
AKTİF TEKTONİK ARAŞTIRMA GRUBU

İkinci Toplantısı

ATAG-2

MAKALELER

Editörler

A. Aykut Barka

Serdar Akyüz

Erhan Altunel

Ziyadin Çakır

**İstanbul Teknik Üniversitesi
Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü**

Ekim 1999

Önsöz

İkincisi gerçekleştirilen Aktif Tektonik Araştırma Grubunun (ATAG) yıllık toplantısı sonucunda gönderilen makaleler bu ikinci kitapta toplanmıştır. Editörler olarak bu kitabın ortaya çıkmasını sağlayan makale yazarlarına teşekkür ederiz. Bu kitabın hazırlıkları sürerken meydana gelen 17 Ağustos 1999 İzmit depremi, bu yıl üçüncüsü düzenlenecek ATAG toplantısının önemini arttırmıştır. Bu deprem öncesi yayınlanan ATAG toplantı kitaplarında yer alan Marmara Denizi ve İzmit körfezi ile ilgili makaleler son deprem sonrasında önem kazanmış ve basında bu yayınlara geniş yer verilmiştir. Bu açıdan bakıldığında ATAG toplantılarının ülkemizdeki bu konuda var olan önemli bir boşluğu doldurduğuna inamaktayız. ATAG yıllık toplantılarının devam etmesindeki önemi vurgular, üçüncü toplantısını düzenleyen Sivas Cumhuriyet Üniversitesi düzenleme komitesine çalışmalarında başarılar dileriz.

Aykut Barka, Serdar Akyüz, Erhan Altunel, Ziyadin Çakır

İÇİNDEKİLER

Son Yıllarda Anadolu' da Olan Önemli Depremlere Toplu Bir Bakış	
D. Kalafat	1
Adana Çevresinin Güncel Tektoniği ve 1998 Adana Depremi	
A. Barka, S. Akyüz ve E. Altunel.....	20
27 Haziran 1998 Adana Anaşoku ve Artçı Depremleri	
M. Ergin, M. Aktar ve S. Özalaybey.....	32
27 Haziran 1998, Adana Depremi Kayıtlarının Ters ve Düz Çözümleri	
A. Pınar.....	46
Adana Depreminin Artçı Sarsıntılarının Kabuk Yapısının Elde Edilmesi İçin Değerlendirilmesi	
H. Karabulut, S. Özalaybey ve M. Aktar.....	58
Alıcı Fonksiyonları Yöntemi ile Kilikya Bölgesinde Kabuk Yapısı (I)	
S. Özalaybey ve M. Aktar.....	68
Kilikya Deprem Ağında M_D ve M_L Manyitüdüleri Arasındaki İlişkinin İncelenmesi	
M.C. Tapırdamaz, S. Özalaybey ve M. Aktar.....	79
Hatay Bölgesi ve Kıbrıs' ın Batı Kesiminde Etkin Gerilme Durumları	
S. Över ve A. Pınar.....	90
Doğu Anadolu Fay Zonunun (DAFZ) Palu Çevresinde Yapısal ve Morfotektonik Özellikleri	
M. İnceöz ve S.C. İnce.....	98

Marmara Denizi Orta Sırtlarının Kinematığı	
A. Barka, T. Rockwell ve C. İmren.....	111
Marmara Bölgesi ve Civarının İzostasi Durumunun Gravite, Topoğrafya ve Batimetri Verisi Kullanılarak İncelenmesi	
H. Aygöl ve H.T. Genç.....	121
Yuvacık (İzmit) – Sapanca (Sakarya) Dolayı Orta Pleyistosen Çökellerinin Stratigrafisi ve Kuzey Anadolu Fayı Deformasyon Analizleri	
B. Doğan.....	130
Sismik Yansıma Verilerinin Yorumu ile Saroz ve Edremit Körfezlerinin Tektonik Özelliklerinin İncelenmesi	
G. Beyhan, A. Barka ve Ö. Alptekin.....	141
Kuzey Anadolu Fayı' nın Marmara Denizi ve Çevresindeki Yaşı, Toplam Atımı ve Kinematığı	
R. Armijo, B. Meyer, A. Barka ve A. Hubert.....	153
Baba Burnu (Çanakkale) ve Civarındaki Kıta Şelfinin Sismik Özellikleri	
A.B. Güney, E. Demirbağ, E. Yiğitbaş, B. Ecevitoğlu, S. Arzuman, B. Yüceer, İ. Kuşçu, Ş. Karagöz ve C. Göçmen.....	160
Pamukkale Bölgesinde Tektonik Aktivitenin Traverten Morfolojisi Üzerindeki Rolü	
E. Altunel ve P.L. Hancock.....	167
Bursa Bölgesi Kabuk Yapısının Alıcı Fonksiyonu Analizi ile İncelenmesi	
E. Zor, H. Karabulut, C. Gürbüz ve E. Sandvol.....	174
Aktif Tektonikte Tansör Alanları	
M. Utku.....	186

ATAG-2 toplantısının düzenlendiği tarihte vefat eden

Prof. Paul Luis Hancock' un

Anısına

Son Yıllarda Anadolu' da Olan Önemli Depremlere Toplu Bir Bakış

An Outlook on the Recent Major Anatolian Earthquakes

Doğan KALAFAT

B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220 Çengelköy-İSTANBUL
E-Mail: kalafato @ boun.edu.tr

Özet

Bu çalışma kapsamında 1992-1998 yılları arasında Anadolu'da can veya mal kaybına neden olan depremler ($M_s > 5.0$) incelenmiştir. 1992 Erzincan depremi, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun sağ yönlü doğrultu atımlı özelliğini taşımakla birlikte Erzincan ovasının bir çek-ayır basen şeklinde çalıştığını ve KAFZ'nun aktivitesinin günümüzde de sürdüğünü ortaya koymuştur. 1992 Doğanbey depremi, Batı Anadolu'da oblik faylanmaların oluşabileceğini ve bölgede levha içi deformasyonların devam ettiğini göstermiştir. 1995 Dinar Depremi, Batı Anadolu'da KB-GD gidişli Dinar fayının yaklaşık 11 km.'lik 3 segmentini kırmıştır. Dinar depremi, bölgede KB-GD gidişli diri fayların günümüzde aktiviteye neden olduklarını göstermiştir. 1996 Mecitözü ve 1997 Hatay depremlerinde, ana şoktan sonra ardarda olan orta şiddette depremler, bu bölgelerin deprem oluş düzenleri hakkında fikir vermektedir. 1998 Adana depremi, Anadolu depremlerinde narin görülen ve çok geniş alanda oluşan bir sıvılaşma ve çökme/oturma örneği göstermiştir. İncelenen tüm depremler son yıllarda Anadolu'da özellikle örtülü ve olası diri fayların çalıştığını, Doğanbey, Manisa, Dinar, Mecitözü depremleri Anadolu levhasında iç deformasyonların günümüzde de devam ettiğini; Pülümür, Hatay, Karlıova, Adana depremleri de fay zonlarının birleştiği üçlü eklem bölgelerinin deprem riskinin bulunduğu en yüksek alanlar olduğunu ortaya koymuştur. Tüm bu depremler sonucu meydana gelen yapısal hasarların artmasında zemin şartları önemli rol oynamıştır.

Abstract

In this study, the earthquakes ($M_s > 5.0$) resulted in loss of life and property are investigated. The 1992 Erzincan earthquake proved that the North Anatolian fault zone is seismically active at present and showed that besides its right-lateral strike-slip feature the Erzincan basin is forming as a pull-apart basin. The 1992 Döğanbey earthquake, revealed the occurrence of an oblique faulting in Western Turkey and that inner deformation undertakes. The 1995 Dinar earthquake broke 11-km-long 3 segments of the NW-SE striking Dinar fault and indicated that the NW-SE trending faults are seismically active. The major aftershocks that took place just after the 1996 Mecitözü and 1997 Hatay earthquakes illuminated the earthquake occurrence pattern at these regions. The extensive liquefaction and subsidence associated with the 1998 Adana earthquake is an unusual outcome of an Anatolian earthquake. The investigated earthquakes suggest that there are plenty of active buried faults possessing high seismic risk. The Döğanbey, Manisa, Dinar and Mecitözü events evidence the present inner deformation. The Pulumur, Hatay, Karlıova and Adana tremors support the fact that the highest seismic risk regions are the triple junctions. The structural damages associated with the studied events are found to be due to the local geological conditions.

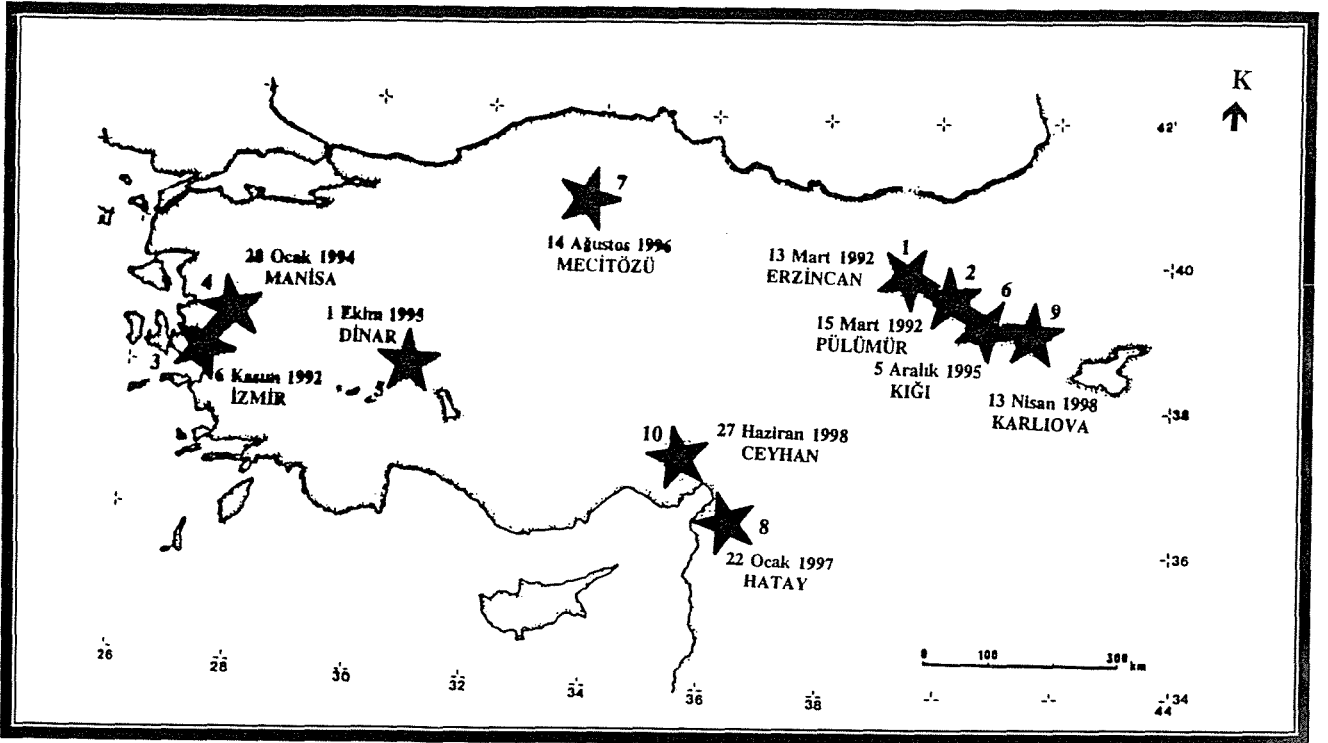
Giriş

Çalışmada Anadolu'da şiddetli olarak hissedilen, can ve mal kaybına neden olan 10 önemli deprem ele alınmıştır. Bu depremlerin büyüklükleri $M_s \geq 5.0$ 'dir. Şekil-1'de incelenen depremlerin yerleri görülmektedir. Depremlerle ilgili parametreler aşağıda verilmiştir;

TABLO-1: İncelenen Depremlerin Parametreleri

O TARİHİ	O SAATI (U.T.)	ENLEM (K°)	BOYLAM (D°)	DERİNLİK (km.)	MAGNİTÜD M _s /M _b /M _d	ŞİDDET (I ₀)	YER
13.03.1992	17:18	39.71	39.61	27	6.8 (M _s) 6.2 (M _b)	VIII	Erzincan
15.03.1992	16:16	39.53	39.93	21	5.8 (M _s) 5.5 (M _b)	VII	Pülümür- Tunceli
06.11.1992	19:08	38.16	27.00	17	6.0 (M _s) 5.7 (M _b)	VII	Doğanbey- İzmir
28.01.1994	15:45	38.69	27.49	5	5.1 (M _s) 5.2 (M _b)	VI	Manisa
01.10.1995	15:57	38.06	30.15	5	6.1 (M _s) 5.8 (M _b)	VIII	Dinar-Afyon
05.12.1995	18:49	39.43	40.11	26	5.7 (M _s) 5.5 (M _b)	VI	Kığı-Tunceli
14.08.1996	01:55	40.76	35.38	10	5.6 (M _s) 5.3 (M _b)	VI	Mecitözü- Amasya
22.01.1997	17:57	36.22	35.86	4	5.5 (M _s) 5.6 (M _b)	VI	Hatay
13.04.1998	19:56	39.89	41.62	10	5.0 (M _s)	VI	Karlıova- Bingöl
27.06.1998	13:55	36.67	35.49	22	6.2 (M _s) 5.9 (M _b)	VIII	Adana- Ceyhan

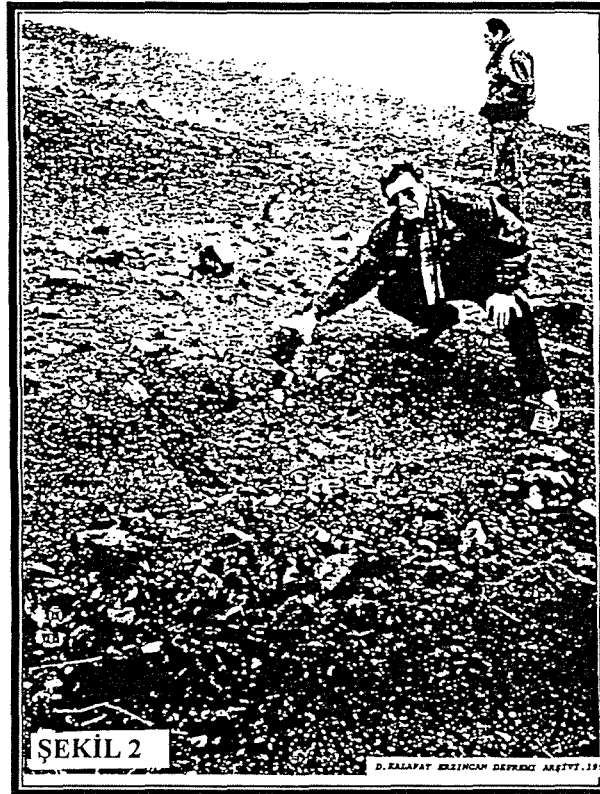
Çalışmada bu depremlere ait makrosismik çalışmalar, artçı şok dağılımları ve depremlerle ilgili mekanizma çözümlerine yer verilmiştir.



ŞEKİL 1: Çalışmaya konu olan ve 1992-1998 yılları arasında olan ($M_s \geq 5.0$) depremler.

1) 13 Mart 1992 Erzincan Depremi

Erzincan depremi, 1939 depreminden sonra ülkemizdeki olmuş en tahripkar depremlerden birisidir. Erzincan şehri deprem sonrası yıkılmıştır. Merkezdeki konutların yarısı ve kamu binaları yıkılmış toplam Erzincan merkez ve köylerinde 9924 konutta hafif hasar, 6027 konutta orta hasar, 4421 konutta ağır hasar meydana gelmiştir. Ayrıca 183 işyerinde hafif hasar, 453 işyerinde orta hasar, 972 işyerinde de ağır hasar meydana gelmiştir. 18 bin aile evsiz kalmıştır. Depremde 653 kişi hayatını kaybetmiş ve 3850 kişi yaralanmıştır. Arazide, bu depremle ilgili yüzeyde sürekli ve önemli ölçüde faylanmaya rastlanmamakla birlikte fay izlerine, yer yer kırıklara, tansiyon çatlaklarına, heyelanlara, kum ve su fişkirmaları gözlenmiştir. Erzincan depremi geniş, karmaşık ve kalın tortul içeren bir çek-ayır basen niteliğinde olan Erzincan ovasında olmuştur (Barka, 1992). Ova sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), sol yönlü doğrultu atımlı Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDFAF) ve sol yönlü doğrultu atımlı Ovacık fayı (OF) arasında yer almaktadır. Deformasyon oldukça geniş bir bölgede yayılım göstermiştir. Tali kırıklar, Erzincan havzasının kuzeyindeki fay segmentinin batı ucundan başlayarak artçı sarsıntılarının yoğunlaştığı havzanın güneyinde yer alan diğer fay segmentine doğru, en batıdaki kırıklar ise Davarlı köyüne giden yolun üzerinde ve tepelerin batı yamaçlarında gözlenmiştir (Şekil 2).

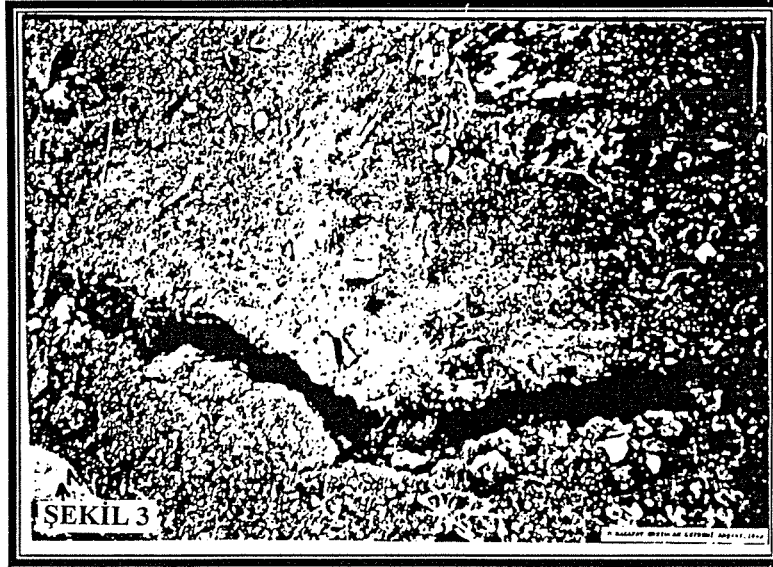


ŞEKİL 2: Davarlı köyünün üstü, deprem sonucu oluşmuş faylanmadan bir görünüm.

13 Mart 1992 depreminin makrosismik episantrının Erzincan ovasının kuzeybatısında ovanın kuzeyinden geçen KAFZ'nun en batı ucunda yer alan Davarlı köyü ile Tanyeri arasında olduğu tahmin edilmektedir (Gündoğdu ve diğ., 1992). Bu bölgede geniş bir alana yayılmış birçok tali kırık ve çatlak gözlenmiştir (Kalafat, 1995). Çatlaklar, kum fişkirmaları, hasara uğrayan yol ve köprülerin KAFZ'nun batıda Davarlı'dan doğuda Tanyeri'ye tetiklendiğini göstermektedir.

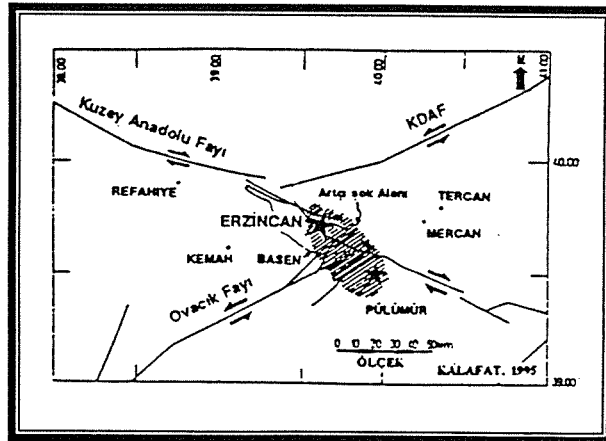
Kırıklar Erzincan ovasının kuzeyini oluşturan fay segmentinin batı ucunda yer alan Davarlı köyünün batısından başlar (Şekil 2). Davarlı köyü Erzincan'a yaklaşık 18 km. uzaklıktadır ve Erzincan'ın batısında Sivas yolu üzerinden gidilmektedir. Davarlı köyünün KB-GD istikametinde kademeli kırıklar gözlenmiştir. KAFZ köye doğru uzanarak geçmektedir. Davarlı köyünün üstü, deprem sonucu oluşan kırıklar ve yarıklar genel olarak D-B

istikametinde devam ettiği ve köyün üstündeki su deposunun yanında bittiği gözlenmiştir. Kırıklar, doğudan batıya doğru devam etmekte ve bu istikamette doğuya doğru sağ yönlü ötelenmiştir (Şekil 3).



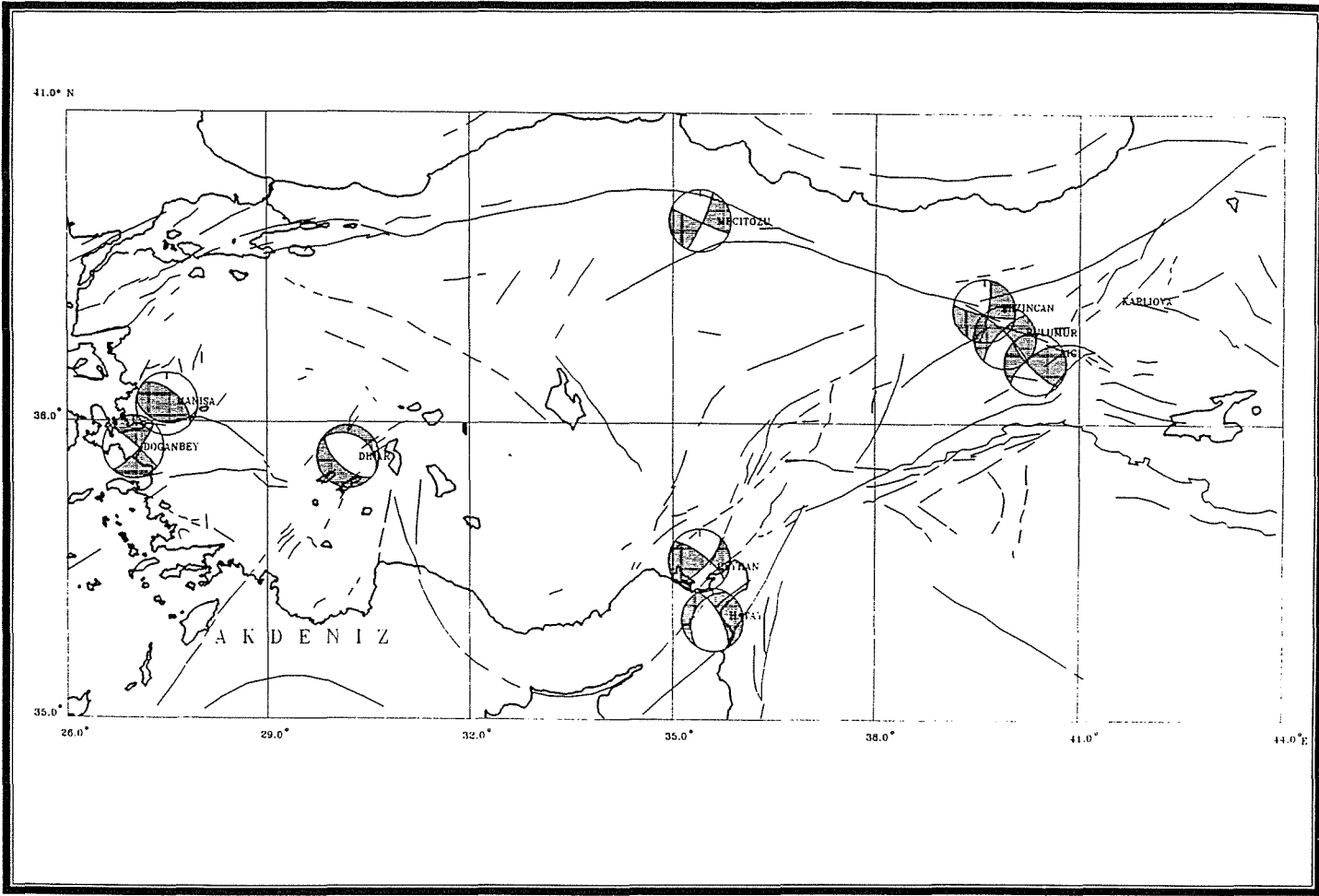
ŞEKİL 3: Davarlı köyünün üstü, deprem sonucu oluşan faylanmadan bir görünüm (doğrultusu D-B yönlü, sağ yönlü ötelenme mevcut ve yaklaşık 3 cm.'lik atım gözlenmiştir).

Aynı zamanda kuzeyden güney istikametine doğru 3 cm. lik bir düşey atım görülmüştür. Davarlı köyünün üstünde arazide kırıkların batıya doğru devam ettiği gözlenmiştir. Ovanının KB'sında Davarlı-Yalnızbağ arasında ve GD'sunda Tanyeri' de kırıklar görülmüştür. Depremin eşşiddet haritasında belirtilen maksimum değer $I_0=VIII$ olup bu alanlar aletsel episantr ile uyumludur. Ovanın kuzeydoğu bölümünde Ekşisu'da, Mertekli'de tansiyon çatlakları, sıvılaşma, kum fişkirmaları olmuştur. Mertekli civarında sıvılaşma belirtisi olan küçük kum tepelikleri gelişmiştir. Mertekli'de özellikle Fırat nehri üzerinde kum fişkirmaları ve sıvılaşma görülmüştür. Depremden hemen sonra ana şoku takiben 4 büyük artçı şok olmuştur ($4.7 < M < 5.8$). Artçı şokların dağılımının KAFZ boyunca uzandığı ve havzanın doğuya ve güneydoğuya doğru olan ucunda Erzincan-Üzümlü ve Çağlayan arasında yoğunlaştığı gözlenmiştir (Gürbüz ve diğ., 1992, Kalafat 1995 ; Şekil4).



ŞEKİL 4: Erzincan ve Pülümür depremlerinin episantrları, bölgedeki tektonik birimler ve artçı şokların alanı (Kalafat, 1995' den alınmıştır).

Erzincan depreminin odak mekanizması çözümü çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmıştır (Kalafat ,1989; Eyidoğan 1992; Pınar ve Honkura 1994; Kalafat 1995). Odak mekanizması çözümleri depremin KAFZ'nun sağ yönlü doğrultu atımlı özelliğini taşıdığı ve normal bileşenin bulunduğu göstermiştir (Şekil 5). Erzincan depremi Erzincan ovasının kuzeyinden geçen fay segmenti ile ilişkilidir. Arazi gözlemleri de bu görüşü desteklemektedir.



ŞEKİL 5: Çalışmaya konu olan depremlerin odak mekanizması çözümleri.

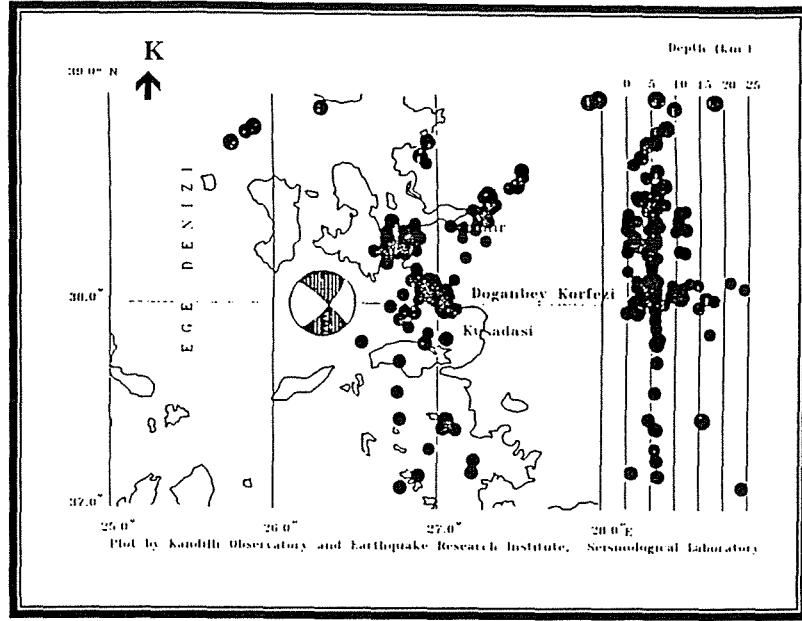
2) 15 Mart 1992 Pülümür Depremi

Pülümür'de çok etkili olan depremde can kaybı olmamıştır. Erzincan depreminde hasar gören binalarda bu depremden sonra büyük hasarlar meydana gelmiştir. Pülümür ilçesi ve köylerindeki yapılarda 439 adet ağır hasar, 312 adet orta hasar, 233 adet yapıda ise hafif hasar meydana gelmiş olup deprem Erzincan'da da paniğe neden olmuş ancak büyük hasara neden olmamıştır. Yapılan arazi gözlemlerinde herhangi bir faylanmaya rastlanmamış, bunun yanında depremin etkisinden dolayı kaya köpmeleri ve büyük çığ düşmeleri olmuştur. Bu depremin aletsel episantrı Erzincan havzasının güneydoğusunda uzanan ikinci ana fay segmentinin (Ovacık Fayı) başlangıç yakınlarıdır.

