

GÜNEYBATI ANADOLU'NUN NEOTEKTONİK YAPILARINA GENEL BİR BAKIŞ VE BÖLGENİN DEPREM ETKİNLİĞİ

Şükrü ERSOY (1), Yıldız ALTINOK (1) & Ahmet Cevdet YALÇINER (2)

(1) İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi

Jeoloji ve Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avcılar 34850 İstanbul

(2) ODTÜ İnşaat Mühendisliği Bölümü, ANKARA

ÖZ

Bölgeye ait neotektonik yapılar coğrafik olarak Muğla ile Marmaris arasında; jeolojik olarak ise Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasında kalan Likya naplarına ait allokton kayalar ile Geç Oligosen döneminden günümüze kadar olan dönemde çökelmiş kayalar içinde gelişmiştir.

Bu yapıların hangi dönemde gelişmeye başladığının saha incelemelerinden elde edilen kanıtları aynı zamanda Batı Anadolu'da kıtasal kabuğun genişlemesinin tartışmalı olan başlangıç tarihine de ışık tutacaktır.

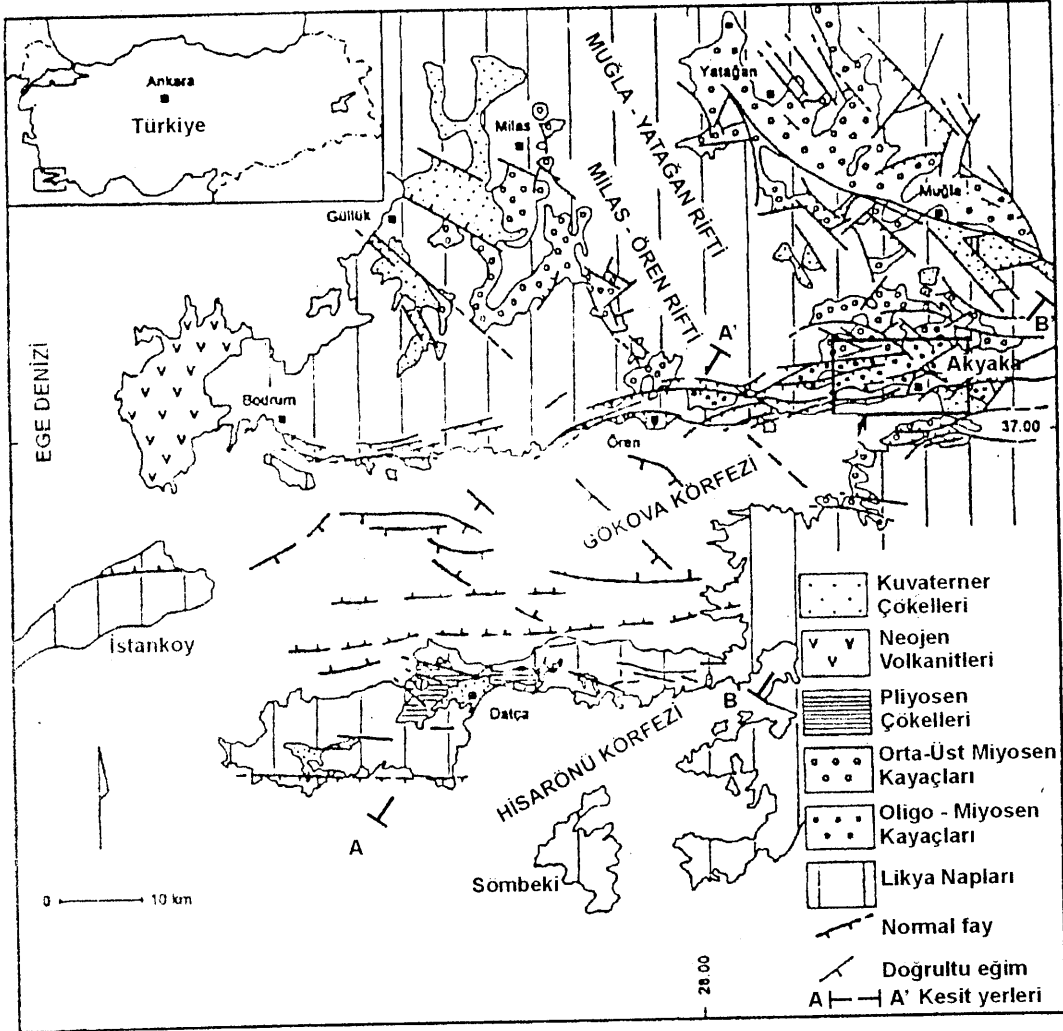
Neotektonik yapılar jeolojik etkinliklerine göre Geç Oligosen?- Erken Miyosen sıyrılma tektoniği yapıları ile Pliyosen-Kuvaterner dönemi yarı graben yapıları, kıtasal yükselme ve alçalma hareketleri ve büyüme fayı yapıları gibi genç oluşumlara ayrılır.

Bölgenin yüksek olan deprem etkinliğinin yanı sıra oluşan depremlerin bazılarının depreşim dalgası (tsunami) de yarattığı bilinmektedir.

GİRİŞ

Bodrum ve Marmaris yerleşim alanları arasındaki bölge, jeolojik anlamda kıta kabuğunun incelendiği Batı Anadolu'nun en güney sınırını oluşturur. İlgili bölge, uzun mesafeler taşınarak üst üste yığılmış ve kıta kabuğunun kalınlaşmasına neden olmuş allokton kayalar ile bunu izleyen gerilmeli dönemde normal faylarla kıta kabuğunun incelmesine, başka deyişle uzamasına neden olan neotektonik birim ve yapıların yan yana bulunması nedeniyle jeolojik anlamda önemli verileri bünyesinde taşır. Bu bakımdan tartışmalı olan Batı Anadolu'nun tektonik modeline yeni veriler sağlayacaktır. Bölgede paleocografik, stratigrafik, yapısal jeolojik-tektonik, paleontolojik, magmatik anlamda pekçok jeolojik çalışmaların (Becker-Platen, 1970; Atalay, 1980; Pişkin vd.1983; Görür vd., 1995a ve b,

Şenel, 1997; Yılmaz vd., 2000) yanında deprensellik (Soysal vd., 1981; Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991; Kuran ve Yalçiner, 1993) ve kıyı ötesi sismik çalışmaları (Kurt vd. 2000) gibi önemli jeofizik çalışmaların da varlığına rağmen bu alanın tektonik yapıları ve birimlerine henüz tatmin edici bir yorumlanamamıştır. Saha çalışmalarında gözlenen birim ve yapılardan elde edilen (özellikle neotektonik) veriler kronolojik olarak içinde sinematize edilmiş ve bölgenin güncel deprenselliğe katkısı tartışılmıştır.



