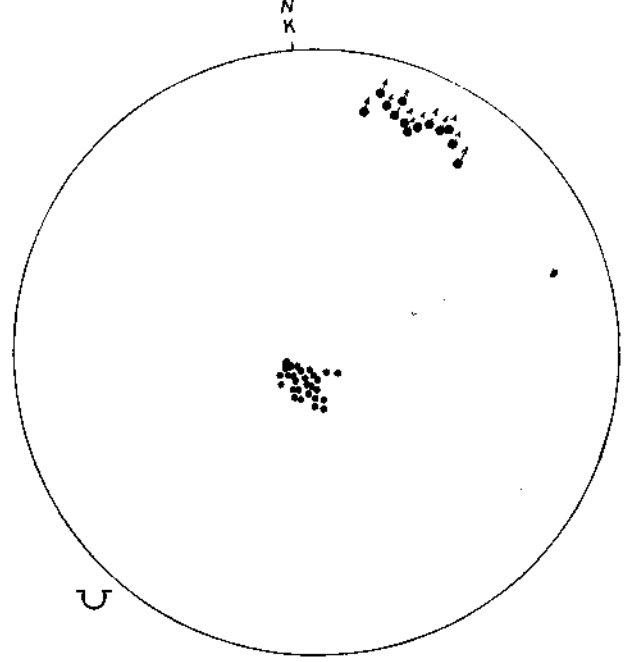
Şekil 7. Karadut fay yüzeyinde, fay çizik ve olukları (çekicinin gölgesi oluk geometrisini yansıtmaktadır).

Figure 7. Striations and grooves of Karadut detachment surface.

Kula bazaltları oluşturur (Şekil 1 ve 4). Grabenin güney kesiminde, Karadut Fayı - tortul kayalar dokanağı yakınlarında, tavan bloğuna ait gnaysik granit ve şişlerden yapılmış kütleler, üzerindeki tortul örtünün aşınması sonucu yüzeylenmiştir (Şekil 11 ve 12). Önceki çalışmalarda, Dağahmetli çevresindeki bu kütleler, "gözlü gnays küpleri" olarak haritalanmış ve ayrılma fayı üzerinde pasif kaymalarla geldikleri söylenmiştir (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b). Yakından bakıldığında; (a) Geç Miyosen - Pliyosen yaşlı tortullar, kütlelerin kuzeye bakan yamaçlarını uyumsuz olarak üstler, (b) kütlelerin altında yer alan Karadut fay yüzeyi gravite kaymasına uygun bir topografya sunmamaktadır, (c) kütleler ile Karadut fay yüzeyi arasında belirgin bir ezik zon yoktur. Dolayısıyla bu kütleler, ayrılma fayının hareketlerine bağlı olarak yer değiştirmiş, tavan

Şekil 6. Karadut çevresi jeoloji haritası (yer bulduru için Şekil 1'e bakınız).

Figure 6. Geological map of around Karadut (for location see Fig. 1).



Şekil 8. Karadut fay yüzeyi ve fay çiziklerinin kutup noktaları (Schmidt ağı, alt yarı küre, iri noktalar fay yüzeyine, 28 ölçüm; oklu iri noktaları fay çiziklerine aittir, ok ucu hareket yönünü gösterir, 13 ölçüm).

Figure 8. Poles detachment of fault surface of Karadut and fault striae (big points, 28 measurements) and trend and plunge of fault striae (big points with arrows, 13 measurements). (Schmidt net lower hemisphere).

bloğuna ait kütlelerdir. Kurşunlu doğusunda, tortul kayaların ortasında izole bir blok görünümünde yüzlek veren tavan bloğu temel kayası da, benzer olayların sonucu bugünkü konumunu almıştır (Şekil 13).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

1. Gediz Grabeni'nin açınımı, bölgesel ölçekte bir ayrılma fayı olan Karadut Fayı'nın oluşumu ile başlar. Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b) granodiyoritleri kesen bu fayın yaşı Erken Miyosen sonu veya Orta Miyosen olmalıdır, en azından çalışılan bölgelerde (Sözbilir ve Emre, 1990; Emre, 1996), büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki en yaşlı tortul birime (kömür damarları içeren Hasköy birimi*: Sözbilir ve Emre, 1990) karşılık gelecek tortullar Gediz Grabeni'nde bulunmamakta, Hasköy birimini üstleyen Gökürantepe birimi (a.g.e.) Gediz Grabeni'ndeki en yaşlı tortullara (Acıdere formasyonu) karşılık gelmektedir. Bu bulgular, Büyük Menderes Grabeni'nin Gediz Grabeni'nden önce oluştuğunu düşündürür (Emre, 1995). Tüm bunlara, sözkonusu grabenlerin tortul dolgu ve havza tabanı geometrilerinin

*Hasköy biriminin yaşını Sözbilir ve Emre (1990) Orta Miyosen, Seyitoğlu ve Scott (1992) Erken Miyosen olarak kabul ederler.

LEVHAI

PLATE I

Şekil 1. Karadut Fayı ve kataklastik - milonitik zon (Karadut çevresi).

Figure 1. Karadut detachment fault and cataclastic - mylonitic zone (around Karadut.)

Şekil 2. Kataklastik kayalar.

Figure 2. Cataclastic rocks.

Şekil 3. Kataklastik breş.

Figure 3. Crush breccia.