Depremin mekanizması çeşitli araştırmacılar tarafından çözülmüştür (Kalafat, 1992; Kalafat, 1995; Pınar ve diğ., 1998). 15 Mart 1992 Pülümür depremi, Erzincan depreminin tetiklediği bir deprem olarak düşünülmelidir ve Erzincan ovasının güneydoğu ucunda meydana gelmiş olup küçük doğrultu atım bileşeni olan normal faylanma özelliği taşımaktadır (Şekil 5).

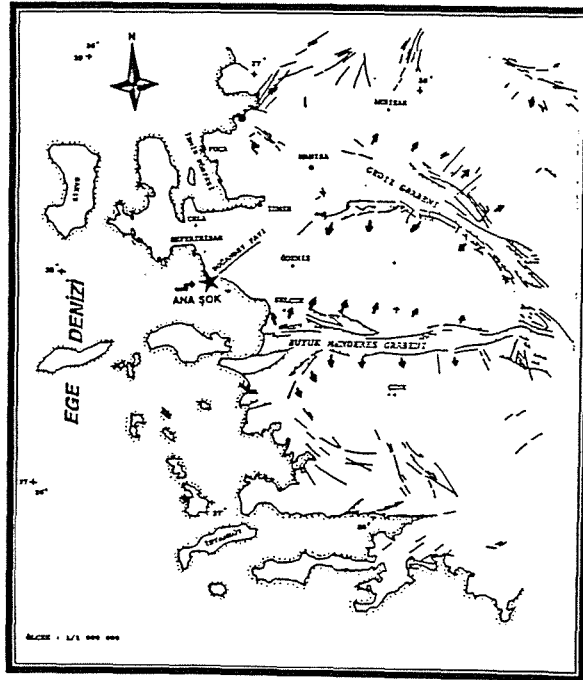
3) 6 Kasım 1992 Doğanbey-İzmir Depremi

Deprem Batı Anadolu'da büyük bir alanda etkili olmuştur. Depreminin episantrı Doğanbey Burnu olup, özellikle Doğanbey, Ürkmez, Payamlı ve Gümüldür, Menderes, Urla ve İzmir'de yaklaşık 300 konut hasar görmüştür. Maksimum gözlemsel şiddet $I_0=VII$ verilmiştir (Şekil 5). KRDAE tarafından kurulan sismograf ağı ile depremden sonraki ilk 10 gün içinde 155 artçı deprem kaydedilmiştir. Artçı şoklar özellikle Doğanbey Körfezi, Seferihisar, Kuşadası körfezi ve İzmir çevresinde civarında 3 alanda yoğunlaşmıştır (Şekil 6).



ŞEKİL 6: Doğanbey-İzmir depremi artçı şok dağılımı ve bölgedeki sismik etkinlik.

Bunun yanında İzmir körfezi ve Karaburun'da da bir etkinliğin olduğu görülmüş olup bu depremlerin Doğanbey depreminin artçı şokları değil, bölgede depremden dolayı değişen stress dağılımından kaynaklandığı fikrini ortaya koymuştur. Çalışma süresince toplam 908 adet deprem kaydedilmiş, 215 adet depremin lokasyonu yapılmıştır. Bu depremlerin çoğunun magnitüdüleri 2-3 arasında değişmektedir. Arazi gözlemlerinde yüzeyde bir faylanmaya rastlanmamıştır. Bunun yanında kısmen de olsa kum fişkırımları ve tansiyon çatlakları görülmüştür. Doğanbey burnunda karaya yakın yerlerde denizde su fişkırımları gözlenmiş olup, Doğanbey'de bazı su kaynaklarının kesildiği ve suların bulanık aktığı ifade edilmiştir (Türkelli ve diğ., 1990). 6 Kasım Depremi, Doğanbey fayı olarak belirtilen fayın aktif olduğunu ve batı kesiminin çalıştığını ortaya koymaktadır (Şekil 7).



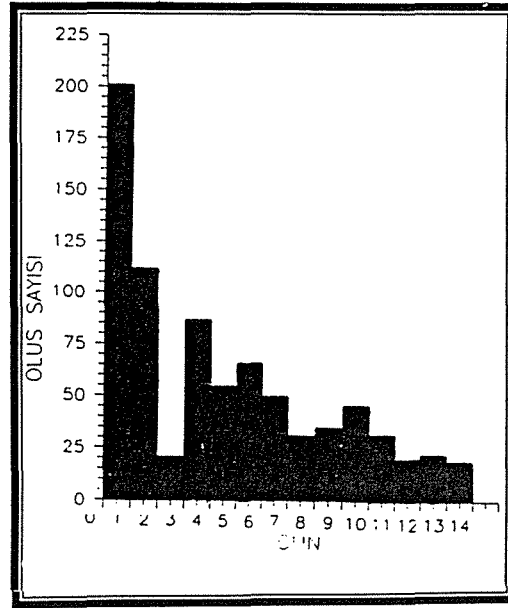
ŞEKİL 7: Doğanbey-İzmir depreminin aktif fay sistemi ile ilişkisi.

Depremin makrosismik dışmerkezide Doğanbey yakınları olup aletsel episantr ile uyumludur. Depremin mekanizma çözümü oblik faylanma vermektedir. Büyük doğrultu atımlı bileşeni ve ters bileşeni vardır. Basınç ve Tansiyon eksenlerinin konumları bölgedeki genel rejimi

destekler nitelikte olmakta, bölgede D-B doğrultulu basınç, K-G doğrultulu tansiyon kuvvetlerinin hakim olduğu görülmektedir. Doğanbey Depremi bölgenin genel rejimini yansıtmakla birlikte zaman zaman doğrultu atımlı ve oblik faylanmaların bölgede oluşabileceğini ortaya koymuştur. Doğanbey burnundan giren ve kuzeydoğuya doğru devam eden diri fay, Doğanbey Fayı olarak tanımlanmıştır (Şekil 7).

4) 28 Ocak 1994 Manisa Depremi

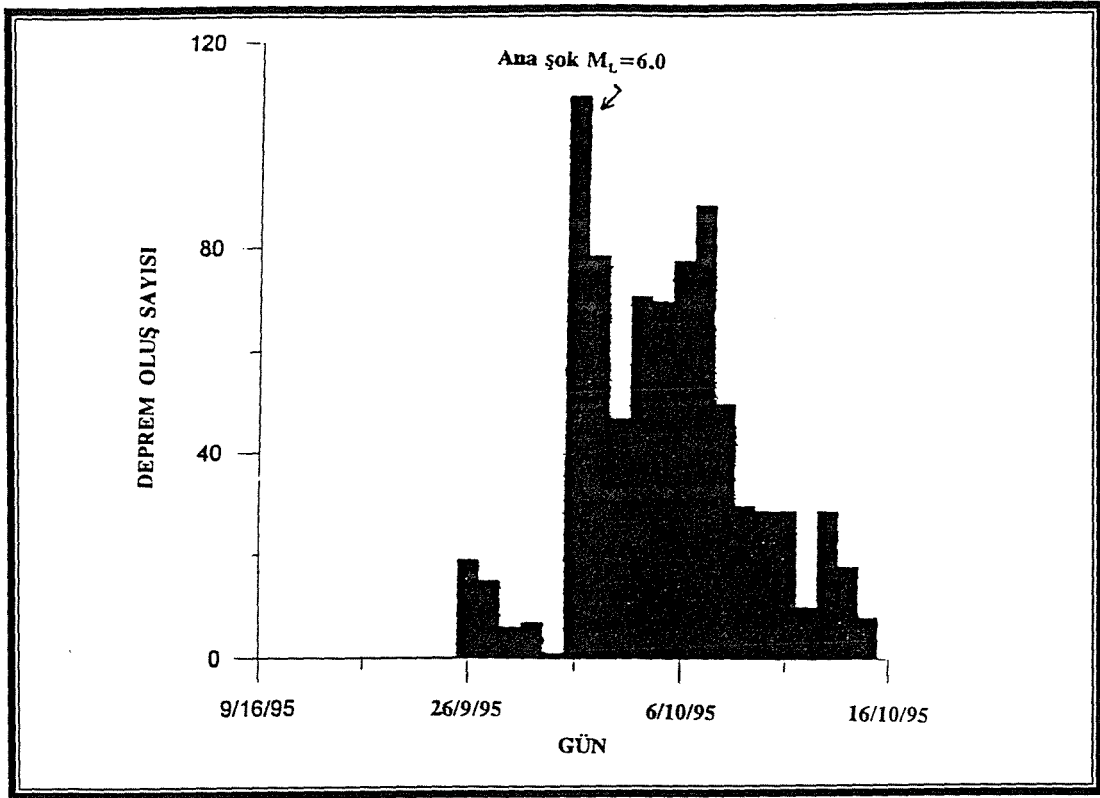
Manisa depremi bölgede kuvvetlice hissedilmiş ve halk arasında büyük paniğe neden olmuştur. Deprem sonucu şehrin bazı semtlerinde 23 ağır hasar, betonarme yapılarda 11 orta hasar ve çeşitli yapılarda da hafif hasarlar meydana gelmiştir. Deprem orta şiddette bir deprem olması, yüzey kırıklarının oluşmaması, depremle ilişkili arazi gözlemleri hakkında detaylı bilgi sahibi olma olanağını vermemiştir. Depremi takip eden 2 hafta içinde yaklaşık 800 adet artçı deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerin çoğunluğunun büyüklüğü $M_D=2.3-2.6$ arasında değişmektedir. Ana şoktan hemen sonraki gün 201 adet deprem meydana gelmiş olup maksimum magnitüd $M=3.8$ olmuştur (Şekil 8). Deprem maksimum gözlemsel şiddeti $I_0=VI$ olarak verilmiştir.



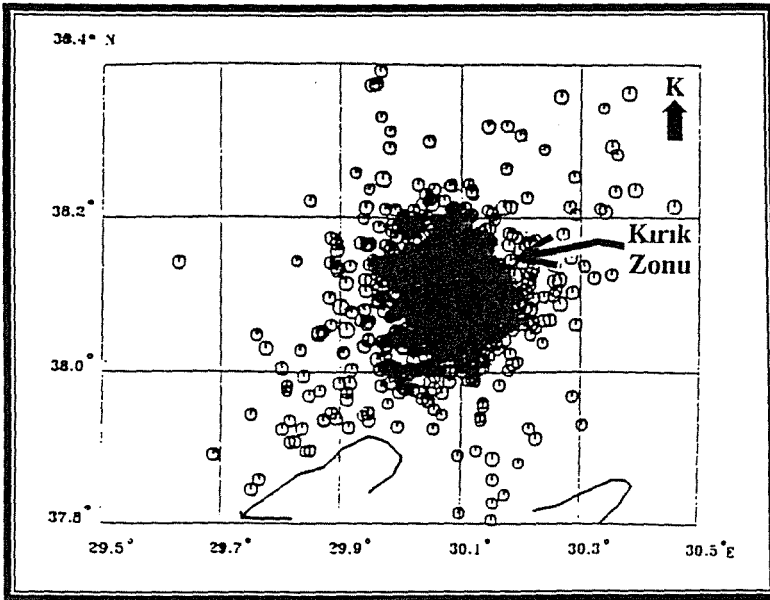
ŞEKİL 8: Manisa depreminde artçı depremlerde gün-oluş sayısı ilişkisi.

5) 1 Ekim 1995 Dinar-Afyon Depremi

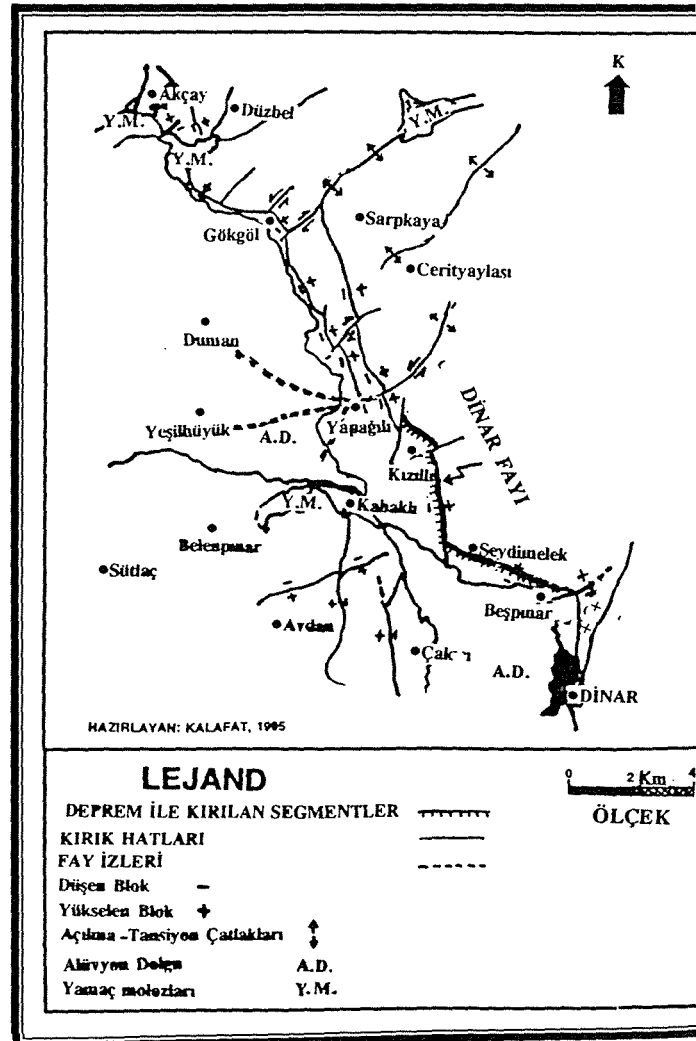
Batı Anadolu'da $150\ 000\ km^2$ lik bir alanda hissedilmiştir. Deprem, Dinar ilçesinde ağır hasara ve 90 kişinin ölmesine, 200 kişinin yaralanmasına neden olmuştur. Deprem sonucu yaklaşık olarak 14 000 bina hasar görmüş ve tirilyonlarca lira maddi zarar meydana gelmiştir. Dinar'da 26 Eylül'de başlayan bir dizi etkinlik olmuştur. Yaklaşık iki dakika aralıklarla olan 3 deprem ($M_D=3.1-3.7$) ve bu depremleri takip eden 6 adet deprem ($M_D=3.1-4.2$) halk arasında büyük paniğe yol açmıştır. 26-30 Eylül 1995 tarihleri arasında da deprem etkinliğinin devam ettiği görülmüştür. Özellikle akşam saatleri $17^{00}-18^{00}$ arasında olan bu depremler halkın çoğunun evlerine girememesine neden olmuş, dolayısıyla 1 Ekim'de olan depremde can kaybının fazla olmamasını sağlamıştır. 1-16 Ekim arası çözümü yapılan yaklaşık 740 adet artçı deprem olmuştur (Şekil 9). Artçı şok dağılımının ovaya doğru olduğu, Dinar'ın B-KB'sına ve oluşan kırık zonunun GB'sına doğru yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 10). Dinar depreminde arazide yaklaşık 11 km'lik bir kırık zonu oluşmuştur (Şekil 11). Kırık doğrultusunun KB-GD doğrultulu olduğu gözlenmiş, kırığın B-GB'ya bakan bloğunun aşağı düştüğü dolayısıyla depremin normal faylama mekanizması ile meydana geldiği görülmüştür. Bununla birlikte etkinliğin ana şok ile oluşan kırık zonunun güney batısına doğru, yani oluşan kırık hattının düşen bloğu tarafında ovaya doğru olan kısmında yoğunlaştığı görülmüştür.



ŞEKİL 9: Dinar depremi öncü-artçı depremlerde oluş sayısı-zaman ilişkisi.



ŞEKİL 10: Dinar depremi artçı şok dağılımı ve oluşan kırık zonu.



ŞEKİL 11: Deprem sonucu oluşan kırık zonu, kırık izleri ve bölgedeki kırık hatları.

(Kalafat, 1996'dan alınmıştır).

Odak mekanizması çözümü de normal faylanma vermekle birlikte bir miktarda doğrultu atımlı bileşenin bulunduğunu ortaya koymuştur. Ana şok, Dinar-Çivril boyunca KB-GD doğrultulu uzanan Dinar fayında olmuştur (Şekil 11). Çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan fay düzlemi çözümleri de depremin normal faylanma mekanizması ile meydana geldiğini desteklemektedir (Kalafat, 1996; Pınar ve diğ., 1998; Eyidoğan ve Barka, 1998; Pınar 1998). Depremle ilgili olarak yapılan arazi gözlemlerinde kırıklar, Dinar'ın yerleşim olarak kuzeybatısına doğru ve merkeze yaklaşık olarak 3.5 km. ilerde bulunan Beşpınar köyü yakınlarından, Toklu tepesi mevkiinden başlamıştır. Buradan itibaren kırılma başlamakta ve fay hattı olarak, Çivril yoluna hemen hemen paralel ve dağ eteğini takip ederek yaklaşık 3km. KB-GD gidişli olarak devam etmektedir. Beşpınar'da düşey atım gözlenmiş olup çöken bloğun batı-güneybatı istikametinde olduğu görülmüştür. Kırık hattı GPS ölçüleri alınarak Seydimelek (Yakaköy) köyü sırtlarına kadar izlenmiştir. Bu köyde de köy sırtlarında yine genel dağ sırasına paralel bir şekilde KKB-GGD doğrultusunda yaklaşık 3.5 km. yüzey kırığı izlenmiştir. Burada da 2 blok arasında 50 cm. açılma, 10 cm. atım gözlenmiştir. Batı-güneybatı yönüne bakan blok çökmüştür. Ana kırığa paralel kırıklar kabaca K-G doğrultuludur. Burada düşey atım yer yer 44-50 cm.'ye çıkmıştır. Burada 2 blok arasında 6 m. derinliğinde yarıma gözlenmiştir. Burada da GPS ölçü noktaları alınarak kırık hattı takip edilmiş ve kırığın Kızıllı köyüne doğru yöneldiği ve genel gidişi KB-GD istikametinde gittiği görülmüştür. B-GB yönünde 23 cm. düşey atım, bloklar arası açılma 2 blok arasında 30 cm. kadar olduğu görülmüştür. Hemen hemen aralarında 6-8 m.' yi bulan birbirini takip eden kademeli kırıklar gözlenmiştir (Şekil 12).



ŞEKİL 12: Kızıllı köyü sırtlarında görülen kırıklardan bir görünüm.

Kırıklar genel olarak KB-GD gidişli ve dağlara paralel gitmektedir. Kızıllı-Tokanak mevkiinde fay hattı yine KB-GD genel gidişli olarak yaklaşık 3 km. Yapağlı köyüne kadar devam etmekte ve buradan itibaren dağ eteklerinde kaybolmaktadır. Yapağlı'ya kadar ve genel olarak KB-GD doğrultulu devam eden kırık zonunun doğrultusu değişmekte, Dinar-Çivril karayolunu keserek D-B doğrultulu ovaya GB'ya doğru inmekte ve ilerde KB'ya doğru yönelmektedir. Yapağlı köyünün hemen hemen girişinden itibaren kırıklar fay izi şeklinde genel olarak 3 kola ayrılarak D-B, KB ve G-GB yönünde devam etmektedir. 1. Kol Dinar-Çivril yolunu doğudan batıya doğru keserek ovaya doğru ilerlemekte ve Yapağlı'nın güney batısından Yeşilhüyük'e (Bozhüyük) doğru uzanmaktadır. Diğer 2. Kol, GB'ya doğru Yüksel'e (Deliler) doğru ilerlemektedir. 3. Kol ise genel olarak BKBgidişli olarak Duman'a

ve KB-GD gidişli Irgıllı köyüne doğru ilerlemektedir. Fay izi Dumanlı köyünün doğusundan doğru ovaya ilerlemektedir (Şekil 11).

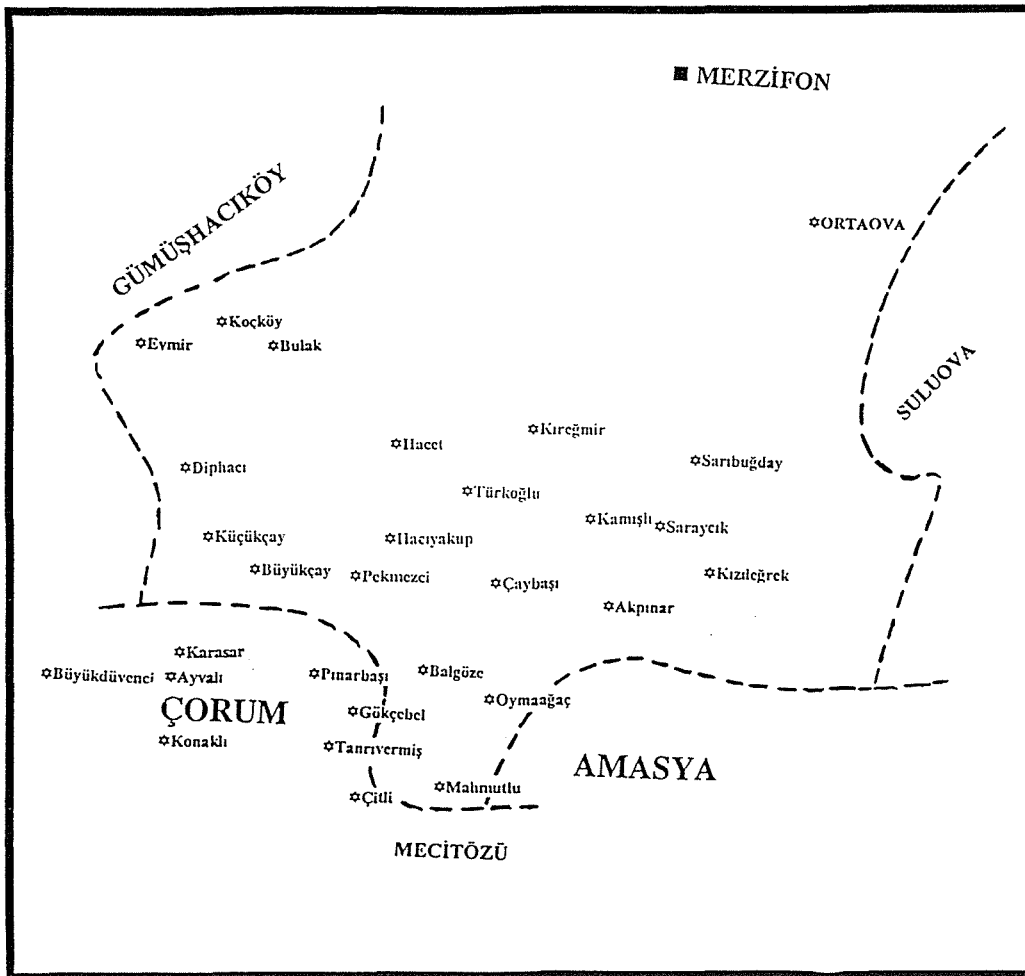
Deprem, Dinar ilçe merkezinde ağır hasara neden olmuştur. Gözlemsel şiddet $I_0=VIII$ (MSK) olarak verilmiştir. Yapıların yaklaşık %72' sinde hasar meydana gelmiştir. İlçedeki hasar dağılımına bakıldığında, alüvyon dolgu üzerindeki betonarme yapılarda ağır hasar görülürken, ilçenin doğusunda ve kuzeydoğu kısmında dağ yamacında kurulu olan yapılarda az hasar veya hasarın olmadığı dikkat çekmiştir. Şehrin batısında genelde daha çok hasarlı yapı mevcut olup, batı kısmında iki ayrı yerden geçen akış hızı oldukça yüksek Menderes nehrinin kolları akmaktadır. Bunun yanında şehir merkezinin K-KB kısmında hasarın çok, şehrin doğu kesiminde örneğin hastane mevkiinde hasar oldukça az olduğu görülmüştür. Genelde 2-5 katlı yapılarda ve özellikle şehrin alüvyon dolgu üzerinde kurulu olan bölümündeki yapıların çoğunda hasarın yoğun olduğu gözlenmiştir (Kalafat, 1996).

6) 5 Aralık 1995 Kıyı-Tunceli Depremi

Depremde Tunceli ve Karakoçan'da birkaç kişi yaralanmış ve bazı hasarlar meydana gelmiştir. Deprem Aralık ayında meydana gelmesi ve bölgenin konumu itibarı ile ayrıntılı arazi çalışması yapılamamıştır. Aynı zamanda bölgede sismik istasyonların yetersizliğinden dolayı da artçı şok çalışması detaylı yapılamamıştır. Deprem mekanizma çözümü doğrultu atım bileşeni olan ters faylanma vermektedir (Şekil 5; Pınar ve diğ., 1998).

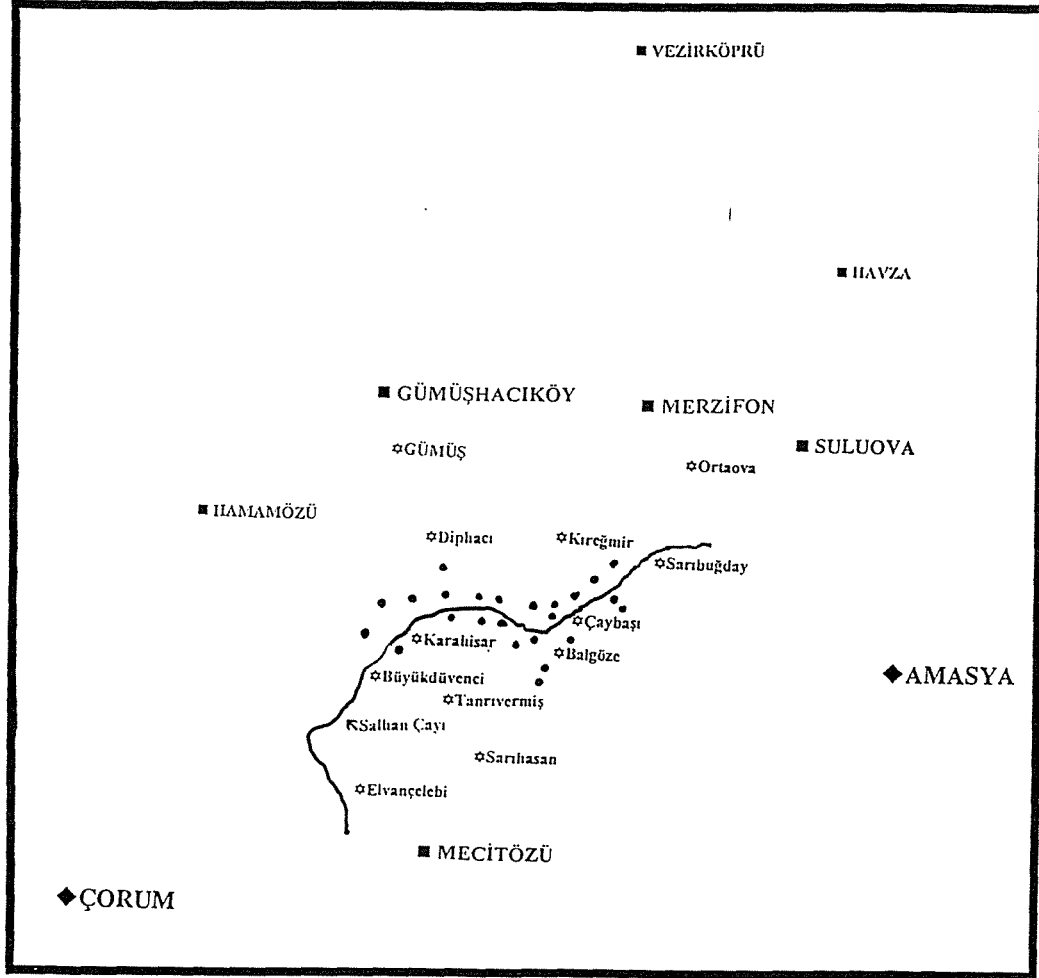
7) 14 Ağustos 1996 Mecitözü-Amasya Depremi

Özellikle Mecitözü'ne ve Merzifon'a bağlı köylerde ağır hasara neden olan depremde, 1 kişi ölmüş, 9 kişinin yaralanmış ve toplam 2606 konutta hasar meydana gelmiştir. Deprem merkezi Mecitözü'ne daha yakın olup, Mecitözü'nün kuzeyi ve Çorum il sınırının kuzey ucundadır. Merzifon merkezde herhangi büyük bir hasar meydana gelmemiştir. Gümüşhacıköy'e bağlı köylerde de hasar meydana gelmiştir. Ağır hasarın meydana geldiği ve depremden en fazla etkilenen yerleşim birimleri Şekil- 13'de verilmiştir.