Şekil-1 GB Anadolu neotektonik haritası (Görür vd.,1995 den alınmıştır)

GÖKOVA KÖRFEZİNİN BATİMETRİSİ İLE KIYI TOPOGRAFYASININ YAPISAL YORUMU

Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi'nin 1/100 000 ölçekli haritasındaki derinlik noktaları kullanılarak mekanik olarak eşderinlik eğrileri çizildiğinde ortaya çıkan batimetri şu şekilde yorumlanabilir. Körfezin en doğusunda Büyük Azmak deresinin oluşturduğu bir delta düzlüğü bulunur. Buradaki delta çökelleri alttaki tüm birimleri örttüğünden altındaki jeolojik ilişkilerin anlaşılmasına izin vermez.

Körfezin kuzeyi basamaklı tip bir topografya gösterir. Bu basamaklı tip jeometri karadaki yapısal blokların bir devamıdır. Körfezin kuzeyi güneyinden daha sarp bir topoğrafyaya sahiptir. Basamak tipi fay bloklarının sınırladığı yükseklik denizden 1000 metreye kadar varır. Kuzey kıyının doğu kısmında (Akyaka köyü çevresi) egemen olan sarp topografya, batıya doğru (Bodrum dolayında) yerini daha yumuşak bir topografyaya bırakır. Bunun nedeni kuzey kıyının doğu kısmında haşin topografyayı oluşturan fayların Ören'in (antik adıyla Ceramos) biraz batısında güneye dönerek deniz içine girmesine bağlanabilir. Bu sınır aynı zamanda jeolojik formasyonlar için de kaba bir ayırıştır. Bodrum dolayında yoğun bir Neojen volkanizması izlenirken, doğu kıyıda aynı birimleri göremeyiz. Doğu kıyıda konglomeraların oluşturduğu yaşlı molas çökelleri egemendir. Bu jeolojik farklılıklar körfezin kuzey-güney doğrultusu boyunca Bodrum ve Datça arasında da izlenir. Bodrum dolayındaki volkanikler Miyosen yaşlı iken Datça'kiler Kuvaterner'dir. Bu hayli jeolojik ilginçtir. İki birim arasındaki ilişkinin anlaşılmasına körfezin suları izin vermez. Bu durum bizce yapısal kökenlidir. Körfezin tam orta batısı yakın geçmişte (Kuvaterner başı) şimdikinden daha farklı olarak dağlık olmalıdır. İstanköy (Kos) adasının şimdiki coğrafik konumu böyle bir yapısal değişimin sonucu olabilir.

Körfezin güneyinde Datça'ya yakın kıyılarda deniz dibi topografyası aniden derinleşir. Bu derinlik 700 metrelik kot farkına neden olur. Bu derinleşmeye yarımadaanın yükselmesine bağlı olarak gelişen doğu-batı gidişli normal faylardır. Bu süreksizlikler bölgede yapılan sismik yansıma kesitlerinde de belirgin olarak görülür. Körfezinin orta kısmında ise ortamın aniden sığlaştığı sırt yer almaktadır. Deniz dibindeki dikliğe rağmen kıyılar kuzeye oranla birkaç küçük koy ve ada içeren daha yumuşak bir topografyaya sahiptir.

Gökova körfezini araştırmak amacı ile 1996 yılında MTA Sismik-1 gemisi çok kanallı sismik yansıma yöntemiyle araştırmalarda bulunmuştur. Bu sismik veriler jeolojik olarak yorumlandığında görülür ki, en doğudaki delta çökelleri içinde gaz çıkışları ya da dom olarak yorumlanabilecek yapılar vardır (Ecevitoglu vd., 1996). Benzer yapılar, Yunanistan ana karası üzerinde Helenid dağ kuşağına ait İyoniyen zonunda yapılan araştırmalarda da birimler arasına girmiş Pliyo-Kuvaterner döneminde sokulmuş Mesiniyen tuz domlarında rastlandığı (Underhill, 1988) Ersoy (1996, sözlü görüşme) tarafından ilgili araştırmacılara aktarılmıştır.

Körfezin merkezi kısmının batısında ise kuzeye eğimli bir listrik fay üzerinde güneye doğru çökel kalınlığı artarak bir yarı graben jeometrisi oluşturur (Kurt vd., 1999). Sözü edilen listrik fay büyük olasılıkla Datça yarımadasının üzerinde Pliyosen yaşlı grabeni güneyden sınırlayan büyüme fayının deniz içindeki devamıdır. Ersoy (1990, 91) un Datça yarımadası üzerinde yaptığı incelemelerde bu durum açıkça kaydedilmiştir. Bu çökeller Kos adasının tam merkezi kısımda yer alan graben dolgusu Pliyosen çökelleri ile özdeştir.

Drenaj modellerine bakıldığında onların aktif fayların sıkı kontrolünde olduğunu görürüz. Faylanma çökelmeyi de kontrol eder. Nehirlerin çoğu güneye doğru akmasına rağmen drenaj havzalarının küçük olması nedeniyle çökel akışı da azdır. Batıya doğru kuzey-güney drenajlı büyük derelerin akarken şevler ise daha az belirgindir. Nehirler tabanın yükselmesinden daha hızlı ise vadiler derine doğru kazılır ve şevler aşınarak gerileyebilir. Çünkü, körfezdeki faylar güney ve doğu kıyılara oranla Bodrum'un kıyılarına daha uzaktır. Koca çay denize eriştiği Ören'de 50 km. ye varır. Uzunluğunun büyük bir kısmında faylara

paralel olarak akarken, derin ve dar vadiler oluşturur. Drenaj havzası çok geniş olduğundan denize eriştiği yerde de geniş bir yelpaze oluşturur. Pekçok nehir yükselmiş fay bloğunun eğimli yamacı üzerinde kuzeye doğru akar. Nehirler aşındırma hızları yükselme hızından fazla olduğunda fayları kesebilir. Böyle bir durumda Koca çay sadece Ören'de güneye akar.

Faylı bölgelerde litoloji de drenaj modelini denetleyen önemli etkenlerden biridir. Litolojinin aşınmaya karşı dayanımlı olduğu yerde taban bloğundaki ana drenaj faya paralel olur. Gökova'nın kuzeyi buna iyi bir örnektir.

Litoloji aynı zamanda fayların uzunluğu ile de ilişkilidir. Kireçtaşı gibi dayanıklı litolojilerdeki fay uzunlukları gevşek tutturulmuş kayalara göre daha uzundur (örneğin, Gediz grabeninde taban bloğunu oluşturan çökeller dayanımsız kayalardan olduğundan faylar kısa segmentler halinde devam eder (Paton, 1992).

GÜNEYBATI ANADOLU'DA DEPREM OLUŞTURABİLECEK OLASILI DIRİ FAYLAR

Arazi gözlemlerinden önce bölgenin sismik aktivitesine bakılacak olursa tarihsel ve aletsel dönemde bölgede büyük depremlerin oluştuğuna ilişkin kayıtlar vardır. Güneybatı Anadolu'daki depremleri oluşturan nedenler hem tektonik, hemde volkanik kökenlidir. Bu bölgenin ilk diri fayları Şaroğlu vd. (1992) nin hazırladığı haritada gösterilmiştir.

Bilindiği gibi Girit'in güneyinde yer alan kuzeye dalmı bir yitim zonuna bağlı olarak üst levhada gelişen Santorini ve Nisiros gibi bir dizi volkanik dağ ve ada yer almaktadır. Tarihsel kayıtlar bunların püskürmesi sırasında büyük depremlerin ve depreşim dalgalarının (tsunamilerin) oluştuğunu gösterir.