Şekil 4. Karadut Fayı altında gözlenen yapısal stratigrafi (CY: Kayma yüzeyi, KFY: Karadut Fayı, KK: Kataklastik kayalar, MF: Milonitik foliasyon, MG: Milonitik granodiyorit).

Figure 4. Structural stratigraphy which is observed under Karadut detachment fault. (CY: Gliding surface, KFY: Karadut detachment fault, KK: Cataclastic rocks, MF: Mylonitic foliation, MG: Mylonitic granodiorite).

Şekil 5. Milonitik granodiyoritlerde S/C ve C ilişkisi (S/C ve C"ye dik kesit, sağ yönlü kayma).

Figure 5. Relationship between S/C and C fabrics in mylonitic granodiorite (section is perpendicular to S/C and C and dextral shear sense).

LEVHA II

PLATE II

Şekil 1. Kataklastik - milonitik mermerler (Kurşunlu çevresi, kroki fotoğraftan çizilmiştir).

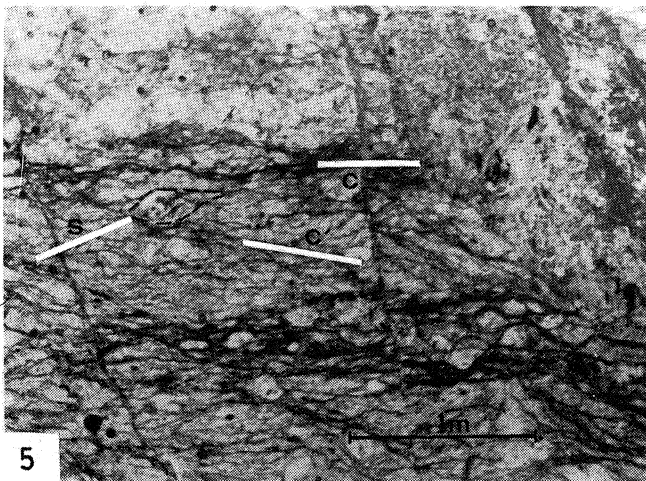
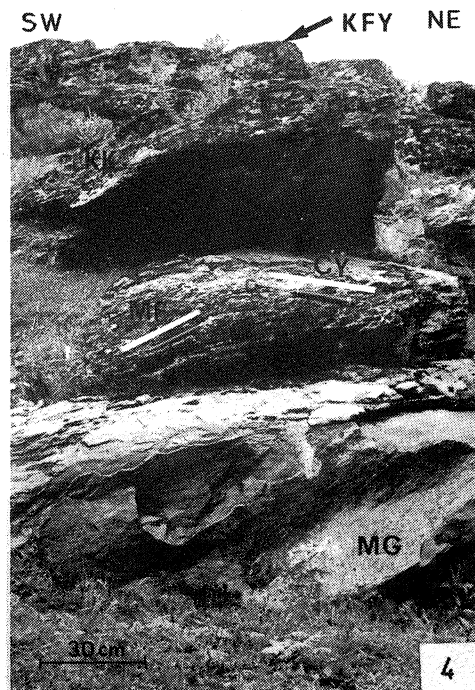
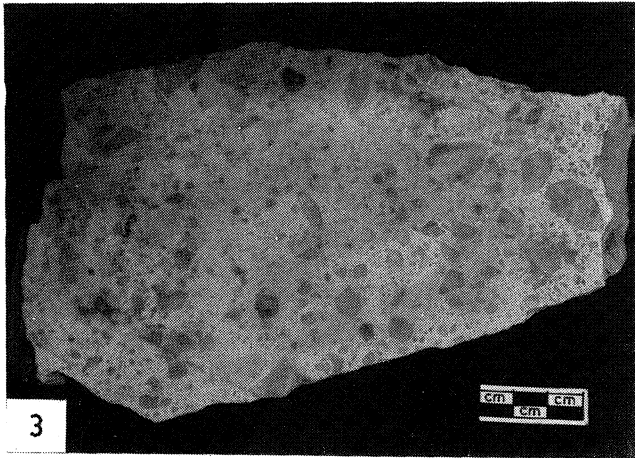
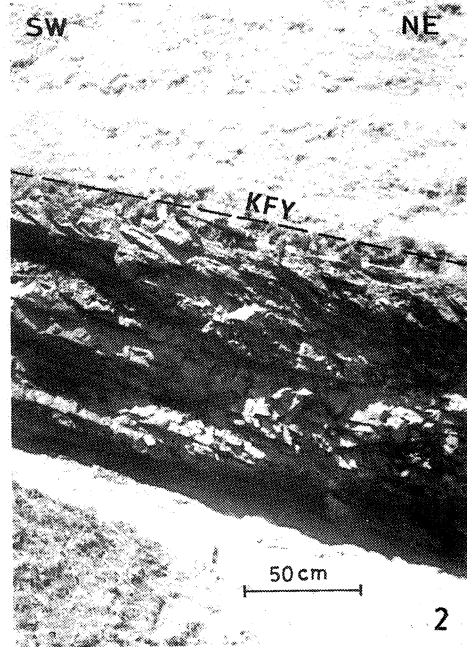
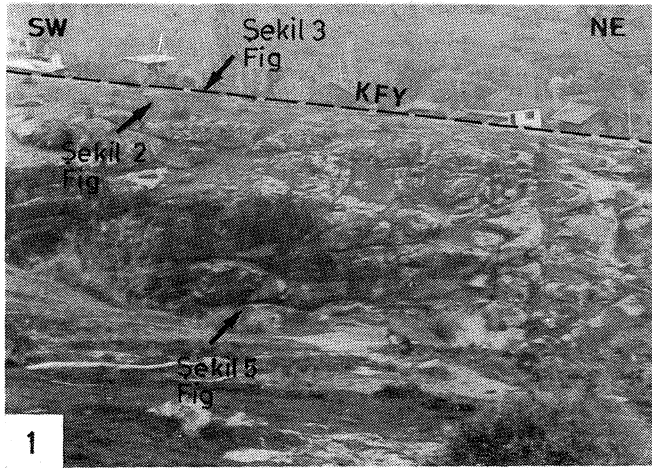
Figure 1. Cataclastic - mylonitic marbles (around Kurşunlu, the sketch of the photograph above).

