

SİSMOLOJİK, SİSMİK VE MİKROTEKTONİK YÖNTEMLERLE İSPARTA-BURDUR FAYININ İNCELENMESİ

EXPLORING THE İSPARTA-BURDUR FAULT THROUGH SEISMOLOGICAL, SEISMIC AND MICROTTECTONIC METHODS

Züheyr KAMACI^{1*}, Ali PINAR², Semir ÖVER³

¹ SDÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Isparta

² İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avcılar-İstanbul

³ MKÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Antakya-Hatay

Yayına Geliş (Received): 18.11.08, Yayına Kabul (Accepted): 29.01.09

*Corresponding author

ÖZ: Bu çalışmada Isparta ve Burdur arasında yer alan fayların kinematik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Bu kapsamda, 1) Isparta-Burdur arasında meydana gelen depremler analiz edilmiş, 2) bölgede TPAO tarafından yapılan sismik yansıma çalışmaları sonucunda elde edilen sismik kesitler yeniden yorumlanmış ve 3) çalışma bölgesinde Miyosen sonrası çökelleri etkileyen fayların kinematik analizi yapılmıştır. Isparta deprem istasyonunun kurulmasından sonra (Ekim, 1996) elde edilen geniş-bantlı dalga şekilleri analiz edilerek depremlerin faylanma mekanizması çözümleri elde edilmiş ve bu şekilde bölgedeki aktif fayların yerleri ve tipleri belirlenmiştir. Sismik kesitlerdeki görüntüler sismolojik veriler ile karşılaştırılarak bölgedeki faylardan hangileri aktif ve hangileri aktif olmadığı ayırt edilmiştir. Isparta'daki 3-bileşen geniş-bantlı kayıtlardan elde edilen depremlerin odak mekanizmaları kullanılarak gerçekleştirilen ters çözüm işlemi sonucunda günümüzde etkin olan gerilme tensörü ortaya konmuştur. Bunun yanında, arazide ölçülen özellikle Miyosen sonrası çökelleri etkileyen fayların kinematik analizi sonuçları faylanma mekanizması çözümleriyle birleştirilerek Miyosen'den günümüze kadar etkin olan gerilme tensörünün (stres tensor) durumu saptanmaya çalışılmıştır. Sonuç olarak, Miyo-Pliyosen'den günümüze kadar etkin gerilme rejimi doğrultu atım karakterindedir. Rejimi karakterize eden asal gerilme yönleri σ_1 ve σ_3 sırasıyla KB-GD ve KD-GB yönündedir. Bu da Fethiye-Burdur fay zonu boyunca sol yönlü doğrultu atım hareketini sağlamaktadır. Bunun yanı sıra, KD-GB yönlü Burdur grabeninin uzanımına dik olarak gelişen ve olasılıkla grabenin oluşumuna katkıda bulunan KB-GD yönlü açılma gerilmesiyle karakterize olan normal faylanma rejimi de gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Isparta-Burdur fayı, sismik moment tensör, gerilme tensörü, sismik yansıma kesitleri

ABSTRACT: In the frame of the present study, we determine the fault kinematics occurring between Isparta and Burdur. For this purpose 1) we determined the faulting parameters of the events that have taken place in the study region, 2) we evaluate the seismic cross-sections based on data acquired from a seismic reflection study carried out by TPAO, 3) retrieve the stress regime that was active during Miocene from the fault movements that cut the sediments accumulated before Miocene. The seismically active and inactive faults are discriminated by comparing the results obtained from the seismic cross-sections with those obtained from seismological data analysis. The kinematics of the active faults is determined through an inversion process of 3-component broadband data recorded at ISP seismic station operated since October, 1996. Moreover, the stress regime that was active during Miocene is determined from the fault movement especially from the faults that cut the sediments deposited before Miocene. Also, the focal mechanisms of the earthquakes retrieved from the 3-component broadband data are used to determine the present day stress-tensor. Thus, combining the data from the microtectonic studies carried out in the field with those of seismology enable us to propose a geodynamic evolution model for the study region from Miocene to present. Our results show that, the stress regime acting from Miyo-Pliocene till present is strike-slip. The σ_1 and σ_3 directions of the principal stress axis characterizing the stress regime are NW-SE and NE-SW, respectively. This in turn shows that the motion along the Fethiye-Burdur fault is left-

lateral strike-slip. Also, we observe normal faulting regime with NW-SE extensional direction perpendicular to the NE-SW extending Burdur graben which is likely the causative for the graben formation.

Key Words: Isparta-Burdur fault, seismic moment tensor, stres tensor, seismic reflection cross-section

GİRİŞ

Levha tektoniği açısından, Doğu Akdeniz bölgesi dünyada önemli aktif kuşaklarından birini oluşturur. Bu bölgede özellikle Afrika ve Arabistan levhalarının kuzeyde Anadolu'ya doğru hareketleri sonucunda ülkemizde deprem üreten çok önemli deformasyon kuşaklarının oluşumuna neden olmuş ve halen olmaktadır. Anadolu'nun güney kesimini oluşturan Toros kuşağı boyunca gelişen deformasyon, güneyde Hellenik ve Kıbrıs yayları boyunca aktivitesini sürdürmekte olan dalma-batma sürecine bağlı olarak gelişmektedir. Çalışma alanını oluşturan Isparta-Burdur bölgesi ve civarı, söz konusu iki yayın Anadolu'ya doğru uzantılarının devamındaki kesişim alanını oluşturan Isparta bükümünün (Brunn vd., 1971; Poisson, 1977; 1990; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1983; 1984; Poisson vd., 1990; Kissel vd. 1993; Frizon vd., 1995) içerisinde ve güney kesiminde yer alan Miyos-Pliyosen çökelimli bir havza konumundadır. Isparta bükümü Kretase ile geç Miyosene arasındaki jeolojik zaman sürecinde gelişen Lyciyan, Antalya ve Beyşehir napları ile Alanya masifi gibi çok değişik ve karmaşık tektonik birimlerini içerir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Antalya havzası, Kretase yaşlı Antalya naplarının yanı sıra, doğuda ve batıda Mesozoyik yaşlı çok karmaşık tektonik evrelerden geçmiş sırasıyla Anamas-Akseki ve Beydağları-Karacahisar otokton birimlerle sınırlıdır (Gutnic vd., 1979; Şenel vd., 1989). Bu bölgede gerçekleştirilen çalışmaların çoğu, söz konusu karmaşık birliklerin paleotektonik özelliklerini açıklamaya yöneliktir (Brunn vd., 1971; Poisson, 1977; 1984; 1990; Ricou vd., 1979; Gutnic 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1983; 1984; Robertson ve Woodcock, 1984; Hayward, 1984; Poisson, vd., 1990; Kissel vd. 1993; Frizon vd., 1995; Şenel vd., 1989). Halbuki, Isparta-Burdur havzasında neotektonik deformasyon evrimine ait çalışmalar yok denecek kadar azdır (Akay ve Uysal, 1988). Isparta bükümünün kuzey kesiminde (Boray vd., 1985) ve Orta Toroslardaki yapısal unsurlara (fay, kıvrım) dayanarak, Isparta bükümünün doğu kesiminin Pliyosen yaşlı D-B yönlü bir sıkışmanın etkisinde kaldığını ileri sürmüşlerdir. Benzer sonuçlar GPS ölçümlerine dayanarak Barka vd. (1997) tarafından bulunmuş, Anadolu bloğunun batıya hareketinin Isparta bükümünün doğu kesimindeki Pliyosen yaşlı D-B yönlü sıkışmaya neden olabileceğini belirtmişlerdir. Akay ve Uysal (1988) orta Torosların Eosen sonrasında dört ayrı sıkışma döneminin etkisinde kaldığını ve Antalya ve Adana miyosen havzalarının da Langiyen

sıkışma döneminden etkilendiğini belirtmişlerdir. Frizon vd. (1995) Isparta bükümünün Tortonian sonrasında sıkışmaya maruz kaldığını belirtmişlerdir.

Buradan hareketle bu çalışmada Isparta ile Burdur arasında kalan bölgede Miyosene'den günümüze kadar etkin gerilme rejimlerinin durumu incelenmiştir. Bölgeye ait sismik kesitlerden hareketle diri faylar haritalanmıştır. Kinematik analiz için aktif fay düzlemleri üzerindeki kayma vektörleri (çizgisellikleri) ölçülmüş olup kayma vektörleri arasında, kronolojik ilişkilerin araştırılıp olup olmadığı arazide belirlenmeye çalışılmıştır. Bu çalışmaya paralel olarak bölgedeki Isparta 3-bileşenli broad-band istasyonu ile kaydedilen depremler belirlenmiş ve kayıtlar arşivlerden elde edilmiştir. Fay ölçümleri Carey (1979) tarafından geliştirilen bilgisayar destekli ters çözüm yöntemi ile değerlendirilerek her bir kinematik lokasyon için uygun gerilme tensörü elde edilmiştir. Öte yandan kayıt edilen depremlerin sayısal verilerinden odak mekanizmalarının çözümü yapılmış ve buradan elde edilen odak mekanizmaları daha sonra Carey-Gailhardis-Mercier (1987) tarafından geliştirilen bilgisayar destekli ters çözüm yöntemi ile değerlendirilerek günümüzde etkin gerilme tensörü hesaplanmıştır.