Kos üzerinde grabeni sınırlayan faylarda büyük depremlerin oluştuğu çeşitli araştırmalarda ortaya konmuştur (Sieberg, 1932, Ambraseys, 1988).

Datça yarımadasını en batı ucunda yer alan Knidos antik şehrini kesen yaklaşık doğu-batı gidişli normal fayın şehri birkaç kez yıktığı bilinmektedir. MS 4. yüzyılda Rodos'u yerle bir eden depremin Knidos'ta da bazı yarımada neden olduğunun kanıtı antik kazılarda ortaya konmuştur (Sönmez,1998). Ambraseys (1981), 1865'da 6.7 büyüklüğünde bir depremin meydana geldiğini söyler. Ayrıca, Knidos'ta MS 700 yılında yerleşimi sona erdiren bir deprem olabilir (Barka, vd.,1996).

Datça yarımadasının merkezi kısmında yer alan grabeni güneyden sınırlayan KB-GD gidişli fayın bulunduğu alanda yapılan arazi gözlemlerinde halen karasal çökellerin (yamaç molozları) eşlik ettiği sin-sedimenter bir büyüme fayına tanık oluruz (Ersoy, 1990, 1991). Burada jeolojik süreçlerin devam etmesi bu fayın diri olduğunun ve deprem oluşturabileceğinin ciddi bir verisidir.

Ayrıca, Bozburun yarımadasında Hisarönü körfezi ile İçmeler arasında tüm yarımadaı kesen doğu-batı gidişli faylar diri olabilir. Örneğin, 19/6/1987 ve 5/10/ 1999 tarihli yıkıcı olmayan depremlerin merkez üsleri bu bölgeye rastlar.

Kuzeyde ise Gökova körfezini kuzeyden sınırlayan fayların deprem oluşturdıkları hem tarihsel, hem de aletsel dönemlerde bilinir. Bir delta üzerine kurulu antik Ceramos (Ören) şehrini kuzeyden dağların eteklerinden sınırlayan fayların yıkıcı depremler oluşturduğunun verileri vardır. Barka'ya göre (Ambraseys ile kişisel görüşme) MS 141 ve 142 depremleri bu fay üzerinde olmuştur. 1493 depremi ise Gökova batısında Bodrum (Halikarnassos) şehrini yok ettiği bilinir. Ayrıca, bu yerleşim alanı üzerinde kurulu, çevredeki Neojen kömürlerini işletmeye yönelik Ören termik santrali tam altından geçen bu normal fay nedeniyle depremlere karşı ciddi sınav verecektir. Aletsel dönemde son yüzyılda gelişen 1933 (Ambraseys, 1988 ; Jackson ve McKenzie, 1988), 1959 ve 1968 (McKenzie, 1972; 1978) 1983, 1994 (27/4), 1989 (19/2) gibi bazı depremlerin merkez üsleri bu bölgeye isabet etmektedir.

Bunun yanında KB-GD gidişli Muğla-Yatağan Fayı sağ yanal hareketle başlar Muğla dolayında normal bileşimli olarak izlenir. Bu fay uzun süreden beri aktif değildir. Son yüzyıl içinde bu bölge için en bilinen deprem 1941 yılında olmuştur.

BÖLGENİN NEOTEKTONİK DÖNEM JEOLJİSİ

Bu kısımda GB Anadolu'ya allokton kayaların (Likya napları) yerleşiminden sonraki dönem kast edilmektedir. Bu da Üst Eosen'den sonraki dönemdir. Geç Eosen sonları GB Anadolu'da genel bir regresyonun başladığı dönemdir. Regresyonla birlikte bölgede karasal havzalar gelişmiştir. Bunun jeolojik anlamı ise allokton kayaların Menderes Masifi'nin üzerinden taşınmasından sonra Batı Anadolu yükselmeye başlaması ve denizel alanlar gerileyerek yerini karasal alanlara bırakmasıdır. Denizel gerileme bazı yersel alanlar hariç günümüze kadar devam etmiştir.

Bölgenin allokton birimlerden oluşan temel üzerine gelen en yaşlı birim Bencik Konglomerası'dır. Bu birim Orta Eosen yaşlı (Şenel, 1997) ofiyolit klastlı ve matriksli karasal konglomeralarla başlar, Üst Lütésiye- Priaboniyen yaşlı denizel kırılımlarla bitir (Bilgin ve diğ., 1997). Ofiyolitlerin üzerine uyumsuz olarak gelen bu birim olasılıkla ofiyolitlerin üzerinde onlarla birlikte taşınmıştır. Bu birim GB Anadolu'da yersel olarak yüzeylenir. Neotektonik anlamda ilgi alanımız dışındadır.

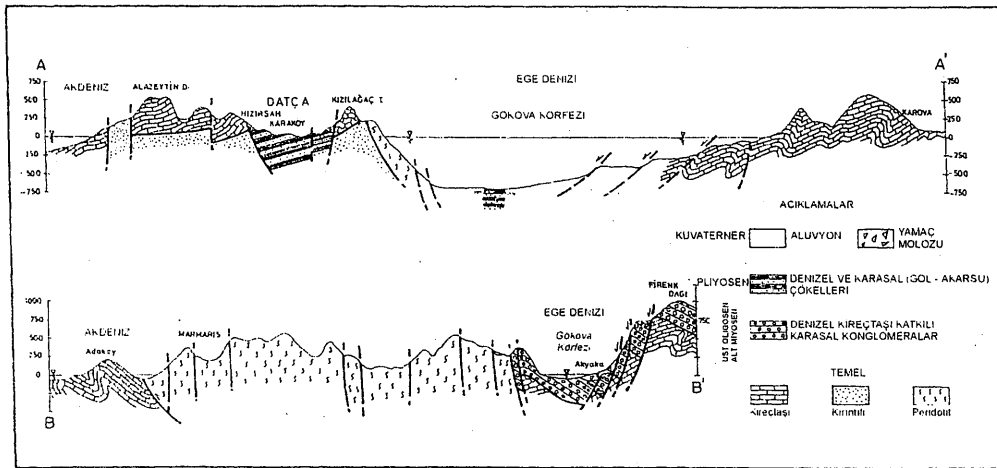
Daha yaygın olarak Gökova ile Tavas (Denizli) arasında GB-KD uzanımlı Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı molas çökelleri GB Anadolu'nun sıyrılma tektoniğinin başlangıcını göstermesi açısından ilginçtir. Bilindiği gibi kabuksal daralmadan genişlemeye geçiş yaşının Tortoniyen'de mi? yoksa Geç Oligosen-Erken Miyosen'de mi? başladığı oldukça tartışmalıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Görür vd., 1995 a ve b). Saha gözlemleri, Akyaka (Muğla) yakınlarında yüzeylenen bu karasal konglomeraların temsil edilen bu birimin temel üzerine yataya yakın tektonik bir dokanakla yerleştiğini göstermektedir. Bu bakımdan günümüzde de devam eden genişleme (ya da gerilme) tektoniğinin en güney sınırını oluşturan bu bölgedeki gözlemler neotektonik dönemin Geç Oligosen'e kadar indiğinin güçlü kanıtlarıdır. Çalışma bölgesinde sıyrılma tektoniğinin varlığı ilk kez tarafımızdan söz edilmektedir. Bu karasal çökellerin tabanındaki tektonik düzleme bakıldığında sıyrılmanın doğrultusu günümüzdeki K-G gerilmeyle oluşmuş D-B konumlu havzalardan farklı olarak yaklaşık D-B'ya yakındır. Duruş bakımından yaklaşık 90 derecelik bu farklılığı açıklamak için GB Anadolu'da hüküm süren saatin tersi yönündeki rotasyonu da dikkate almak gereklidir. Bu yataya yakın normal faylanmayla gelişmiş sıyrılmanın bölgedeki