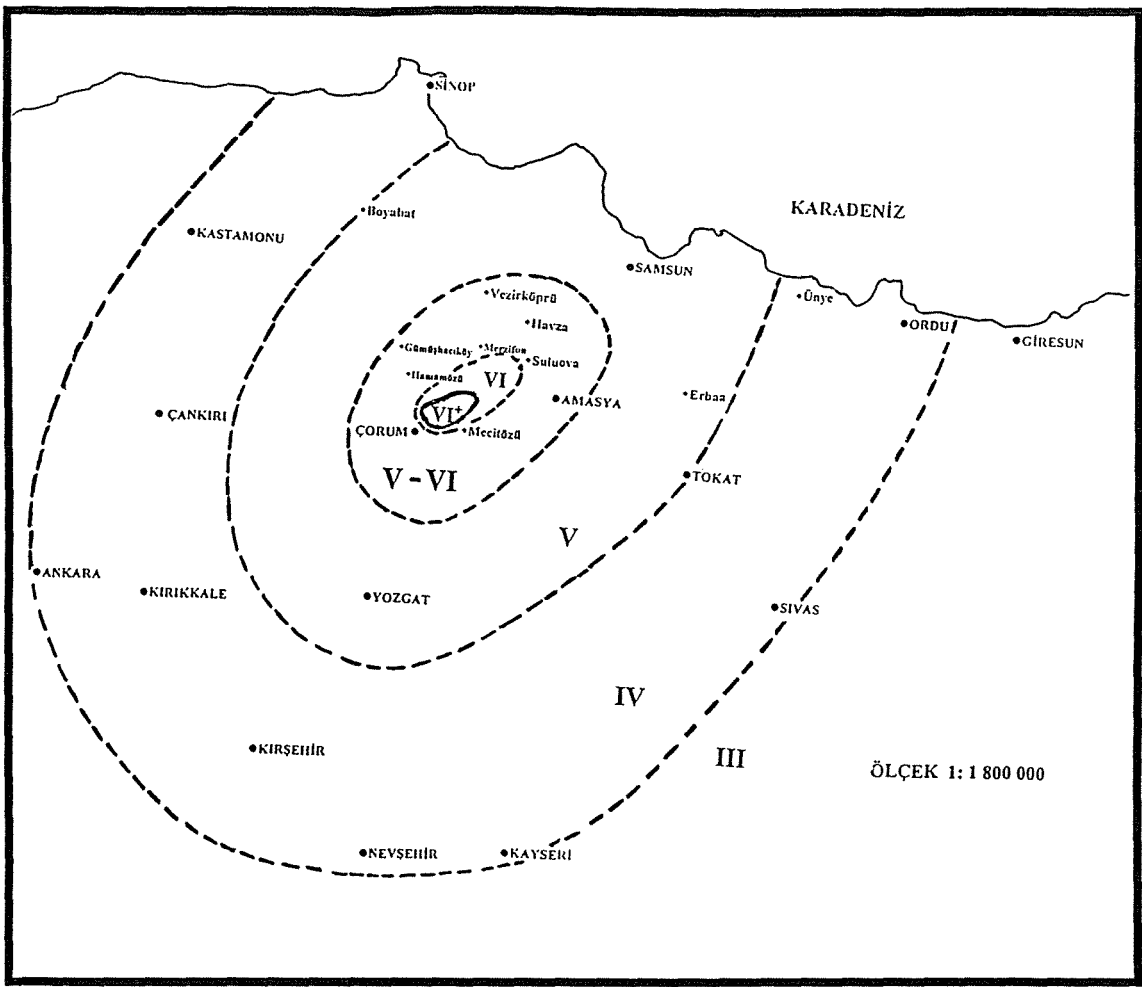
ŞEKİL 13: Mecitözü depreminin en fazla etkilediği yerleşim birimlerinin dağılımı.

Merzifon'a bağlı Küçükçay köyünde ağır hasar meydana gelmiş, köyden G-GB olarak ve yaklaşık 1 km. kadar ormana devam eden bölgede tali kırıklar gözlenmiştir. Akpınar, Oymağaç, Mahmutlu, Balgöze, Diphacı, Karasar köyünde de ağır hasar meydana gelmiştir. Mahmutlu Köyü dışında tarlalarda da tali kırıklar görülmüştür. Kırıkların doğrultuları D-GD/B-KB yönüne doğru devam etmekte ve önemli miktarda (yaklaşık 20 cm. 'den fazla) bloklar arasında batı yönünde eğim atım, aynı zamanda birbirine yaklaşık 3m. aralıklarla paralel kırıklar gözlenmiştir. Bu bölgede kırıkların hakim doğrultusu D-B yönündedir. Diphacı köyünün üstünde Aluçlu mevkiinde dağda büyük kaya patlamaları ve kopmaları olmuştur ve burada da tali kırıklar D-GD/B-KB doğrultulu olarak gözlenmiştir (Şekil 14).



ŞEKİL 14: Salhan Çayı boyunca görülen arazi deformasyonları ve kırıklar (siyah noktalar).

Diphacı köyünün üstünde Rumi Hoca Mevkiinde büyük kaya kopmaları ve yarılmalar, tali kırıkların hakim doğrultularınının K-G, Küçükçay köyünde de tali kırıkların hakim doğrultularınının D-B yönlü olduğu, zaman zaman K-KB/G-GD hakim doğrultuda devam ettiği gözlenmiştir. Büyükçay köyünde de ağır hasar meydana gelmiş, ve köy üstünde büyük kaya parçaları yarılarak aşağı doğru akmıştır. Pekmezci köyünde de Salhan çayı boyunca uzanan sıra dağlardan büyük kaya kopmaları olmuştur. Burada da görülen kırıkların hakim doğrultusu G-GD/K-KB yönündedir. Kırıklar dağ eteğini takip ederek devam etmektedir. Çaybaşı köyünde ağır hasar meydana gelmiş, Dereağzı mevkiinde dağlardan düşen büyük kaya kütleleri Selen çayına doğru akmıştır. Eymir köyünde de ağır hasar meydana gelmiş, hakim doğrultusu D-B yönlü kırıklar görülmüştür. Eymür-Çitlibağlıca köyü yolunda yol üzerinde D-B hakim doğrultulu, KD-GB yönlü kırıklar mevcuttur. Depremin maksimum gözlemsel şiddeti $I_0=VI^+$ (MSK) olarak verilmiştir ve depremin eşşiddet haritası çizilmiştir (Şekil 15).

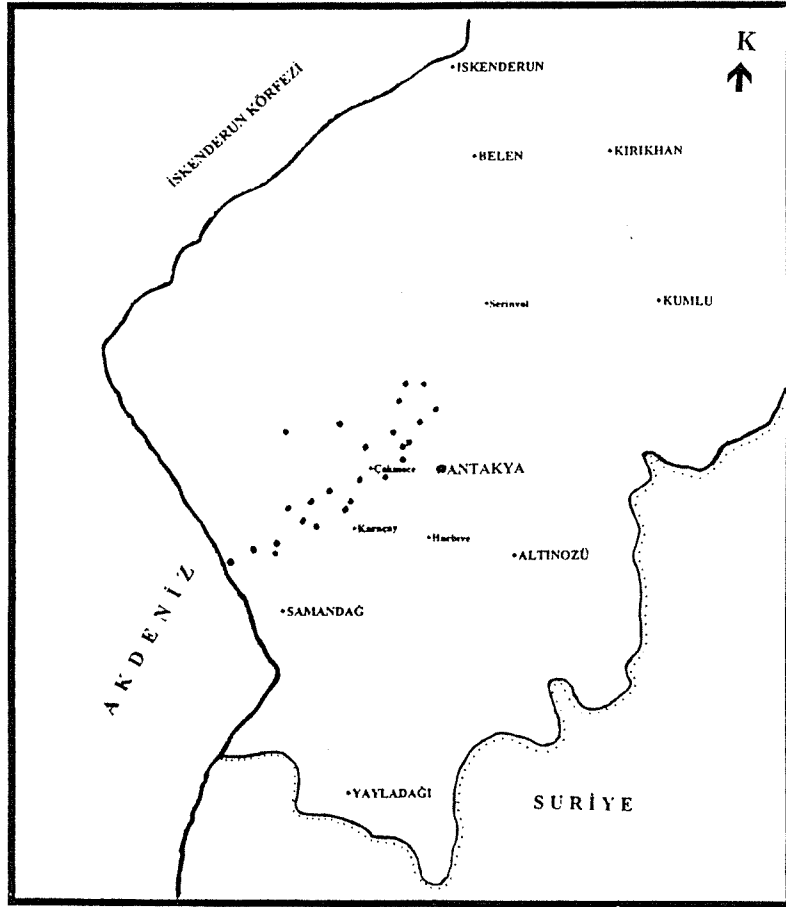


ŞEKİL 15: Mecitözü depreminin eşsiddet haritası.

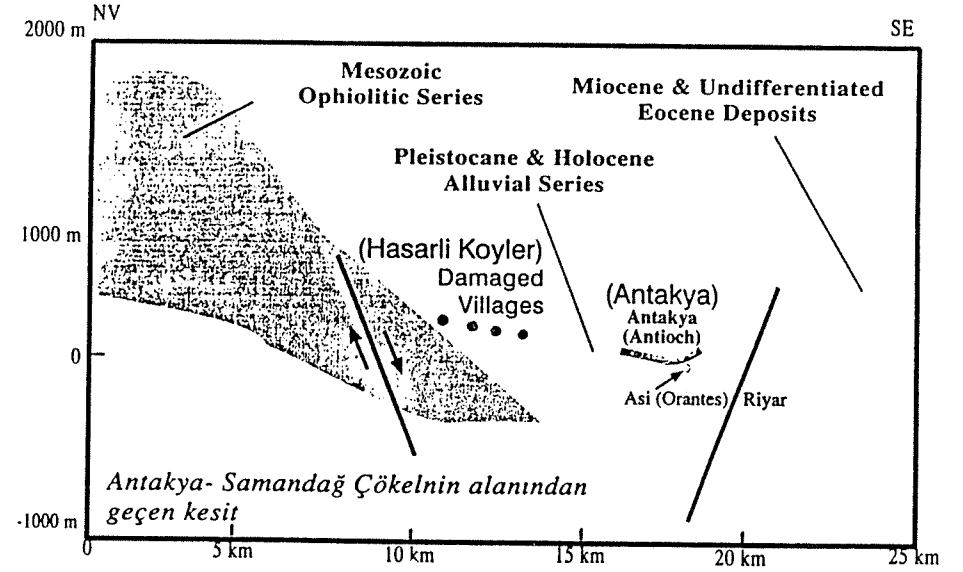
Anaşoktan yaklaşık 1 saat sonra 1 dakika arayla büyüklükleri $M_S=5.4$ ve $M_S=5.2$ olan 2 depremin daha olması halkı oldukça tedirgin etmiş olup aylarca evlerine girememişlerdir. Depremden sonra yapılan saha gözlemlerinde özellikle Salhan çayı boyunca farklı doğrultularda olan tali kırıklar görülmüştür. Nitekim yukarıda sözü edilen 3 ayrı şokun farklı mekanizmalarda oluştuğu gözlenmiştir. Kırıkların doğu kısmı genelde KB-GD doğrultulu olmasına karşın orta kısımda yer alan kırıklar D-B doğrultusunda olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca D-B doğrultulu kırıklarda ters faylanma izlerine rastlanırken KB-GD doğrultulu kırıklarda doğrultu atım bileşenleri hakim olduğu gözlenmiştir. Bu izlenimler Pınar ve diğ., 1998 tarafından yapılan mekanizma çözümünde de görülmüştür (Şekil 5).

8) 22 Ocak 1997 Hatay Depremi

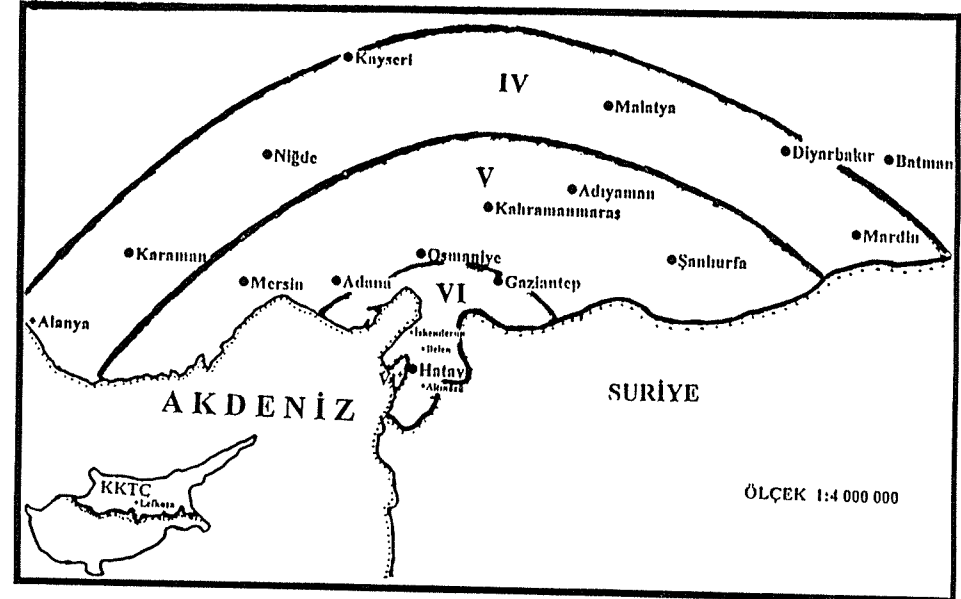
Deprem Hatay iline yaklaşık 20 km. uzaklıkta ve ilin batı-güneybatı doğrultusunda olup geniş bir alanda hissedildi. Deprem esnasında bir vatandaş kalp krizi geçirerek yaşamını yitirdi. 9 vatandaş çeşitli yerlerinden yaralandı. Deprem sonucu çok önemli miktarda hasar oluşmamıştır. Bununla birlikte Hatay ili ve çevresindeki yerleşim birimlerinde 55 ağır, 281 orta, 400 hafif hasar olmak üzere toplam 736 adet konut hasar görmüştür. Deprem Antakya merkezde, Samandağ'da, İskenderun, Belen, Hassa ilçeleri ve köylerde az da olsa hasarlara neden olmuştur. Depremden en fazla etkilenen köyler Gülderen, Oğlakören, Karlısu, Kiscelik, Seldiren, Uzunbağ, Özengili ve Karaçay Yoğunluk, Teknepınar köyleridir (Şekil 16). Deprem özellikle Hatay ilinin batı-güneybatısında etkili olmuştur. Deprem dış merkezi dağlık alandadır. Bu nedenle yerleşim birimlerinde çok az hasar meydana gelmiştir (Şekil 17). Bunun yanında özellikle dağ eteklerinde olan köylerde zeminin sağlam olması ve genelde betonarme konutların çoğunlukta olması hasarı en aza indirmiştir. Deprem maksimum gözlemsel şiddeti $I_0=VI$ (MSK) olarak verilmiş ve izoseist haritası çizilmiştir (Şekil 18).



ŞEKİL 16: Hatay depreminin en fazla etkilediği yerleşim birimlerinin dağılımı (siyah noktalar).

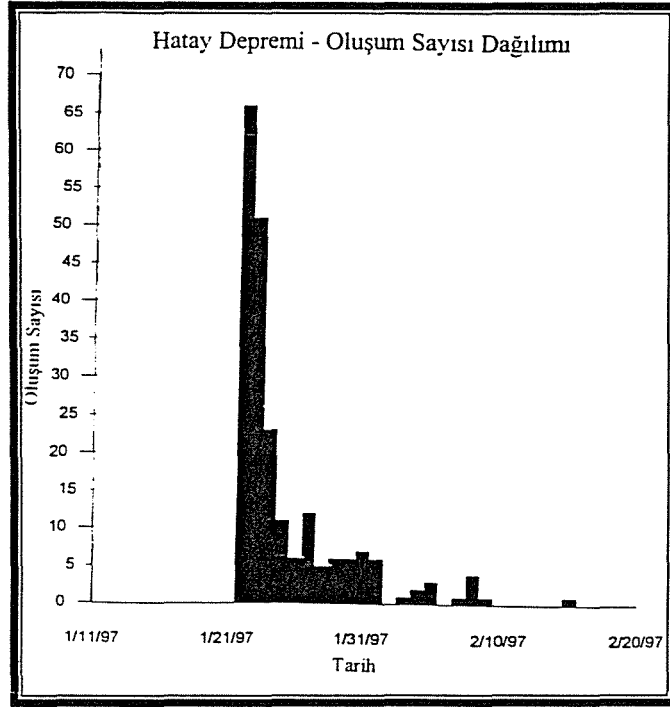


ŞEKİL 17: Hatay şehri ve hasarlı köylerin bulunduğu jeolojik birimleri gösteren kesit (Erdik ve diğ., 1997'den alınmıştır).



ŞEKİL 18: Hatay depreminin eşiddet haritası.

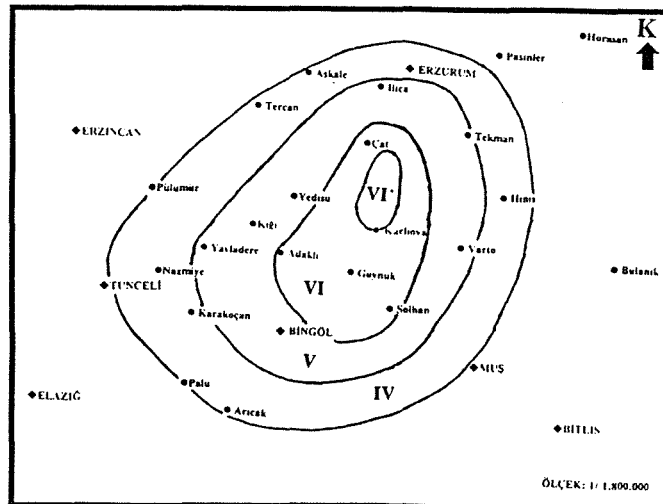
Pınar ve diğ., 1998 tarafından yapılan depremin odak mekanizması çözümü doğrultu atım bileşeni olan normal faylanma özelliği göstermektedir ve KD-GB doğrultulu düzlem saha gözlemleri ile uyumlu olup fay düzlemi olarak seçilmiştir (Şekil 5). Hatay ve civarı, eğim atımlı faylanmaların hakim olduğu, bununla birlikte doğrultu atımlı fay sistemlerinin de bölgede görüldüğü bir geçiş zonu özelliğini taşımaktadır. Bölgedeki hakim fay sistemleri K-G yönlü olup zaman zaman doğrultuları KD-GB ve KB-GD şeklinde olmaktadır. Ana şoku takip eden yarım saat içinde büyüklükleri $M_b=5.2$ ve 5.3 olan iki orta şiddette artçı sarsıntı meydana gelmiş olup, hafif şiddetteki artçı sarsıntılar uzun bir süre devam etmiştir (Şekil 19).



ŞEKİL 19: Hatay depremi artçı depremlerde oluş sayısı-zaman ilişkisi.

9) 13 Nisan 1998 Karlıova-Bingöl Depremi

Deprem özellikle Karlıova-Çatak arasında etkili oldu ve 4'ü ağır olmak üzere 13 kişi yaralandı. Karlıova'ya bağlı Kantarkaya, Kargapazarı, Dört Yol, Derinçay ve Yeniçağa köylerinde, Karlıova PTT binası, Yatılı Bölge Okulu ve Çatak Jandarma Karakolu hasar meydana gelmiştir. Bunun yanında bölgedeki köylerdeki 100'ün üzerinde ev hasar görmüştür. Depremden sonra 20 Nisan tarihine kadar yaklaşık 60 adet artçı deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerin büyüklükleri $M_D=2.9-3.2$ arasında değişmektedir. Depremden sonra yapılan arazi gözlemlerinde arazi üzerinde herhangi bir faylanmaya raslanmamış olup, bunun yanında Solhan'a bağlı Asmakaya köyünde, Yoncalık, Kalecik köyleri civarlarında heyelanların ve kaya düşmelerinin olduğu gözlemlenmiştir. Depremin maksimum gözlemsel şiddeti $I_0=VI^+$ (MSK) olup, izoseist haritası çizilmiştir (Şekil 20).



ŞEKİL 20: Karlıova depreminin eşşiddet haritası.

10) 27 Haziran 1998 Ceyhan-Adana Depremi

Ceyhan depremi, son yıllarda Türkiye’de büyük bir şehirde olan en önemli depremdir. Deprem, Çukurova bölgesi başta olmak üzere yaklaşık 400000 km²’lik bir alanda hissedilmiştir. Deprem esnasında 146 kişi hayatını kaybetmiş, 1000’den fazla kişi de yaralanmıştır. Deprem sonucu 12 000’in üzerinde bina hasar görmüş ve yaklaşık yarım milyar dolar tutarında maddi kayıp meydana gelmiştir. Ana şoku ($M_D=6.3$, $M_S=6.2$) takip eden 3 ay içerisinde hissedilir türde (çoğunluğu $M_D>3.0$) toplam 137 adet artçı depremin lokasyonu yapılmıştır. Artçı şokların dağılımı Tablo 2’de verilmiştir. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depreminin artçılarının dış merkez dağılımlarına bakıldığında, artçı sarsıntıların dağılımının Adana’nın güneydoğusunda ve genelde KD-GB gidişli yoğunlaştığı ve ağır hasar gören bölge ile uyumlu olduğu, deprem odak derinliklerinin de 0-30 km. arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 21).

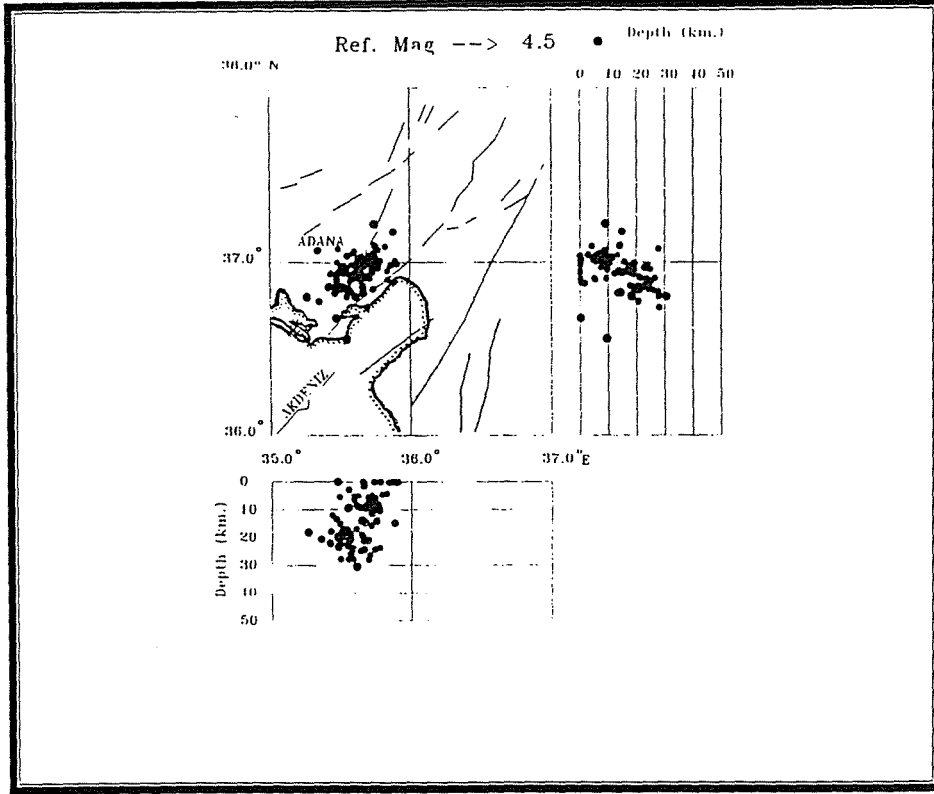
TABLE - 2

(27 Haziran 1998- 5 Şubat 1999 tarihleri arası artçı sarsıntı dağılımı)

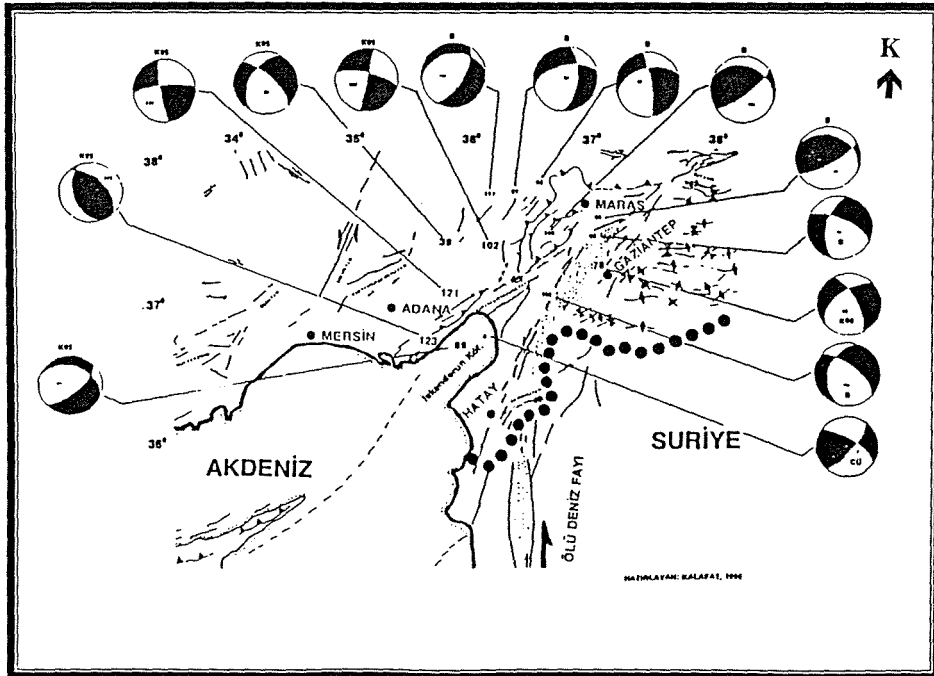
HAFTALAR	DEPREM SAYISI	EN BÜYÜK MAGNİTÜD (M_{max})
1. Hafta	75	4.9
2. Hafta	25	5.1
3. Hafta	9	4.0
4. Hafta	7	3.6
5. Hafta	1	3.6
6. Hafta	1	3.6
7. Hafta	4	3.5
8. Hafta	3	3.7
9. Hafta	3	3.9
10. Hafta	-	-
11. Hafta	-	-
12. Hafta	-	-
13. Hafta	1	4.0
14. Hafta	2	3.6
15. Hafta	1	3.2
16. Hafta	-	-
17. Hafta	2	4.0
18. Hafta	-	-
19. Hafta	1	3.2
20. Hafta	-	-
21. Hafta	-	-
22. Hafta	1	3.6
23. Hafta	1	4.2
24. Hafta	-	-
25. Hafta	-	-
26. Hafta	-	-
27. Hafta	-	-
28. Hafta	-	-
29. Hafta	2	4.2
30. Hafta	1	3.8
31. Hafta	-	-
32. Hafta	-	-

Anaşokun mekanizma çözümü P dalgalarının ilk hareket yönlerinden faydalananak bulunmuştur. Mekanizma sonucu bize depremin ters bileşeni olan sol yönlü doğrultu atımlı faylanma ile meydana geldiğini ve doğrultusunun KD gidişli olduğunu göstermiştir (Şekil 5).

Çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan mekanizma çözümlerine bakıldığında (Canitez ve Üçer, 1967; Büyükaşikoğlu, 1979; Kalafat, 1995) bölgede karmaşık bir deformasyonun olduğu, dolayısıyla bölgenin çeşitli türde mekanizmalar üreten bir tektonik yapıya ve stress dağılımına sahip olduğu görülmektedir. Özellikle doğrultu atım bileşeni olan normal ve ters faylar, doğrultu atımlı fayların bölgede hakim faylanma tipleridir (Şekil 22).



ŞEKİL 21: Ceyhan-Adana depreminin artçı şoklarının ve odak derinliklerinin dağılımı.



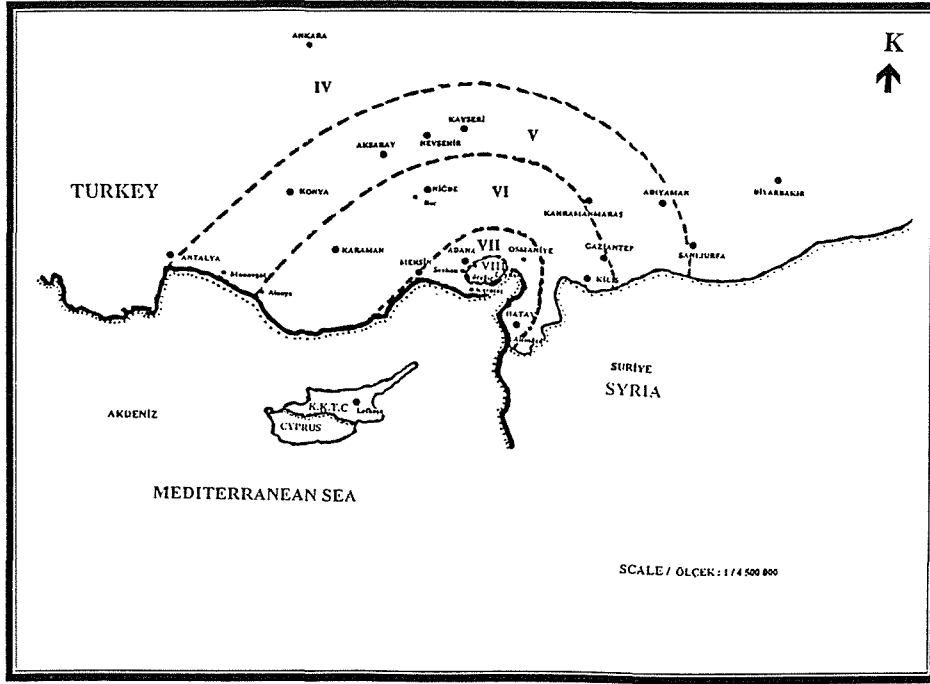
ŞEKİL 22: Bölgede bugüne kadar yapılmış fay düzlemleri çözümleri (Kalafat, 1995'den alınmıştır).

Adana-Ceyhan depremi, Adana şehrinin “Güney Adana “ olarak bilinen eski yerleşim yerlerinde etkili olmuştur. Yüreyr ilçesi, Tepebağ, Kayalıbağ, Dağlıoğlu, Kiremithane, PTT evleri bölgesi, Baraj yolu ile Obalar caddesindeki eski Adana evlerinde büyük hasar meydana geldi. Deprem Ceyhan ilçesi ve köylerinde de hasara neden olmuştur. Hasevler blokları, Abdioğlu, Geçitli, Yakapınar (Misis) beldesi, Kılıçlı, Suluca beldesi, Baklalı, Kızılkış, Dağcı, Toktamış, K. Burhaniye, B. Mangıt köyleri de hasar görmüştür (Şekil 23).