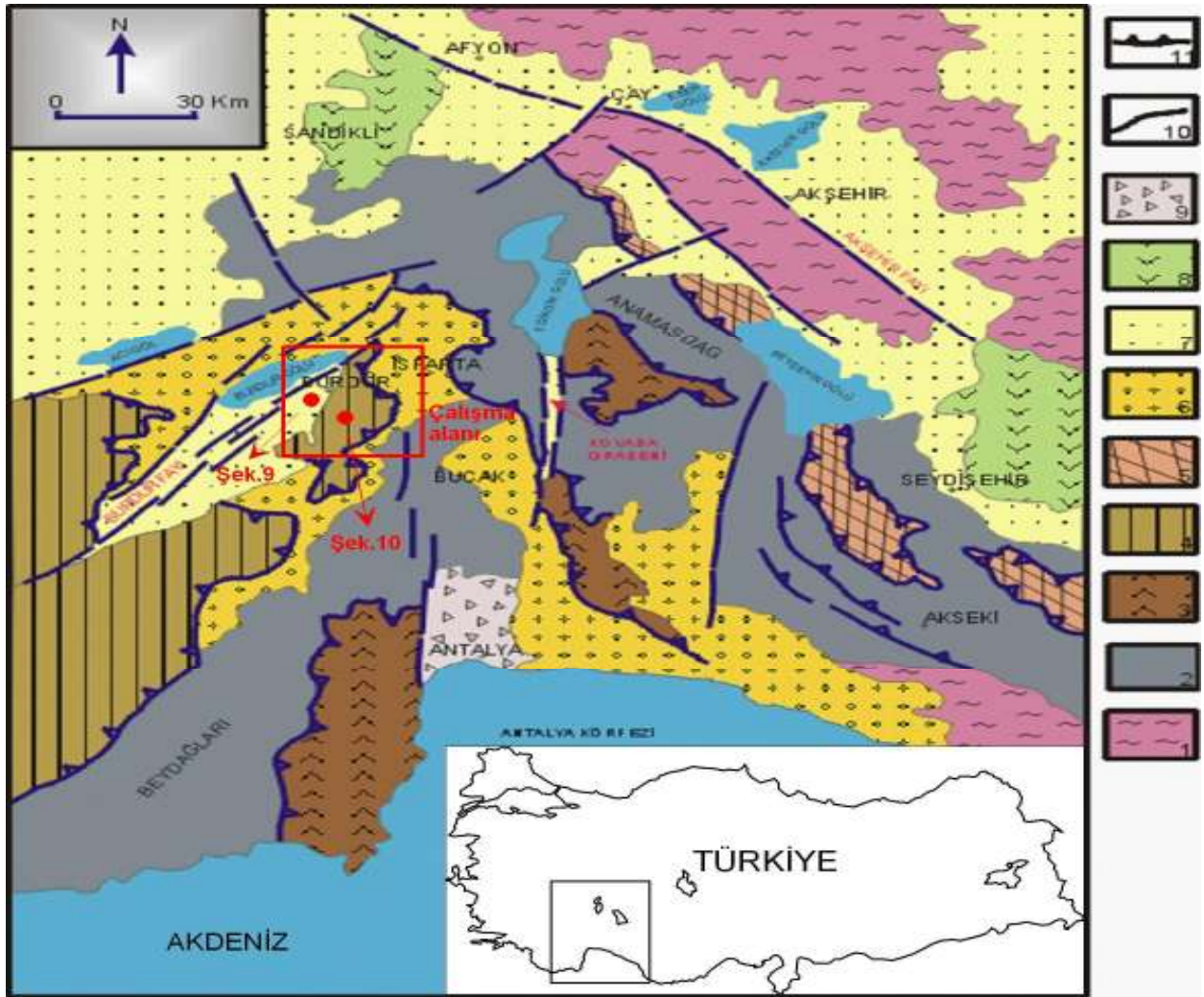
JEOLOJİ

İnceleme alanının içinde yer aldığı güneybatı Anadolu ve Batı Toroslar bölgesinde birçok yerli ve yabancı araştırmacının yanı sıra, MTA Genel müdürlüğü elemanları tarafından değişik amaçlı araştırmalar yapılmıştır. Altınlı, 1944, Dumont ve Kerey, 1975, Gutnic, 1977, Poisson, 1977, Öztürk ve diğ., 1981, 1987, Akay ve Uysal, 1985, Yalçınkaya ve diğ., 1986, Yalçınkaya, 1989, Karaman, 1986, 1990, Şenel ve diğ., 1991, 1992, 1996, Robertson ve diğ. 1997 ile Yağmurlu ve diğ. 1997 tarafından daha çok bölgenin yapısal ve stratigrafik özelliklerinin ayrıntılı biçimde araştırılmasını amaçlayan çalışmalar yapılmıştır. Ancak bölgede henüz çözüme kavuşmamış, Burdur havzasının evrimi, Burdur fayının aktif tektonik yapısı ve geometrisi gibi pek çok jeolojik sorun bulunmaktadır. Yapılan bölgesel çalışmalarda Neojen yaşlı çökel birimler ile Kuvaterner yaşlı kaba kırıntılı tortulların çökeltme özellikleri ve bunların genç tektonik deformasyonları yeterince incelenmemiş ve ayrıntılı haritalanmamıştır. Ayrıca bölgenin yapısal sorunları ve aktif faylarının depremsellik üzerine etkileri ile Neojen yaşlı çökeltme havzalarının gelişimi henüz çözümlenmemiş sorunlardır. Burdur fayının oluşum

yaşı, geometrik özelliği, yanal ve düşey atım miktarı ve bölgedeki diğer fay sistemleri ile olan ilişkileri şimdiye kadar detaylı biçimde ele alınmamıştır (Ertunç ve diğ., 2001).

Çalışma alanı GB Anadolu'da Isparta bükümü olarak bilinen coğrafik yapının KB'sında yer alır (Şekil 1). Isparta bükümü, Toros dağ kuşağının ana bileşenini oluşturan Mesozoyik yaşlı karbonat ekseninin Antalya körfezi kuzeyinde ters "V" şeklinde bükülmesi sonucu oluşmuştur. Diğer taraftan Isparta bükümü üçgen şeklinde geometrik bir yapıya sahip olup; kuzey-güney doğrultusunda 180 km.'lik uzunluğa ve doğu-batı yönünde ise yaklaşık 100 km.'lik genişliğe sahiptir. Öte

yandan büküm batıdan KD gidişli Burdur fay zone ile; doğudan ise KB gidişli Akşehir-Simav fayları ile sınırlanmıştır. K-G uzanımlı Eğirdir-Kovada grabeni Isparta Bükümünü tektonik olarak iki bölüme ayırmaktadır. Bükümün batı kanadı üzerindeki yapısal çizgiler daha çok KD uzanımlı olmasına karşın, doğu kanadı üzerindeki çizgiler büyük bölümüyle KB gidişlidir. Isparta Bükümünü sınırlayan Burdur ve Akşehir fayları K-G yönlü kompresyon kuvvetlerin etkisi altında gelişen makaslama özelliğine sahip fay sistemlerini temsil etmektedir (Ertunç ve diğ., 2001).



Şekil 1. Burdur ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Şenel, 1997). (1) Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar, (2) Mesozoyik yaşlı karbonat kayalar, (3) Antalya napları, (4) Likya napları, (5) Beyşehir-Hoyran napları, (6) Denizel tersiyer tortulları, (7) Karasal neojen tortulları, (8) Neojen volkanitleri, (9) Antalya travertenleri, (10) Nermal faylar, (11) Bindirme fayları.

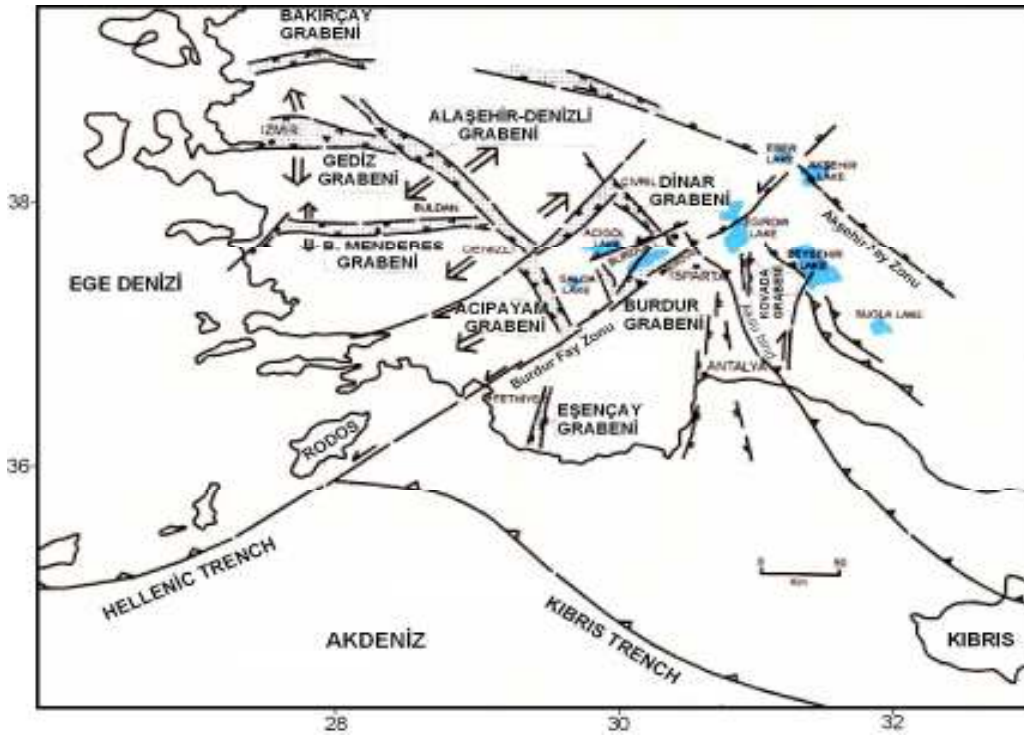
Figure 1. The simplified geologic map of Burdur and its vicinity (Şenel, 1997). (1) Metamorphic rocks of Paleozoic age, (2) Carbonate rocks of Mesozoic age, (3) Antalya naps, (4) Likya naps, (5) Beyşehir-Hoyran naps, (6) Oceanic Tertiary sediments, (7) Continental Neogene sediments, (8) Neogene volcanic rocks, (9) Antalya travertens, (10) Nermal faults, (11) Thrust faults.