Şekil 2. Dolomitik mermerlerde mezoskopik hareket yönü verileri (kroki fotoğraftan çizilmiştir).

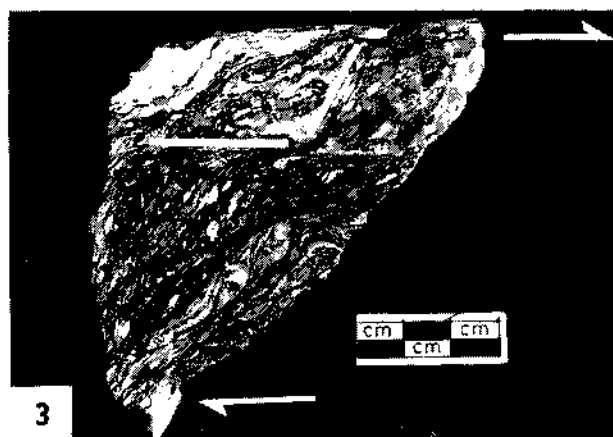
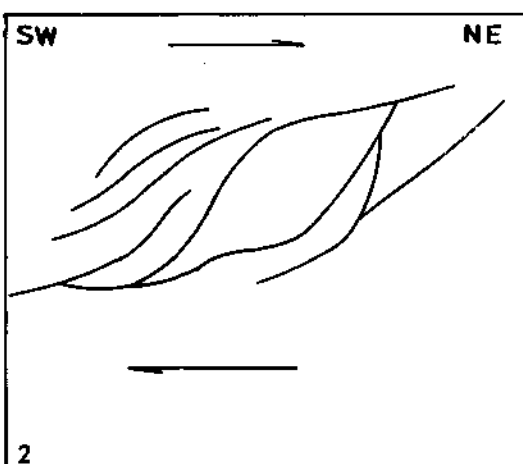
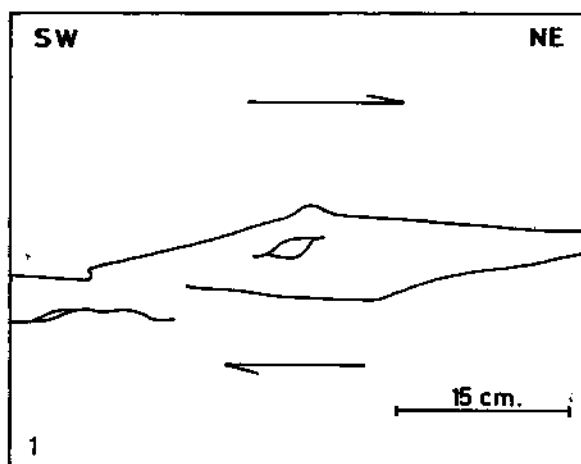
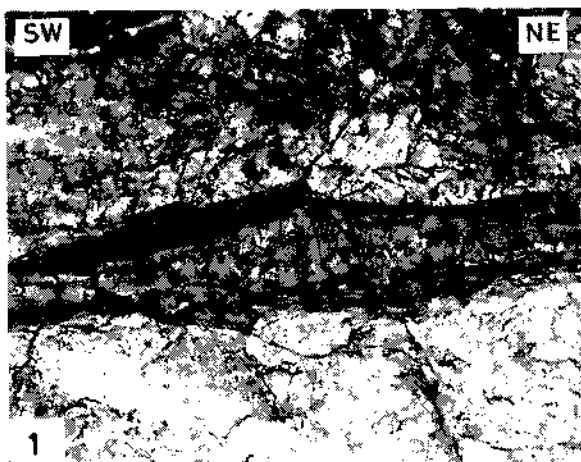
Figure 2. Mesoscopic kinematic indications at the Dolomitic marbles (the sketch of the photograph above).

Şekil 3. Milonitik mermerlerde S/C ilişkisi (S/C'ye dik kesit, sağ yönlü kayma).

Figure 3. S/C relationship at Mylonitic marbles (section is perpendicular to S/C, dextral shear sense).



LEVHA II
PLATE II





Şekil 9. Kataklastik zondaki yüksek açılı çatlaklar.

Figure 9. High angle fantes of the cataclastic zone.

birbirinden farklı olmaları (Emre ve Sözbilir, basımda) eklenince, bu grabenlerin oluşumunun simetrik olarak ve aynı anda başladığı (Hetzl ve diğ., 1995a) veya Batı Anadolu'daki tüm grabenlerin Erken Miyosen'de oluşmaya başladığı (Seyitoğlu ve Scott, 1996) düşüncelerine katılmak olanaksızdır.