ŞEKİL 23: Ceyhan-Adana depreminde ağır hasarın ve arazi deformasyonlarının görüldüğü yerler.

Çökme/Heyelan Ceyhan nehri boyunca Abdioğlu, Nacarlı, Güveloğlu, Karamezar, Yeşilbahçe, B. Mangıt köyleri ve civarında büyük bir alanda izlenmiştir. Sıvılaşma, Ceyhan nehrinin iki tarafı boyunca ve genel doğrultusu K-G yönlü olup, zaman zaman D-B doğrultusunda, Karamezar, Vayvaylı, Abdioğlu, Kazım Özler İlköğretim Okulu bahçesinde, Kütüklü, Güveloğlu, Yeşilbahçe köyleri civarlarında tarlalarda görülmüştür. Su fişkırmaları, Yılankale, Abdioğlu, Vayvaylı, Mercimek, Yeşilbahçe köyleri civarlarında görülmüştür. Cebelinur dağından, Yılankale, Körmezar Nacarlı köyünün doğusundan depremin etkisi ile kaya kopmaları ve heyelanlar meydana gelmiştir. Kozan yolu üzerinde Kılıçlı köyünde arazi üzerinde genel doğrultusu K-G olan ve yaklaşık 150 m. kadar sürekli devam eden deformasyon izlerine rastlanmıştır. Depremin etkilediği alan belirlenmiş eşşiddet haritası çizilmiştir (Şekil 24). Maksimum Gözlemsel şiddet $I_0=VIII$ (MSK) olarak belirlenmiştir.



ŞEKİL 24: Ceyhan-Adana depreminin eşsiddet haritası.

Sonuçlar

13 Mart 1992 Erzincan depremi, son yıllarda KAFZ'da meydana gelmiş en önemli depremdir ve KAFZ' nun aktivitesinin günümüzde de sürdüğünü ortaya koymuştur. 15 Mart 1992 Pülümür depremi, Erzincan depreminin tetiklediği bir deprem olarak düşünülmelidir ve bölgedeki stres dengesinin bozulması sonucu meydana gelmiştir. Aktif iki graben sistemi arasında bulunan horst bölgelerinde, aktivitenin devamı ile makaslama kuvvetleri meydana gelmekte, bunun sonucu ana graben sistemine oblik konumlu yırtılmaların oluşması Batı Anadolu'da, 6 Kasım 1992 Doğanbey depremi gibi ters bileşeni olan doğrultu atımlı faylanmaları oluşturabilmektedir. Bu deprem, bölgede levha içi deformasyonların devam ettiğine işaret etmektedir. 1 Ekim 1996 Dinar depremi ile Dinar-Çivril fayının yalnızca 10-12 km.'lik kısmı aktivite kazanmıştır. Bölgedeki deprem aktivitesi genelde açılma rejiminin sonucu olarak meydana gelmektedir. Hatay ve çevresinin genç tektonik evriminde Türk ve Arap plakaları arasındaki kıta-kıta çarpışmasının etkisi olduğu bilinmektedir. Bölge genel anlamda güneyde Ölü Deniz Fay Zonu'nun, Kuzeyde Doğu Anadolu Fay Zonu'nun ve batı-güneybatıda Kıbrıs ark'ının etkisi altında olup, oldukça kompleks bir yapı oluşturmaktadır. Bu yapısal gelişme ve etkili olan kuvvetlerin sonucu 22 Ocak 1997 Hatay depremi meydana gelmiştir. 27 Haziran Adana depremi ülkemizde büyük bir kentte meydana gelen en büyük depremdir. Depremden yaklaşık 2 milyon kişi etkilenmiştir. Bunun yanında ülkemizde ilk defa bir depremde büyük boyutta bir sıvılaşma örneği görülmüştür. Sıvılaşmanın yaygın olduğu bu bölgede yerleşim alanlarının olmaması hasarın artmasını önlemiştir. Saha gözlemleri deprem sonucu özellikle Ceyhan nehri boyunca çok büyük oturma/çökme ve heyelanların olduğunu göstermiştir. Adana depreminin odak mekanizması çözümü ters bileşenli doğrultu atımlı faylanmayı desteklemekte ve fay düzlemi çözümü bölgede K-G yönlü sıkışma ve D-B yönlü açılmayı desteklemektedir. Genel anlamda bölge bir kıtasal çarpışma alanıdır. Günümüzde de devam etmekte olan bu çarpışma, blokların içinde deformasyon oluşturmaktadır. Adana-Ceyhan depremi de bu deformasyonun bir sonucu olarak meydana gelmiştir. Depremin mekanizma çözümü de bölgedeki stress rejiminin karmaşık olduğunu desteklemektedir.

Son yıllarda Anadolu'da meydana gelen tahripkar depremlerin, özellikle alüvyon dolgu zeminlerdeki yerleşim birimlerinde ve üçlü eklem bölgelerinde yani fay zonlarının veya fay sistemlerinin birbirleri ile kesiştiği, büküm yaptığı dokunak bölgelerinde etkili olduğu görülmüştür. Bu bakımdan bu bölgelerdeki aktiviteye neden olan örtülü diri fayların ortaya

çıkarılması ve yeni kurulacak yerleşim birimlerinin bu fay sistemleri göz önünde bulundurularak kurulması, depreme dayanıklı yapı tasarımlarının bu bölgelerde gerçekleştirilmesi, yapısal hasarların önlenmesi ve en aza indirilmesi çalışmalarına önemli katkılar sağlayacaktır.

Değınilen Belgeler

- Barka, A. (1992). Tectonics-Surface Cracs, March 13, 1992 Erzincan Earthquake: A Preliminary Reconnaissance Report, Boğaziçi University, No. 505, 3-6/68-78.
- Büyükaşıkoglu, S., 1979. Sismolojik verilere göre Anadolu ve Doğu Akdeniz'de Avrasya-Afrika levha sınırının özellikleri, Doçentlik Tezi, İTÜ MF, İstanbul.
- Canitez, N. and S. B. Üçer, 1967. Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia, Tectonophysics, 4(3), 235-244.
- Erdik, M., N. Aydınoglu, A. Pınar, D. Kalafat (1995). 1 Ekim 1995 Dinar Depremi ($M_s=6.1$) ön inceleme Raporu, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi Aylık Yayın Organı, Sayı 24.
- Erdik, M., D. Kalafat, A. Pınar, N. Aydınoglu (1997). 22 Ocak 1997 Antakya Depremi ($M_w=5.8$) Ön Gözlem Raporu, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası Hatay Şubesi 1997-1 Yayını, Hatay.
- Eyidoğan, H. (1992). 13 Mart 1992 Erzincan depreminin ana şok ve art sarsıntı özellikleri üzerine bir tartışma, Jeofizik 6, No. 2, 103,112.
- Eyidoğan, H., A. Barka, 1996. The October 1995 Dinar Earthquake, SW Turkey, Terra Nova 8, 479-485.
- Gündoğdu, O., Y. Altınok, M. Hisarlı, H. Beyaz (1992). 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Gözlem ve Değerlendirmeleri, Erzincan Depremi ve Türkiye deprem Sorunu, 56-62.
- Gürbüz, C., B. Üçer, A.M. Işıkara (1992). Aftershock Investigations, March 13, 1992 Erzincan Earthquake: A Preliminary Reconnaissance Report, Boğaziçi University, No. 505, 58-60.
- Kalafat, D. (1989). Son yıllarda olmuş bazı büyük depremlerin odak mekanizması açısından irdelenmesi, DAB 66, 6-33.
- Kalafat, D., 1995. 1964-1994 yılları arasında Türkiye ve yakın çevresinde etkili olmuş depremlerin makrosismik gözlemleri, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı 73, 60-107.
- Kalafat, D., 1995. Anadolu'nun Tektonik Yapılarının Deprem Mekanizmaları Açısından İrdelenmesi, İ.Ü. DBİE Doktora Tezi, 217 s., İstanbul.
- Kalafat, D., 1996. 1 Ekim 1995 Dinar Depremi ve Saha Gözlemleri, Deprem Araştırma Bülteni 74, 95-113.
- Pınar, A. and Y. Honkura (1994). Rupture process of the 1992 Erzincan earthquake and its implication for seismotectonics in eastern Turkey, Geophys. Res. Lett., Vol. 21, No. 18, 1971-1974.
- Pınar, A. 1998. Source inversion of the October 1, 1995 Dinar, earthquake ($M_s=6.1$): a rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey, Tectonophysics 292, 255-266.
- Pınar, A., D. Kalafat, S.B. Üçer, 1998. Rayleigh Yüzey Dalga Spektrumu, Cisim Dalgaları ve ilk hareket yönlerinden 1992-1997 yıllarında Türkiye ve Civarında oluşan depremlerin ($M_s=5.5-6.8$) Analizi, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı 76.
- Türkelli N., D. Kalafat, Ş. İnce (1990). 6 Kasım 1992 İzmir Depremi depremi ve artçı şokları DAB 68, 58-95.
- Türkelli N., D. Kalafat, K. Kılıç, G. Öz (1990). 28 Ocak 1994 Manisa depremi ve bölgenin deprem etkinliği, DAB 68, 32-57.
- Türkelli N., D. Kalafat, O. Gündoğdu (1995). 6 Kasım 1992 İzmir (Doğanbey) depremi saha gözlemleri ve odak mekanizması çözümü, JEOFİZİK, C. 9, 1-2, 343-348.

Adana Çevresinin Güncel Tektoniği ve 1998 Adana Depremi
Active Tectonics of the Adana Region and The 1998 Adana Earthquake

Aykut Barka^{1,2}, Serdar Akyüz³, Erhan Altunel⁴

¹ İTÜ, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Ayazağa 80626, İstanbul

² TÜBİTAK-MAM, Yer Bilimleri Enstitüsü, PK 21, Gebze 41470, Kocaeli

³ İTÜ, Maden Fakültesi Jeoloji Bölümü, Ayazağa 80626, İstanbul

⁴ Osmangazi Üniversitesi, Müh. Mim. Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, Eskişehir

Öz

Maraş üçlü eklemi, Anadolu bloğu, Arabistan ve Afrika levhaları arasında yer alır. Son yıllarda yapılan GPS ölçümlerinden Arabistan ile Afrika sınırını oluşturan Ölüdeniz fayı üzerinde ~10 mm/yıl ve Anadolu ile Arabistan sınırını oluşturan Doğu Anadolu fayı üzerinde ise yine ~8-9 mm/yıl'lık bir hız elde edilmiştir. Bu GPS hızları ve vektörleri kullanılarak yapılan üçlü eklem çözümü, Afrika ile Anadolu sınırını ve geniş bir deformasyon zonu oluşturan üçüncü sınırın kinematığı ve hızı hakkında bilgi vermektedir. Anadolu/Afrika sınırını oluşturan ve Misis-Girne hattını da içeren Kıbrıs yayının doğu kenarı üzerinde normal bileşenli sol-yanal bir hareketin olduğu ve hızın yaklaşık ~8 mm/yıl mertebesinde BKB-DGD doğrultulu olduğu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca, bu üçlü eklemin duraysız olduğu ve üç levha arasındaki sınırının ve üçlü eklemin zaman içinde yer değiştirmesi sebebiyle deformasyonun Adana, Antakya ve Maraş arasında kalan geniş bir alana yayıldığı sonucuna varılmıştır. Bu genişlemeye bağlı olarak gelişen Adana-İskenderun ve Karasu vadisinde gözlenen genç volkaniklerin yaşı, üçlü eklemin bugünkü konumunun en geç ~3 m.y. önce başladığını göstermektedir. 1998 Adana depremi (M=6.3) ve daha önce meydana gelen orta büyüklükteki depremlerin çözümleri bu mekanizmayı doğrulamaktadır. Misislerde gözlenen ve Üst Miyosen'î de etkileyen bindirmelerin, Anadolu bloğunun batıya kaçmaya başlamasından önce Kıbrıs yayının gelişmesi ile ilgili paleotektonik döneme ait olduğu veya üçlü eklemin geç Miyosen-erken Pliyosen döneminde Misislerin batısında bir yerde olduğu ve Misislerin bu sebeple Arabistan ve Anadolu arasında transpresyonal (bindirme ve sol-yanal) bir yapı olduğu şeklinde yorumlanabilir. 1998 Adana depreminin ana ve artçı depremlerinin incelenmesi Misis-Ceyhan fayının aralarında yaklaşık 15 km derinlikte bir süreksizlik olduğunu göstermektedir. Alttaki tabakanın Afrikaya ait okyanusal kabuğa ve üstteki tabakanın üstteki Anadolu kıtasal kabuğa karşılık geldiği kabul edilmiştir. Sol-yanal Misis-Ceyhan fayının bu iki tabakalı yapıyı kestiği ve 1998 Adana depreminin yalnız alttaki tabaka üzerinde harekete sebep olduğu sonucuna varılmıştır.

Abstract

The Maraş triple junction is located between Anatolian block, Arabian and African plates. Recent GPS measurements have revealed ~ 10 mm/year of motion along the Dead Sea fault and ~ 8-9 mm/year along the East Anatolian fault forming the boundaries between Arabia and Africa, and Arabia and Anatolia, respectively. The triple junction solution also predicts a transtensional motion along the Anatolian/African boundary, eastern flank of the Cyprus arc including Krimeca-Misis mountains, trending WNW-ESE with a rate of ~8 mm/year. Analysis of the velocity triangle of the Maraş triple junction by using GPS data also illustrates that the triple junction is not stable. Since the triple junction is not stable, the entire area between Adana, Maraş and Antakya has been deformed. The 1998 Adana earthquake and previous moderate earthquakes which had occurred in the region are also consistent with the transtensional regime in the region. The volcanism located between Adana and İskenderun and in the Karasu valley are products of this transtensional regime and they have been dated as being ~3 Ma. This suggests that the present day boundaries were established at least 3 Ma ago. The NE-SW thrusting observed along the Misis Mountain that deformed even late Miocene sediments is related to either the evolution of Cyprus arc which was effective before the westward escape of the Anatolian block or that during the late Miocene-early Pliocene period triple junction was located west of the Misis mountain so that Misis mountain developed as transpressional feature (thrust and left-lateral) between Arabia and Anatolia. The study of aftershocks and main shock of the 1998 Adana earthquake

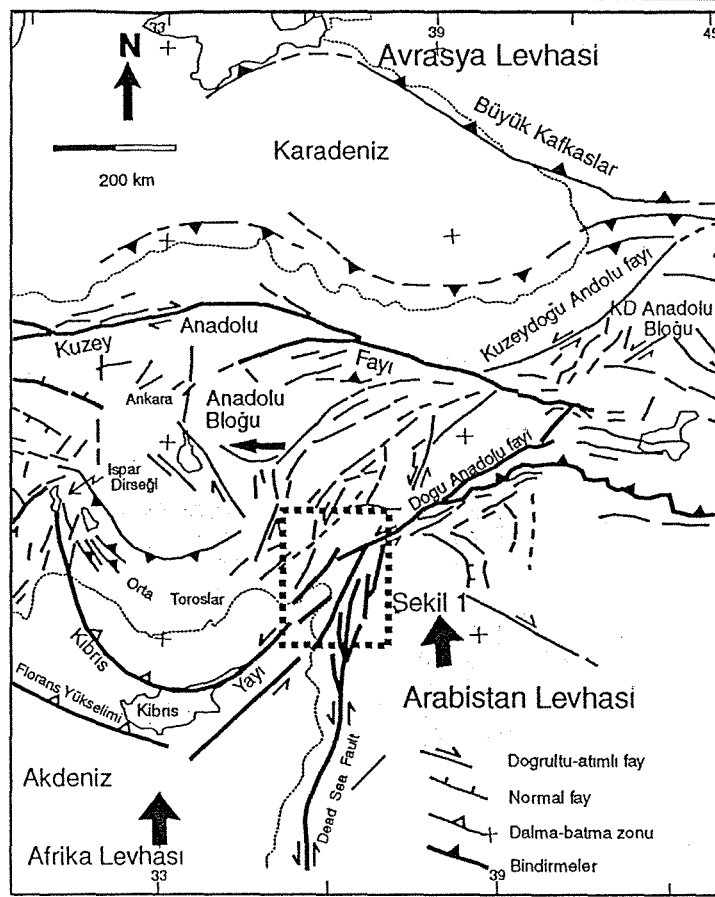
suggest that the left-lateral Misis-Ceyhan fault has two layer structure at depth decoupled by a discontinuity at depth of 15 km. The lower one may represent subducted African oceanic litosfer while the upper one Anatolian block consisting of accretionary prisms. It appears that the 1998 Adana earthquake caused motion only on the lower layer.

Giriş

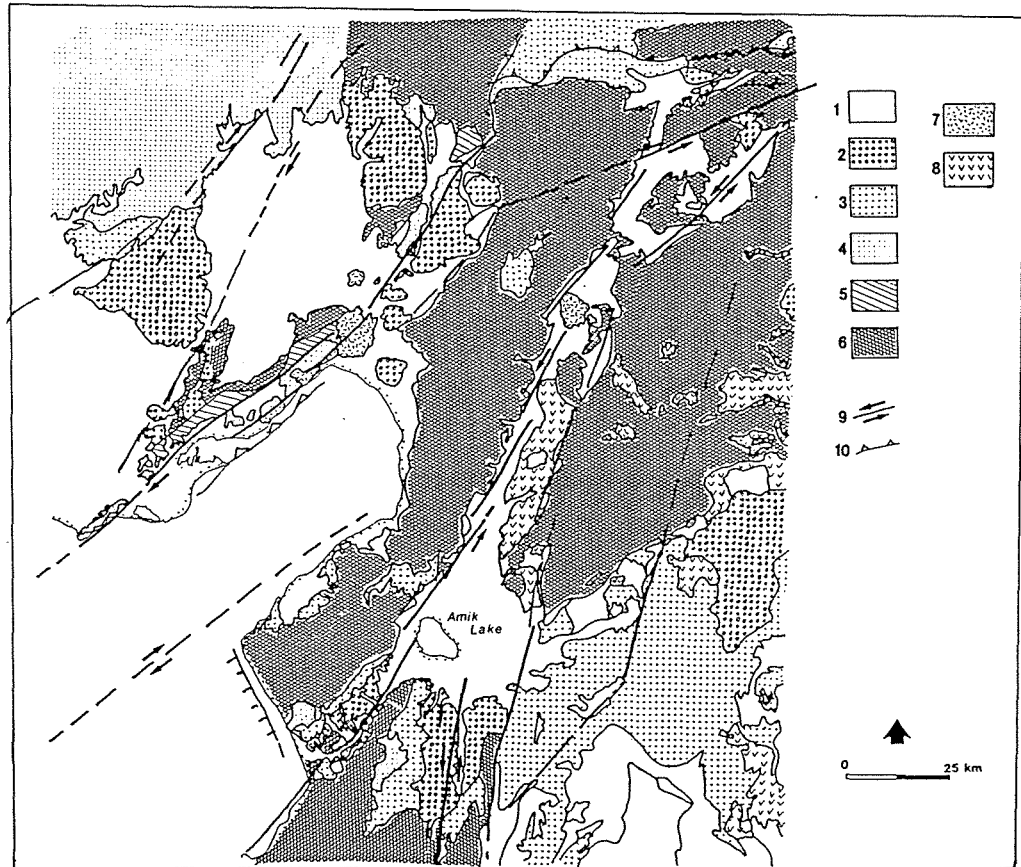
Arabistan ve Afrika levhaları ile Anadolu'nun oluşturduğu üçlü eklem, Adana, Maraş ve Antakya çevresinde geniş bir deformasyon alanı meydana getirmektedir (Şekil 1). Bu üçlü eklem çevresinde Misis yükselimi ile birbirlerinden ayrılan Adana ve İskenderun basenleri, Amanos dağları, Karasu vadisi ve Amik baseni önemli morfolotektonik yapıları oluştururlar. Ölüdeniz fayı, Doğu Anadolu fayı ve Misis-Krenia yükselimini de kapsayan Kıbrıs yayının doğu kenarı bu üçlü eklem sınırlarını oluşturmaktadır (Şekil 1). Misis dağları, kireçtaşları ve volkaniklerden oluşan yitim zonu karmaşığı olan Bulgurdağ Formasyonu tarafından temsil edilmiştir (Şekil 2). Bu birimin üzerine Adana baseninde, altta denizel resif ve türbiditler ve daha üste doğru delta çökellerinin yer aldığı Miyosen yaşlı Karaisalı, Güvenç ve Kuzgun formasyonları gelmektedir (Yalçın ve Görür, 1984; Kozlu, 1987; Yetiş 1988). Bu birimler daha üstte Pliyo-Kuvaterner yaşlı Adana grubu klastikleri tarafından örtülmektedirler. Misislerin güney batısında ise Aslantaş ve Karataş formasyonlarının yansıra Üst Miyosen yaşlı sığ denizel, delta fasiyesleri ve evaporitlerle temsil edilen Kızıldere formasyonu yer almaktadır (Kozlu, 1987). Misis dağları GD' ya, İskenderun körfezine doğru bindirmeli bir yapı göstermektedir. Bu sebeple Misislerin güneydoğusunda yer alan bütün formasyonlar kuzeydoğuya eğimli (Karig ve Kozlu, 1990) veya devriktir (Şekil 3). Kızıldere formasyonunun Üst Miyosen olması, sıkışmalı tektoniğın Pliyosen başlarına kadar devam ettiğini göstermektedir. Bütün bu bilgiler, Adana ve İskenderun basenlerinin büyük olasılıkla geç Miyosen- erken Pliyosen aralığında birbirlerinden ayrıldığını göstermektedir. Bu sıkışma tektoniğının Kıbrıs yayının KD ucundadaki yitim ve kıta-kıta (Afrika ve Anadolu) çarpışması ile ilgili olabileceğı ve/veya üçlü eklem geç Miyosen-erken Pliyosen döneminde Misislerin batısında bir yerde olduğu ve Misislerin bu sebeple Arabistan ve Anadolu arasında transpresyonal (bindirme ve sol-yanal) bir yapı oluşturduğu söylenebilir.

Doğu Anadolu fayı, Maraş üçlü eklemi batısında kollara ayrılmaktadır ve Karasu vadisi ile Adana baseni arasında karmaşık bir kaç koldan oluşmaktadır (Perinçek ve Çemen, 1990; Muehlberger ve Gordon, 1987; Şaroğı vd, 1987; Barka ve Kadinsky-Cade 1988). Adana baseninde Karataş-Osmaniye fayı, Yumurtalık fayı, Misis-Ceyhan ve Kozan fayları etkindir (Kozlu, 1987; Şaroğı vd., 1987). Bunlardan Karataş ve Yumurtalık fayları Doğu Anadolu fayının devamı olarak yorumlanabilirse de, Kozan ve Misis-Ceyhan fayları daha eski bir fay zonu olan Göksu fay zonunun devamı olarak kabul edilmektedir (Kozlu, 1987; Perinçek vd., 1987) (Şekil 4). Westaway ve Arger (1996)'a göre, Göksu fayı, Doğu Anadolu fayı oluşmadan önce Anadolu bloğunun ilksel olarak doğu sınırını oluşturmaktaydı. Bu fay zonunun günümüzde de aktivitesini sürdürdüğü, yalnız 1998 Adana depremi ile değil 1945, 1952 Misis depremleri tarafından da doğrulanmaktadır Şekil 4 ve 5). Bu depremler Misis dağlarının batı kenarı boyunca yer alan Misis-Ceyhan fayı üzerinde meydana gelmiştir (Şekil 6).

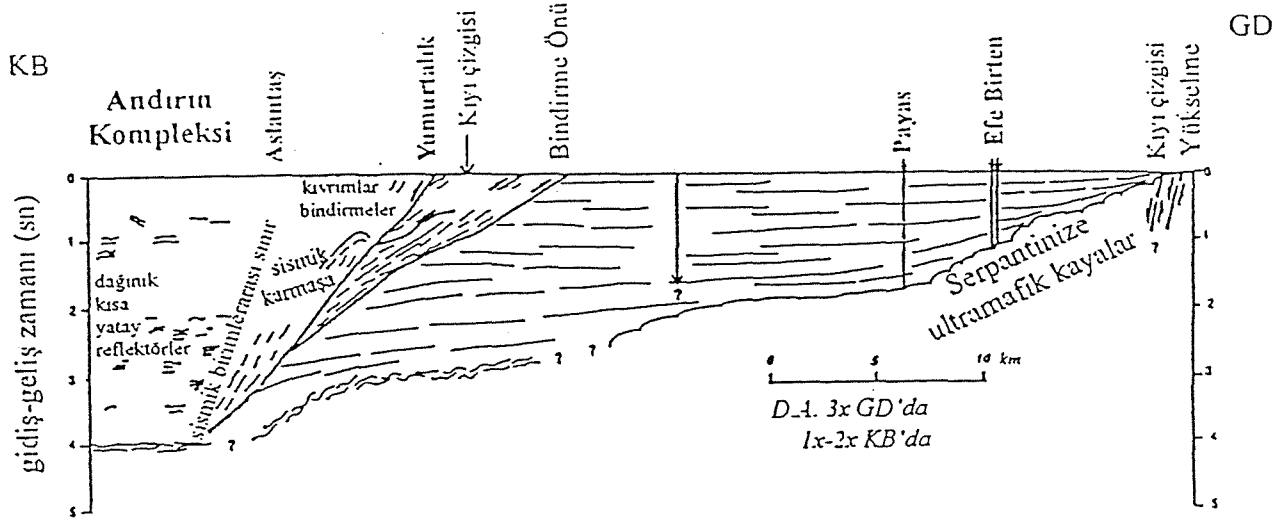
Adana-Osmaniye-İskenderun körfezi arasında genç bazaltlar yer almaktadır (Bilgin ve Ercan, 1981; Westaway ve Arger, 1996). Yapılan hava fotoğrafı çalışmalarında bu volkanik aktivitenin KKD-GGB doğrultulu normal faylarla ve Yumurtalık fayının



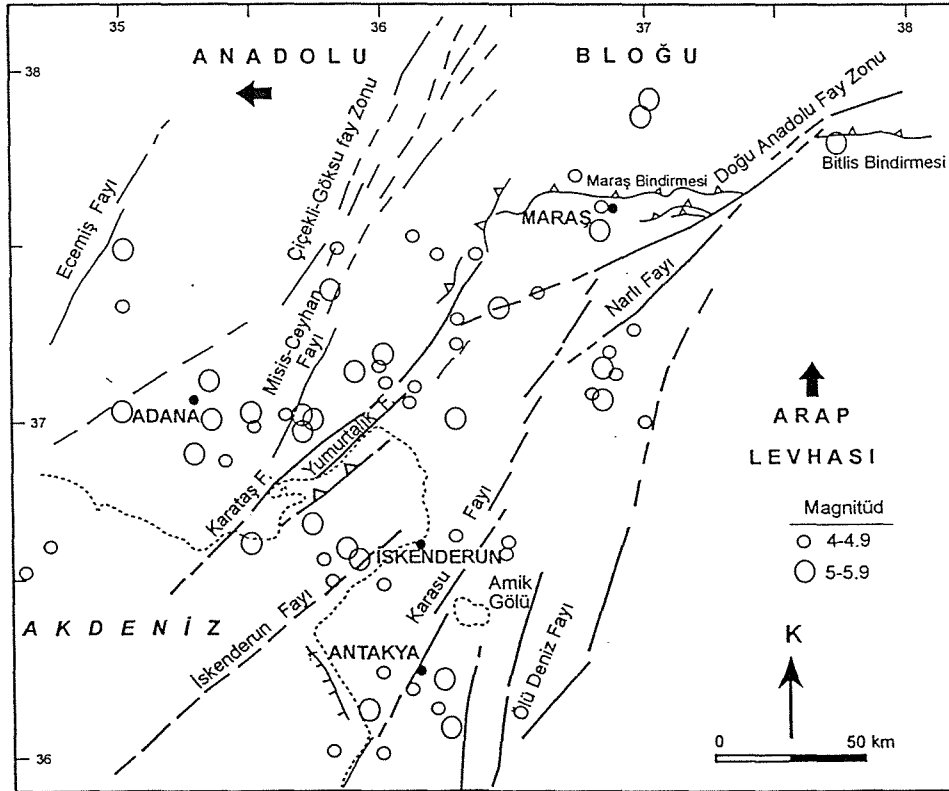
Şekil 1. Doğu Akdeniz çevresinin önemli tektonik yapıları (Barka ve Reilinger, 1997).



Şekil 2. Maraş üçlü eklemi ve çevresinin genelleştirilmiş Neojen-Kuvaterner jeoloji haritası (Gülen vd., 1988). 1, Geç Kuvaterner aluviyonları, 2, Pli-Pleyistosen taraçalar ve kalış çökelleri, 3, Geç Miyosen çökeller, 4, Orta Miyosen çökeller, 5, Alt Miyosen çökeller, 6, Temel, 7, 8, Pliyo-Kuvaterner volkanikleri, 9, Doğrultu atımlı faylar, 10, Bindirmeler.



Şekil 3. Misis ve İskenderun basenini kesen sismik profillerden yorumlana yapılar (Karig ve Kozlu, 1990).