Isparta Büklümünün batı kanadını oluşturan Mesozoyik yaşlı karbonat kayaların Beydağları otoktonunu oluşturmasına karşın, doğu kanadını meydana getiren karbonat istif Akseki-Anamas platformunu oluşturur. Her iki platform birbirinden tektonik olarak Antalya ofiyolitik napları tarafından ayrılır. Diğer taraftan Likya, Beyşehir-Hoyran ve Bozkır napları Isparta büklümünü batıdan ve doğudan kuşatır (Ertunç ve diğ., 2001). İnceleme alanı çevresinde yeralan kaya birimlerini otokton ve allokton olmak üzere iki grup içinde toplamak mümkündür. Otokton kaya birimleri Beydağlarını meydana getiren kırıntılı ve karbonat bileşimli tortul kayalardan oluşurken, allokton birimler ise Likya naplarına ait daha çok ofiyolitik kaya birimlerinden oluşur.

Çalışma bölgesinde yeralan en yaşlı otokton birim, Eosen yaşlı "Kayıköy formasyonu" olarak bilinen türbiditik kökenli kırıntılı tortullardan meydana gelir. Likya naplarına ait "Gökçebağ Karmaşığı" Kayıköy formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelir. Gökçebağ karmaşığı çoğunlukla filişten oluşan bir matriks içinde düzensiz olarak dağılmış egemen olarak serpantin ve peridotitlerin yanısıra radyolarit, çört, sipilitik bazalt ve kireçtaşı bloklarından oluşan, düzensiz iç yapılı kaotik bir topluluktur. Gökçebağ karmaşığı üzerinde iyi pekleşmiş, polijenik çakıltaşlarından oluşan Karaburun formasyonu uyumsuz olarak bulunur. Burdur Gölünün güneyindeki alanlarda yersel olarak gözlenen bu birim,

Burdur Gölünün kuzey-kuzeybatı bölümlerinde oldukça geniş bir yayılıma sahiptir. Burdur Gölünün kuzeyinde Karaburun formasyonunun eşleniği durumundaki tortullar Göktaş ve diğ. (1989), Şenel, (1997) tarafından "Acıgöl Grubu" olarak tanımlanmıştır (Ertunç ve diğ., 2001).

Bölgede Alt Pliyosen ve sonrası dönemde daha çok KD, KB ve K gidişli uzanımlar gösteren normal ve oblik karakterde faylar oluşmuştur. Bu fayların bir çoğunun aktiviteyi günümüzde de sürmektedir (Ertunç ve diğ., 2001). Burdur ve çevresinin sismotektonik özelliklerinden söz edilecek olursa; Burdur şehir merkezi tümüyle Batı Anadolu'nun en önemli aktif faylarından biri olan Burdur fay zonu üzerinde kurulmuştur. Fethiye ile Burdur arasında uzanım gösteren Burdur fayı, yakın zamanda birçok deprem oluşturmuş önemli kırık hatlarından biridir. 1914, 1957 ve 1971 yıllarında Burdur-Fethiye arasında büyüklükleri 6.1 ile 7.1 arasında değişen üç önemli deprem kaydedilmiştir. Şekil 2'de verilen KB Türkiye'nin sismotektonik haritası incelendiğinde, 1900-2000 yılları arasında oluşan 5'den büyük magnitudlü depremlerin Burdur fayının Fethiye Körfezi'nden sonra Ege Denizi içinde de devam ettiğini görülmektedir. Bu çalışmada, Burdur fayının Batı Anadolu'nun jeotektonik çatısı içindeki konumu ortaya konacak ve Burdur fay zonu içinde meydana gelen güncel ve genç deformasyon yapılarının geometrik özellikleri kısmen incelenecektir.



Şekil 2: Burdur fayının bölgesel tektonik yapı içindeki konumu (Yağmurlu, 2000).

Figure 2: The Burdur fault within the regional tectonic frame (Yağmurlu, 2000).

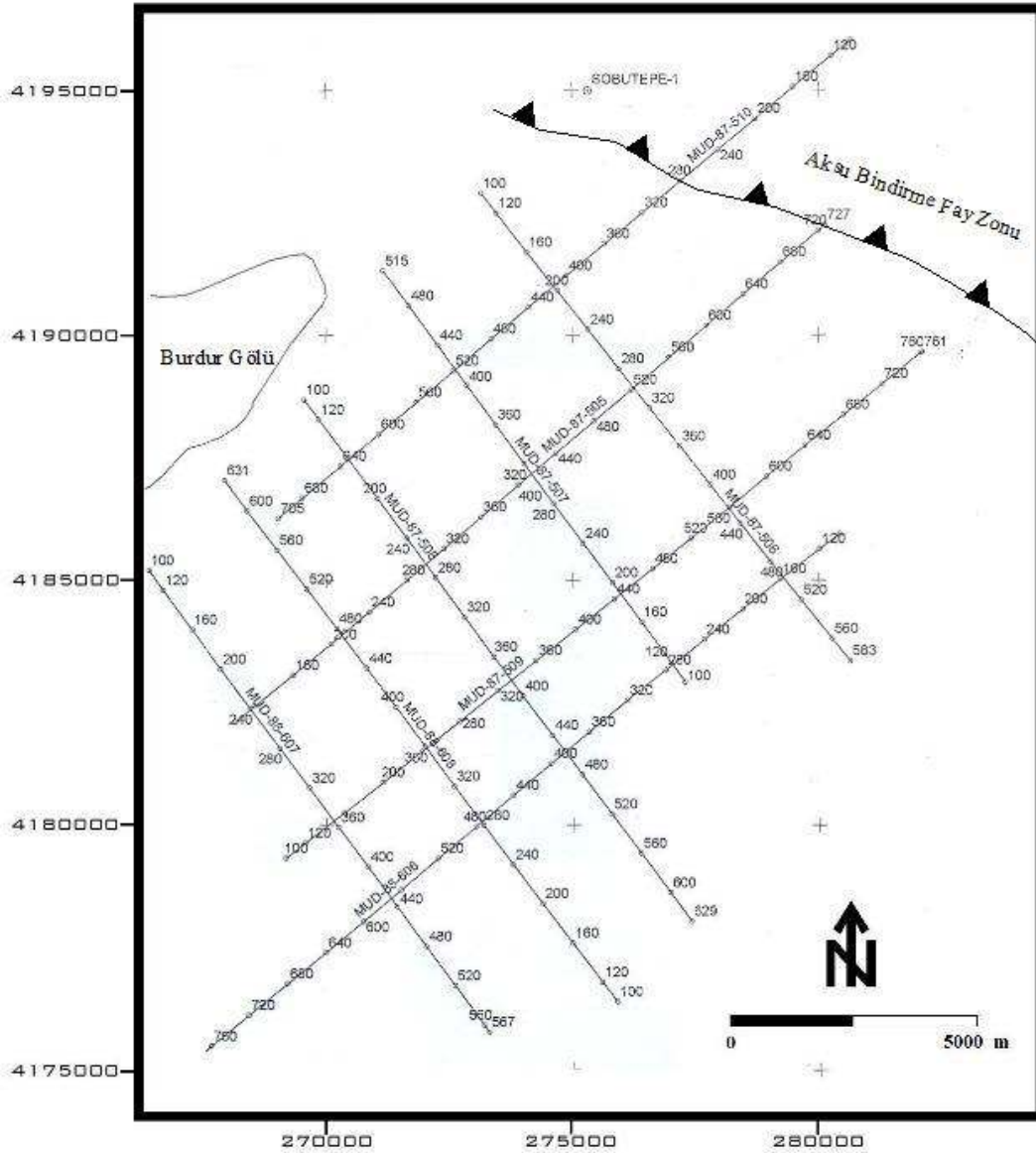
SİSMİK VERİLER VE YORUMU

Isparta-Burdur arasındaki bölgede 1987-1988 yıllarında TPAO tarafından 5'i KB-GD yönünde ve 4'ü GB-KD yönünde olmak üzere 9 adet sismik yansıma verisi profilleri alınmıştır (Şekil 3).

Bu sismik yansıma verilerinin temel veri toplama parametreleri şu şekilde sıralanabilir; katlama (CDP) 60, örnekleme aralığı 4 ms, kayıt uzunluğu 5 sn ve kanal sayısı 240'dır. Enerji kaynağı olarak dinamit kullanılmıştır. Bunlardan hem yığma hem de migrasyonu yapılmış kesitler göz önünde bulundurularak yorumlamada kullanılmıştır. Sismik profillerden veya hatlardan bu çalışmanın amacına uygun şekilde yorumlamak üzere veri kalitesi yüksek olan 507 ve 510 no'lu hatlar yorumlanmak üzere

seçilmiştir (Şekil 3). Bu sismik saha kesitlerinde uygulanan veri işlem aşamaları (Al-Sadi,1982 ve Us, 1993) sırasıyla; 1) Veri düzenlenmesi (Demultiplexing), 2) Gerçek genlik kurtarımı (TAR) 3) Veri ayıklama (Data Editing) 4) Yığma öncesi ters evrişim (Dekonvolüsyon) 5) Statik düzeltme (Static Correction) 6) Dinamik düzeltme (NMO) 8) Kırılma dalgalarının atılması (Muting) 7) Yığma işlemi (Stacking) 8) Yığma sonrası ters evrişim (Dekonvolüsyon) 9) Süzgeçleme (Filtering) 10) Dengeleme (Equalization) 11) Göç İşlemi (Migration) 12) Uyumluluk (Coherency) 13) Sismik zaman kesiti (Seismic Section).

Araştırma bölgesinde yer alan ve bölgenin derin yer altı yapısını aydınlatacak 510 ve 507' nolu sismik kesitlerin yorumu:



Şekil 3: Çalışma alanına ait 9 adet sismik profilleri gösteren bulduru haritası.

Figure 3: A map indicating the location of the 9 seismic profiles in the study region.