2. Gediz Grabeni olarak adlandırılan yapı, Karadut Fayı'nın ilk hareketi ile oluşmaya başlayan çökelim alanının tümünü kapsar. Acidere, Göbekli, Filiztepe, Asartepe ve Mevlütlü formasyonları ile alüvyonlar bu alanda biriken tortullardır. Bu tortulların en genci olan alüvyonlar Salihli - Alaşehir ovasını oluşturur. Dolayısıyla, grabenin oluşumu, "kataklastik kayaların oluşumundan sonra, kataklastikleri kesen D - B yönlü normal düşey faylar" (Dora, 1994) ile açıklanamaz ve benzer bir yaklaşımla (Hetzl ve diğ., 1995b) sadece Salihli - Alaşehir ovası Gediz Grabeni olarak adlandırılmaz.

3. Tektonik etkinlik açısından, Salihli - Alaşehir Ovası'nın K ve G kesimleri birbirinden farklıdır. Güneyde, taban bloğunun yükselimi, grabenin kenar fayının (Karadut Fayı) oluşumundan kalıtsal blokların hareketleri, kilometrelerce uzunlukta yüksek açılı sentetik normal faylar ve "accommodation" faylarının hareketleri etkili olmuştur ve günümüzde de bu etkinlikler değişen hızlarla sürmektedir. Grabenin kuzey kesiminde ise güneydekine benzer aktif tektonizma izlerine rastlanmaz. Dolayısıyla Gediz Grabeni, kenar fayı düşük eğim açılı olan, güney kenarı aktif bir yarım grabendir.

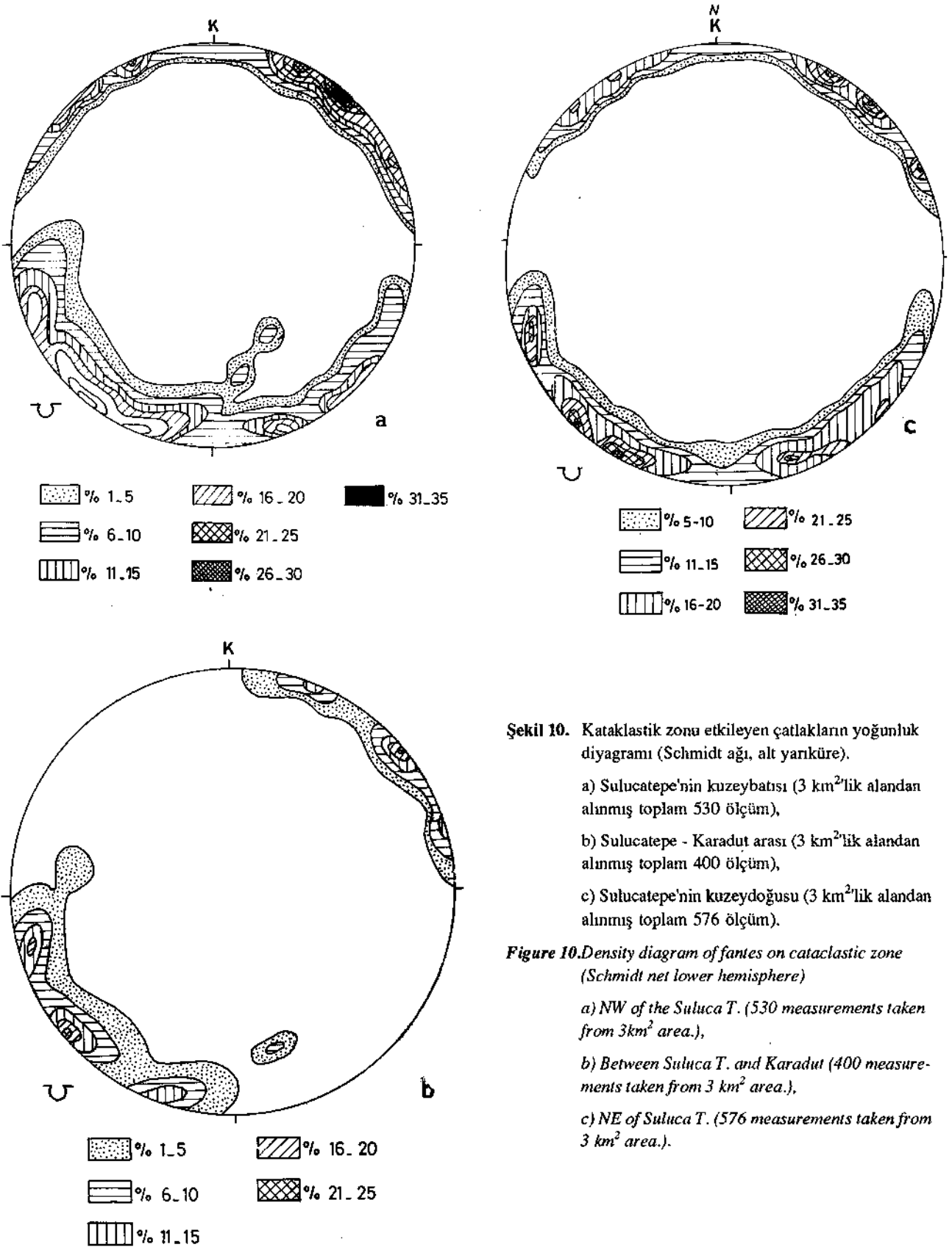
4. Karadut Fay aynası üzerinde, taban bloğu ile tortul kayalar dokanağının yakınlarında yer yer gözlenen tavan bloğu temel kayaları, düşük eğimli bu normal faya bağlı olarak hareket etmiş ve üzerindeki tortul örtünün aşınması sonucunda yüzlek vermiş kütlelerdir. Bunların "klip oldukları ve pasif kaymalarla ayrılma fayı üzerinde hareket ettikleri" (Hetzl ve diğ., 1995b) sa-

vını doğrulayan herhangi bir arazi verisi yoktur.