kuzey ucu Gökova körfezinin kuzeyinde Akyaka dolayında izlenirken güney ucu ise Datça'ya kadar uzanır. Datça yarımadasının kuzey kıyısı boyunca uzanan dağlarda tabanda yüzeylenen ultrabazik kayaların üzerine karbonat matrisli genellikle kireçtaşı klastlı konglomeralar gelir. Arada ince bir zon (birkaç metre) halinde görülen listfenitik kayalar yukarıda sözü edilen iki birim arasında yataya yakın konumlu tektonik bir sıyrılma düzlemini işaret eder. Listfenitlerin gelişimi bu tektonizma sonucudur. Yaklaşık 50 kilometrelik bu uzaklık sıyrılmanın genişliğini göstermesi açısından çok önemli bir gözlemdir. Akyaka Formasyonu (Görür vd., 1995) adı verilen bu konglomeralarla onlarla yanal olarak girik durumlu resifal kireçtaşları da yer alır. Çambeleni Formasyonu (Görür vd., 1995b) adı verilen birim çalışma alanında Akbük ve Çambeleni Sırtı dolayında yüzeylenir.

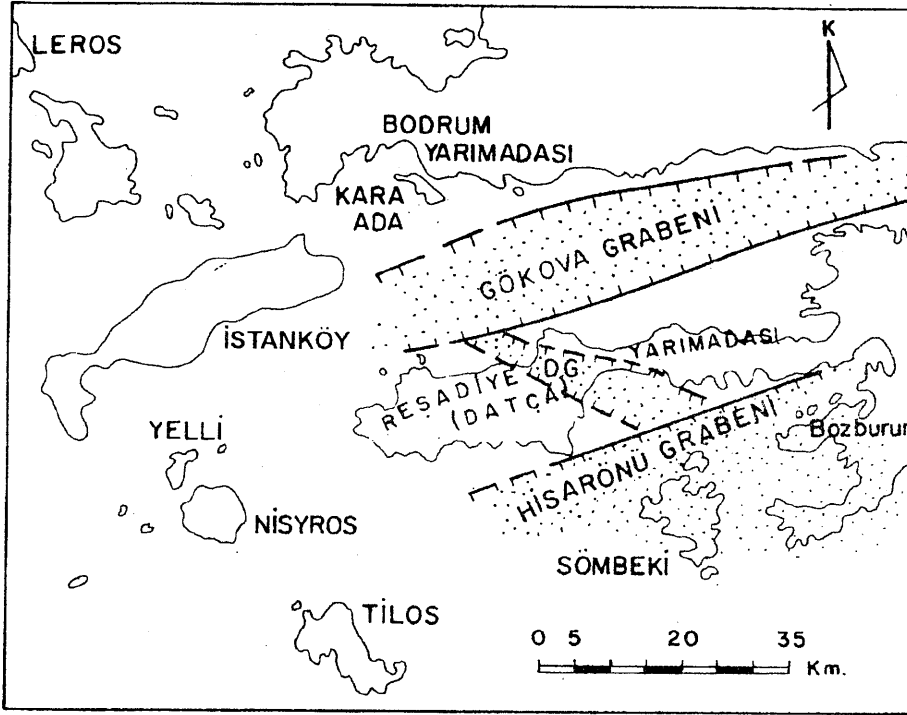
Bu birimlerin üzerine uyumsuzlukla tüm Batı Anadolu için tipik olan Orta-Üst Miyosen (Orta Astarasiyen-Türoliyen) yaşlı kömürlü, volkanik katkılı karasal (göl ve akarsu) çökeller (Turgut, Sekköy ve Yatağan tabakaları, Becker-Platen, 1970; Eskihisar Formasyonu, Atalay, 1980; Sekköy ve Yatağan Formasyonları, Hakyemez, 1989) gelir.

Gökova körfezinin en batısında Bodrum dolayında Miyosen tamamıyla magmatiklerle temsil edilir. Buradaki monzonodiyoritler biyotitlere dayalı Ar40/Ar36 radyometrik yaşlandırma ile 12.5 ± 0.3 ve 13.4 ± 0.3 milyon yıl yaş verirken volkanitler 11.9 ± 0.3 ile 17.6 ± 1.2 milyon yıl yaş verirler (Pişkin vd. 1983). En azından monzonodiyoritler gerilmeye bağlı olarak incelen kabukta üst mantodan sokulan mağmatik kütleler olarak kabul edilebilir.

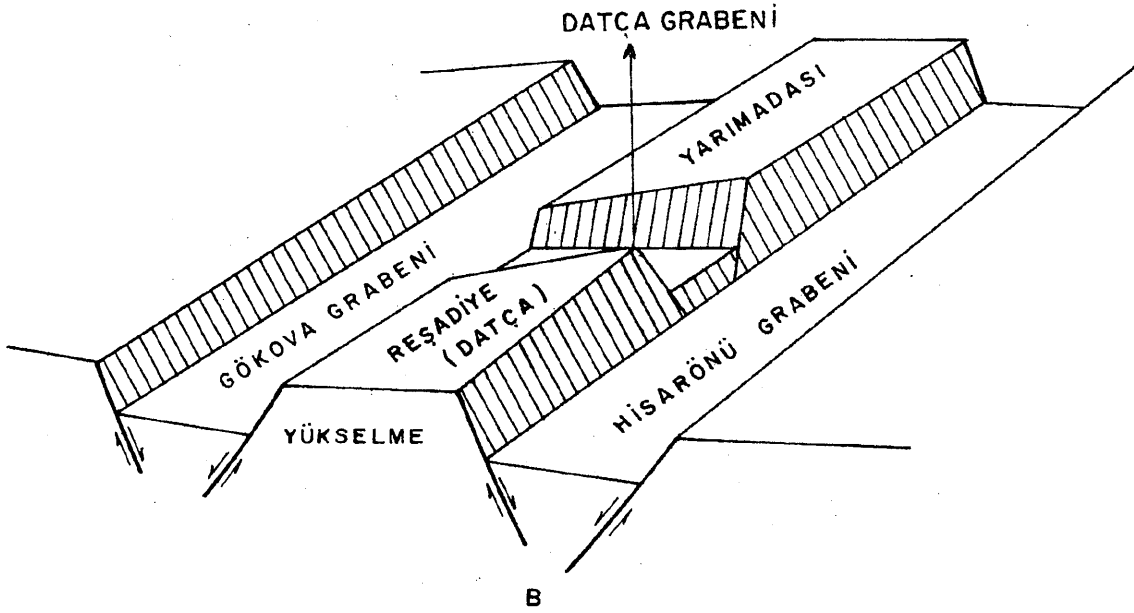
GB Anadolu'nun tek denizel girdili Pliyosen çökelleri Datça yarımadasında ve olası olarak Eşençay vadisinde yüzeylenir (Ersoy, 1991 ve 1997). Her iki alanda Pliyosen çökelleri graben dolgusu durumundadır. Datça yarımadasının tam merkezinde yer alan Datça yarigrabeni'nin (Ersoy, 1990) Pliyosen dolgusu denizel ve karasal (göl ve akarsu) fasiyeslerle temsil edilir. Yaklaşık 150 metre kalınlığındaki çökeller 12 derecelik bir eğimle kabaca güneye doğru tilt olmuştur. Pliyosen sonrası yarımada tektonik olarak yükselmesine bağlı olarak denizel girdili Pliyosen çökellerinin bulunduğu alan aşınma ortamına dönüşmüştür. Güneye doğru kalınlaşan bu çökellerin devamı İstanköy adasında (Papanikolaou ve Lekkas, 1990) ve Gökova körfezinden alınan sismik yansıma kesitlerinde (Kurt vd., 1999) de izlenir.