Şekil 4. Maras üçlü eklemi ve çevresinin aktif fayları ve 1901-1983 arasındaki dönemde $M > 4$ depremlerin dağılımı (Gülen vd., 1988' değiştirilerek alınmıştır).

genişleme bükümleri boyunca ortaya çıktığı anlaşılmaktadır (Şekil 6). Volkanik kayalar, lav akıntıları ve piroklastikler olarak tabakalı bir yapı göstermektedir. Westaway ve Arger (1996) bu volkanikleri yaşını $0.6\pm 0.1-2.3\pm 0.8$ m.y. olarak belirlemiştir. Buna göre yaklaşık 3-4 My önce Misisler boyunca sıkışma rejimi genişleme rejimine dönüşmüştür. Aksu vd. (1992) yaptıkları deniz içi sismik yorumlarda Misislerin deniz içi devamında güncel olarak genişleme yapısı gösterdiğini ve Williams vd., (1995) Adana baseni sismik profilleri üzerinde yaptıkları yorumlarda Pliyosen sonrası genişleme olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu iki ayrı çalışma da volkaniklerin genişleme rejimi ile ilgili olduklarını doğrulamaktadır.

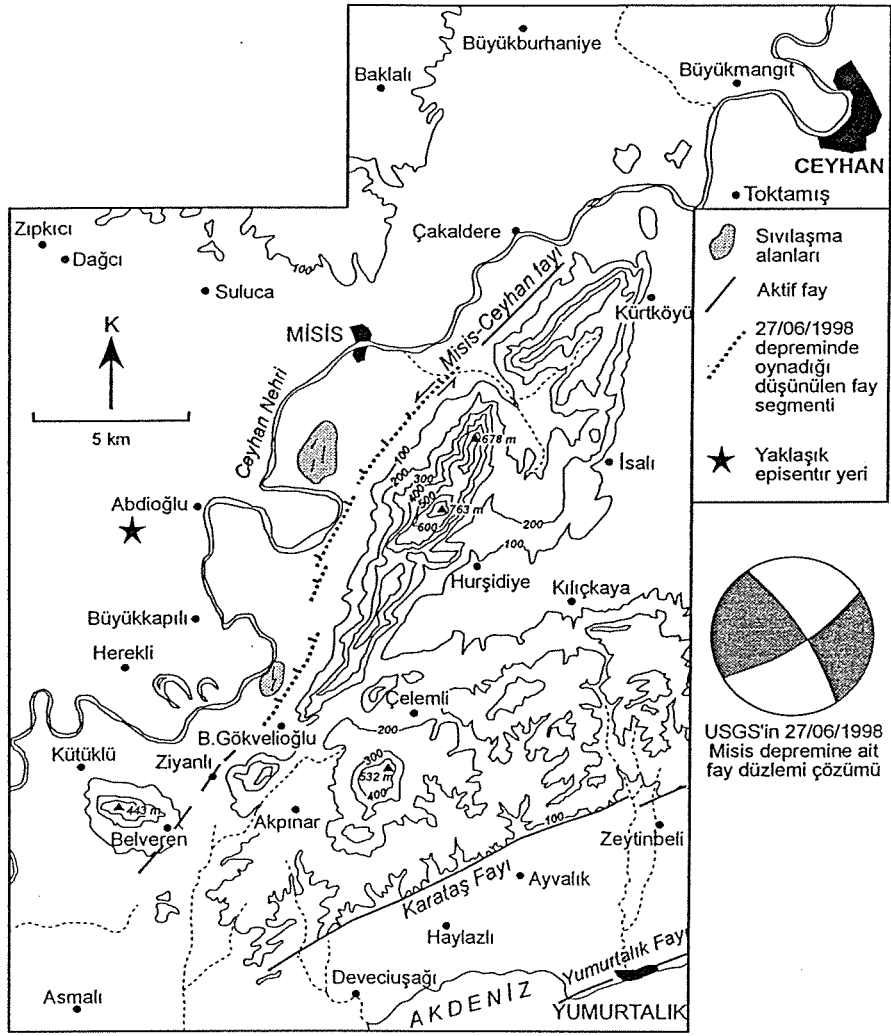
GPS sonuçları ile Maraş üçlü ekleminin çözümü

GPS ölçümlerine göre (Reilinger vd., 1997; McClusky vd., 1999) Arabistan levhasının Avrasya'ya göre hareketinin yaklaşık KKB yönünde 18-20 mm/yıl ve Afrika'nın kuzeye olan hareketinin ise yaklaşık 6-8 mm/yıl olduğu belirlenmiştir. Yapılan bu ölçümlerden Doğu Anadolu fayı üzerindeki hızın 8-9 mm/yıl olduğu hesaplanmıştır. Bu verilere göre yapılan üçlü eklem hız üçgeni, Afrika ile Anadolu arasındaki hareketin BKB yönlü bir genişleme ve hızın da ~ 8 mm/yıl mertebesinde olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 7). Ayrıca üçlü eklem duraysız olduğu anlaşılmaktadır. Benzer üçlü eklem çözümleri Şengör vd., (1985) ve Yürür ve Chorowicz (1998) tarafından da elde edilmiştir. Bu makaledeki fark, bu çözümün GPS verileri kullanılarak yapılmasıdır. BKB doğrultulu genişleme Adana ve çevresindeki faylara uygulandığında Kıbrıs yayının KD kenarını ve Afrika-Anadolu sınırını oluşturan bu alanın genel kinematığının normal bileşenli sol-yanal olduğu ortaya çıkmaktadır. Adana-İskenderun arasında Anadolu-Afrika sınırının geniş bir alana yayılmasının ve volkanik aktivitenin, buradaki gerilme ağırlıklı mekanizmadan kaynaklandığı anlaşılmaktadır. Bölgedeki bazaltların yaşının ~ 3 m.y. olduğu kabul edilirse, Misis çevresinde erken Pliyosen'e kadar etkin olan sıkışmalı rejimin bitip yerine genişlemeli rejimin geldiği, Kıbrıs yayı ile ilgili sıkışmanın yerini Anadolu bloğunun batıya hareketinin aldığı veya Anadolu/Afrika ve Arabistan arasındaki üçlü eklem daha doğuya, Maraş civarına göç ettiği söylenebilir.

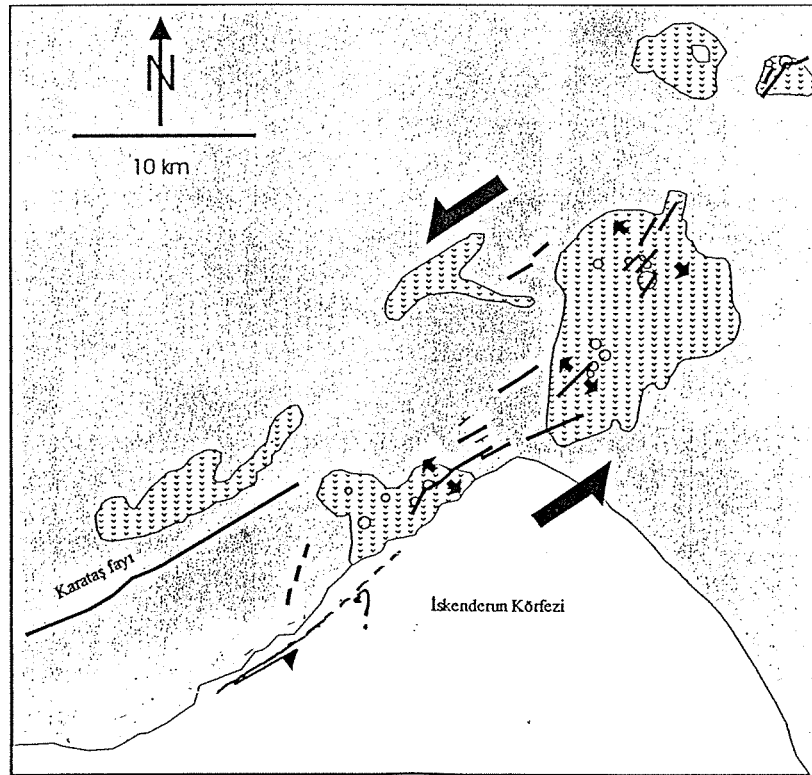
Adana depremi ve yüzey kırıkları

27 Haziran Adana depremi, $M=6.3$, Misis dağlarının batı kenarını sınırlayan Misis-Ceyhan fayı üzerinde meydana gelmiştir. Bu fay kuzeyde Göksu fay zonuna doğru uzanmaktadır. Deprem sırasında Misis kasabası ve Ceyhan'da önemli hasarlar meydana gelmiş olup 150 civarında can kaybı olmuştur. Depremın episatırının Adana-Misis arasında olduğu hesaplanmıştır (Ergin vd., 1999). Bu depremde elde edilen mekanizma daha çok sol-yanal hakim normal bileşenli çözüm vermektedir (Şekil 5). Elde edilen fayın doğrultusu ve kinematığı arazide gözlenen Misis-Ceyhan fayı ile uyum içindedir. 1998 Adana depremi öncesinde meydana gelen depremlerin çözümleri de (Gülen vd., 1988), (Şekil 6? 8?) bu alan için elde edilen güncel tektonik rejimi doğrular niteliktedir.

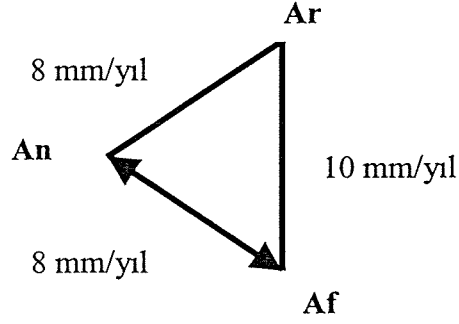
Yine aynı alanda 20 Mart 1945, $M=5.7$ ve 22 Ekim 1952 de $M=5.3$ depremleri meydana gelmiştir (Ambraseys, 1988). Özellikle 1952 depreminin hasar alanı 1998 depremi ile aynıdır (Şekil 9), (Pınar, 1953).



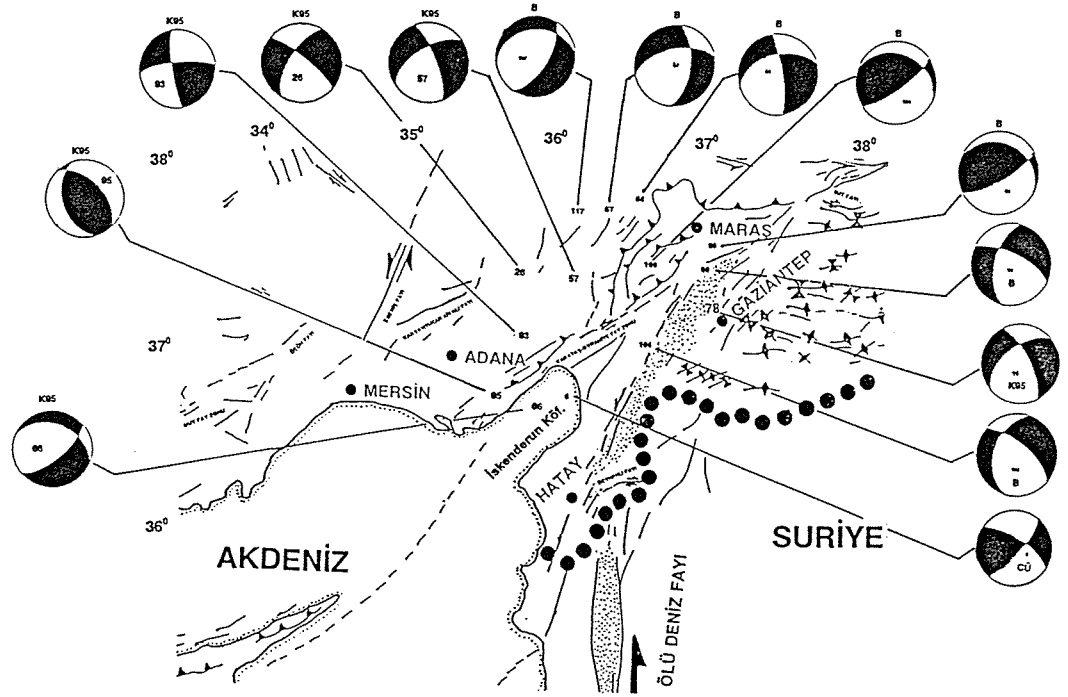
Şekil 5. 1998 Adana depremi makrosismik gözlemleri. ve USGS fay düzlemi çözümü.



Şekil 6. Iskenderun Körfezi kuzeybatısında yer alan genç volkanikler ve ilgili faylar.



Şekil 7. Arabistan, Afrika ve Anadolu arasındaki üçlü eklem çözümü. Bu çözüme göre Afrika-Anadolu sınırı BKB-DGD veya KB-GD genişleme vermektedir. Bu genişlemenin sınır üzerindeki izdüşümü bize sol-yanal transtensiyonel bir hakeket vermektedir.



Şekil 8. Maraş üçlü eklemi çevresindeki orta büyüklükteki depremlerin fay düzlemi çözümleri (Kalafat,1996)

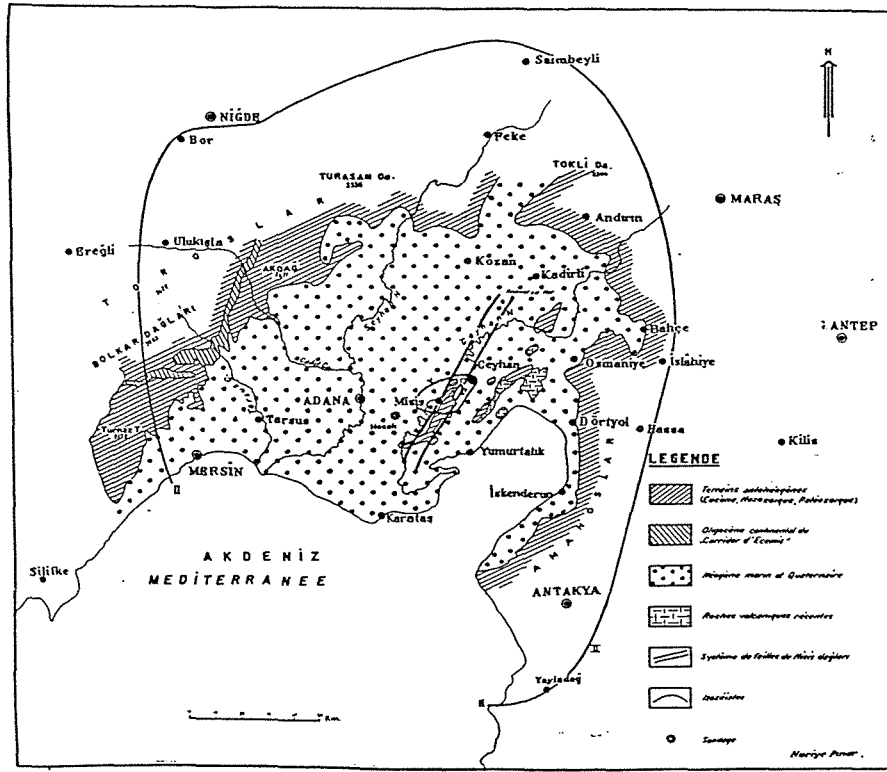
Deprem sonrası yapılan arazi gözlemlerinde Ceyhan nehri kıyısında yoğun sıvılaşma ve göçmelere rastlanmıştır (Barka ve Akyüz, 1998; Demirtaş, 1998; Gündoğdu vd., 1998). Bu sıvılaşmalar bazı araştırmacılar tarafından fayın yüzey kırığı olarak yorumlanmışsa da (Gündoğdu vd., 1998) bunların yüzey kırığı olmadığı ve nehrin kenarlarının kuvvetli yer sarsıntısı ile yıkılmaları olduğu sonucuna varılmıştır (Demirtaş, 1998). Şekil 10, bu sıvılaşma ve yıkılmaların nasıl meydana geldiğini şematik olarak göstermektedir. Buna göre Ceyhan nehrinin kenarları yer sarsıntıları sırasında yatay hareketler için serbet alan oluşturmaktadır ve bu serbest alan yakınlarında nehir geometrisine paralel çatlaklar oluşmaktadır. Bu çatlaklar sığ derinliklerde yine deprem sırasında sığ derinliklerde meydana gelen sıvılaşmanın kolaylıkla yüzeye çıkmasını sağlamaktadır.

Bu deformasyonun faylanma ile ilişkisinin olmadığını diğer bir kanıtı da elde edilen sismik bilgilere dayanmaktadır. Ergin vd., (1999) depremin ilk kırılmasının yaklaşık 33 km derinlikte meydana geldiğini ve artçı depremlerin kuzeye sığlaşarak yayıldığını belirlemişlerdir. Fakat bu sığlaşma yaklaşık 15 km derinliğe kadar ulaşabilmiştir. Başka bir ifadeyle, sismolojik veriler depremin bütün aktivitesinin veya yerdeğiştirmenin 33-15 km'ler arasında yer almış olduğunu göstermektedir. Sadece bu veri, depremin yüzeyde meydana getirdiği deformasyonun faylanma ile ilgisi olmadığını kanıtlamaktadır.

Bu verilerin işaret ettiği ikinci önemli sonuç ise Misis-Ceyhan-Göksu hattının altına dalan Afrika'nın belki okyanusal litosferinin olma olasılığıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1990; Yılmaz 1993). Sismik aktivitenin 15 km derinde kesilmesi, üstteki 15 km'lik kısım ile alttaki daha derin kısım arasında bir süreksizliğin varlığını göstermektedir. Bu süreksizlik, yığışım karmaşığında oluşan üstteki Anadolu bloğunun kenarı ile alta dalan okyanusal Afrika levhasının düşük eğimli sınırına karşılık gelebilir (Şekil 11). Eğer böyle ise bu sismolojik veriler, Pliyosen öncesi tektoniği ifade eden iki tabakalı levha yapısının, orta Pliyosen sonrasında Anadolu'nun batıya kaçışı ile oluşan sol-yanal doğrultu-atımlı faylarla kesildiğini ve 1998 Adana depreminde bu yapının yalnız alt kısmının (Afrika, okyanusal ?) hareket ettiğini gösterebilir.

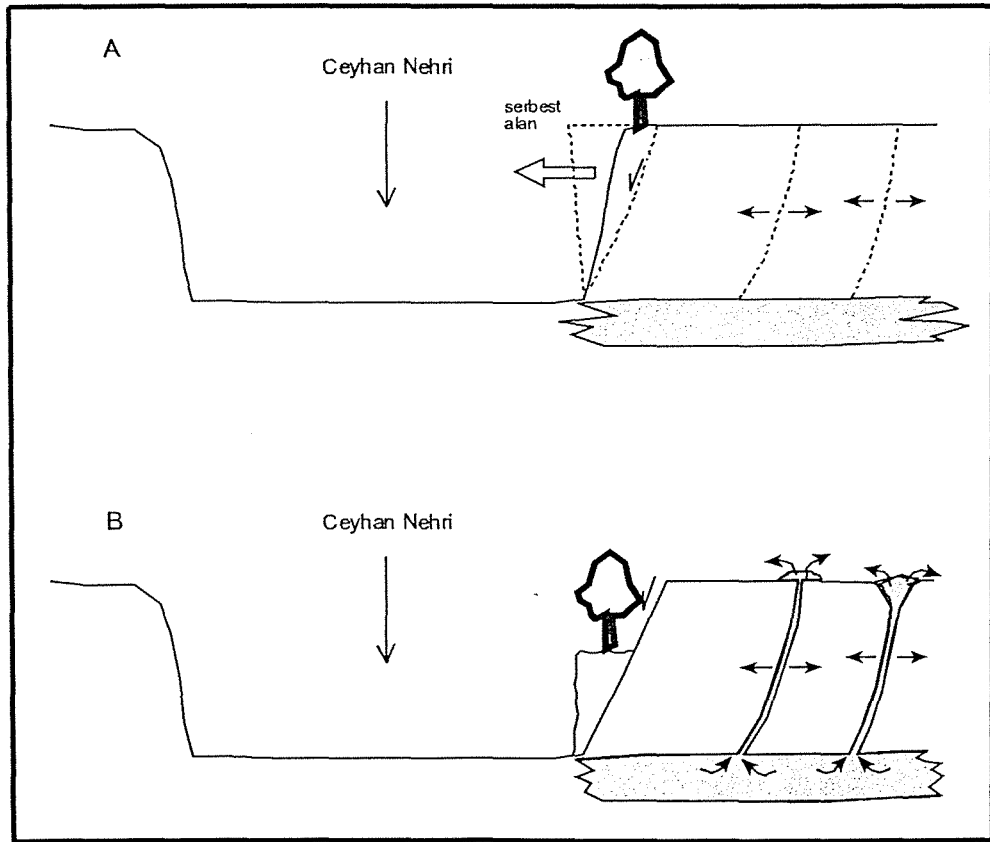
Sonuçlar

GPS ölçümlerinden elde edilen sonuçlarla Maraş üçlü eklemının çözümü, Anadolu-Afrika sınırı kinematığının BKB-DGD açılma olduğunu ve hızın ~8 mm/yıl mertebesinde olduğunu göstermektedir. Bu tektonik rejim buradaki KD-GB uzanımlı Anadolu-Afrika sınırına izdüşürüldüğünde, genişleme bileşenli sol-yanal bir hareket elde edilmektedir. Bu kinematik yapı, hem yaşları yaklaşık ~3 m.y. olan bazalt çıkışları ile ve hem de 1998 Adana depremi ve daha önce meydana gelen orta büyüklükteki depremlerin fay düzlemi çözümleri ile uyum içindedir. Misislerde gözlenen ve Üst Miyosen'i de etkileyen bindirmelerin, Anadolu bloğunun batıya kaçmaya başlamasından önce Kıbrıs yayının gelişmesi ile ilgili paleotektonik döneme ait olduğu veya üçlü eklemın geç Miyosen-erken Pliyosen döneminde Misislerin batısında bir yerde olduğu ve Misislerin bu sebeple Arabistan ve Anadolu arasında transpresional (bindirme ve sol-yanal) bir yapı olduğu söylenebilir.

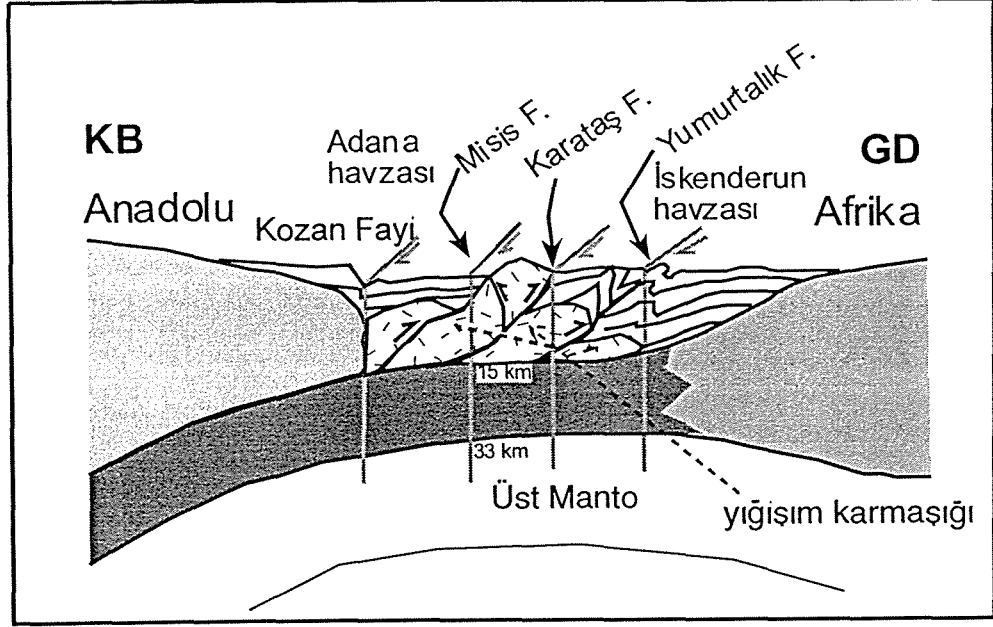


Carte II. — Séisme de Misis du 22 Octobre 1952

Şekil 9. 22 Ekim 1952 Misis depremi isosismik eğrileri (Pınar, 1953).



Şekil 10. 28 Haziran 1998 depremi sırasında oluşan yüzey deformasyonu ve sıvılaşmanın oluşumunun şematik olarak açıklaması. A- Yatay yer hareketi sırasında nehir kenarının serbest yüzey oluşturması sebebiyle nehir kenarında düşey veya düşeye yakın çatlakların oluşması ve bunun altında yer alan kumlu seviye içinde sıvılaşma meydana gelmesi, B- sıvılaşmanın bu çatlakları kullanarak yüzeye çıkması ve nehir kenarında yıkılmaların oluşması. B1 sebebiyle bu yapılar çok sığ yapılar olup derin faylanma ile ilişkileri yoktur.



Şekil 11. 28 Haziran 1998 depreminden elde edilen sonuçlarla ve jeolojik bilgilerin birarada değerlendirilerek Adana ve İskenderun basenlerinin altındaki yapıyı ile ilgili şematik olasılı kesit.

Bölgede güncel deformasyonun geniş bir alana yayılmasının üç ana sebebi vardır; a) Maraş üçlü ekleminin duraysız olması, b) Anadolu/Afrika sınırının genişleme bileşeninin olması, ve c) Üçlü eklemin Misis-Göksün hattı üzerinde iken daha sonra Doğu Anadolu fayının meydana gelmesi ile Maraş bölgesine göçmesidir (Westaway ve Arger, 1996).

1998 Adana depremi sırasında meydana gelen yüzey deformasyonu sığ sıvılaşma ve Ceyhan nehir kenarlarının göçmesi ile ilgili olup, fayın yüzey kırıkları olmadığı sonucuna varılmıştır. Yapılan sismik çalışmaların sonuçları (Ergin vd., 1999) bize bu depremin üzerinde meydana gelen fayın aralarında yatay'a yakın süreksizlik düzlemi olan iki tabakalı bir yapıdan (33-15 km ve 0-15 km) oluştuğunu göstermektedir. Alttaki tabakanın altta dalan Afrika'ya ait okyanusal bir kalıntı olduğu ve üstteki tabakanın ise üstteki Anadolu'ya ait yığışım karmaşığı ile temsil olunan kıta önü olduğu şeklinde yorumlanabilir. Bu iki tabakalı yapı son tektonik dönemde normal bileşenli sol-yanal faylarla kesilmiş durumdadır. Yapılan sismik çalışmalardan son Adana depreminde yerdeğiştirmenin yalnız alttaki tabakada meydana geldiği anlaşılmaktadır.

Değınilen Belgeler

- Aksu, A. E., T. J. Calon, D. J. W. Piper, S. Turgot, and E. Izdur, Architecture of late orogenic Quaternary basins in northeastern Mediterranean Sea, *Tectonophys.*, 210,191-213,1992.
- Ambraseys, N. N. (1988). Engineering seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 17, 1-105.
- Barka, A. A. and Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*. 7, 663-684.
- Barka, A. A. and Reilinger (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annale de Geofizica*. XL, 587-610.

- Barka, A. A. and Kadinsky-Cade, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Bilgin, A. ve Ercan, T., 1981. Ceyhan-Osmaniye yöresindeki Kuvaterner bazaltların petrolojisi. *TJK Bülteni*, 24, 21-30.
- Demirtaş, R., 1998. 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremi: sıvılaşma ve hendek çalışması. "Aktif Tektonik-2", Ed: A. A. Barka, S. Akyüz ve E. Altunel, TDV Yayını.
- Ergin, M., Aktar, M. ve Özalaybey, S. 1999. 27 Haziran 1998 Adana ana şoku ve artçı depremleri. "Aktif Tektonik-2", Ed: A. A. Barka, S. Akyüz ve E. Altunel, TDV Yayını.
- Gülen, L., Barka, A. A. and Toksöz, M.N., 1988. Continental collision and related complex deformation: Maraş triple junction and surrounding structures, SE Turkey. *Spec. Publ. Hacettepe Univ.* 14, 319-336.
- Gündoğdu, O., Özer, N. ve Akkargan, Ş., 1998. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi gözlem ve değerlendirilmeleri. "Aktif Tektonik-2", Ed: A. A. Barka, S. Akyüz ve E. Altunel, TDV Yayını.
- Kalafat D., 1996. Anadolu'nun Tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi. Doktora Tezi, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı İst. Üni. 217 pp.
- Karig, D.E. and Kozlu, H., 1990. Late Palaeogene-Neogene evolution of the triple junction near Maras, south-central Turkey. *J. Geol. Soc. Lond.*, 147, 1023-1-34.
- Kozlu, H., 1987. Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi. *in 7th Biannual Petroleum Congress of Turkey*, UCTEA Chamber of Petroleum Engineers and Turkish Association of Petroleum Geologists, Ankara, Turkey. 89-103
- Muehlberger, W. R., and Gordon, M. B., 1987. Observations on the complexity of the East Anatolian Fault, Turkey. *Jour. Struct. Geol.*, 9, 899-903.
- Perinçek, D., and Çemen, I., 1990. The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey. *Tectonophysics*, 172, 331-340.
- Perinçek, D., Günay, Y. and Kozlu, H., 1987. New observations on strike-slip faults in east and southeast Anatolia. *in 7th Biannual Petroleum Congress of Turkey*, UCTEA Chamber of Petroleum Engineers and Turkish Association of Petroleum Geologists, Ankara, Turkey. 89-103.
- Pınar, N. 1953. Adana havzasının jeolojisi ve 22 Ekim 1952 depremi. *İstanbul Üni. Fen Fak. Mec.* A-3231-241.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ. 1987. Active faults of Turkey. *Mineral Res. Explor. Inst. Turkey. Unpubl. Report*, 8643, 394.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach, *Tectonophysics.*, 75, 185-241.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape Turkey as a case study. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 37, 227-264.
- Westaway, R. and Arger, J., 1996. The Gölbaşı basin, southeastern Turkey: a complex discontinuity in a major strike-slip fault zone. *Jour. Geo. Soc. London*, 153, 729-744.