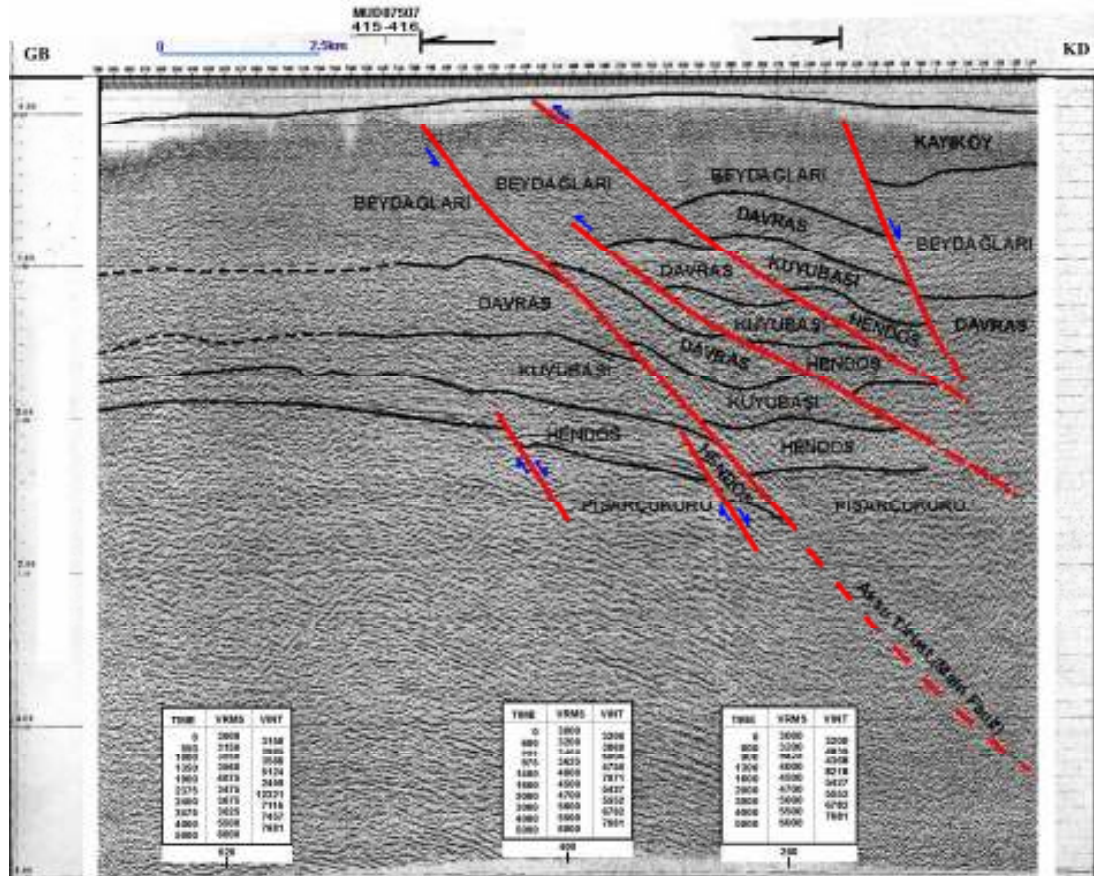
1-) 510'nolu sismik kesit:

Bu kesit (Şekil 4) derinlik kesiti olarak yorumlanırken çalışma alanında yer alan yaklaşık 2.5 km uzaklığında ve kuzeyinde TATNEFT şirketi tarafından yaklaşık 2875 m derinliğinde açılan sondaj verileri ve sismik kesitleri göz önünde bulundurulmuştur.

Buradan hareketle GB-KD yönünde alınan sismik zaman kesitinin düşey eksenini düşey gidiş-dönüş zamanı (Two-Way Travel Time= TWTT= Düşey Gidiş-Dönüş Zamanı) 5 saniye ve yatay eksenini de yaklaşık 15 km olarak almıştır.

Aksu bindirme zonu bu kesitte açıkça görülmektedir. Bu yöredeki bindirme zonu çok katlı gelişmiş bindirme ve ters faylardan oluşmaktadır. Bunun yanı sıra Aksu ters ana fay zonu her iki tarafında yersel olarak normal faylar da gözlenmektedir. Bu 510 nolu sismik kesit 507 nolu kesiti 415 ile 416 istasyonunda yaklaşık birbirlerini dik olarak kesmektedirler. Bu 510 nolu kesit derinlik boyutunda yorumlandığında yaşlı birimden en genç birime kadar sırasıyla; **Pisarçukuru Kireçtaşı**: Üst-Triyas yaşlı olup egemen olarak çok kalın katmanlı Oolitik

kireçtaşlarından yapılmış ve yaklaşık 4500 m/s sismik hızla sahiptir. **Hendos Dolomiti**: genellikle orta ile koyu grimsi çok bitümlü ve iri kristallidir. Hendos dolomitinin yaşı Alt Jura'dır ve sismik hızı yaklaşık 4000 m/s'dir. **Kuyubaşı Dolomiti**: açık gri renkli, şekerimsi dokulu olup iyi gelişmiş bir porozite özelliği gösterir. Dolayısıyla birim iyi sayılabilecek bir gözenekliliğe sahiptir ve sismik hızı yaklaşık 3500 m/s olup birimin yaşı olasılıkla orta Jura'dır. **Davras Formasyonu**: egemen olarak açık gri-koyu gri renkli, kalın tabaklı dolomit, dolomitik kireçtaşı ve siyahımsı şeyl ara katkılarından oluşur, formasyonun yaşı olasılıkla üst jura olup sismik hızı yaklaşık 3250-3500 m/s arasındadır. **Beydağları formasyonu**: formasyonu oluşturan kireçtaşları çoğunlukla açık ile koyu grimsi orta-kalın katmanlı kısmen dolomitiktir. Formasyonun yaşı alt-üst Kretase zaman aralığı içinde değişir. Sismik hızı yaklaşık 3000-3250 m/s arasındadır. **Kayköy Formasyonu**: genellikle kumtaşı-şeyl ardalanmaları ve yersel kireçtaşı ara tabakalardan oluşur. Birimin yaşı orta eosen (Luteryen) dir. Sismik hızı ise yaklaşık 3000 m/s dir.



Şekil 4: 510 nolu sismik kesit ve yorumu.

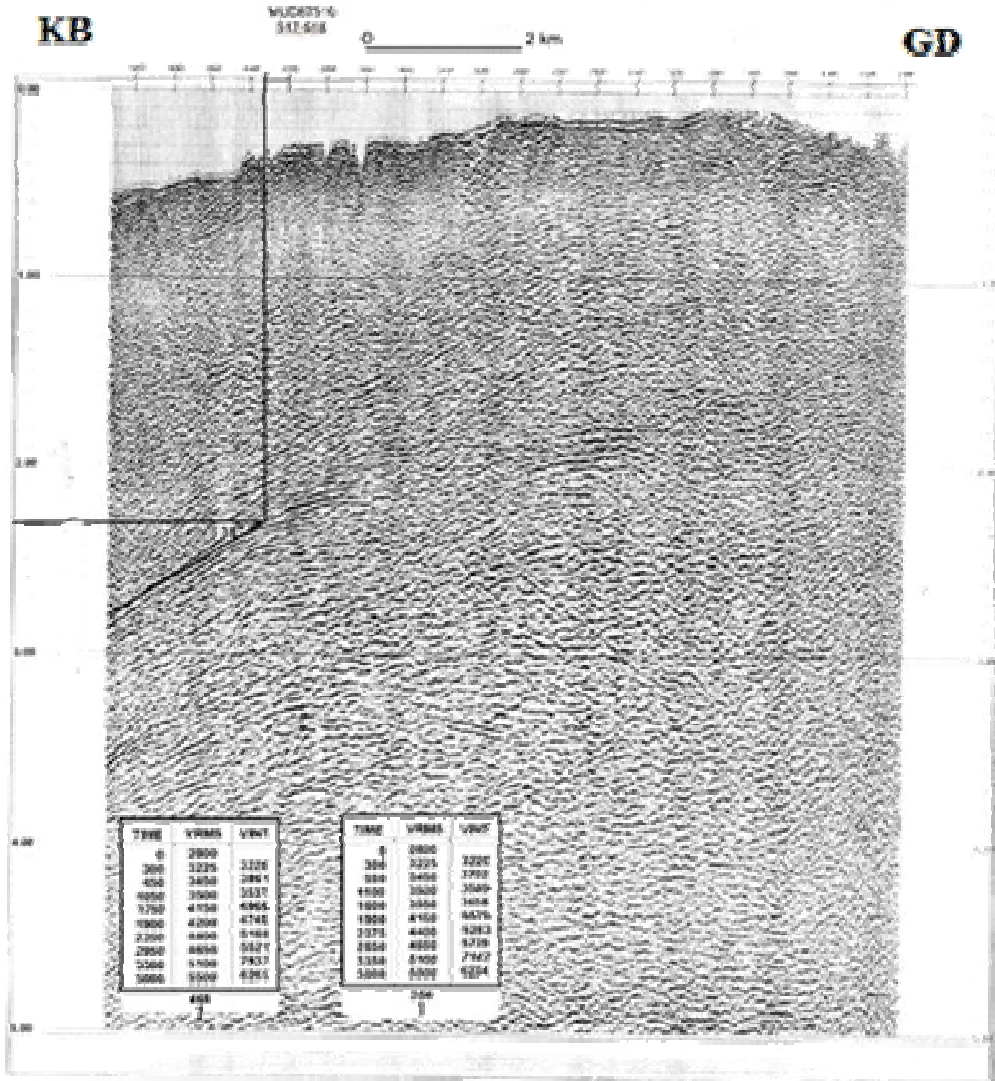
Figure 4: The cross-section 510 and its interpretation.