Şekil-2 Güneybatı Anadolu'nun jeolojik yapısını gösterir jeolojik kesitler. AA' kesiti körfezin daha batısından, BB' kesiti ise doğusundan alınmıştır.



A



B

Şekil-3 GB Anadolu'nun ana neotektonik yapılarını gösterir basitleştirilmiş harita ve blok diyagram (Ersoy, 1990)

Datça yarımadası, Pliyosen döneminden sonra genel olarak yükselmiştir. Yarımada'nın tam kısmında Kızılan köyü ile Körmen iskelesi arasında grabenin Pliyosen çökelleri günümüzde deniz düzeyinin hayli üzerindedir. Mesudiye köyü, Çeşmeköy, Sındikköy ve

Yarık tepe dolayında yüzeylenen 15m kalınlığındaki asılı akarsu taraçaları da yarımada'daki bölgesel yükselmenin önemli kanıtları arasında sayılır. Ayrıca, Emecik köyü güney kıyılarında fay kontrollü kıyusal döküntü akıntılarını temsil eden kum matrisli konglomeralar yer alır. Yaşlandırılması güç olan, fakat sadece kıyıda yüzeylenmesi nedeniyle olasılı Kuvaterner yaşlı birim günümüzde deniz düzeyinden yaklaşık 10 metre kadar yüksekte bulunmaktadır. Emecik köyü yakınında yarımada'nın en yüksek dağlarından olan (700m) Kocadağ'ın Gökova bakan kıyılarında yaklaşık 10 m kadar yüksekliğe kadar varan yamaç molosların içinde (yakalaşık 4-5 m.) eski kıyı aşınmalarını gösteren izlere rastlanmıştır (Ersoy, 1990, 91).

Yarımada'nın tektonik kontrollü yükselimine Geç Holosen döneminden de veriler sunabiliriz. Flemming (1978)'e göre, Kuşadası ile Bodrum arası çökme açısından pasif iken Marmaris ile Fethiye arası aktiftir. Kayan (1988), tektonik kontrollü deniz düzeyi değişimlerine Datça güney kıyısında Dalacak limanından örnek vermiştir. Kayan, bu bölgede yıllarca kazı yapan arkeolog Love (1973) un verilerine dayanarak Karya medeniyetine ait ilk yerleşimin MÖ ilk bin yılda Dorlar tarafından Dalacak kıyılarına yapıldığını belirtir. Dorlar buraya 4 ayrı liman inşa etmişlerdir. Bu yerleşimin kalıntıları ve buraya akan Azmak deresinin eski kıyı çökelleri deniz düzeyi değişimini göstermesi açısından önemli veriler sunarlar. Araştırmacı, son 6000 yıllık kıyı değişimini haritalamıştır. Bu haritaya göre, Geç Holosen'deki (son 6000 yıl) ilk deniz düzeyi günümüzle aynı ya da 50 cm kadar daha yüksekti. Son 3000 yıl ile limanların inşa tarihi olan son 2500 yıllarındaki deniz düzeyleri ise günümüzden yakalaşık 2 metre kadar aşağıda bulunmaktaydı.

BÖLGENİN DEPREM ETKİNLİĞİ VE DEPREŞİM DALGALARI

Batı Anadolu'nun güneybatısında etkin fay kuşakları arasında yer alan Gökova fayı ve Aksu bindirmesi önündeki genellikle tektonik kontrollü havzalarda çok sayıda ufak depremlerin ve artçı sarsıntıların tetiklendiği bilinmektedir. Batı Anadolu büyük depremlerinin odak mekanizması çözümleri ve sismik momentleri kullanılarak yapılan bir çalışmada (Eyidoğan, 1988) güneybatı Anadolu'nun yılda 13.5 mm hızla kuzey-güney yönünde açıldığını ve 0.5 mm/yıl lık hızla incelendiği bulunmuştur. Güneybatı Anadolu deprem etkinliği yüksek olan genellikle büyüklükleri 5.0 in altında olan depremlerin oluştuğu bir bölgedir. Bölgede, M.Ö.2100- M.S. 1900 yılları arasında oluşan 70'e yakın depremin 40 kadarı Rodos, Fethiye ve İstanköy Adası civarında yer almaktadır (Soysal ve diğ. 1981). Türkiye'nin güneyinde Helenik-Kıbrıs yay bölgesi içinde yer alan Pliny ve Strabo fayları son yüzyılda birçok yıkıcı depremin etkisinde kalmıştır. Bu iki fayın kuzeyinde Türkiye'nin güneybatısında ve Gökova körfezinde belirgin bir sismik etkinlik vardır. Gökova körfezi boyunca olası bir sismik boşluğun varlığı tartışmalıdır. 1970'den günümüze dek Gökova bölgesinde büyüklükleri $4.0 < M_s < 5.0$ arasında değişen 200 ün üzerinde deprem olmuştur. Güneybatı Anadolu'da aletsel dönemde büyüklükleri $M > 5.5$ olan depremler 20'e yakındır. Bunların bazıları hakkında bilgiler Eyidoğan ve diğ., (1991)'de de yararlanılarak aşağıda belirtilmektedir.

18 Mart 1926 Finike Depremi $M_s = 6.8$

Oniki Adalar bölgesinde olan deprem Finike ve Fethiye arasındaki sahil şeridinde ağır hasar yapmıştır. Haziran'a kadar süren artsarsıntılar olmuştur. Sisam, Santorini, Girit ve Konya'da algılanmıştır.