- Williams, G. D., Ünlügenç, U. C., Kelling, G. and Demirkol, C., 1995. Tectonic controls on stratigraphic evolution of the Adana basin, Turkey. *Jour. Geo. Soc. London*, 152, 873-882.
- Yalçın, N. and Görür, N., 1984. Sedimentological evolution of the Adana basin. *in Geology of the Taurus Belt*. Eds: O. Tekeli and C. Göncüoğlu. 165-172.
- Yetiş, C., 1988. Reorganization of the Tertiary stratigraphy in the Adana basin, southern Turkey. *Newsl. Stratigr.* 20(1), 43-58.
- Yılmaz, Y., 1990. Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East Anatolia and the surrounding regions. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond*, A331, 611-624.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 251-271.
- Yürür, T. and Chorowicz, J., 1998. Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of African, Arabian and Anatolians plates in the eastern mediterranean. *J. Volcanology Res.*, 1824, 1-15.

27 Haziran 1998 Adana anaşoku ve artçı depremleri

A Lower Crustal Event in Northeastern Mediterranean: The 1998 Adana Earthquake ($M=6.2$) and its Aftershocks

Mehmet Ergin¹, Mustafa Aktar^{1,2}, Serdar Özalaybey¹

¹ TÜBİTAK M.A.M. Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü, PK: 21, 41470, Gebze

² B.Ü. Kandilli ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220, Çengelköy, İstanbul.

ÖZ

27 Haziran 1998 tarihindeki 6.2 manyitütlü Adana depremi, TÜBİTAK-MAM Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü'nün 1991'den bu yana Adana çevresinde işlettiği sayısal gözlem ağıının merkezinde meydana gelmiştir. Bu gözlem ağı sayesinde Adana depremi ayrıntılı olarak incelenebilmiştir. Anaşok bu ağa ait 14 istasyon tarafından kaydedilmiş ve merkezüssü $36^{\circ}.53K-35^{\circ}.33D$, ve derinliği 33 km olarak saptanmıştır. Odak derinliğinin ilk belirlemenin aksine (~20km) çok daha derinde olması, bu büyüklükteki depremin yüzeyde gösterdiği etkinin beklenenden daha az olmasına neden olmuştur. Anaşokun kaynak mekanizması farklı yöntemlerle ele alınmış ve elde edilen sonuçların birbirleriyle uyumlu şekilde sol yönlü $K50^{\circ}D$ doğrultulu yanal atım özelliği göstermelerinden, Gökşun Fay Zonu (GFZ) trendi ile yakın ilişkisi olduğu ortaya çıkmıştır. Anaşoku izleyen iki günden itibaren merkezüssü çevresine kurularak işletilmekte olan istasyon sayısı bugün 25° 'e çıkartılmıştır. Gözlem ağıında anaşoktan önce hiçbir öncü deprem izine rastlanmamıştır. Bu çalışmada anaşokun meydana geldiği oluş tarihten itibaren üç aylık dönem içersinde kaydedilmiş olan 300 den fazla artçı sarsıntılar ele alınmıştır. Bu depremlere, hiposantir ve hız modeli için eşzamanlı ters çözüm işlemi uygulanarak bölge için yeni bir hız-derinlik modeli geliştirilmiştir. Artçı sarsıntılar Celenli-Abdiköy-Baklalı üçgeninde, 40 km'lik KD-GB doğrultulu çizgisel bir uzanım boyunca ve 20-40 km derinliklerde dağılım göstermektedirler. Bu deprem dağılımı iki küme oluşturmakta ve KD da bulunan depremler daha az derinliklerde yer almaktadır. Bu duruma göre, alt kabuk ve üst kabuğun belli ölçüde birbirinden bağımsız (decoupled) bir şekilde davrandığı düşünülebilir. 60 adet artçı depreme ait fay düzlemi çözümü elde edilmiştir. Bu çözümlerin büyük çoğunluğunun, düşey dalımlı, KD-GB doğrultuda sol yönlü doğrultu atımlı faylara karşılık geldiği belirlenmiştir. Bu fay düzlemi çözümlerinden elde edilen gerilme dağılımları bölgede KD-GB yönlü bir kayma rejiminin varlığını doğrulamaktadır. Ana ve artçı şokların hem episantir dağılımı hem de mekanizmalarının kıtakerarı (interplate) depremlerine özgü özelliklerde olmaları GFZ'nun güney kısmınının yırtıldığını göstermektedir.

ABSTRACT

A moderate-sized crustal earthquake ($M_w=6.2$) has occurred in the southeastern flank of the Adana Basin of Turkey, located on the northeastern Mediterranean Coast. This earthquake, however, has occurred at the center of a modern local seismograph network that has been in operation for the last 5 years. This allowed a study of both the location and source properties of the mainshock and the aftershocks in detail. The mainshock occurred at the location of $36^{\circ}.53N-35^{\circ}.33E$, 32km depth, on June 27, 1998, 13:55:52.75 GMT (Figure 2). This location is based on phase arrivals from 14 local stations, which provided a wide range of azimuthal coverage (azimuthal gap $<85^{\circ}$) at close epicentral distances ranging from 10 to 150km. A detailed crustal velocity model is determined to reliably locate earthquakes in the epicentral area. The most notable feature of the epicentral distribution is the presence of dense cluster of activity along local fault trends and mainshock source direction. There is no surface rupture associated with the faulting confirming the deep focal depth. The only surface features observed in the epicentral area are the deep ditches that were formed by liquefaction processes in ground water saturated areas of the basin. The fault plane solution (FPS) of the mainshock is studied by using both the P-wave first motion and the teleseismic waveform inversion approaches. The event is found to have a pure left lateral strike-slip mechanism (strike= 50° , dip= 90° , rake= 5°). Single FPS of 60 selected reliable events are obtained to analyze seismotectonic characteristic of the region. All FPS show good agreement with the inferred strike direction of the mainshock rupture and main fault trend. The inferred hypocentral distributions depth shows that the earthquake nucleated at an unusually deep seismogenic zone, within the lower crust. Epicentral distribution and mechanisms of main and aftershocks which has interplate properties shows that the southern part of GFZ has ruptured.

GİRİŞ

Adana Baseninin güneyinde 27 Haziran 1998 de Mw=6.2 büyüklüğünde bir deprem olmuştur. 8 milyona varan yoğun nüfusa sahip Adana ve Ceyhan illeri bu deprem episantrından 30-35 km uzaklıklarda yer almaktadır. Deprem yaklaşık 100 kişinin hayatına mal olmuş ve oldukça büyük hasarlar meydana getirmiştir. Bu deprem son 50 yılda bu bölgede meydana gelmiş olan üçüncü büyük deprem olmuştur. Son iki depremin yerleri, çevrede yaratmış oldukları hasarlardan yola çıkılarak gözlenmiş veriye dayanmadan, sağlıklı bir şekilde tespit edilmiştir. Ancak bu son deprem TÜBİTAK-MAM Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü'nün 1991 den bu yana Adana çevresinde işlettiği sayısal sismik ağının merkezinde meydana gelmiştir. Bu durum, anaşok ve artçı şokların gerek yerleri ve gerekse kaynak özelliklerinin detaylı bir şekilde incelenmesine olanak sağlamıştır. Bu çalışmada anaşokun yeri ve kaynak parametreleri ile artçışokların dağılımı ve yerel tektonik ile ilişkisi detaylı bir biçimde incelenmiştir.

BÖLGENİN TEKTONİĞİ

Doğu Akdeniz'in kuzeydoğusunda yer alan bu bölgenin sismotektoniğinin temelini Afrika, Arap ve Anadolu levhalarının birbirlerine yakınsaması oluşturmaktadır. Daha doğuda Anadolu ve Arap levhalarının çarpışmasıyla oluşan Doğu Anadolu'daki sıkışma rejimi Kıbrıs civarında yavaş yavaş bir dalma rejimine dönüşmektedir. Bu iki rejim arasında mevcut geçiş zonu içerisindeki levhaların hareketi başlıca iki ana fay tarafından kontrol edilmektedir, bunlar; Doğu Anadolu Fayı (DAF) ve Ölü Deniz Fay (ÖDF)'leridir. Özellikle ÖDF'nin Anadolu levhası üzerinde nerelere kadar izlendiği ve DAF ile nerede karşılaştığı ve söz konusu levhaların oluşturduğu üçlü eklemin konumu konusunda bir çok araştırmalar kesinlik kazanmamış olup hala sürmektedir. Adana/Kilikya baseni ise bu karmaşık geçiş zonu içerisinde yanal hareketlere bağlı olarak gelişen trans-tensiyonal özellikte bir havzadır. Bu basen güneyde ofiyolitik karışımlar ve Girne'den Andırın'a kadar uzanan Misis-Andırın bindirme kuşağı ile sınırlanmaktadır. Bu kemerin Adana/Kilikya baseni ile temas ettiği yerde sol yanal atım özellikte Göksun Fayı yer almaktadır (Perinçek ve diğ., 1987). Adana depremi tam yanal atım özelliği ile bu fayın yakınında meydana gelmiştir. Bulunan hiposantır derinliği, depremin beklenenin dışında alt kabukta derin bir sismojenik zondan yayıldığını göstermektedir.

ANAŞOK EPİSANTIRI ve FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMÜ

Anaşok 27 Haziran 1998 de GMT zamanlamasına göre 13:55:52.75 de, 32 km derinlikte ve 36°.53K - 35°.33D koordinatlarında olmuştur. Bu yerleştirme işlemi o dönemde işletilmekte olan 14 istasyondan elde edilen faz okumalarıyla yapılmıştır. Uzaklıkları 10 – 150 km ler arasında değişen bu istasyonlar depremi azimut olarak sağlıklı bir biçimde çevrelemektedir (GAP < 85°). Sağlıklı bir hiposantır tayini için gerekli olan kabuk modeli ile ilgili bu bölgede daha önce yapılmış detaylı bir çalışma yoktur. Bu amaçla artçı sarsıntılar kullanılarak daha ilerde değinilen

bir kabuk-hız modeli geliştirilmiştir. Yerel sismik ağ verisine dayanılarak bulunan hiposantırlar küresel ölçekte USGS tarafından bulunan hiposantırlar arasında çok yakın sonuç elde edilmiştir. Bununla birlikte USGS tarafından açıklanan ilk saptamada anaşoğun episantırı, muhtemel sığ derinliğin varsayımı yüzünden yaklaşık olarak 25 km daha batıda tespit edilmişti. Fakat bu farklılık derinliğin 33 km de sabit alınmasından sonra ortadan kalkmıştır. Bu depremin bu derinlikte olmasından dolayı yüzeyde bir kırılma izine raslanmamıştır, ancak episantır çevresinde, yüzeyde görülen deformasyonlar, alüvyonlar ve nehir yatağı boyunca sıvılaşma yapıları işlemleri sonucunda ortaya çıkan ikinci derecede deformasyonlar olarak ortaya çıkmışlardır (Barka, 1998).

Anaşoğun fay düzlemi çözümleri hem P varış ilk polariteleri hem de telesismik dalga biçimi ters çözüm işlemleri yaklaşımları kullanılarak hesaplanmıştır (Aktar ve diğ., 1999). Nodal düzleminin saptamasında 48 tane ilk varış polariteleri kullanılmıştır. Depremin çözümü tam sol yanal atımlı bir fay vermektedir (doğrultu=50°, dalım=90°, kayma=5°). Doğrultu açısı 10°'lik bir belirsizliğe sahiptir. Bunun nedeni ise nodal düzlemine yakın azimutlarda gerçek polaritenin saptanmasının güç olmasıdır.

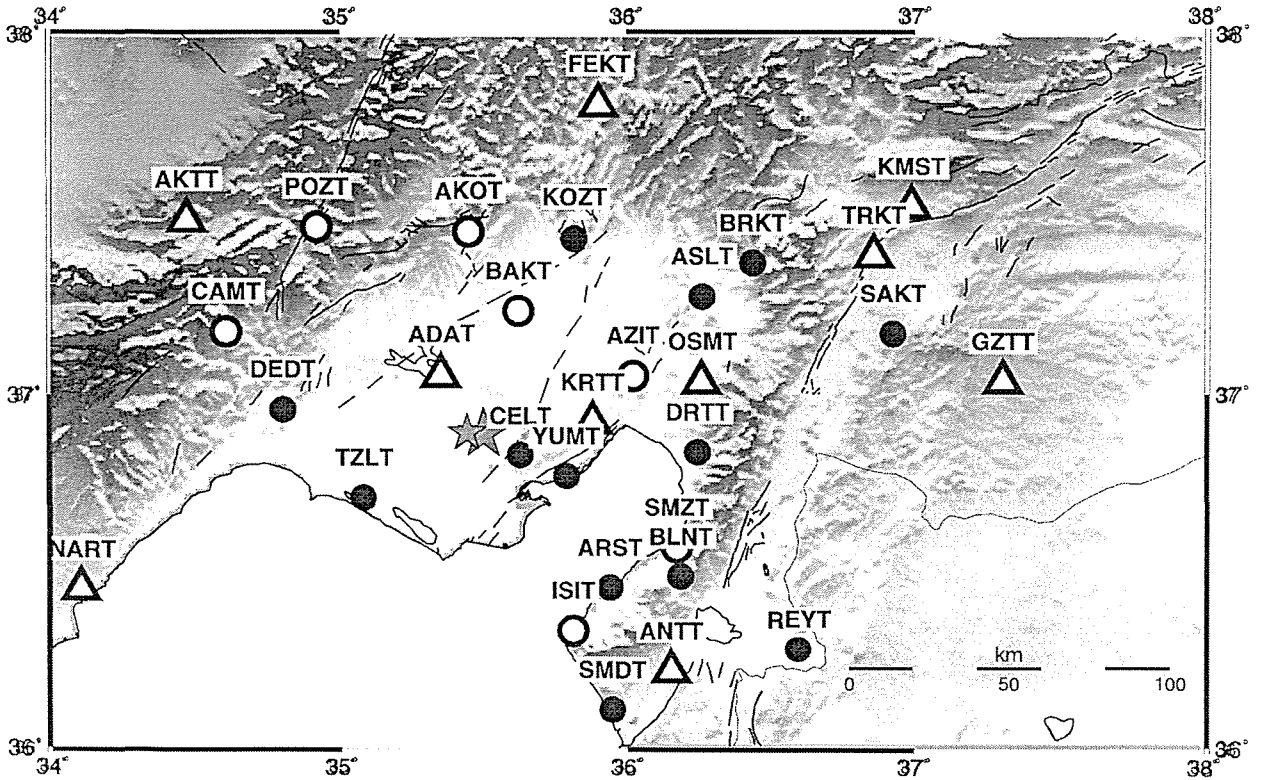
Anaşoğun kaynak mekanizması aynı zamanda telesismik dalgabiçimlerinin ters çözüm yöntemiyle de incelenmiştir. Bu yöntem açığa çıkan gerçek momentle ilişkili olarak ilk varış polariteleri analizinden elde edilemeyen kaynak özelliklerini daha iyi anlamayı sağlamaktadır. IRIC-DMC ve GEOSCOPE gözlem ağlarından elde edilmiş olan toplam 34 adet genişbantlı kayıtlar SYN4 algoritması (McCaffreys ve diğ., 1991) kullanılarak ters çözüm işlemleri yapılmıştır. Burada kabuk yapısı olarak Adana baseniyle ilgili olarak 6 km lik bir kalın sediment ve yarı sonsuz bir ortam benimsenmiştir. Bu model burası için saptanmış olan daha karmaşık bir yapının basite indirgenmiş bir halidir. P-dalga biçimlerinin ilk 20 sn'leri ters çözülerek kaynağa uygun tekil odak mekanizma çözümü bulunmuştur. Başlangıç olarak P-dalga biçiminin tüm karakterine uyum sağlamak için nokta kaynak modeli kullanılmıştır. Çözüm sonucunda tam sol yanal atımlı doğrultu fayı (doğrultu=49°, dalım=85°, kayma=5°) bulunmuştur. 3.5 km/sn lik bir hızla KD yönünde yırtılma yayını olan yönlülük (direktivite) etkisini de hesaba katarak dalga biçimi verilerine daha iyi bir uyum sağlanmıştır. Kaynak zaman fonksiyonu açığa çıkan 3 farklı momenti vermektedir.

Dalgabiçimi ters çözüm işlemiyle elde edilen kaynak geometrisi daha önceki ilk hareket yaklaşımı ile iyi bir uyum göstermiştir. Bu çalışmada elde edilen kaynak mekanizma çözümü ve toplam açığa çıkan moment ($M_0=3 \times 10^{18}$ Nm) Harvard CMT çözümleri sınırları içinde kaldığı görülmektedir (doğrultu=53°, dalım=81°, kayma=15°, $M_0=2.96 \times 10^{18}$ Nm)

ARTÇI DEPREMLER

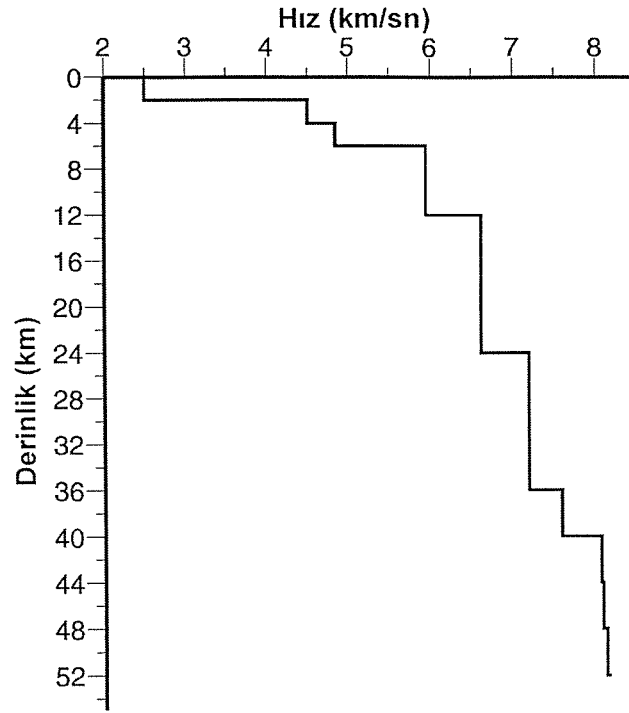
Anaşokun etrafındaki sismisite, 1993 yılından beri TÜBİTAK-MAM Yer Bilimleri Enstitüsü tarafından işletilmekte olan 17 adet istasyon tarafından izlenmektedir. Kilikya sismik ağı 10 adet üç-bileşen ve 7 adet tek düşey bileşen kısa periyot L4-C (1Hz) sismometreden oluşmaktadır. Kayıtçılar olarak kalıcı istasyonlarda Enstitüde geliştirilmiş olan MIDAS (Aktar ve diğ., 1995) ve geçici istasyonlarda Reftek 72A-06 kayıtçıları kullanılmıştır. Bütün kayıtçılarda GPS zamanlaması ve örnekleme aralığı 100 Hz kullanılmıştır. Anaşoku izleyen 48 saat içinde hemen anaşokun civarına 4 adet daha yeni geçici istasyon kurularak mevcut istasyon sayısı 21 'e çıkartılmıştır (Şekil 1). Anaşoku izleyen üç ay içinde 300 civarında artçı deprem kaydedilmiştir..

Kilikya Deprem İstasyon Ağı



Şekil 1. Kilikya Bölgesinde işletilmekte olan sayısal sismik ağına ait istasyonların konumları. Yıldızlar ana ve en büyük artçı şokun yerini göstermektedir. Siyah üçgenler 3-Bileşenli kalıcı MIDAS, siyah daireler 1-Bileşenli geçici RefTek ve içi boş daireler anaşokun hemen ardından kurulan geçici reftek istasyonlarını vermektedir. KF-Kozan Fayı, GFZ-Göksun Fay Zonu, YKF-Yumurtalık-Karataş Fayı, DAF-Doğu Anadolu Fayı, ÖDF-Ölü Deniz Fayı, KFZ-Kozan Fay Zonu.

Kilikya bölgesini kapsayan optimum genel bir kabuk-hız modeli başka amaçlı çalışma için Ergin, 1998 tarafından geliştirilmiştir. Bununla birlikte anaşokun hemen yakınındaki kabuk

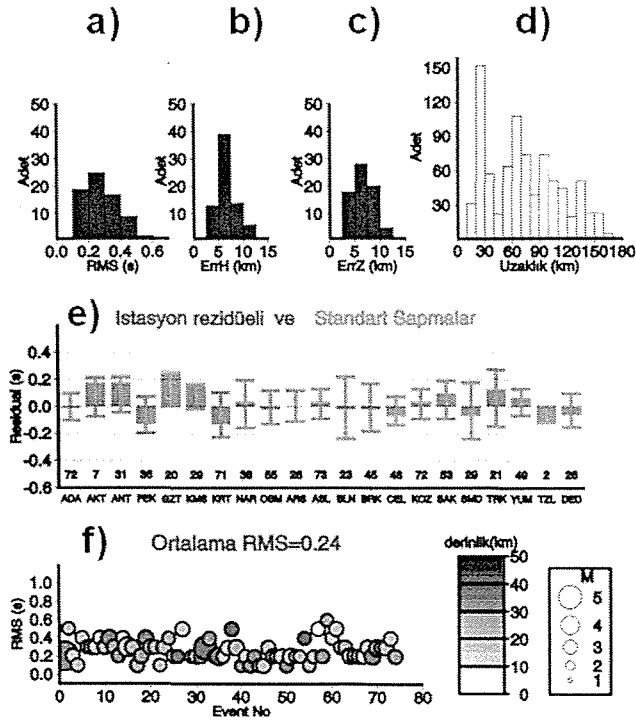


Şekil 2. Adana bölgesi için saptanmış olan kabuk-hız modeli

yapısını daha iyi tanımlamak için, daha yerel bir hız yapısını bulmak amacıyla artçı deprem kayıtları ele alınarak VELEST (Kissling ve diğ., 1994) algoritması kullanılmıştır. VELEST depremlerin ilk varış fazlarını kullanarak hiposantır ve hız modeli için eş zamanlı ters çözüm işlemi yapan bir algoritmadır. Hiposantır-hız modeli çözümü; hiposantır parametreleri, hız modeli ve istasyon düzeltmelerini içermektedir. Bu işlemde en az 8 istasyon tarafından kaydedilmiş olan 946 P ve 353 S varışları içeren 92 adet deprem kullanılmıştır. Sabit 1.75 V_p/V_s oranı Wadati diagramının analizinden elde edilerek S-dalga hızının tanımlanması için kullanılmıştır. Hız problemi çözümünde birçok kabul edilebilir hız modelleri elde edilmesine rağmen daha önce bu bölgede TPAO tarafından Adana havzasındaki sismik yansıma çalışmasından elde edilen sığ yapı bilgisini de hesaba katarak bu işleme devam edilmiştir. Bu bilgilerin ışığı altında ters çözüm işlemi sonucunda daha önceki tasarlanan modelden farklı olarak, yüzeyde 6 km kalınlıkta büyük hız değişimi olan ve buna nazaran daha daha derin Moho süreksizliği içeren (~ 40km) yeni bir hız modeli kabul edilmiştir. 6 km kalınlıktaki Adana basenindeki sedimenter çökeller, TPAO nun yaptığı sismik yansıma çalışmalarında açıkça görülebilmektedir (Perinçek ve diğ., 1987). Buna ek olarak sismogramlarda, sıkışmamış sedimen temel kaya sınırında türemiş olan P' den S'ye dönüşmüş olan fazlar gözlenmiştir (Karabulut ve diğ., 1998). Bu nedenle sismik yansıma ve deprem seyahat zamanı verisinden kabuğun en üst ve alt kısımları için hız yapısını daha iyi kontrol etmek mümkün olmuştur (Şekil 2).

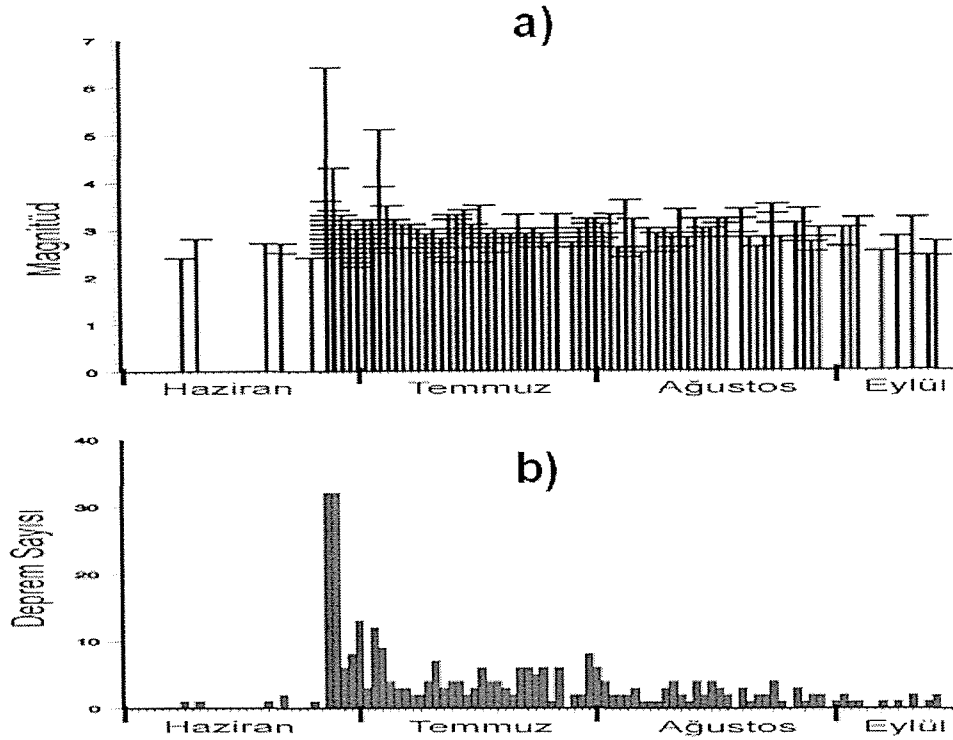
Bu çalışmada hiposantır parametrelerinin belirlenmesi için HYPOCENTER adlı yer bulma algoritması kullanılmıştır. Bu algoritma HYPO71 ve HYPOINVERSE algoritmalarının bazı özelliklerini birleştiren ve daha iyi sonuca daha çabuk giden bir yer bulma algoritmasıdır. Artçı

depremlerin hiposantırları, bu bölge için geliştirilmiş olan yeni kabuk-hız modeli kullanılarak bu algoritma ile saptanmıştır. Episanırları çevreleyen istasyon dağılımlarının yoğun olmasından dolayı daha sağlıklı sonuçlar elde edilmiştir. Burada şunu açıkça belirtmek gerekir ki özellikle episanıtra 10-40 km uzaklıklardaki üç bileşen kayıtlarında çok sayıda sağlıklı olarak tespit edilmiş olan S varışları kullanılarak oluş zamanının ve odak derinliğinin iyi derecede kontrolü sağlanmıştır. Deprem hiposantırlarının saptanmasındaki doğruluk kalitesini belirleyen; RMS dağılımı, episanıtr ve derinlik hatalarının histogramı, istasyon rezidüelleri ve standart sapmaları Şekil 3 de verilmektedir. Şekil 3-a verilen RMS değerlerinin histogramında çözümlerde bulunan RMS değerlerinin 0.2 ve 0.4 arasında yoğunlaştığı görülmektedir. Şekil 3-b,c' deki episanıtr yatay ve düşey derinlik hatalarının 4-10 km gibi kabul edilebilir düşük hata seviyeleri arasında yer almaktadırlar. Şekil 3-d deki histogramdan depremlerin istasyona uzaklıklarının 30-60 km'lerde yoğunlaştığı gözlenmektedir. Şekil 3-e de hiposantır çözümünden sonra bütün istasyonların ortalama rezidüelleri (kalın çubuklar) ve bunlarla ilgili standart sapmaları (ortallardaki ince çubuklar) verilmektedir. Genelde birkaç tanesi 0.2 saniyelerde olmasına rağmen büyük çoğunluk 0.1 saniyelik residuel hataları içermektedir. Hiposantır çözümlerinde her bir deprem için çözülmüş olan ortalama RMS dağılımında (0.24) (Şekil 3-f) rezidüellerin istikrarlı bir şekilde 0.2-0.4 seviyelerinde yer almaktadır. Bu açıklanan parametrelere göre hiposantır çözümlerinin oldukça sağlıklı ve güvenilir sonuçlar oldukları ortaya çıkmaktadır.