2-) 507' nolu sismik kesit:

KB-GD yönünde olan bu sismik kesit (Şekil 5) 510' nolu sismik kesitin 517-518 istasyonları arasında hemen hemen birbirini dik olarak kesmektedir. Yaklaşık uzunluğu 10 km olan bu sismik kesitte 5 saniyelik TWTT kayıtları mevcuttur. 510 kesitinde yaklaşık 2.0-2.2 saniye mertebesinde görülen seviye bu kesitle 2.0 saniyeden 2.8 saniyeye kadar Burdur gölüne doğru yaklaşık 38°'lik bir eğimle uzanmaktadır. Bunun,

Burdur gölü boyunca KD-GB uzanan bir graben yapısı olduğu bölgenin gravite verilerinden de anlaşılmaktadır.

Söz konusu benzer seviyenin de 510 nolu sismik kesitteki seviye ile aynı sismik hız değerine sahip olduğu görülmektedir. Hatta bu seviyenin göle doğru eğiminden oluşturduğu düşünülen graben yapısından dolayı sismik hızların da diğer 510 nolu sismik kesitteki değerine göre tektonizmadan dolayı 300-400 m/s'lik bir düşüş gösterdiği görülmüştür.



Şekil 5: 507 nolu sismik kesit ve yorumu.

Figure 5: The cross-section 507 and its interpretation.

SİSMOLOJİK VERİLERİN ANALİZİ

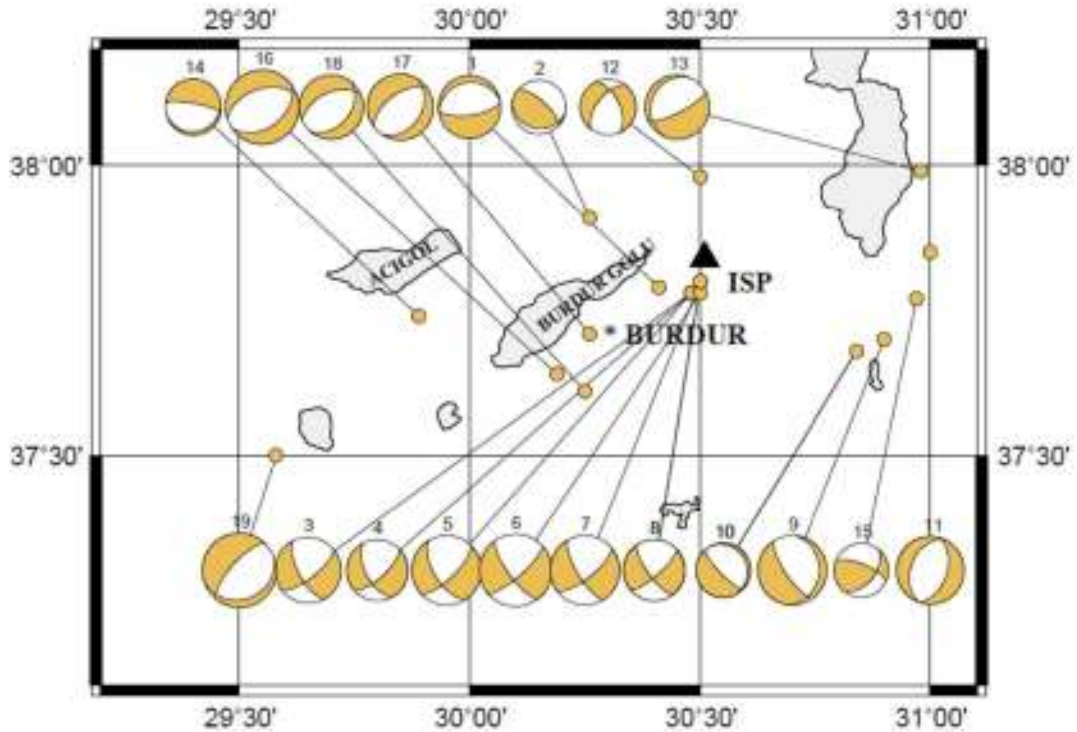
Dünyada, 1960'lı yılların başından sonra standart sismograf ağları kurulmaya başlanmış ve bu tarihten itibaren Burdur-Isparta yakınlarında 12 Mayıs, 1971 Burdur depremi (Ms=6.3) dışında magnitudü M=5.5'ten

daha büyük depremler meydana gelmediği için bölgenin sismotektoniği hakkında bilinmeyen pekçok nokta vardır. Bu nedenle bölgenin tektoniği hala bir tartışma konusudur.

Buna karşılık, son yıllarda sismolojide pek çok yenilikler yaşanmıştır. Bunların en önemlilerinden birisi geniş-bantlı deprem kayıtçılarının yaygın olarak kullanılması ve bu deprem istasyonlarında kaydedilen depremlerin analizi için geliştirilen veri işlem teknikleridir. Bu sayede, üç-bileşenli bir deprem istasyonundan elde edilen verilerden yararlanarak çok küçük bir depremin faylanma mekanizması ve sismik momenti belirlenebilmektedir. Bu yöntem yaygın olarak kullanılmaktadır (Fan ve Wallace, 1991; Dreger ve Helberger, 1993; Singh ve diğ., 1997; Kuge, 1999; Delouis ve Legrand, 1999; Legrand ve Delouis, 1999; Legrand ve diğ., 2000; Pinar ve diğ. 2001, 2003; Kuge, 2003).

Isparta-Burdur bölgesinde 1996 yılında geniş-bantlı bir deprem istasyonu (ISP) kurulmuştur. Kuge (1999, 2003) tarafından geliştirilen tekniği kullanarak bu bölgede 1997-2004 yılları arasında meydana gelen küçük ve orta büyüklükteki depremler analiz edilerek faylanma mekanizmaları ve sismik momentleri belirlenmiştir (Şekil 6 ve Tablo 1). Bu yöntemde, gözlemsel ve teorik sismogramlar arasındaki uyumun iyileştirilmesi için 3-boyutlu bir grid şemasında CMT noktası aranmaktadır. Teorik sismogramlar Kohketsu (1985) algoritmasıyla hesaplanmıştır. Hemen hemen bütün depremler için veriler 0.04-0.1 Hz band-pass

filtresinden geçirilmiştir. Fan ve Wallace (1991) tarafından yapılan bir çalışmaya göre düşük frekanslardaki dalgalar kabuk yapısına çok duyarlı olmadıklarından kabuk yapısının çok iyi bilinmediği durumlarda depremlerin kaynak parametrelerinin belirlenmesinde başarıyla kullanılabilir. Ters çözüm tekniğinin uygulanmasında bütün sismogramlara eşit ağırlık verilmiştir. Gözlemsel ve teorik sismogramlar arasındaki uyum derecesi Varyans İndirilmesi (VR, Variance Reduction) ile ölçülmüştür. VR değerinin yüksek olması uyum derecesinin iyi olduğunu göstermektedir. VR değeri farklı derinlikler için hesaplanmakta ve en yüksek VR değerini veren derinlik CMT noktası olarak kabul edilmektedir. Her ne kadar bu yöntemin başarı oranı istasyon sayısı ile orantılı olsa da tek istasyon üç-bileşen verisi kullanılarak ta bu yöntemin başarıyla deprem parametrelerinin belirlenmesinde kullanılacağını gösteren örnek sayısı oldukça fazladır (Fan and Wallace, 1991; Delouis and Legrand, 1999; Legrand and Delouis, 1999; Kim and Kraeva, 1999; Dreger ve Helberger, 1993; Dreger and Savage, 1999; Orgülü ve Aktar, 2001). Bu yöntemi kullanarak Tablo 1'de listesi verilen ve Şekil 6'da yerleri ve faylanma mekanizmaları gösterilen depremler analiz edilmiştir.



Şekil 6: Isparta-Burdur bölgesinde 1997-2004 yılları arasında meydana gelen depremlerin yerleri ve odak mekanizma çözümleri. ISP, Isparta geniş bantlı deprem istasyonunun yerini göstermektedir.

Figure 6: The locations and focal mechanisms of the events in Isparta-Burdur region occurred during 1997-2004. ISP is the location of the Isparta broadband station.

Tablo 1: Bölgede meydana gelen ve 1997-2004 yılları arasında kayıt edilmiş depremlerin odak mekanizması parametreleri.
Table 1: The focal mechanism parameters of the events occurred in the region during the period 1997-2004.

No	Date	Time	Lat (N)	Long (E)	Strike	Dip	Rake	Mw	Depth (km)	VR (%)
1	19-11-2002	19:12	37.79	30.41	82	68	-89	3.8	6	93
2	14-06-1997	02:21	37.91	30.26	101	23	62	3.3	6	93
3	17-04-1998	10:36	37.78	30.48	52	70	-26	4.0	15	86
4	17-04-1998	10:38	37.78	30.48	48	69	-34	3.7	15	76
5	17-04-1998	16:16	37.78	30.48	46	70	-32	4.2	15	81
6	17-04-1998	16:24	37.78	30.50	49	75	-18	4.4	15	80
7	24-04-1998	05:23	37.80	30.50	52	71	-20	4.2	15	75
8	26-04-1998	12:12	37.80	30.50	49	75	-18	3.7	15	84
9	29-06-1999	00:54	37.70	30.90	4	22	-54	4.2	6	95
10	06-07-1999	18:45	37.68	30.84	336	13	-71	3.3	6	88
11	26-08-1999	05:37	37.85	31.00	18	49	-92	4.1	6	85
12	06-03-2003	01:22	37.98	30.50	218	57	-42	3.4	14	82
13	08-04-2003	10:41	37.99	30.98	63	75	-78	3.9	3	81
14	06-06-2003	02:54	37.74	29.89	73	12	-116	3.4	3	87
15	26-02-2004	18:31	37.77	30.97	40	48	26	3.3	20	62
16	02-02-2001	09:51	37.64	30.19	252	49	-78	4.5	6	86
17	03-04-2002	22:57	37.71	30.26	234	57	-78	4.0	3	81
18	05-04-2002	07:38	37.61	30.25	245	53	-75	3.9	6	82
19	14-05-2004	16:34	37.50	29.58	222	71	-100	4.5	6	81

SİSMİK VE SİSMOLOJİK VERİLERİN KARŞILAŞTIRILMASI

Şekil 4'te verilen 510 kesitinde Aksu Bindirme Fay zonu içerisinde çok sayıda ters faylanma karakteri gösteren süreksizlikler tespit edilmiştir. Ayrıca, söz konusu ana zonun sağında ve solunda normal fayların geliştiğini gösteren süreksizlikler de dikkat çekmektedir. Bu kesit Burdur gölünün Güneydoğusunda yer almaktadır. Bu bölgede meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmaları genelde normal faylanma mekanizması veya doğrultu atımlı faylanma mekanizması göstermektedir. Yani, sismolojik veriler bu bölgede aktif olan ters bir fayın varlığına işaret etmemektedir.