26 Haziran 1926 Rodos – Girit Depremi $M_s = 7.0$

Rodos'ta şiddetle algılanan deprem Meis adasında hasar yapmıştır. Pınar ve Lahn (1952) ye göre dışmerkez Rodos ile Fethiye arasındaki denizaltı çukurluğu olabilir. Ambraseys (1988) e göre depremin iki şoktan oluştuğu belirtilmektedir. Fethiye, Köyceğiz, Marmaris ve Datça'da fazla hasarın olmadığı biliniyor.

23 Nisan 1933 Gökova Körfezi Depremi $M_s = 6.5$

Dışmerkezi Gökova körfezi açıklarında olan bu deprem İstanköy, Datça, Bodrum ve çevre köylerde birçok evin yıkılmasına neden olmuştur (Pınar ve Lahn, 1952; Galanopoulos, 1955).

23 Mayıs 1941 Muğla Depremi $M_s = 5.9$

23 Mayıs günü öncü sarsıntılarla olmuş, ancak büyük hasar yapmamıştır. Ovuklı dağındaki yerleşimlerde ve Gökova'daki evlerde hasar vardır. İl merkezinde toplam 255 ev yıkılmıştır. Deprem Denizli'de de hissedilmiştir. Bu depremin 7 Haziran 1941 tarihinde olmak üzere hasar yapıcı artçıları olmuştur.

13 Aralık 1941 Muğla Depremi $M = 6.0$

Muğla il merkezi ve ilçelerde birçok evde hafif hasar yapmıştır. En çok hasar Yatağan'dadır. Marmaris ve Milas'ta da hasarlar vardır.

9 Temmuz 1956 Amorgos, Güney Ege Depremi $M_s = 7.5$

Amorgos adası açıklarında olan bu deprem İzmir, İsparta, Bodrum, Kütahya, Uşak, Muğla, Edirne, Bolu ve Antalya'da hissedilmiştir. İki şoktan oluşan bu depremde birinci şok $M_s 7.5$, ikinci şok $M_s=7.2$ büyüklüğündedir (Perissoratis and Papadopoulos, 1999). P dalgası ilk hareketlerine göre odak mekanizması çözümü, normal ve doğrultu atımlı bileşenleri eşdeğer ağırlıktadır.

25 Nisan 1957 Fethiye-Rodos Depremi $M_s = 7.1$

Birbirini 7 saat arayla izleyen iki deprem Oniki adada geniş hasara yolaçmıştır. 24 Nisan 1957 de olan ilk deprem daha küçük olup geniş bir alanda hissedilmiştir. Deprem; İsparta, Burdur, Aydın, Manisa, Konya, Adana, Balıkesir ve Çanakkale'de hissedilmiştir. Kıbrıs, Lübnan, İsrail ve Mısır'da da algılanmıştır.

Ketin ve Erguvanlı (1957) ya göre depremden en çok hasar gören bölgeler; Fethiye, Marmaris, Köyceğiz, Yatağan, Milas, Denizli-Çameli bölgeleridir. Rodos adasının kuzeydoğu bölümü depremi çok şiddetle hissetmiş ve kale içinde bulunan evlerde oldukça fazla hasar olmuştur.

Altan (1957), saha çalışmasında köy ve kasabaların bulunduğu bölgeleri tektonik açıdan şöyle sınıflamıştır.

1. Fethiye Körfezi ile Rodos adasındaki tektonik çukurluğun kuzeybatı kenarını oluşturan kıyı bölgeleri
2. Fethiye'nin yakın doğusundan geçen kuzeydoğu-güneybatı doğrultusundaki fay hatları ve bunların devamında uzanan Ovacık-Kaya-İncirli-Nif köylerinin bulunduğu kapalı havzalar ile, üzerinde Çameli ilçe merkezinin bulunduğu Karagöl kapalı havzası
3. Gökova körfezi-Köyceğiz tektonik çukurluğu
4. Milas ve Yatağan tektonik havzalarıdır.

24 Nisan 1957 ve 25 Nisan 1957 depremleri, P dalgası ilk hareket yönlerine göre bulunan odak mekanizması çözümlerinde doğrultu atım ve ters atım bileşenleri hemen hemen birbirlerine eşittir.

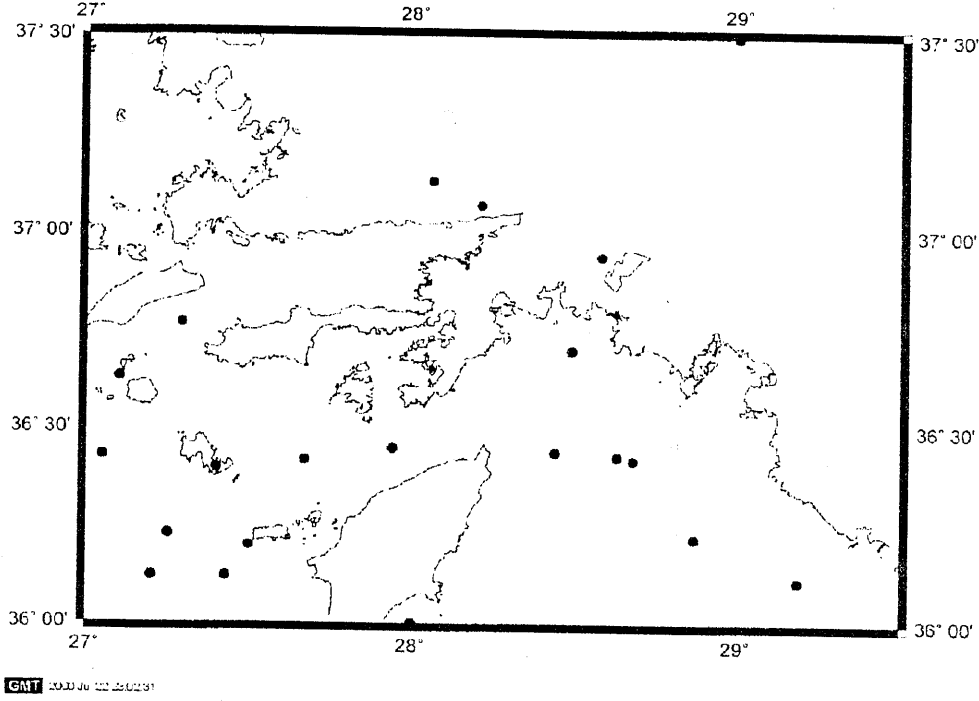
25 Nisan 1959 Köyceğiz (Muğla) Depremi $M_s = 5.7$

Ana şok ve kuvvetli artsarsıntı ile Köyceğiz gölü ve çevresinde önemli hasarlar yapmıştır. P dalgası odak mekanizması çözümlerinde normal faylanma bileşeni etkindir.

23 Mayıs 1961 Rodos – Marmaris Depremi $M_s = 6.3$

Marmaris kıyıları açıklarında olan deprem Marmaris ve Rodos adasında geniş alanlara yayılan hasar oluşturmuş, yüzlerce ev yıkılmıştır. P dalgası odak mekanizması çözümlerinde ters faylanma bileşeni etkindir.