5. Düşük eğimli (12 - 20°) bir normal fay olan Karadut Fayı'nın oluşturduğu kataklastik ve milonitik zondaki, plastik ve gevrek deformasyon ürünü kayma verileri, aynı kinematik olayların sonucudur. Diğer bir deyişle, fay zonundaki hareketlerle milonitik deformasyonunun oluşumuna neden olan hareketler, KKD yönünde gelişmiş kayma hareketleridir. Bu yön, aynı zamanda, Karadut Fayı tavan bloğunun hareket yönüdür. Buradan da, Menderes Masifi'ndeki son deformasyonun ayrılma fayları denetiminde geliştiği sonucuna varılır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alkartuna, M., 1965, Nazilli - Aydın hattı kuzeyindeki versanların jeolojisi hakkında: MTA Enst. Derg., 65, 1 - 11.
- Alptekin, Ö., 1978, Türkiye ve çevresindeki depremlerde manyitüd frekans bağıntıları ve deformasyon boşalımı: Doçentlik tezi, KTÜ, 107 s. (yayınlanmamış).
- Anders, M.H. and Schlische, R.W., 1994, Overlapping faults, intrabasin highs, and the growth of normal faults: Journal of Geology, 102, 165 - 180.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamandereci, I.H., Poisson, A., Şimşek, Ş. ve Uysal, Ş., 1981, Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene: Tectonophysics, 79, 11 - 19.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler: MTA Enst. Derg., 73, 1-9.
- Başarır, E., 1975, Çın'ın güneyindeki metamorfiteğin petrografisi ve bireysel indeks minerallerinin doku içerisindeki gelişimleri: Doçentlik Tezi, E.Ü. izmir, 76 s. (yayınlanmamış).
- Berckliemen, H., 1977, Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Egean region; Biju - Duval, B. and Montadert, L. (eds), Structural History of the Mediterranean basins: Editions Technip, Paris, 143 - 164.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979, Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: example of the South Armorican Shear Zone: Journal of Structural Geology, 1, 31 - 42.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi: MTA Ens. Derg., 86, 14-35.
- Blenkiskop, T.G. and Tralor, P.J., 1995, Geometry, classification and kinematics of S - C and δ -C fabrics in the Mushendike area. Zimbabwe: Journal of Structural Geology, 17, 3, 397 - 408.