KB-GD uzanımlı olan 507 nolu sismik kesitin sol tarafında 2300-2800 ms arasında bir süreksizlik vardır. Kesitin bu konumunu düşünerek söz konusu olan süreksizliğin KB'ya doğru eğimli olduğu görülmektedir. Kesitin yatay ölçeği bellidir ancak düşey ölçek hız parametresine bağlıdır. O yüzden, 2300-2800 ms düşey gidiş-dönüş zamanını derinlik boyutuna dönüştürmek için V_{RMS} hızı kullanılmıştır (Ateş vd., 2003). Buradan, bu süreksizlik yüzeyinin KB'ya doğru 38° 'lik bir eğime sahip olduğu belirlenmiştir. Tablo 1 ve Şekil 6'da verilen depremlerin faylanma mekanizmalarına

baktığımızda bu süreksizliğin hemen yakınlarında bir deprem yoktur. Ancak, bu süreksizliğin GB'ya doğru devam ettiğine dair sismolojik bulgu niteliği taşıyan depremler vardır. Örneğin, bu depremlerin numaraları sırasıyla 1, 16, 17 ve 18'dir. Bu depremlerin CMT çözümlerine baktığımızda bunların hepsi normal faylanma mekanizmasına sahip oldukları görülmekte ve sismik yansıma kesitlerine dayanarak KB'ya eğimli olan düğüm düzlemin fay düzlemi olduğu söylenebilir.

FAY KİNEMATİĞİ VE ETKİN GERİLME ANALİZİ

Ölçülen fay topluluklarının kinematik analizleri Carey (1979) tarafından geliştirilen bilgisayar destekli sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmiştir. Fay topluluklarının kinematiki, aktif fay düzlemleri üzerinde ölçülen kayma vektörlerinin değerlendirilmesi sonucunda elde edilmektedir. Her bir fay düzlemi üzerindeki kayma vektörü (kayma vektörü: fay düzlemi boyunca oluşan maksimum atım vektörü) etkin çözümlenmemiş makaslama gerilmesinin yönünde ise ölçülen kayma vektörlerinin ters çözüm işlemi (inversion) ile en uygun gerilme tensörü hesaplanabilir (Carey, 1979). Bu yöntemde, rijid bloklar arasında yer alan hareket bağımsız olduğu gibi, fay düzlemi üzerinde

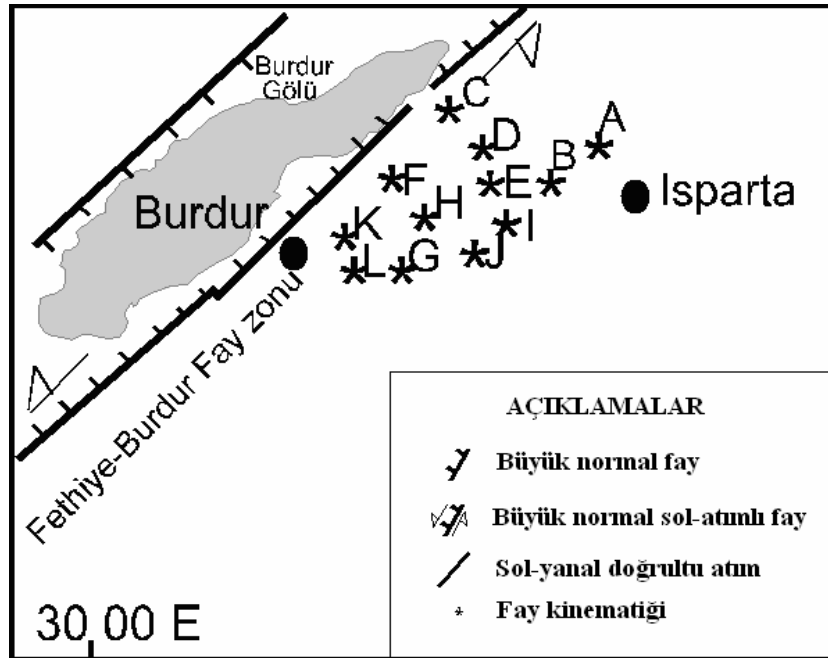
ölçülen kayma vektörünün (s), her bir fay için çözümlenen etkin makaslama gerilmesine (τ) paralel ve onunla aynı yönde olduğu öngörülmektedir. Böylece ölçülen kayma vektörü (s) ve öngörülen makaslama vektörü (τ) arasındaki (τ , s) açısı minimize edilerek en uygun gerilme tensörü hesaplanır (Carey, 1979). Ters çözüm işlemi sonucunda, gerilme tensörünün ana gerilme eksenlerinin (σ_1 , σ_2 , σ_3 ; sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme gerilmeleri) doğrultuları (azimut ve dalım) ve gerilme oranı, $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ belirlenir. Uygulamada genel olarak ters çözüm işlemi sonucunda (τ , s) açıların %80'i 20 den küçük ise, sonuç güvenilir olarak kabul edilir.

Bu çalışmada, Isparta ve Burdur arasında kalan kesimde mostra koşullarının izin verdiği yerlerde ve daha çok genç birimler üzerinde gelişen fay düzlemi üzerindeki kayma vektörlerinin (kayma çizgisi) durumları ölçülmüştür. İkinci aşamada, bu ölçümler bilgisayar destekli, Carey (1979)'in ters çözüm (inversion) işlemi ile değerlendirilmiştir. Bu bölgede gelişen Geç Senozoyik (Miyosen sonrası) yaşlı tektonik rejimlerin durumu ortaya çıkarılmıştır.

Analiz sonuçlarına bakıldığında, kayma vektörlerinin ters çözüm işlemleri çalışma alanının gerçekleştiği bölgede bölgesel ve/veya lokal ölçekli gerilme rejimlerine karşılık gelen doğrultu atımlı, ve normal faylanma deformasyonunun varlığını göstermektedir. Faylar Miyosen, Pliyo-Kuvaterner ve Miyosen öncesi yaşlı jeolojik birimlerde ölçülmüştür. Şekil 7'de gösterilen kinematik lokasyonlarda ölçülen

fay topluluklarının büyük çoğunluğunun ters çözüm işlemi doğrultu atımlı rejimin Neotektonik evrede etkin olduğunu göstermiştir (Şekil 8). Ancak F ve K lokasyonlarında ölçülen fay topluluklarının kinematik analiz sonuçları KB-GD yönüne sahip bir açılma rejiminin etkinliğini de göstermektedir. Bu rejimin Şekil 9 ve 10'da yer alan fotoğraflarla arazide çok iyi gözlemlendiği görülmektedir. Söz konusu açılma yönü Burdur gölünün KD-GB uzanımına dik bir yöndür. Diğer tüm lokasyonlardaki kinematik sonuçlar KD-GB yönlü σ_3 (açılma asal gerilme) ve KB-GD yönlü σ_1 (sıkışma asal gerilme) ile karakterize olan doğrultu atımlı rejimin etkinliğini göstermektedir. Ters çözüm sonuçları bir alt yarımküre projeksiyon ağında (Wulf) ve gözlenen (s) ile hesaplanan (τ) kayma vektörleri arasındaki sapma açıları bir histogramda gösterilmiştir. Ayrıca asal gerilmelerin (σ_1 , σ_2 , σ_3) azimutları, dalımları ve büyüklükleri de gösterilmiştir (Şekil 8). Bölgede meydana gelen $M > 3.0$ depremlerin (Şekil 6) ters çözüm sonuçları Şekil 11'de verilmiştir.

Ayrıca, bölgeyle sınırlı olan kesimde $M > 3.0$ olan depremlerin odak mekanizmalarının çözümlerinden elde edilen veriler (Tablo 1), Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) tarafından bilgisayar ortamında geliştirilen ters çözüm işlemiyle değerlendirilmiştir. Bu çalışmanın sonucunda da günümüzde etkin gerilme tensorü ortaya konulmuştur. Günümüzde KD-GB yönlü σ_3 ve KB-GD yönlü σ_1 ile temsil edilen doğrultu atımlı rejimin etkin olduğunu göstermektedir.