M.Ö. 1410±100- M.S. 1999 yılları arasında yapılan araştırmada Güneybatı Anadolu'da oluşan bazı depremlerin depreşim dalgası yarattıkları belirlenmiştir. Bunların 15 civarında olduğu söylenebilir ve sırasıyla M.Ö.222, M.S. 68, 142, 554, 1481, 1609, 1741, 04.1851, 05.1851, 1855, 1856, 1856, 1926, 1948, 1956 tarihlerinde oluşan depreşim dalgaları olarak adlandırabiliriz (Altınok and Ersoy, 2000). Bu dalgaların büyük çoğunluğu Rodos ve Fethiye kıyılarında etkili olmuştur. Ege denizi ve yakın çevresinde M.Ö.1410- M.S. 1968 yılları arasında oluşmuş depreşim dalgalarının yoğunlaştığı yerlerin; Korint körfezi, Sakız adası ve yakın çevresi, Marmara denizi, Girit ve Rodos adaları ve çevresi olduğu belirlenmiştir (Altınok ve Ersoy, 1997). Nisan 1609 da Rodos adasında etkili olan depremle oluşan depreşim dalgalarıyla 10000 kişi hayatını kaybetmiştir (Ambraseys and Finkel, 1995). Şubat 1855 de Kaş civarında oluşan depremde depreşim dalgaları oluşmuş ve deniz seviyesi yükselmiştir (Calvi, 1941; Kuran and Yalçiner, 1993). 9 Temmuz 1956 da Güney Ege'de depremle oluşan depreşim dalgaları Amorgos baseninde 20'm lik yüksekliğe erişmiştir (Perissoratis and Papadopoulos, 1999). Thera (Santorini) volkanının M.Ö.1600-1300 tarihleri arasındaki patlaması ile oluşan depreşim dalgası izleri Girit, Didim ve Fethiye'de yapılan hendek çalışmaları ile saptanmıştır (Minoura vd., 2000). Dalaman'da yapılan hendek çalışmalarında, organik malzeme üzerindeki yaş tayinlerinde, en alt katmanın M.S. 1499±20, ortada bulunan katmanın M.S. 1601±20 yıllarına ve üst katmanın yakın bir döneme ait olduğu saptanmıştır. Yapılan model çalışmada, Thera volkanının patlaması ile oluşan Minos dönemi depreşim dalgalarının Girit kıyılarına 20 dakikada, Fethiye'ye ise 90 dakika içinde ulaştığı belirlenmiştir (Yalçiner vd., 2000).



Şekil-4 1900 sonrası $M > 5.5$ olan depremlerin dış merkez dağılımları.
(Veriler B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsüne aittir)

REFERENCES

- ALTAN, S. (1957), 1957, 24 ve 25 Nisan tarihlerinde Fethiye ve çevresinde olan depremler ve depremlerde hasar gören köy ve kasabaların inkişaf sahalarının jeolojik durumları hakkında rapor, Nafia Vekaleti, Yapı ve İmar İşleri Reisliği, Ankara (yayınlanmamış rapor).
- ALTINOK, Y. AND ERSOY, Ş. (1997), Tsunamis in the Aegean Sea and near surroundings, *Proceedings of the International Earth Science Colloquium on The Aegean Region, IESCA-1995*, Eds: O.Pişkin, M.Ergün, M.Y.Savaşçın, G.Tarcan, Vol.1, 215-227, İzmir.
- ALTINOK, Y. AND ERSOY, Ş. (2000), Tsunamis observed on and near the Turkish coast, *Natural Hazards Vol. 21, No.2-3, Kluwer Academic Publishers*, vol.21 N. 2-3.
- AMBRASEYS, N.N. (1981), On the long term seismicity of Hellenic Arc. *Boll. Geof. Teor. Appl.* XXIII 355-361.
- AMBRASEYS, N.N. (1988), Engineering Seismology, *Jour. Earthq. Eng. & Struc.Dyn.*, 17/1-105.
- AMBRASEYS, N.N., FINKEL, C. (1995), The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas. A Historical Review, 1500-1800, *Eren Yayıncılık*, İstanbul.
- ATALAY, Z. (1980), Muğla-Yatağan ve yakın dolayının karasal Neojeni'nin stratigrafi araştırması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 23, 93-99.

- BARKA, A., ALTUNEL, E., ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö. VE KUŞÇU, İ. (1996), Güneybatı Anadolu'nun Aktif faylarının ve Kireçtaşı Fay Şevlerinin incelenmesi. *Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı, Workshop-1* 8-9 Şubat, 1996.
- BECKER-PLATEN, J.D. (1970), Lithostratigraphische untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei). *Beihfte zum geologische Jahrbuch* 97, 244s.
- BILGIN, Z. R., METİN, Y., ÇÖREKÇİOĞLU, E., BILGIÇ, T. VE ŞAN, Ö. (1997), Bozburun-Marmaris-Köyceğiz-Dalaman (Muğla) dolayının jeolojisi. *MTA Rap.* 10008, Ankara (yayınlanmamış).
- CALVI, S. (1941), Erdbebenkatalog der Türkei und Einiger Benachbarten Gebite. No 276. *MTA Enstitüsü*, Ankara (yayınlanmamış rapor).
- ECEVİTOĞLU, B., DEMİRBAĞ, E., ULUĞ, A. VE ÖZEL, E. (1996), Preliminary Interpretation of Shallow marine seismic data from the gulf of Gökova. *National Marine Geological and Geophysical Programme. Workshop-1* 8-9 February TÜBİTAK-UNIVERSITIES-MTA, 1996.87-94.
- ERSOY, Ş. (1990), Stratigraphy and tectonics of the Reşadiye (=Datça) peninsula, SW Türkiye. *Inter. Earth Sci. Cong. on Aegean Regions (IESCA-1990). 1-6 October, Proceedings, Vol.-I, tectonic section*, 116-128.
- ERSOY, Ş. (1991), Datça (Muğla) yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği. *Geol. Soc. Of Turkey Bull.* 34, 1-14.
- ERSOY, Ş. (1997), Graben formation in the collisional belts: An example from SW Anatolia, 'Eşençay Graben'. *Inter. Earth Sci. Cong. on Aegean Regions (IESCA-1995). Proceedings*, In: Ö. Pişkin, M. Ergün, M.Y. Savaşçın & G. Tarcan (eds.) 9-14 October, Güllük 95-111.
- EYİDOĞAN, H. (1988) Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes, *Tectonophysics*, 148, 83-92.
- EYİDOĞAN, H., GÜÇLÜ, U., UTKU, Z., DEĞİRMENCİ, E. (1991), Türkiye Büyük Depremleri Makro-sismik Rehberi (1900-1988), *İTÜ Maden Fak., Jeofizik Müh. Bl.*, İstanbul.
- FLEMMING, N.C. (1978), Holocene eustatic and tectonic factors in the relative vertical displacement of the Aegean Coast. Implications for models of crustal consumption. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 289, 1362: 405-458.
- GALANOPOULOS, A. (1955), Seismiki geographia tis Hellados. *Annales Geologiques Pays Helleniques* G, 83-121.
- GÖRÜR, N., SAKINÇ, M., BARKA, A., AKKÖK, R. AND ERSOY, Ş. (1995a), Miocene to Pliocene palaeogeographic evolution of Turkey and its surroundings. *Jour. of Human Evolution* 27.
- GÖRÜR, N., ŞENGÖR, A.M.C., SAKINÇ, TÜYSÜZ, O., AKKÖK, R., YİĞİTBAŞ, E., OKTAY, F.Y., BARKA, A., SARICA, N. ECEVİTOĞLU, B., DEMİRBAĞ, E., ERSOY, Ş., ALGAN, O. GÜNEYSU, C., AND AYKOL, A. (1995b), Rift formation in Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of Aegean Sea. *Geol. Mag.* 132, (6), 637-650.
- HAKYEMEZ, Y. (1989), Kale-Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 109, 9-21.
- JACKSON, J.A. AND MCKENZIE, D. (1988), Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 77, 185-264.
- KAYAN, İ. (1988), Late Holocene Sea-Level Changes on the Western Anatolian Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68, 205-218.