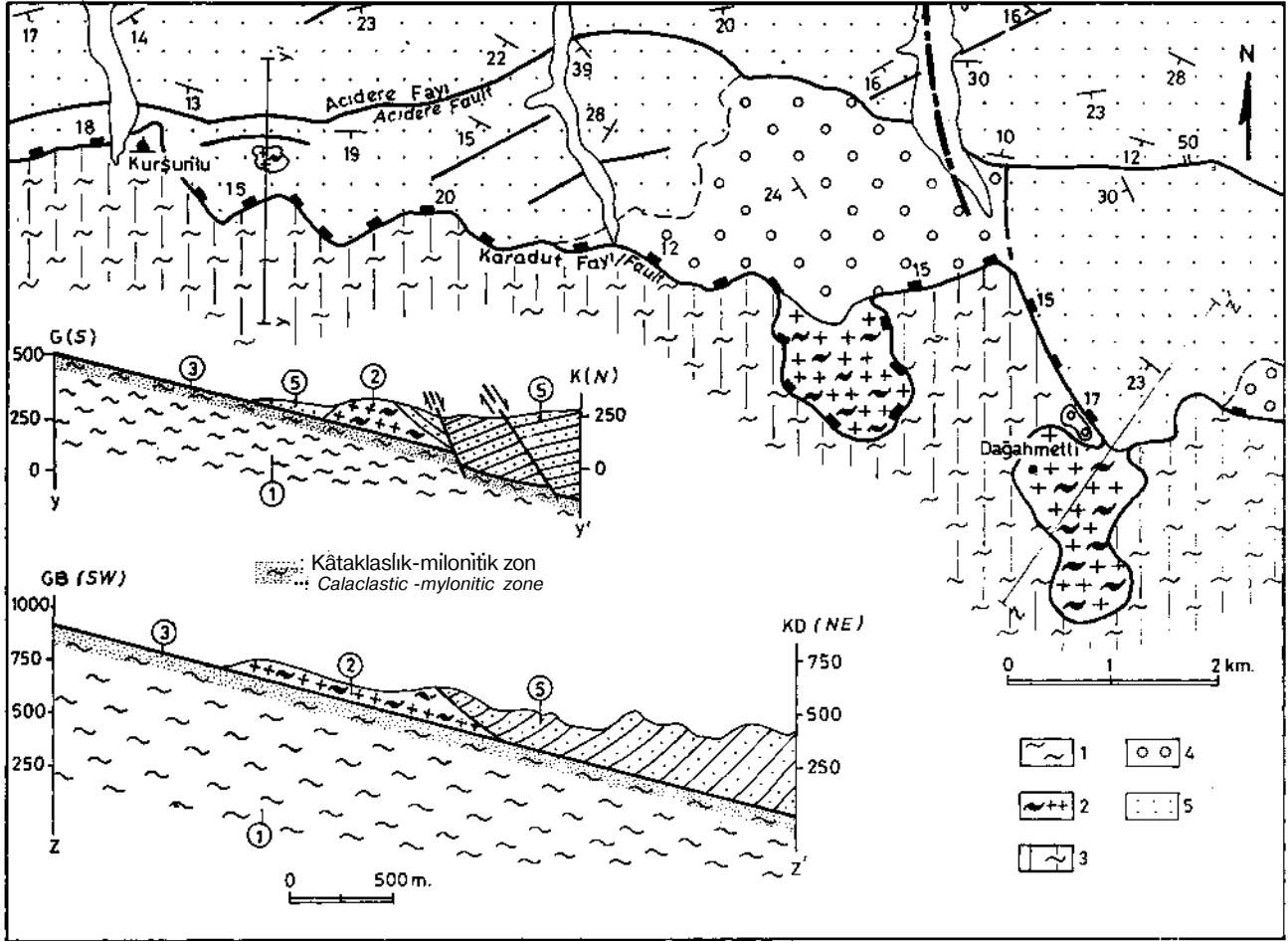


Şekil 10. Kataklastik zonu etkileyen çatlakların yoğunluk diyagramı (Schmidt ağı, alt yarıküre).

- a) Sulucatepe'nin kuzeybatısı (3 km²'lik alandan alınmış toplam 530 ölçüm),
 b) Sulucatepe - Karadut arası (3 km²'lik alandan alınmış toplam 400 ölçüm),
 c) Sulucatepe'nin kuzeydoğusu (3 km²'lik alandan alınmış toplam 576 ölçüm).

Figure 10. Density diagram of faults on cataclastic zone (Schmidt net lower hemisphere)

- a) NW of the Suluca T. (530 measurements taken from 3km² area.),
 b) Between Suluca T. and Karadut (400 measurements taken from 3 km² area.),
 c) NE of Suluca T. (576 measurements taken from 3 km² area.).



Şekil 11. Kurşunlu - Dağahmetli arasındaki jeolojik haritası ve kesitleri (yer buldum için, Şekil 1'e bakınız). 1- Şist ve mermerler, 2- Gneysik granit ve şistler, 3- Karadut fay yüzeyi, 4- Acidere Fm, 5- Göbekli Fm, diğer simgeler için Şekil 6'ya bakınız).

Figure 11. Geologic map and cross-section of between Kurşunlu and Dağahmetli. (for location see Fig. 1.1- Schists and marbles, 2- Gneissic granit and schists, 3- Detachment surface, 4- Acidere Fm, 5- Göbekli Fm, see Fig. 6 for symbol explanations).

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. and Mazzuoli, A., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea: Bull. Volcan. 473 - 486.

Bozkurt, E. and Park, R.G., 1994, Southern Menderese Masif: a incipient metamorphic core complex in Western Anatolia, Turkey: Journal of the Geological Society, London, 151, 213 - 216.

Candan, O., 1988, Demirci - Borlu arasında kalan yöre nin (Menderes Masifi kuzey kanadı) petrografisi, petrolojisi ve mineralojisi: Doktora Tezi, DEÜ, İzmir, 176 s. (yayınlanmamış).

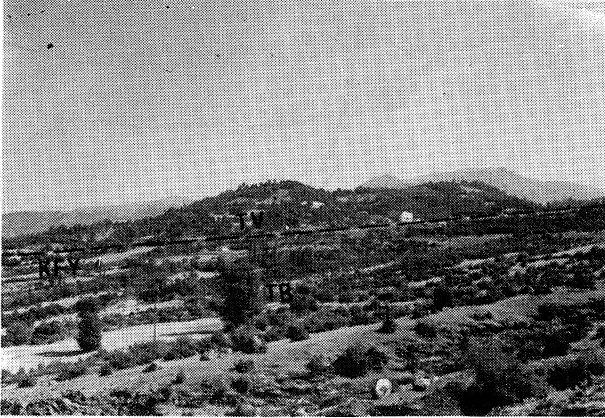
Candan, O., Dora, O.Ö., Kun, N., Akal, N. ve Koralay, E., 1992, Aydın Dağları (Menderes Masifi) güney kesimindeki allohton metamorfik birimler: Türkiye Petrol Jeologları Demeği 4, 1, 93 - 110.

Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S. ve Barka, A., 1995, Syn - rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey: Journal of the Geological Society, London, 152, 629 - 683.

Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: in Crittenden, M.D., JR, Coney, P.J. and Davis, G.H., eds, Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir, 153, 7-31.

Dart, C.J., Cohen, H.A., Akyüz, H.S. and Barka, A., 1995, Basinward migration of rift - border faults: Implications for facies distribution and preservation potential: Geology, 23, 1,69-72.

Davis, G.A. and Lister, G.S., 1988, Detachment faulting in continental extension; perspectives from the south-



Şekil 12. Karadut fay yüzeyi üzerindeki tavan bloğu temci kayaları (Şekil 11'deki z-z' kesit hattının geçtiği alan, KFY: Karadut fay yüzeyi, TB: Taban bloğu, TV: Tavan bloğu).