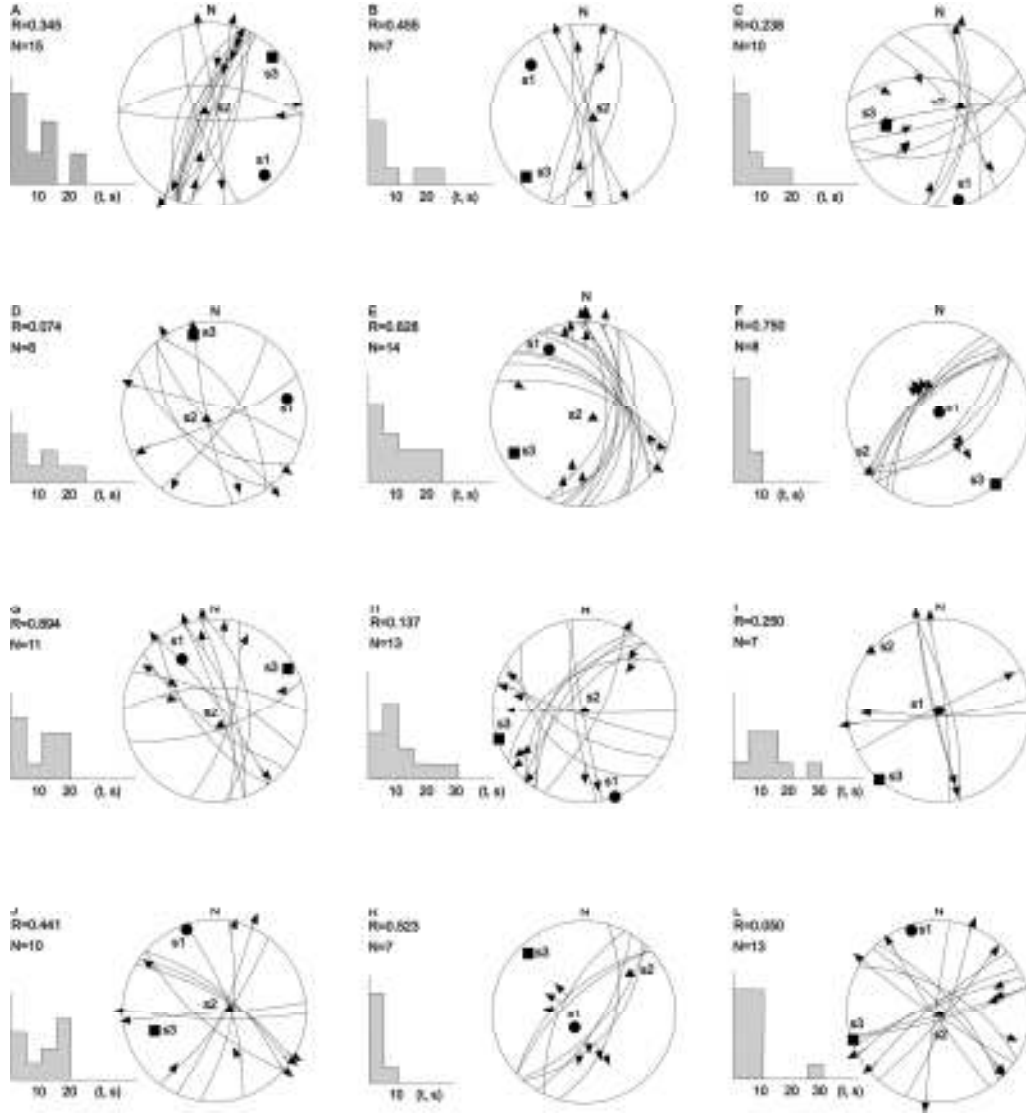


Şekil 7: Bölgenin basitleştirilmiş tektonik haritası. Harfler, kinematik ölçümlerin yapıldığı yerleri göstermektedir.

Figure 7: Simplified tectonic map of the region. The letters indicate the sites where the kinematic measurements were done.

Sonuç olarak elde edilen Miyo-Pliyosen'den günümüze kadar etkin gerilme rejimi doğrultu atım karakterindedir. Rejimi karakterize eden asal gerilme yönleri σ_1 ve σ_3 sırasıyla KB-GD ve KD-GB yönündedir. Bunun yanı sıra, KD-GB yönlü Burdur grabeninin uzanımına dik olarak gelişen ve olasılıkla grabenin oluşumuna katkıda bulunan KB-normal

faylanma rejimi de gözlenmiştir. KB-GD yönlü hem açılma hem de sıkışma rejimlerinin bir arada olması bir paradoks gibi görünse de Tablo 1'de verilen odak derinliklerine bakıldığında üst kabukta KB-GD yönlü açılma, alt kabukta ise KB-GD yönlü sıkışma hareketi dikkat çekmektedir. Bunun nedenleri ayrıca araştırılması gerekmektedir.

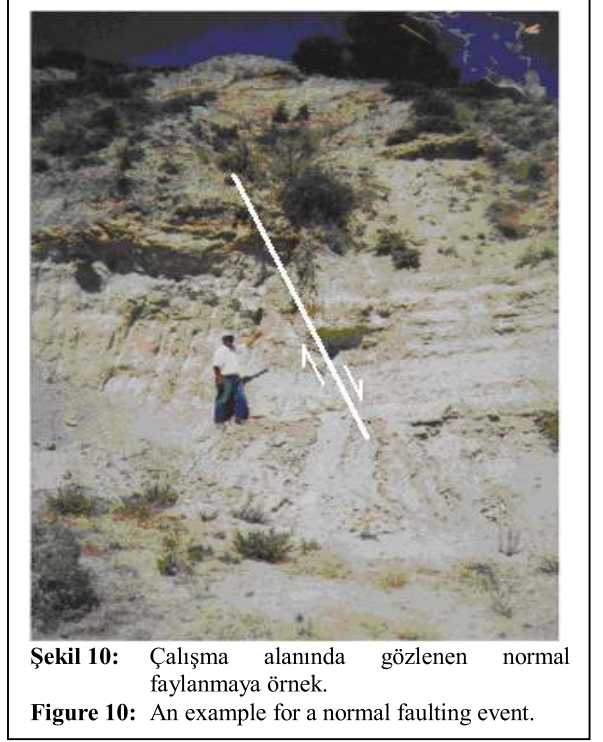


Şekil 8: Şekil 7'de gösterilen kinematik ölçüm istasyonlarında ölçülen fay atım verilerinin ters çözüm işlem sonuçları verilmektedir. Ters çözüm işleminden elde edilen gerilme eksenleri içi dolu daire (σ_1), üçgen (σ_2) ve karelerle (σ_3) gösterilmiştir. Fay düzlemleri üzerinde verilen kalın çizgiler, her bir fay düzlemi üzerindeki ölçülen (s) ve tahmin edilen (τ) arasındaki sapma açısına karşılık gelir. Histogram, sapma açılarının dağılımını göstermektedir (açı, ölçülen (s) ve tahmin edilen (τ) arasındaki değerdir).

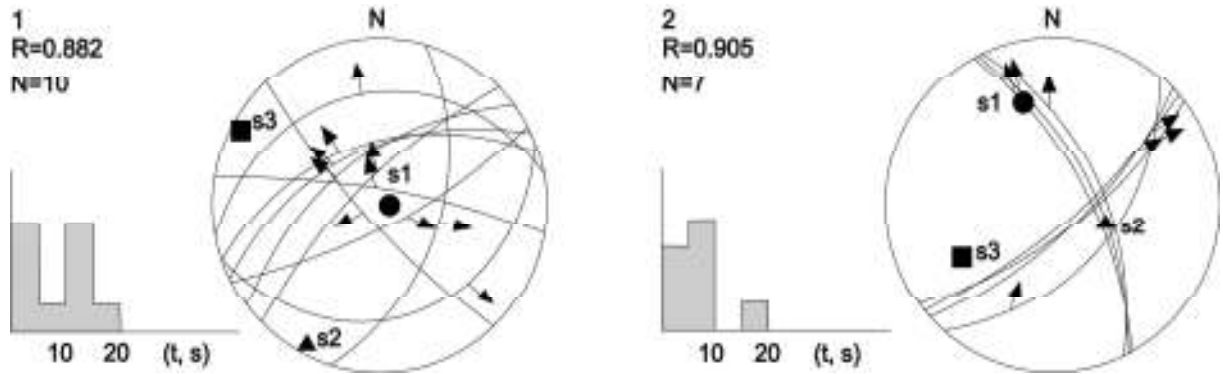
Figure 8: Stress tensor inversion results of fault kinematics data given in Figure 7. Principale stress axes locations are given with the following symbols: solid circle (σ_1), triangle (σ_2) and square (σ_3). The difference between the measured slip vector (s) and the calculated slip vector (τ) is shown by a thick line on the fault plane. The histogram indicates the distribution of the bias between the measured and the calculated slip vectors.



Şekil 9: Çalışma alanında gözlenen normal faylanmaya örnek.
Figure 9: An example for a normal faulting event.



Şekil 10: Çalışma alanında gözlenen normal faylanmaya örnek.
Figure 10: An example for a normal faulting event.



Şekil 11: Şekil 6 ve Tablo 1'de gösterilen depremlerin odak mekanizmalarından hesaplanan günümüzde etkin gerilme rejimine ait asal gerilme eksenlerinin doğrultuları ile deprem atım verilerinin Wulf ağı alt yarım küredeki konumları. Daha fazla açıklama için bak Şekil 8. Sol taraf normal faylanma rejimini, sağ taraf doğrultu atımlı gerilme rejimini vermektedir.

Figure 11: Wulf-net Lower hemisphere projection of the rakes of the faults and the location of the principal stress axes as obtained from the fault plane solution given in Table 1 and Figure 6. For more explanation see captions for Figure 8. The left side of the figure shows normal faulting regime and the right side strike slip regime.

SONUÇLAR

Isparta-Burdur arasında yer alan fay zonundan elde edilen sismolojik, sismik ve mikrotektonik verilerinin analizi sonucunda ulaştığımız başlıca sonuçlar şu şekilde özetlenebilir:

- 1) KB-GD uzanımlı olan 507 nolu sismik kesitin 2300-2800 ms seviyelerinde KB'ya doğru eğimli bir süreksizlik dikkat çekmektedir. Sismik kesite

derinlik boyutunda bakıldığında süreksizlik yüzeyinin KB'ya doğru 38°'lik bir eğime sahip olduğu anlaşılmaktadır. Bu süreksizliğin yakınlarındaki 1, 16, 17 ve 18 nolu depremlerin (Tablo 1 ve Şekil 6) CMT çözümleri normal faylanma mekanizmasına sahip ve sismik yansıma kesitlerine dayanarak KB'ya eğimli olan düğüm düzlemlerinin fay düzlemi olduğu söylenebilir.