Şekil 3. Hiposantır hesaplamalarındaki çözüm kalitesini belirleyen parametrelerin histogram ve grafikleri; a-RMS, b- Yatay hata, c- Düşey hata, d-istasyonlara uzaklık histogramları, e-İstasyon Rezidüelleri ve Standart sapmaları, f- Her bir olaya ait RMS dağılımı

Bu bölgede anaşoktan önceki dönemde hiçbir bir aktivite izine rastlanmamış olması ilginçtir. Şekil 4'de anaşoku takip eden ilk üç ay içerisindeki artçı depremlerin süre magnitüdüleri (Şekil 4-a) ve günlere göre dağılan aktivite sayısı verilmektedir (Şekil 4-b). Artçı şokların magnitüdüleri yoğun olarak 3 ile 4 arasında değişmektedir. En yoğun artçı aktivite 30'ar adet olarak ilk iki günde görüldükten sonra zamanla azalmıştır. Sağlıklı olarak saptanmış olan artçı sarsıntılarının episantırları, belli bir trend boyunca saçılmadan dizilim göstermektedirler (Şekil 5-a). Bu dizilim 30 km uzunluğunda ve kuzeyden 50° açı yapan bir yöndedir. Bu da anaşokun kaynak geometrisiyle uyum sağlamaktadır. Artçı sarsıntılar başlıca iki küme oluşturmaktadır. Şekilde derinliklerine göre ölçeklenmiş gri tonlarda verilen bu dağılımlardan GD'da yer alan depremler daha derinlerde yer almaktadır. Anaşok ve 4 Temmuz 1998'deki (M_l=5.1) en büyük artçı sarsıntı bu küme içerisinde yer almaktadır.



Şekil 4. Artçı sarsıntı dönemi boyunca olan; a- Magnitüdülerin tekrarlanma sayısı, b- Sismik aktivitenin tekrarlanma sayısı

Artçı depremlerin derinlikle dağılımını incelemek üzere birbirlerine dik olacak biçimde iki derinlik kesiti alınmıştır (Şekil 5.b,c). A-A' kesiti artçı depremlerin dağılımına paralel KD-GB yönlü ve B-B' kesiti de buna dik doğrultuda saptanmıştır. Bu kesitlere göre ortaya çıkan en önemli sonuç yüzeyde deprem izine rastlanmayıp depremlerin genellikle 15-35 km arasındaki derinliklerde değiştikleridir. A-A' kesitinde depremlerin fay hattı boyunca 30 km'lik bir alanda

farklı iki küme oluşturarak dağıldıkları ve A' ucuna doğru sığlaştıkları gözlenmektedir. Anaşok ve en büyük artçı depremi içeren 10-30 km uzaklıklardaki depremler daha derindeki GB'daki kümede yer almaktadırlar. B-B' kesitinde ise depremler düşey yönde daha dar bir alanda (~90°) sıkışmaktadırlar. Burdan fayın eğiminin oldukça dik olduğu ortaya çıkmaktadır.

FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMLERİ

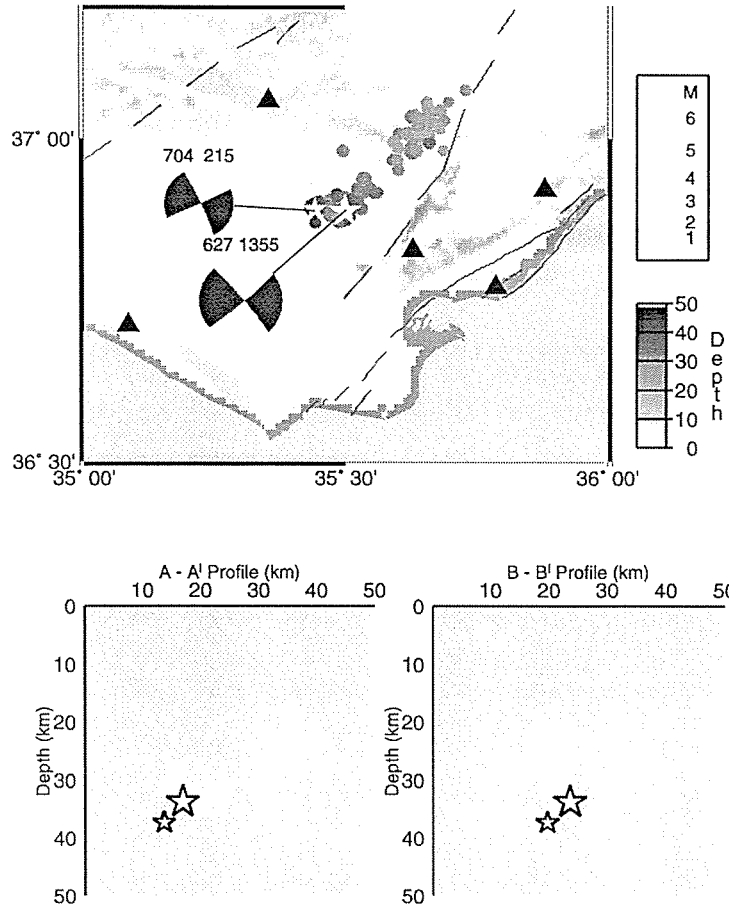
Kaynak bölgesi etrafındaki tektonik rejim hakkında bilgi edinmek ve kaynak çevresindeki gerilme alanının özelliklerini incelemek üzere Fay Düzlemi Çözümlerinden (FDÇ) yararlanılmaktadır. Buradaki amaç odaktaki faylanmanın türünü, yani deprem sırasında oluşan fay düzleminin doğrultu ve eğimini, kayma vektörünün geometrisini ve odakta etken olan asal gerilmelerin (P, T, B) durumunu belirlemektir..

Bölgede meydana gelmiş olan depremlerin tekil fay düzlemi çözümleri, yerel olarak kaydedilmiş sismogramlardaki ilk varış P dalga polariteleri kullanılarak hesaplanmıştır. Çalışma dönemi boyunca en az 8 istasyon tarafından kaydedilmiş ve ilk varış polariteleri belirgin olan depremler kullanılmıştır. Fay düzlemi çözümleri için FPFIT ve çizimleri için FPLOT (Reasenber ve Oppenheimer, 1985) algoritmaları kullanılmıştır. Bu program, deprem dalgalarında gözlenmiş ilk hareket polaritelerini kullanarak alt yarıküre projeksiyonuna göre en uygun fay düzlemi çözümlerini bulmaktadır.

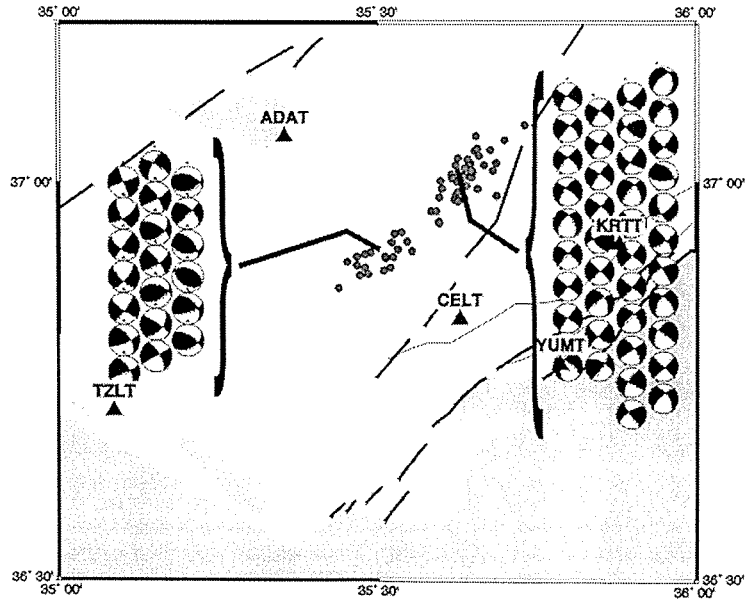
60 adet artçı sarsıntıya ait fay düzlemi çözümleri saptanmıştır. Şekil 6 da verilen tüm bu çözümlere genel bir bakış açısında, fay düzlemi çözümlerinin büyük çoğunluğu, baskın olarak sol yanallı (strike-slip) özellikte kırılmalar oldukları ortaya çıkmaktadır. Bu fay çözümlerinin büyük çoğunluğu KD – GB doğrultularında mevcut artçı depremlerim dizilimine paralel olarak gelişmiştir ve bu da aynı zamanda bölgedeki fay zonuna paralel doğrultudadır. Anaşok ve en büyük artçı şok ile benzer özellik göstermeleri hepsinin aynı bir sistem içinde kırıldıklarını işaret etmektedir.

BİRLEŞİK FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMLERİ (BFDC)

Uygulamada, ilk varışlara ait polarite okumalarının sayısı, çoğu zaman sağlıklı bir FDÇ uygulaması için yetersiz kalabilmektedir. Bu durumda BFDC yaklaşımı uygulanmaktadır. BFDC Aki tarafından (1966) birçok depremin ilk varış polaritelerini gözönüne alarak, bu polaritelere en uygun ortalama kaynak mekanizmasını türetme önerisi üzerine geliştirilmiş bir yaklaşımdır. BFDC'ne göre belli kümeler oluşturmuş sağlıklı fay düzlemi çözümü için yeterli polarite okumaları yapılamayan, genelde küçük manyitüdü depremlerin, aynı fay sistemi içerisinde meydana geldikleri ve dolayısıyla aynı fay mekanizmalarına sahip olabilecekleri yaklaşımı varsayılmaktadır (Mendiguren, 1980).



Şekil 5. a- Artçı depremlere ait episantırların dağılımı. Ana ve büyük artçı depremlere ait fay düzlemi çözümleri verilmektedir, b- (A - A¹) derinlik kesiti, c- (B - B¹) derinlik kesiti.



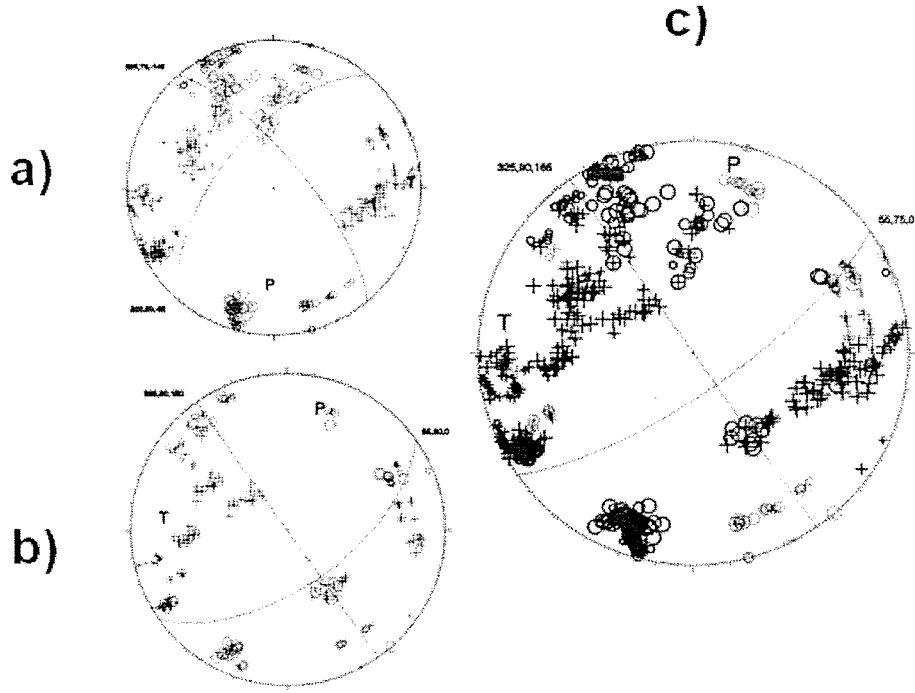
Şekil 6. Artçı depremlere ait tekil fay düzlemi çözümleri. Koyu taramalar sıkışmayı temsil edecek biçimde alt yarıküre projeksiyonu kullanılmıştır

Bu amaçla, episantr dağılımlarına göre iki tane kümelenme gösteren deprem grupları ayrı ayrı ele alınarak bunlara ait BFDC'leri hesaplanmıştır. Bu hesaplamalarda sadece güvenilir hiposantir çözümleri kullanılmıştır; derinliklerin sağlıklı belirlenmiş olmasına özen gösterilmiştir. Elde edilen fay mekanizmalarındaki farklılıklar derinliklerdeki hatalardan bağımsız mekanizmanın kendi doğasındaki farklılıklara bağlı olarak gelişmektedir. Bu nedenle, deprem kümesi içindeki aynı istasyonda farklı polariteler gözlenebilmektedir.

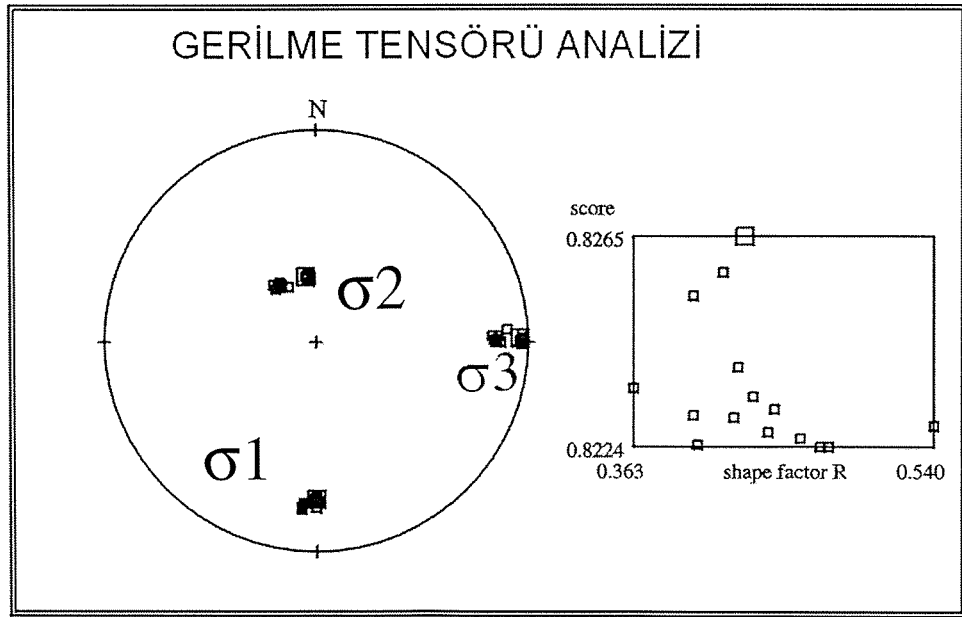
Bu iki deprem kümesini ve tüm depremleri kapsayarak hesaplanmış olan BFDC leri Şekil 7 a, b ve c'de sırasıyla verilmektedir. Şekilde her iki deprem kümesi için yapılmış olan BFDC'nde polariteler büyük ölçüde uyumlu bir dağılım göstermektedirler. Bu da tüm depremlerin aynı mekanizma türüne sahip olduklarının işaretidir. Her iki küme için bulunan BFDC yaklaşık olarak aynı doğrultularda ve sol yanal atım özellik göstermektedir. Tüm depremler dahil edilerek yapılan BFDC'de de polariteler uyum içinde dağılmaktadır. Elde edilen sonuç bu bölge için elde edilen sonuçlarla benzer özelliktedir. Sol yanal atımlı K55D yönelimli ve düşeye dik ($\sim 85-90^\circ$) dalım özelliği ile anaşoka çok yakındır.

GERİLME TENSÖRLERİNİN HESAPLANMASI

Bu çalışmadaki temel amaç bütün bu alan boyunca gerilme tensörünün değişimini tespit etmek ve bunları mevcut tektonik yapı ile ilişkilendirmektir. Bu amaçla bu bölgede gelişen faylanmaların karakteristiklerini ve mevcut gerilme alanlarını araştırmak için stress tensör ters çözümü yapılmıştır. Bunun için deprem kümelerine ait tekil fay düzlemi çözümleri ile gerilme tensörünün oryantasyon ve şekliyle eş zamanlı ters çözüm işlemi yapan algoritma kullanılmıştır. (Rivera ve Cisternas, 1990). Bu bölgenin en genel halde gerilme alanını bulmak için bu bölgedeki içindeki tüm depremlere ait fay düzlemi çözümleri kullanılmıştır. Ancak bunlardan sadece sağlıklı olarak saptanabilmiş ve en az 8 istasyon kullanılmış çözümler ele alınmıştır. Toplam adedi 60 olan depremin fay düzlemi çözümleri kullanılarak yapılan bu genel çözümde gerilme tensörü ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen stress tensör parametreleri şunlardır; $R=0.93$, σ_1 =yatay (K 90° D), σ_2 =düşey, σ_3 =yatay (K 180° D). Bulunan en iyi 10 tensör Şekil 8' de verilmektedir. Saçılma az ve gerilme tensörü bu veri ile iyi uyum sağlamıştır. R değeri (Shape Faktör) 0.36 ile 0.54 arasında çok az bir aralıkta değişmektedir. Fakat en iyi çözümü 0.42 değerinde vermektedir ve bu da 0 ile 1 arasında yani tam yanal atım rejim bölgesine düşmektedir. Buradaki fay mekanizmalarının çoğu yanal atım özellik göstermektedir. Çözüm sonucunda σ_2 düşeyde ve gerilme tensörleri $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ olarak sıralanmaktadır. Bu durumda bu bölge için mevcut tektonik rejimi tam yanal atımlı bir rejim olarak açıklamak mümkündür. Yani σ_1 kuzey-güney yönlü sıkıştırması ve σ_3 doğu-batı yönlü açılma etkisi altında gerilmelerinin etkisiyle KD – GB yönlü bir yanal atım hareketi söz konusudur. Bu durum bu bölgedeki mevcut kuzey yönlü sıkışmanın etkisi ile batıya kaçan Anadolu levhasının Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca olan atımı destekler niteliktedir.



Şekil 7. Birleşik Fay Düzlemi Çözümleri; a- GB'daki deprem kümesi, b- KD'daki deprem kümesi, c- tüm depremlere ait çözümler



Şekil 8. Gerilme tensörü ters çözüm işleminin sonuçları. Altyarıküre projeksiyonunda en iyi 10 tensör verilmektedir. Bunlara ait Shape Faktörünün (R) aldıkları skorlara göre dağılım dörtgen içinde gösterilmiştir

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Birçok araştırmalara konu olan Akdeniz'in bu bölgesinin sismotektoniği, 90'lı yılların başına kadar bölgede yerel bir sismik ağın olmamasından dolayı çok iyi bilinmemektedir. Bu tarihten sonra bölgede kurulan modern sismik ağ sayesinde, bu bölgedeki mevcut olan sismisite ortaya çıkmaya başlamış ve bölge tektoniği hakkında daha ayrıntılı bilgiler edilmeye başlanmıştır. Bu sayede 27 Haziran 1998 Adana depremi çağımız sismolojisinin gerekleri yerine getirilerek detaylı bir biçimde incelenebilmiştir. Yoğun istasyon ağı tarafından toplanmış sağlıklı verilerden yola çıkarak anaşok ve artçıların hiposantr yerleri ile kaynak mekanizmaları güvenilir bir şekilde tespit edilmiştir. Anaşokun kaynak mekanizması farklı yöntemlerle ele alınmış ve elde edilen sonuçların birbirleriyle uyumlu oldukları gözlenmiştir. Kaynak mekanizmasının sol yönlü $K50^{\circ}D$ doğrultusundaki yanal atım özelliğinin, Göksun Fay Zonu trendi ile yakın ilişkisi olduğu ortaya çıkmıştır. Anaşokun derinliği ve büyüklüğü ve artçıların dağılımı, yırtılmanın alt kabukta başlayarak yayıldığını ve 20 km'den daha sığ zonlara ulaşmadığını göstermektedir.

Üç aylık dönem içerisindeki artçı sarsıntılara ait hesaplanan FDC'lerinin büyük çoğunluğunun düşeye dik dalımlı, KD-GB doğrultulu sol yanal atımlı faylanmalara karşılık gelmekte olduğu ve bunun da mevcut faylarla uyum sağladığı gözlenmiştir. Bunlara ek olarak gerilme dağılımı bölgede KD-GB yönlü bir kayma rejiminin varlığını doğrulamaktadır.

Yapılan gözlemlerde, ana ve artçı şokların olduğu yerde daha önce hiçbir aktivitenin olmadığı belirlenmiş ve burada deprem öncesinde sismik bir suskunluğun var olduğu ortaya çıkmıştır. Artçı şokların derinlerde yer alması ile, alt kabukta önemli bir sismojenik zonun varlığı ve sığ depremlerin gözlenmemesinden dolayı da alt ve üst kabuğun birbirlerinden bağımsız olarak (decoupled) davrandığı, bu çalışmada varılan belki de en çarpıcı sonuçtur. Bu bölgede daha önce sismik yansımalarla dayanılarak yapılan yorumlarda, Adana baseninin altında yanal atımlarla dilimlenmiş çok sayıda gömülü fayların varlığından söz edilmiştir (Perinçek ve diğ., 1987). Bu gömülü faylardan biri olan Göksun fayının bu parçasının, kabuğu tümüyle kesmekte olduğunu ve bu nedenle levha sınırını temsil edebileceğini savunan Kempler ve Garfunkel'e (1994) göre, bu fay zonu levha kinematiği açısından çok önemli rol oynamaktadır. Bu fay zonunun doğrultusu, güneyde $K45-50^{\circ}D$ yönünde uzanıp kuzeye gidildikçe KG doğrultusuna doğru değişmektedir (Perinçek ve diğ., 1987). Burada, GFZ'nun güney ve kuzey parçalarının farklı karekterde davrandıklarını düşünmekteyiz. Bize göre, GFZ'nun güney parçası, Afrika-Anadolu levha sınırını temsil etmekte ve Yumurtalık-Karataş fayına paralel olarak gelişmektedir. Bu görüş, ana- ve artçı- şokların hem episantr dağılımı, hem de mekanizmalarının kıta-kenarı (interplate) depremlerine özgü özellikleri taşımasına dayanmaktadır. Depremlerin çoğunluğunun tam sol yanal atım özelliğinde olmaları ve bölgedeki fay sistemlerine paralel olarak gelişmeleri, bu olayların Arap ve Anadolu levhalarının yakınsamaları nedeniyle DAF boyunca batıya kaçışın (Şengör ve diğ., 1984) etkisinde geliştiğini göstermektedir.

Kıtasal çarpışma zonları genelde derin sismisite içerirler. Okyanusal levhaların yitimi sonrasında ortaya çıkan kabuk kalınlaşmalarının bir göstergesi de bu derin sismojenik tabakaların varlığıdır. Aktif orojenik zonlarda kabuğun hızlı bir biçimde kalınlaşması neticesinde, termal dengenin yeniden sağlanması belli bir zaman alır. Bu nedenle hızla kalınlaşan kabuk, duraylı kıta ortası kabuğa oranla göreceli olarak daha soğuktur. Buna bağlı olarak kabuğu oluşturan malzeme, derinlere itilmiş de olsa sismojenik özelliklerini korur ve 20-40 km gibi derinliklerde yoğun sismisitelere rastlanabilir.

Yakınlaşma rejiminin çarpışma rejimine dönüştüğü yerlerde derin depremlerin varlığı saptanmıştır. Bunun en bilinen örneklerinden birisi, bu bölgenin de dahil olduğu Alpin-Himalaya orojenik kuşağı içerisinde yer alan Himalaya-Tibet çarpışma kuşağıdır (Chen ve Molnar, 1983). Anadolu ve Afrika'nın yakınlaşmasıyla, levha kenarında biriken yumuşak yığışım malzemesinin genel olarak asismik özellikler taşıdığı ve buna karşın alt tabakalanmayı oluşturan Afrika ve Anadolu litosferlerinin aktif olarak yanal atımlı çalışarak, derindeki sismojenik bir ortamı temsil ettiğini öne sürmek mümkündür. Üst kabukta, 20 km'lerdeki derinliklere kadar artçı depremlerin olmayışı bu görüşü desteklemektedir. Bu bölgede yığışım malzemesinin oluşturduğu kalın kabuk yapısının 31 ile 45 km arasında değişim gösterdiği alıcı fonksiyonları yöntemi uygulanarak saptanmıştır (Özalaybey ve Aktar, 1999). Adana basenindeki istasyonda (ADAT) kabuk kalınlığının 38 km olarak belirlenmiş olması, bu bölgedeki depremlerin derin bir sismolojik zone içinde yer alması (20-35 km) ile uyum göstermektedir.

Bu açıklamaların geçerliliğini sınamak için daha fazla veriye gereksinim olduğu açıktır. Ancak yukardaki varsayımların geçerliliğinin farklı jeofizik yöntemlerle test edilmesi konuya daha fazla ışık tutacaktır. Özellikle, kalın kabuk modelinin, belirgin bir gravite imzası vermesi gerektiği gözönüne alınarak bu yönde çalışmalar başlatılmıştır. Bu çalışmada bu verilerin ışığı altında ortaya çıkan en önemli sonuç, bu depremlerin, GFZ'nun güney parçasını, bir başka deyişle batıya kaçan Anadolu levhasının sınırında yer alan fay sistemlerinden birini harekete geçirdiğidir.

Katkı Belirleme

Bu çalışmada kullanılan verilerin toplanmasında, işlenmesinde ve okunmasında büyük özveri ile çalışan TÜBİTAM-MAM, YBAE'ndeki Faruk Biçmen, Ahmet Yörük ve Cengiz Tapırdamaz'a katkılarından dolayı teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aki, K., 1966, Eartquake generating stress in Japan for the years 1961 to 1963 obtained by smoothing the first motion radiation pattern, Bull. Eartq. Res. Inst., Tokyo Univ. 44, 447-71.

- Aktar, M.T. ve Biçmen, F., 1990, A low coast solution to seismic data acquisition in remote regions, Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, Volume-1.
- Aktar, M.T., Özalaybey, S. ve Ergin, M., 1999, A lower-crustal event in northeastern Mediterranean: the 1998 Adana earthquake (Mw=6.3) and its aftershocks. Geophys. Res. Lett. (Gönderildi).
- Barka, A.A. ve K. Kadinsky-Cade, 1988, Strike slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics, vol.7, no.3, p663-684.
- Chen, W. ve Molnar, P., 1983, Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and its implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, J. Geophys. Res., 88, 4183-4214.
- Ergin, M., 1999, Kilikya bölgesinin güncel depremselliği ve sismotektoniği, Doktora tezi, Basımda, İTÜ.
- Jakson, J. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geoph. J. R. astr. Soc., 77, 185-264.
- Karabulut, H., Özalaybey, S. ve Aktar, M.T., 1998, Adana depremi artçı şoklarının dalga alanı incelenmesi, 10-11 Aralık 1998, ATAG2 Toplantısı, İTÜ.
- Kempler, D., and Garfunkel, Z., 1994, Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: A study of an irregular plate boundry, Tectonophysics, 234, 19-32.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart, D. and Kradolfer, U., 1994, Initial reference models in local earthquake tomography, J. Geophys. R., vol.99, no.B10, 19.635-646.
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowiez, J., Kasapoğlu, E., ve Gündoğdu, N., 1992, The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt, Tectonophysics, 204.
- McCaffreys, R., Abers, G and Zwick, P., 1991, Inversion of teleseismic body waves, in Digital Seismogram Analysis and Waveform Inversion by Lee, W.H.K. (Ed.) IASPEI Software Library, Vol 3, 81-166.
- Mendiguren, J.A., 1980, A procedure to resolve areas of different source mechanism when using the method of composite nodal plane solution. Bull. Seis. Soc. Am., Vol:40, no:4, pp.985-998.
- Özalaybey, S. ve Aktar. M.T., 1999, Alıcı Fonksiyonları Yöntemi ile Kilikya Bölgesinde Kabuk Yapısı, 10-11 Aralık 1998, ATAG2 Toplantısı, İTÜ.
- Perinçek, D., Günay, Y. ve Kozlu, H., 1987, New observation on strike-slip faults in east and southeast Anatolia, 7th Biannu, Pet, Cong, Turk. Assoc. Pet. Geol. Proc., Ankara, pp. 89-103.
- Reasenberg, P. and Oppenheimer, D.H., 1985, FPFIT, Fortran computer program for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, US. Geol. Surv. Open File Rep., 85-739.
- Rivera, L., and Cisternas, A., 1990, Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, BSSA., 80,(3),600-614.

27 Haziran 1998, Adana Deprem Kayıtlarının Ters ve Düz Çözümleri

Forward and Inverse Modelling of the Seismic Records of the June 27, 1998 Earthquake

Ali Pınar

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Boğaziçi Üniversitesi, 81220,
Çengelköy, İstanbul (email: pinara@boun.edu.tr)

Öz

Bu çalışmada veri olarak telesismik cisim dalgaları, kuvvetli yer hareketi kayıtları, broad-band sismogramları ve farklı sismoloji merkezleri ve araştırmacılar tarafından belirlenen fay mekanizma çözümleri kullanılmıştır. Çalışmanın amacı 1998 Adana depreminin zaman ve frekans ortamlarında kaynak parametrelerinin belirlenmesidir. İlk etapta, düz çözüm tekniği uygulanarak ters çözümde elde edilebilecek parametreler hakkında bir sınır getirilmeye çalışılmıştır.

Düz çözüm hem frekans hemde zaman ortamında uygulanmıştır. Frekans ortamında, sismik spektrum düzeltmesinde kullanılmak üzere farklı mekanizmalar için RP (radiation pattern) değerleri hesaplanmıştır. Bu düzeltme değeri depremin sismik momentini etkiler ve istasyonun azimutuna ve fay geometrisine bağlıdır. Yanal atımlı bir fayın parametreleri kullanıldığında Ana şokun sismik momenti 10^{26} dyn.cm mertebesinde elde edilmektedir. Bu değer, Adana depremi için oldukça büyüktür, yani, faylanma mekanizmasının yanal atımlı olmadığına işaret etmektedir. Diğer taraftan, eğim atımlı fay geometrisi kullanılarak elde edilen sismik moment 10^{24} dyn.cm mertebesinde dir. Bu sismik moment değerinde oldukça düşüktür. Bu analiz sonucuyla depremin oblik bir faylanma yada farklı geometrilere sahip fayların kırılmasıyla meydana geldiği izlenimini uyandırmaktadır.