KETİN, İ. VE ERGUVANLI, K., (1957), Fethiye zelzelesinin makrosismik etüdü hakkında rapor, *İTÜ Yerbilimleri ve Yeraltı Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi Sismoloji ve sismotektonik Alt Birimi Arşivi* (yayınlanmamış rapor).

KURAN, U. AND YALÇINER, A.C., (1993), Crack propogations earthquakes and tsunamis in the vicinity of Anatolia, in S.Tinti (Ed)5th International Tsunami Symposium, 1991, Tsunamis in the World, *Kluwer Academic Publishers*, 159-175.

KURT, H., DEMİRBAĞ, E. AND KUŞÇU, İ. (1999), Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multichannel seismic reflection data. *Tectonophysics* 305, 4, 477-496.

LOVE, I.C. (1973), A brief summary of excavation at Knidos 1967-1973. In: E. Akurgal (editor), *Proc. 10th Int. Cong. Classical Archeol., 1973, 2.Türk Tarih Kurumu*, Ankara.

MCKENZIE, D. (1972), Active tectonics of the of the Mediterranean region. *Geophy. Jour. of the Royal Astron. Soc.*, 30, 109-185.

MCKENZIE, D. (1978), Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophy. Jour. of the Royal Astron. Soc.*, 55, 217-254.

MINOURA, K., IMAMURA, F., KURAN, U., NAKAMURA, T., PAPADOPOULOS, G., TAKAHASI, T. AND YALÇINER, A.C., (2000), Discovery of Minoan tsunami deposits, *Geology*, 28, 59-62.

PAPANIKOLAOU, D. AND LEKKAS, E. (1990), Miocene tectonism in Kos, Dodekanase islands. *Proceedings of the International Earth Science Colloquium on The Aegean Region, IESCA-1990*. Abstracts 179-180 İzmir.

PATON, S. (1992), Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. *Jour. of Geol. Soc. London*, 149, 1031-1044.

PERISSORATIS, C. AND PAPADOPOULOS, G., (1999), Sediment instability and slumping in the southern Aegean Sea and the case history of the 1956 tsunami, *Marine Geology*, 161, 287-305.

PINAR, N. VE LAHN, E. (1952) Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, T.C. Bayındırlık Bakanlığı, *Yapı ve İmar İşleri Reisliği*, Ankara, 36, No.6.

PİŞKİN, Ö., DELALOYE, M. AND FONTIGNIE, D. (1983), Données pétrochimiques et géochronologiques sur le magmatisme de péninsule de Bodrum sud-ouest de la Turquie. *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 309-315

SEYİTOĞLU, G. AND SCOTT, B. (1992), Late Senozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Jour. of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.

SIEBERG, A. (1932), Erdbebengeographie, in *Handbuch der Geophysik*, edited by B. Gutenberg, Band 4, Borntrager, Berlin, 527-1005.

SOYSAL, H., SİPAHIOĞLU, S., KOLÇAK, D., ALTINOK, Y. (1981), Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (MÖ 2100-MS 1900) *Tubitak*, TBAG proje No.341, İstanbul.

SÖNMEZ, O. (1988), KNİDOS, Mavide Uyuyan Güzel. *Ege Yayınları*, 430s.

ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö. VE KUŞÇU, İ.(1992), Türkiye Diri fay Haritası. MTA Matbaası. Ankara

ŞENEL, M. (1997), Türkiye Jeoloji Haritaları No 1, Marmaris paftası (1/250 000), *MTA Jeolojik Etütleri Dairesi*, Ankara, 11s.

ŞENGÖR A.M.C. AND YILMAZ, Y. (1981), Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.

UNDERHILL, J.R. (1987), Triassic evaporites and Plio-Quaternary diapirism in western Greece, *Geological Society of America Bulletin*, 98, 515-527.

YALÇINER, A.C., KURAN, U., MINOURA, K. IMAMURA, F., TAKAHASHI, T. AND PAPADOPOULOS, G. (2000), Ege kıyılarında depreşim dalgası (tsunami) izleri, *Bati Anadolu Depremselliği Sempozyumu*, 24-27 Mayıs 2000, İzmir, 256-265.

YILMAZ, Y., GENÇ, Ş.C., GÜRER, F., BOZCU, M., YILMAZ, K., KARACIK, Z., ALTINKAYNAK, Ş. VE ELMAS, E. (2000), When did the western Anatolian begin to develop?. Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding Area. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 173, 353-384.

ABSTRACT

The Oligo-Miocene-Quaternary stratigraphy and structure of the SW Taurides document two-phases of crustal extension, basin formation and associated sedimentation, a history similar to W Anatolian extensional province.

The study area lies between the Menderes Massif to the north and the Beydağları autochthone to the south and comprises a complex basement (i.e. the Lycian Nappes) and the overlying Late Oligocene to Quaternary sediments. Detailed studies of these sediments carried out over 10 years in the area should shed light on the recent debate on the age of extension of W Anatolia.

The Late Oligocene?-Early Miocene sediments overlie the basement over a low angle detachment surface and are represented by conglomerates of fan-delta origin. Kinematic indicators on the detachment surface suggest top to the south shear. Zones of intense listfentitisation of serpentinite mark the detachment surface in the southern areas. No serpentinite clast is present in the overlying conglomerates there. In the northern areas, the Upper Oligocene ? - Lower Miocene conglomerates structurally overlie the basement, which is represented by marbles. Well-marked stretching lineation along the boundary trends north-south and dips to the north with low angles.

The low angle detachment surface is cut by high angle extensional faults of Pliocene-Quaternary age in the study area. These faults created half graben structures in the Gökova region. The Gökova Bay is an active graben at present, bounded by horst blocks both to the N and S. Several E-W trending, parallel, high angle normal fault blocks to the north of the Gökova Bay can be observed. These faults cut the Oligocene-Miocene sedimentary sequence and are overlain depositionally by alluvial fans of Quaternary age. The Oligocene-Miocene sedimentary sequence were tilted northward within the fault blocks. The south margin of the Gökova graben is marked by north dipping fault flocks, along which the Oligocene?-Miocene limestone conglomerates were rotated southward.