Figure 12. Hanging - wall slices observed above the Karadut detachment fault (Same location at the section line of z-z' as in Fig. 11, KFY: Karadut detachment fault, TB: lower plate, TV: upper plate).

western U.S. Cordillera: Geological Society of America, Special Paper, 133 - 159.

Davis, G.H. and Coney, P.J., 1979, Geologic development of the Codillera metamorphic core complex: *Geology*, 7, 120-124.

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

Dora, O.O., 1994, Menderes Masifi'nin metamorfik ve jeotektonik evrimi: Menderes Masifi Maden Arama Projesi Brifing ve Seminerleri -2, 18 - 19, MTA, izmir.

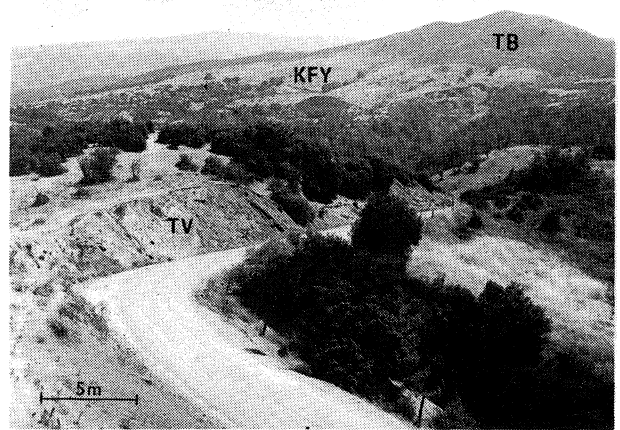
Dora, O.Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1992, Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. *Türkiye Jeol. Bült.*, 35, 1 - 14.

Dumont, J.F., Uysal, Ş. ve Karamandere, I.H., 1979, Güney batı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu: *MTA Enst. Derg.*, 92, 7 - 17.

Emre, T., 1990a, Şart Mustafa (Salihli) - Adala - Dereköy (Alaşehir) arasının jeolojisi ve Gediz Grabeni'nin yapısına bir yaklaşım: TÜBİTAK, TBAG - 732 / YBAG - 0001 nolu proje, 65 s. (yayınlanmamış).

Emre, T., 1990b, Étude géologique et structural du Graben de Gediz (W de l'Anatolie) entre Salihli et Alaşehir: *IIESCA, Izmir, Abstracts*, p. 150 - 151.

Emre, T., 1992a, Gediz Grabeni'nin (Salihli - Alaşehir arası) tektoniği: 7. Mühendislik Haftası, İsparta, Tebliğ özetleri, 33.



Şekil 13. Neojen tortulları ortasında yüzeyleyen tavan bloğu temel kayası (Kuşunlu'nun doğusu).

Figure 13. Upper plate rocks out crops within the area of Neogene sediments (E of Kuşunlu).

Emre, T., 1992b, Gediz Grabeni'nin (Salihli - Alaşehir arası) jeolojisi: 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri özetleri, 60.

Emre, T., 1995, Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri'nin jeotektoniği: KTÜ 30. yıl Sempozyumu, Trabzon, Bildiri özetleri, 42.

Emre, T., 1996, Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği: *Tr. J. of Earth Sciences*, 5, 171 - 185.

Emre, T. ve Sözbilir, H., 1995, Field evidence for metamorphic core complex detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens (West Turkey): *International Earth Sciences Colloquium on Aegean Regions, Izmir, Program and abstracts*, 15.

Emre, T. ve Sözbilir, H., Field evidence for metamorphic core complex detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens (West Turkey): *International Earth Sciences Colloquium on Aegean Regions 1995, Proceedings*, (basımda).

Ercan, T. Öztunalı, Ö., 1982, Kula volkanizmasının özellikleri ve içerdiği "Buse Surge" tabaka şekilleri: *TJK Bült.*, 25, 2, 117-125.

Erinç, S., 1955, Die morfolologischen Entwicklungsstadien der Küçükmenderes Masse: *Review Univ. Inst. Geogr. Inst.*, 2, 93 - 95.

Erinç, S., 1970, Kula ve Adala arasında gneç volkan rölyefi: *İstanbul Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, 9, 17, 7 - 31.

Evirgen, M.M., 1979, Menderes Masifi metamorfizmasına petroloji, petrokimya ve jenez açısından yaklaşım-