- 2) Isparta-Burdur fay bölgesinde yapılan mikrotektonik ölçümler ve 1997-2004 yılları arasında meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmaları kullanılarak yapılan gerilme tensörü ters çözümlere göre bölgenin Miyos-Pliyosen'den günümüze kadar etkin olan gerilme rejimi doğrultu atım karakterindedir. Rejimi karakterize eden asal gerilme yönleri σ_1 ve σ_3 sırasıyla KB-GD ve KD-GB yönündedir. Bunun yanı sıra, KD-GB yönlü Burdur grabeninin uzanımına dik olarak gelişen ve olasılıkla grabenin oluşumuna katkıda bulunan KB-GD yönlü açılma gerilmesiyle karakterize olan normal faylanma rejimi de gözlenmiştir. KB-GD yönlü hem açılma hem de sıkışma rejimlerinin bir arada olması bir paradoks gibi görünse de Tablo 1'de verilen CMT çözümlerin odak derinliklerine göre üst kabukta KB-GD yönlü açılma, alt kabukta ise KB-GD yönlü sıkışma hareketi olduğu dikkat çekmektedir. Bunun nedenleri ayrıca araştırılması gereken bir konudur.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma SDU-BAP 03-M-676 nolu araştırma projesi olup SDÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi'ne desteklerinden dolayı teşekkür ederiz. Ayrıca projede kullanılan sismik verilerin kullanılmasına imkan veren TPAO Genel Müdürlüğü'ne ve ilgililere teşekkür ederiz. Bunun yanı sıra bölgenin tektonik konumu hakkında katkıda bulunan Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU'ya teşekkür ederiz.

SUMMARY

The geodynamics of the area between Isparta and Burdur cities is investigated through the faulting parameters of small to moderate size earthquakes, the seismic cross-sections and by stress tensor inversion of field data of fault movements cutting the sediments accumulated before Miocene. We discriminate the active and inactive faults comparing the seismic cross-sections and the seismological data. The broadband data at ISP station was used to analyze the recent events. Combining the microtectonic data with the seismology data gives clue on geodynamic evolution from Miocene to present.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E ve Uysal, Ş., 1985.** Orta Toroslarm batısındaki (Antalya) Neojen çökellerinin stratigrafisi, sedimantolojisi ve yapısal jeolojisi: MTA rap. 7799. Ankara.
- Al-Sadi, H., N., 1982.** Seismic exploration technique and Processing . Stuttgart, Birkhauser Verlag, 215. Stuttgart.

- Altınlı, İ.E., 1944.** Antalya bölgesinin stratigrafik etüdü: İ.Ü.F.F.mecmuası, seri: B-C, IX, 3, 227-238.
- Ateş, A., Kayıran, T. And Sincer, I., 2003.** Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data. *Tectonophysics* 367, 41-99.
- Barka, A.A., Reilinger, R., Saroglu, F., Sengor, A.M.C., 1997.** The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. In: Piskin, O., Ergun, M., Savascın, M.Y., Tarcan, G. (Eds.), *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 9-14 October, 1995, Izmir-Golluk, Turkey 1, pp. 3-18.
- Bellier O, Over S, Poisson A, Andrieux J., 1997.** Recent temporal change in the stress state and modern stress field along the North Anatolian Fault Zone (Turkey), *Geophysical Journal International* 131, 1, 61-86.
- Boray, J.H., Saroglu, F., Emre, O., 1985.** Isparta bölükümünün kuzey kesiminde D-B daralma için bazı veriler. *Jeoloji Müh.*23, 9-20.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. & Poisson, A., 1971.** Outline of the geology of the Western Taurides. In *Geology and History of Turkey* (ed A.S. Campwell), *Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli*, 225-257.
- Carey, E., 1979.** Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, *Rev. Géol. Dynam. Géog. Phys.*, 21, 57-66.
- Carey-Gailhardis, E. ve Mercier, J.L., 1987.** A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations, *Earth planet. Sci. Lett.* 82, 165-179.
- Delouis, B., and D. Legrand, 1999.** Focal mechanism determination and identification of the fault plane of earthquakes using only one or two near-source seismic recordings, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1558-1574.
- Dreger, D., and D. Helmberger, 1993.** Determination of source parameters at regional distances with single station or sparse network data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98, 8107-8125.
- Dreger, D., and B. Savage, 1999.** Aftershocks of the 1952 Kern County, California, Earthquake Sequence, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1094-1108.
- Dumont, J.F., ve Kerey, E., 1975.** Eğirdir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü. *TJK. Bült.*, 18/2 169-174.
- Ertunç, A., Karagüzel, R., Yağmurlu, F., Türker, A, E., Keskin, S.N., Bozcu, M., Kaya, M.A., Yılmaz, K., Kamacı, Z., Özçelik, M., Davras, A., Yalçın, A., Uyanık, O., Çimen, Ö., Baklaya,**

- Ç., Uzundur, S., Duman, Y., Şener, E. ve Karaca, Ö., 2001. Burdur Belediyesi kent merkezi ve yakın çevresindeki yerleşime uygunluk açısından incelenmesi. SDÜ. Müh.-Mim. Fakültesi, Isparta-Turkey (yayınlanmamış rapor).
- Fan, G., and T. Wallace, 1991. The determination of source parameters for small earthquakes from a single, very broadband seismic station, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1385-1388.
- Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., Temiz, H., 1995. Chevauchements post Tortonien vers L'ouest puis vers le sud au coeur de l'Angle d'Isparta (Taurus, Turquie). Consequences Geodynamiques. *Bull. Soc. Ge'ol. Fr.* 166, 57-66.
- Göktaş, F., Çakmaköglü, A., Tarı, E., Sütçü, Y.F. ve Sarıkaya, H., 1989. Çivril-Çardakarasının Jeolojisi: MTA rap. No. 8701 Ankara.
- Gutnic, M., 1977. Geologie du Taurus Pisidien au Nord d'Isparta (Turquie). *Tru. Lab., Geol. Hist. Univ., Paris*, XI, 112 p.
- Hayward, A.B., 1984. Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, south west Turkey. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 287-300.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. & Allerton, S., 1993. First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides trust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 1-14.
- Kohketsu, K., 1985. The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms, *J. Phys. Earth*, **33**, 121-131.
- Kuge, K., 1999. Automated determination of earthquake source parameters using broadband strong-motion waveform data, *EOS Trans.*, **80**, F661.
- Kuge, K., 2003. Source modeling using strong-motion waveforms: Toward automated determination of earthquake fault planes and moment-release distributions, *Bull. Seismo. Soc. Amer.*, 93, 639-654.
- Legrand, D., and B. Delouis, 1999. Determination of the fault plane using a single near-field seismic station with a finite-dimension source model, *Geophys. J. Int.*, **138**, 801-808.
- Örgülü, G., and M. Aktar, 2001. Regional moment tensor inversion for strong aftershocks of the August 17, 1999 Izmit Earthquake (Mw=7.4), *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 371-374.
- Över, S., Bellier, O., Poisson, A., Andrieux, J., 1997. Late Cenozoic stress state changes along the central Anatolian Fault zone (Turkey), *Ann Tectonicae*, XI, 75-101.
- Över, S., Ünlügenç, U.C., 2002. Quaternary stress regime change in the Hatay region (SE-Turkey), *Geophys. J. Int.*, 148, 649-662.
- Öztürk, E.M., 1989. Balçıkhisar-Karadilli (Afyon)-Dereköy (Isparta) dolayının jeolojisi. İ.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora tezi, 319 s. İSTANBUL
- Pınar, A., Y. Honkura, and K. Kuge, 2001. Seismic activity triggered by the 1999 Izmit earthquake and its implications for the assessment of future seismic risk, *Geophys. J. Int.*, 146, F1-F7.
- Pınar, A., K. Kuge, and Y. Honkura, 2003. Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes: Implications for seismic hazard and active tectonics beneath the Sea of Marmara, *Geophys. J. Int.*, 153, 133-145.
- Poisson, A., 1977. Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): These Univ. Paris. Sud, Orsay, 795 p.
- Ricou, L., Marcoux, J. & Poisson, A., 1979. L'allochtonie des Bey Dağları orientaux. Reconstruction paléogéographique des Taurides occidentales. *Bull. Soc. Geol. France*, XXI, 125-133.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1984. The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Tethyan Mesozoic-Tertiary continental margin. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 251-271.
- Singh, S.K., J. Pacheco, F. Courboux, and D.A. Novelo, 1997. Source parameters of the Pinotepa Nacional, Mexico, earthquake of 27 March, 1996 (Mw=5.4) estimated from near-field recordings of a single station, *J. Seism.*, **1**, 39-45.
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z.R., Şen M.A., Karaman, T., Dinçer, M.A., Durukan, E., Arbaş, A., Örcen, S., Bilgi, C., 1989. Çameli (Denizli)-Yeşilova (Burdur)-Elmalı (Antalya) ve dolayının jeolojisi: MTA Rap 9429 Ankara.
- Şenel, M., 1997. Türkiye Jeoloji Haritaları Isparta. J.10. Paftası MTA. Gen. Müd. Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara.
- Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Us, A., E., 1993. Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Yayını, Ankara.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö.P. ve Taner., 1986. Batı Torosların Jeolojisi. MTA Rap No. 7779 Ankara.

- Yalçınkaya, S., 1989.** Isparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi İ.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora tezi, 176 s. İstanbul
- Yağmurlu, F., Savaşın, Y., and Ergun, M., 1997.** Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of Isparta Angle, SW-Turkey: The Journal of Geology, v. 105, p. 717-728.
- Yağmurlu, F., 2000.** Burdur fayının sismotektonik özellikleri: Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu, Bildiriler, s. 143-152, İZMİR.
- Yılmaz, P.O., 1983.** The Alakır çay unit, Antalya complex: a tectonic enigma. In "Geology of the Taurus belt", eds O. Tekeli and C. Göncüoğlu, sp. Pub. MTA, Ankara, 27-40.
- Yılmaz, P.O., 1984.** Fossil and K-Ar data for the age of the Antalya complex, SW Turkey. In "The evolution of the Eastern Mediterranean", eds, Dixon & Robertson, Geol. Soc. London, Spec. Pub., 241-249.