GEDİZ GRABENİ'NİN TEKTONİK EVRİMİ

- lar (Ödemiş - Tire - Bayındır - Turgutlu Yöresi):
Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara. 185 s.
(yayınlanmamış).
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J.A., 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969 - 70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust: *Journal of Geophysical* 81, 569 - 607.
- Hetzl, R., Passchier, C.W., Ring, U. ve Dora, O.Ö., 1995a, Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes Massif (southwestern Turkey): *Geology* 23, 5, 544 - 458.
- Hetzl R., Ring, U., Akal, C. and Troesch, M.L., 1995b, Mioocene NNE - Directed extensional unroofing in the Menderes - Massif, southwestern Turkey: *Geological Society of London Journal*, 152, 639 - 654.
- Izdar, E., 1969, Menderes Masifinin kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında: Doçentlik Tezi, E.Ü., izmir 94 s. (yayınlanmamış)?
- Izdar, E., 1975, Batı Anadolu'nun jeo tektonik gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait üniteleri ile karşılaştırılması: EÜ Müh. Bilimleri Fak. yayınları, no: 8, Bornova - İzmir.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D., 1988, The relationship between plate motions and seismic moment tensors and rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical*, 93, 45-73.
- Karamaneri, İ.H. ve Yılmaz, S., 1982, Gediz vadisinde genç tektonik olaylar ve buna bağlı jeotermal enerji alanları, Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildirileri özetleri 66, Ankara.
- Kasapoğlu, K.E., 1986, Batı Anadolu ve Ege'deki çekilme tektoniğinin sonuçları yöntemleriyle çözümlenmesi: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri, 42, Ankara.
- Kaya, O., 1982, Tersiyer sırt yitmesi: Doğu Ege bölgeler yapısı ve magmatikliği için olası bir mekanizma: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Sayı. 39-58, Ankara.
- Ketin, L., 1968, Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler: MTA Enst. Derg., 71, 129-134.
- Koçyiğit, A., 1982, İsparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 24, 15-23.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 27, 1-16.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area: *Tectonophysics*, 60, 1 -42.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981, The Aegean sea: *Philosophical Transactions of Royal Society, London, Ser. A*, 300, 357 - 372.
- Leeder, M.R. and Gawthorpe, R.L., 1987, Sedimentary models for extensional tilt - block / half - graben basins, in Coward, M.P., et al, eds., *Continental extensional tectonics: Geological Society of London Special Publication* 28, p. 139 - 152.
- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984, S - C mylonites: *Journal of Structural Geology*, 6, 617 - 638.
- Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faulting formed during continental extension in the Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11, 65 -94.
- Makris, J., 1977, Geophysical investigations of the Hellenides: *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften* 34, 124 p.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics the mediterranean region: *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109- 185.
- McKenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions: *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 55, 217 - 254.
- Mercier, J., 1977, L'arc égeen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique. Reflexions sur un exemple d'étude neotectonique: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XIX, 663 - 672.
- Papazochos, B.C. and Comninakis, P.E., 1977, Modes of lithospheric interaction in the Aegean area; Biju - Duval, B. and Montadert, L. (ens.), *Structural History of the Mediterranean basins: Editions Tecnip, Paris*, 319-332.
- Paton, S., 1992, Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey: *Journal of the Geological Society, London*, 149, 1031 - 1044.
- Savaşçın, M.Y., 1984, Yağmurlar - Çakaldoğan köyleri (Salihlili) çevresinde genç plütonizma tektonizma ilişkileri: 38. Türkiye Jeol. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, 137, Ankara.
- Seyitoğlu, G., 1996, Ege'nin Geç Senozoyik K. - G yönlü genişlemeli tektoniği: Bölgesel tektonik ve volkanik evrim modelleri üzerine bir tartışma: 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri özetleri, 31 - 33.

- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey: Geological Magazine, 128, 155 - 166.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1992, The age of the Büyük Menderes graben (West Turkey) and its tectonic implications: Geological Magazine, 129, 239 - 242.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1996, The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications: Geological Journal, 31, 1-11.
- Simpson, C. and Schmid, S.M., 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull, 94, 1281 - 1288.
- Sözbilir, H. ve Emre, T., 1990, Neogene stratigraphy and structure of the northern rim of the Büyük Menderes graben: International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, Proceedings, II, 314 - 322.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R. and Vlaar, N.J., 1988, The Hellenic subduction zone: A tomographic image and its geodynamic implications. Geophysical Research Letters, 15, 60 - 63.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance: Journal of the Geological Society, London, 136, 269 - 282.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Dizisi, Ankara, 40 s.
- Şengör, A.M.C., 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Batı Anadolu'nun Geç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Ankara, sayı. 59-71.
- Şengör, A.M.C., 1987, Cross - faults and differential stretching of hanging walls in regions of low - angle normal faulting: examples from western Turkey, in Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P., eds., Continental extensional tectonics: Geological Society, London, Special Publication, 28, 575 - 589.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şanoğlu, R., 1985, Strike - slip faulting; faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: Biddle, K.T. and Christie - Blich, N., eds., Strike - slip faulting and basin formation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37, 227 - 264.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan - African basement in Turkey: Tectonics, 3, 693 - 707.
- Şenol, M., 1983, Yeşilyar (Alaşehir - Manisa) bölgesindeki Orta Miyosen çökellerinin fasiyes özellikleri - ortam analizleri ve uranyum içerikleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özetleri, sayı. 9 - 10, Ankara.
- Tapponnier, P., 1977, Evolution tectonique de System Alpin - Méditerranée: Poinçonnement et écrasement rigide - Plastique; Bull. Soc. geol. Fr., (7), XIX, 437 - 460.
- Tekkaya, L., 1976, İnsanlara ait fosil ayak izleri: Yeryuvarı ve insan, 1, 2, 8 - 10.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay zonuunun Gerede ile İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Ankara, 12 - 29.
- United Nations, 1974, Mineral exploration in two areas: Technical report 4, DP / DN / TUR - 72 - 004 / 4, Turkey.
- Wernicke, B., 1981, Low - angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen: Nature, 291, 645 - 648.
- Westaway, R., 1990, Block rotation in western Turkey, 1. Observational evidence: Journal of Geophysical Research, 95, 19, 857 - 19, 884.
- Westaway, R., 1994, Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey: Journal of Geophysical Research., 99, no. B10, 20, 203 - 20, 223.

Makalenin geliş tarihi: 4.9.1995

Makalenin yayına kabul tarihi: 29.7.1996

Received September 4, 1995

Accepted July 29, 1996