Zaman ortamında yapılan düz çözümde ise, sismoloji merkezleri tarafından elde edilen faylanma mekanizmaları kullanılarak farklı azimutlarda ve telesismik uzaklıklarda teorik sismogramlar hesaplanmış ve gözlemselleri ile karşılaştırılmıştır. Teorik sismogramlar farklı odak derinlikleri ve kabuk yapıları için hesaplandığı, sabit faylanma mekanizmalı çoklu kaynak düşünüldüğü halde kullanılan hiçbir faylanma mekanizması gözlemsel sismogramları modellemeye yeterli gelmemiştir. Bu analiz sonucu, depremin farklı geometrilere sahip fayların kırılmasıyla yada faylanma esnasında mekanizmanın değiştiği hipotezini ortaya koymaktadır. Harvard Sismoloji Merkezinin elde ettiği nihai CMT çözümündeki büyük extensive NDCC (Non-Double Couple Component) bileşeni bu sonucu desteklemektedir.

Telesismik cisim dalgalarının ters çözümünden elde edilen sonuçlara göre deprem en az üç şokla meydana gelmiştir. Şoklar GD-KB uzanımlı bir profil (fay hattı değil) boyunca sıralanmaktadır. İlk şok, profilin güneydoğu kısmında yer almakta ve ters bileşenli yanal bir faylanma mekanizması göstermektedir. Profilin kuzeybatısına doğru ilerledikçe ters faylanma bileşeni yerini normal faylanma bileşenine bırakmaktadır. Bu, profil boyunca gerilme rejimindeki bir değişimi işaret edebilir. Bu olguyu lokal ve rejyonel uzaklıklardaki kayıtlarda desteklemektedir. Ceyhan'daki yakın alan kuvvetli yer hareketi kaydının ters çözümünden elde edilen moment tensörleri de kırılmanın ters faylanma bileşeni olan bir yerde başlayıp daha sonra normal bileşenli bir fayda devam ettiğini göstermektedir. ISP (Isparta) ve ISK (İstanbul, Kandilli) 3-bileşen geniş-bantlı kayıtlarında P dalgasının ilk 20-25 saniyelik kısmının ters çözümünden de benzer sonuçlar elde edilmiştir.

Abstract

The teleseismic body waveforms, strong motion records, broad-band seismograms and earthquake focal mechanism parameters obtained by various researcher and seismological centres are used as data. The aim of the study is to estimate the source parameters of the 1998 Adana earthquake in time and frequency domains. First, some constraints for inverse modelling are determined through forward modelling.

The forward modelling is carried out both in time and frequency domains. In the frequency domain radiation pattern corrections for various focal mechanism parameters are calculated to be used for correction applied to seismic spectrum. Radiation pattern correction is a function of station azimuth and fault geometry affecting inversely the scalar seismic moment. A scalar moment in the order of 10^{26} dyn.cm is obtained for strike-slip mechanism which is an extremely large value for the Adana earthquake. On the other hand, dip-slip faulting mechanism yield a moment value in the order of 10^{24} dyn.cm, underestimating the 'true' size of the event. As a result, one may suggest that the earthquake is associated neither with pure strike-slip nor dip-slip mechanism implying two different possibilities: an oblique faulting mechanism or multiple events with different mechanisms.

The forward modelling in the time domain compares the observed and the synthetic seismograms calculated for stations at different azimuth using different faulting parameters reported by various seismological centres. Calculating theoretical seismograms for various source depths and crustal structures show that multiple source with fix mechanism do not explain the observed records implying either a mechanism change or multiple rupture on faults with different geometry. The Non-Double Couple Component (NDCC) on the Harvard's CMT solution could be also an evidence for sub-events with different mechanisms.

The inversion of the teleseismic body waveforms suggests that the earthquake is associated with three sub-events. The sub-events are located on a profile striking NW-SE. The first sub-event is located to the SE end of the profile showing a strike-slip mechanism with reverse faulting component. The sub-event located to the NW of the profile indicate predominantly normal-faulting mechanism with strike-slip component. The sub-event located at the mid of the profile is associated with left-lateral strike-slip component, taking into account the aftershock elongation. The location of the sub-events along with their seismic moment tensors suggest a change in the tectonic regime along a NW-SE profile in the source region.

The source inversion of the near-field 3-component records from a local accelograph at Ceyhan and the broad-band records at ISP (Isparta) and ISK (Kandilli) yields similar results.

Giriş

Adana-Ceyhan depremi 27 Haziran, 1998, 13:55:55'te meydana gelmiş ve deprem bölgesinde bulunan çok istasyonlu TÜBİTAK MAM deprem şebekesine göre enlemi 36.88 K, boylamı 35.55 D, derinliği 33 km, büyüklüğü $m_b=6.2$, faylanma tipi sol-yönlü doğrultu-atımlı bulunmuştur (Ergin ve diğ., 1998). Can kaybı yaklaşık 150, yaralı sayısı birkaç bin civarındadır. Deprem 150 km'lik bir dairesel alan içinde kuvvetlice hissedilmiştir. 4 Temmuz, 1998 tarihinde 5.1 büyüklüğünde olan en büyük artçı sarsıntı meydana gelmiş ve 1000 den fazla kişinin yaralanmasına neden olmuştur. Yeraltı su seviyesi yüzeye yakın olduğundan çok yaygın sıvılaşma meydana gelmiştir (Çelebi, 1998). Sıvılaşma olayı Ceyhan nehrini takip eden 50 km'lik bir profil boyunca görülmüştür (Demirtaş, 1998; Gündoğdu ve diğ., 1998). Demirtaş (1998) yüzey kırığına rastlamamıştır. Gündoğdu ve diğ. (1998) sürekli olmayan, sağ-yönlü doğrultu-atımlı yüzey kırıkları gözlemlemiştir. Barka ve Akyüz (1998) deprem bölgesinde yaptıkları inceleme sonucunda depremin 10-12 km uzunluğunda, K35D uzanımlı, KB'ya eğimli, düşey-atım bileşeni olan sol-yönlü doğrultu-atımlı bir segmanı kırdığı sonucuna varmışlardır. Ergin ve diğ. (1998), artçı sarsıntı etkinliğinin 20-40 km derinlik arasında meydana geldiğini tespit etmiştir.

NEIC QED raporu depremin birden fazla şokla meydana geldiğini belirtmektedir. İlk kırılmadan yaklaşık 2.5 saniye sonra daha büyük bir şokun meydana geldiğine değinilmiştir. Telesismik cisim dalgalarına bakıldığında dalga şekillerinin azimuta göre değiştiği görülmektedir, bu da depremin ne denli karmaşık olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca, yukarıda verdiğimiz araştırmacıların farklı bulguları da depremin karmaşık olduğuna dair bir işaret sayılabilir. Bu çalışmada, telesismik cisim dalgaları kullanılarak Kikuchi ve Kanamori (1991) yöntemiyle depremin oluş mekanizması hakkında fikir edinmeye çalışılmaktadır. Yöntemde, karmaşık cisim dalgaları birden fazla şokla modellenmektedir. Şokların oluş yeri, oluş zamanı ve moment tensörleri ters çözümle belirlenmektedir.

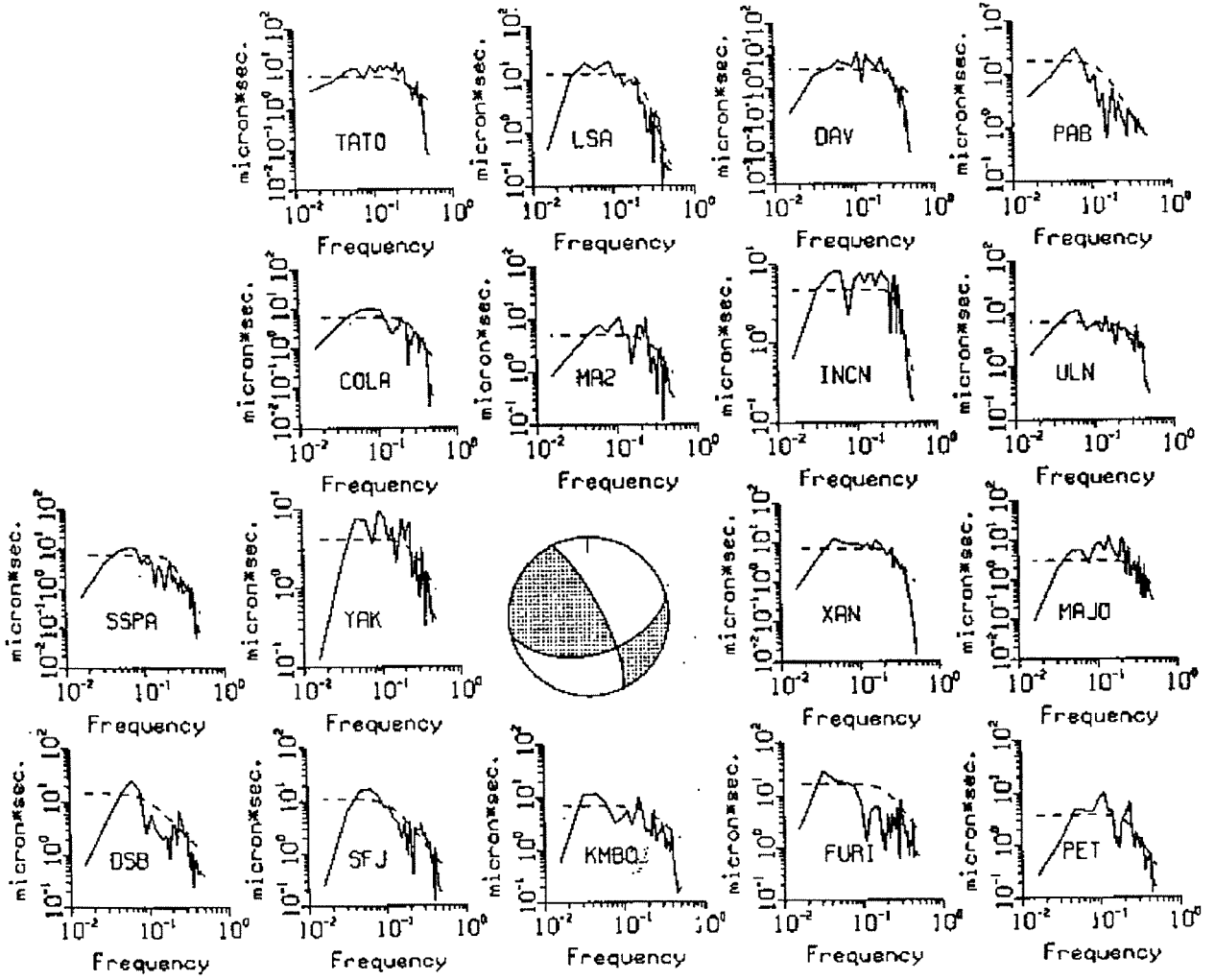
Sismotektonik

Adana-Ceyhan deprem bölgesi oldukça karmaşık bir tektonik yapıya sahiptir. Kıbrıs yayı, Doğu Anadolu fay zonu ve Ölü Deniz fay sistemi Afrika, Anadolu ve Arap levhalarının hareketlerini algılamakta ve Maraş bölgesinde üçlü eklem oluşturmaktadır (Westaway, 1994). Arap ve Afrika levhalarının Avrasya'ya göre kuzeye doğru göreceli hareket miktarı yıllık 24 ve 10 mm civarındadır (DeMets ve diğ. 1990). Hareket miktarındaki fark'tan ve Anadolu levhacığının batıya doğru kaçışından dolayı Şengör (1998) ve Şengör ve diğ. (1985) Çukurova ovası için bir tektonik deformasyon modeli önermişlerdir. Bu modele göre Adana deprem bölgesindeki kıta hareketi yaklaşık KB-GD doğrultuludur. Son yıllarda yapılan GPS çalışmaları bu modeli doğrulamaktadır (Barka and Reilinger, 1997). Karig ve Kozlu (1990) Maraş üçlü eklem bölgesinde yaptıkları arazi çalışmasında Afrika-Anadolu levha sınırının sol-yönlü transtensive deformasyona maruz kaldığını bulmuşlardır.

1998 Adana deprem bölgesi aktif bir sismik kuşak olduğu bilinmektedir. Fakat, fay uzunluklarının kısa oluşundan dolayı olsa gerek bölgede büyük bir depremin ($M > 7$) meydana geldiği bilinmemektedir (Celebi, 1998). Bu yüzyılda, bölgede meydana gelen orta şiddetteki depremleri sıralayacak olursak: 1945 ve 1952 Adana-Misis depremleri ($M_s=5.7$, ve $M_s=5.3$), 1979 Adana-Kozan depremi ($m_b=5.1$), 1986 Gaziantep ($m_b=5.0$), 1989 Iskenderun körfezi ($m_b=4.9$), 1991 Kadirli-Adana ($m_b=5.2$), 1994 Adana-Ceyhan ($m_b=5.0$) ve 1994 Adana-Iskenderun ($m_b=4.9$) depremleridir. Kalafat (1998) bu depremlerin faylanma mekanizmalarını incelemiş ve bölgenin karmaşık deformasyona maruz kaldığını göstermiştir. Düşey, ters, doğrultu-atımlı ve yanal faylanma tiplerini bulmuştur.

Sismik Spektrum Analizi

Telesismik uzaklıklarda kaydedilen cisim dalgalarının yer değiştirme sismogramlarından elde edilen sismik spektrumlara gerekli düzeltmeler uygulayarak kaynak spektrumu elde edilmektedir (Hanks ve Wyss, 1972). Sismik spektrumu karakterize eden üç bölge vardır: sismik momentin hesaplanmasında kullanılan düşük frekans bölgesi, kaynak yarıçapıyla orantılı olan köşe frekans bölgesi, kaynak ve ortam hakkında bilgi taşıyan yüksek frekans azalım bölgesidir. Bu çalışmada düşük frekans bölgesiyle ilgileneceğiz. Düşük frekans bölgesinden Ω_0 değerini kullanarak aşağıda verilen bağıntı ile depremin sismik moment değeri hesaplanmaktadır.



Şekil 1. Telesismik P cisim dalgalarından elde edilen spektrümler. Sürekli çizgiler gözlemsel spektrümü, kesikli çizgiler hesaplanan spektrümü göstermektedir. Hesaplanan ve gözlemsel spektrum arasındaki karşılaştırma işlemi *non-linear best fitting* tekniği ile gerçekleştirilmiştir. Şeklin ortasında görülen faylanma mekanizma diagramı *radiation pattern* düzeltmesinde kullanılmıştır.

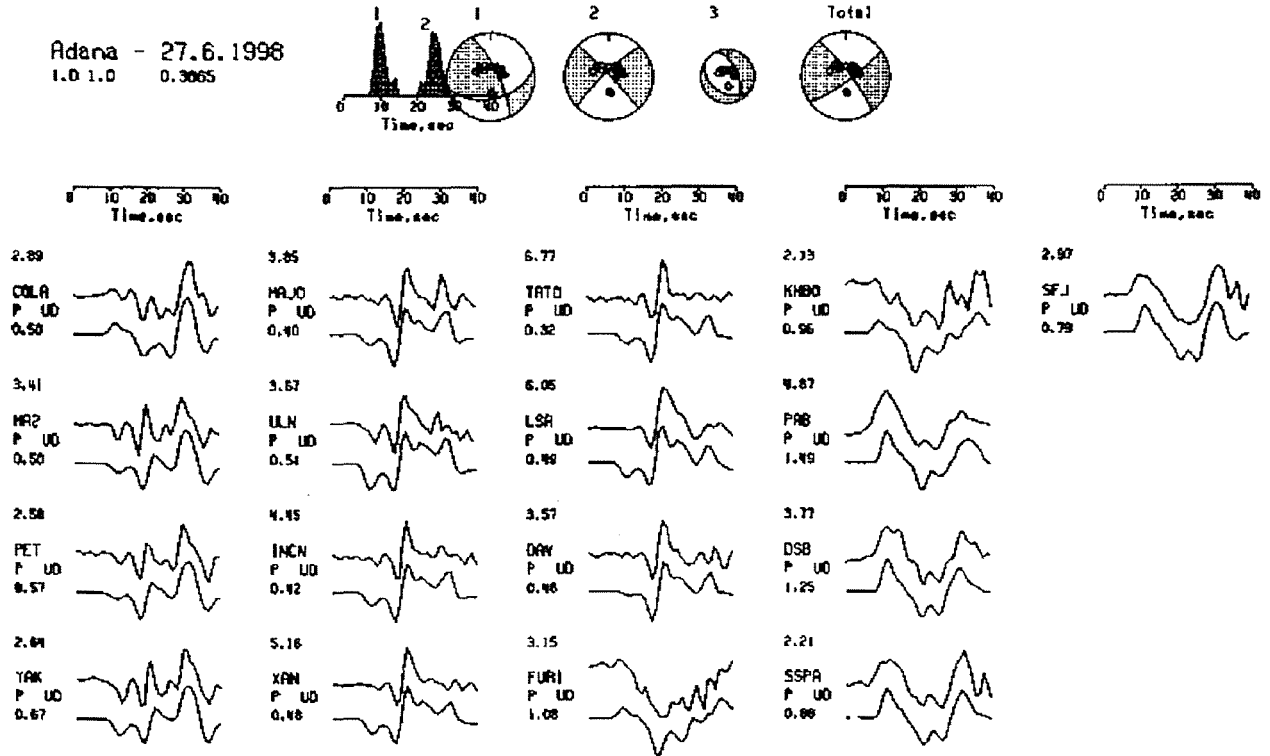
$$M_0 = 4\pi\rho V^3 \Omega_0 / R_p$$

Burada ρ yoğunluğu, V kaynak bölgesindeki sismik hızı, Ω_0 yer değiştirme spektrumundaki düşük frekans asimptotu, R_p faylanma mekanizması ve istasyon azimutunun fonksiyonu olan *radiation pattern* düzeltmesidir. Ω_0 değerini elde etmek için sismik spektrüme uygulanan düzeltme dalganın kaynaktan çıkıp kayıta erişene kadar geçtiği ortamın etkisini gidermektedir. Özellikle telesismik uzaklıklarda dalganın izlediği yol nispeten homojen olduğundan Ω_0 değeri kolayca belirlenebilmektedir. Bir başka deyişle, bu değerdeki belirsizlik çok düşüktür. Yukarıda verilen bağıntı'dan da görüldüğü gibi *radiation pattern* düzeltmesi skalar sismik moment değeri ile ters orantılıdır. Bu değer faylanma mekanizması ve istasyon azimutunun fonksiyonudur. İstasyonun azimutu bilinmektedir. Dolayısıyla R_p sadece faylanma mekanizmasının fonksiyonu olduğu düşünülebilir. O yüzden, *gerçek* faylanma mekanizması kullanıldığında elde edilecek sismik moment depremin *gerçek* büyüklüğünü yansıtacaktır. Aksi halde *gerçek* mekanizmadan uzaklaştıkça *gerçek* sismik moment değerinden de o ölçüde uzaklaşılacaktır. Bu bağlamda, Adana-Ceyhan depreminin sismik momenti belirlemek amacıyla doğrultu-atımlı ve eğim atımlı mekanizma kullanarak R_p düzeltmesi uygulandı. Doğrultu atımlı faylanma mekanizması kullanıldığında sismik

moment değeri 10^{26} dyn.cm mertebesindedir. Buda moment magnitudü yaklaşık 6.8 olan bir depreme tekabül etmektedir ki Adana-Ceyhan depreminin *gerçek* büyüklüğünden oldukça fazladır. Eğitim atımlı faylanma mekanizmasıyla elde edilen moment değeri ise 10^{24} dyn.cm mertebesindedir. Buda moment magnitudü 5.5 civarında olan bir depreme tekabül etmektedir. Bu analiz sonucunda, depremin ne doğrultu-atımlı faylanma ile nede eğim atımlı faylanma ile meydana geldiği söylenebilir. Bunun yerine, depremin oblik faylanma ile veya farklı mekanizmalara sahip birden fazla şokla meydana geldiği düşüncesini uyandırmaktadır. Bu analizde kullanılan istasyonlar Şekil.1’de gösterilmektedir.

Ters Çözüm Sonuçları

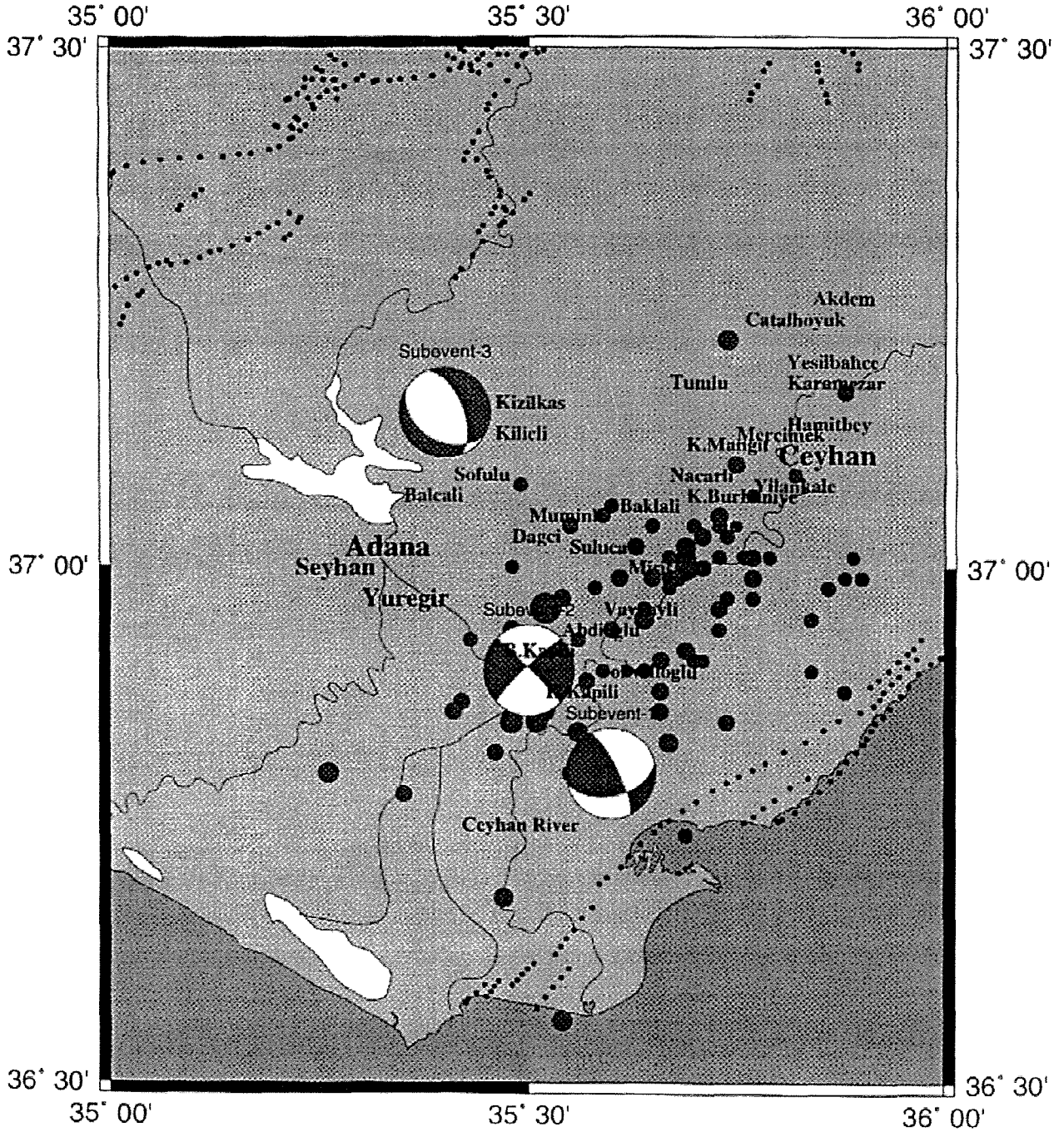
Gürültü oranı düşük olan 17 istasyondaki P cisim dalgasının ters çözümünden Adana-Ceyhan depreminin üç şokla meydana geldiğini göstermektedir. Ters çözüm için Kikuchi ve Kanamori (1991) yöntemi kullanılmıştır. Gözlemsel ve teorik sismogramlar arasındaki en iyi uyum, şokların KB-GD doğrultulu bir profil üzerinde yer aldıkları zaman elde edilmektedir. Bu sonuca erişmek için farklı doğrultularda grid şeması denenmiştir. Grid şeması bir düzlemi temsil etmektedir. Grid şemasının doğrultusu ve eğimi boyunca eşit aralıklarda nokta kaynaklar yerleştirilmektedir. Ters çözüm işlemiyle de teorik ve gözlemsel sismogramlar arasındaki en iyi uyumu veren nokta kaynakların yeri, oluş zamanı ve moment tensörleri belirlenmektedir. Ayrıca, bu yöntemde her şokun kırılma zamanı da belirlenebilmektedir. Kırılma zamanını kırılma hızıyla orantılayarak şokların kırılma alanı, gerilme düşümü, atım miktarı gibi kaynak parametreleri



Şekil 2. Karmaşık cisim dalgalarının ters çözümünden elde edilen şoklar ve mekanizmaları. Üstte gözlemseller, altta teorik sismogramlar yer almaktadır. Kaynak zaman fonksiyonları şokların oluş zamanlarını göstermektedir.

belirlenmektedir. Ters çözüm sonucu Şekil 2’de gösterilmektedir. Gözlemsel ve teorik sismogramlarını karşılaştırmak için üç şok gerekmektedir. Şokların uzaysal dağılımına göre ilk şok KB-GD doğrultulu profilin GD ucunda meydana gelmiştir. Odak mekanizma çözümü bu şokun ters bileşeni olan doğrultu atımlı bir fayı işaret etmektedir. İlk şok, depreme birlikte kırılmanın nerede başladığını göstermektedir. O yüzden ters çözüm ile elde edilen ilk şokun mekanizması ile ilk

hareket yönlerinin polaritesinden elde edilen mekanizmalar birbirine benzer olması gerekmektedir. Pınar ve diğ. (1999) lokal, rejyonel ve telesismik uzaklıklarda kaydedilen 80 civarındaki istasyonun polaritesine bakarak elde ettikleri mekanizma ile bu çalışmada elde edilen ilk şokun mekanizmasına benzer sonuç elde etmişlerdir. İkinci şok ilk şokun yaklaşık 10 km KB'tısında meydana gelmiştir.

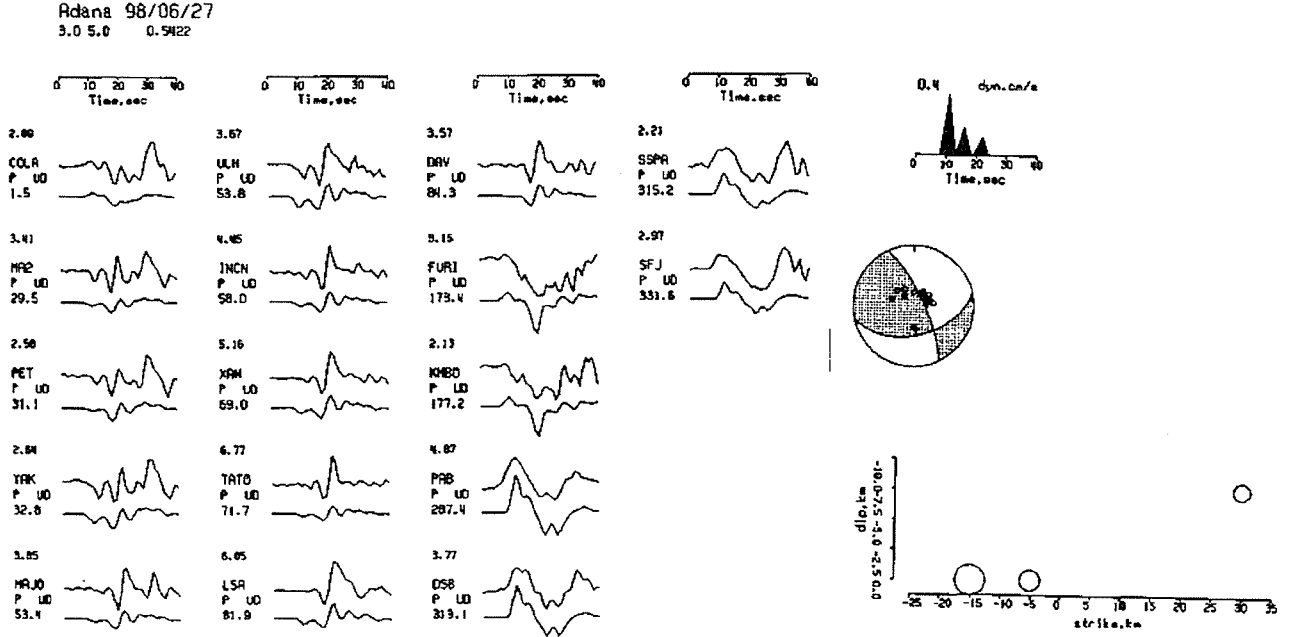


GMT Jan 23 21:05 KOERI

Şekil 3. Ters çözümde elde edilen şokların mekanizmaları ve lokasyonları, içi dolu daireler Kandilli Rasathanesi ve Ankara Deprem Araştırma Dairesinin ilk okumaları kullanılarak elde edilen artçı sarsıntuların dağılımı, yerleşim birimleri en büyük hasarın meydana geldiği yerleri göstermektedir (Pınar ve diğ. 1999).

Bu şokun mekanizması doğrultu atımlıdır. Artçı sarsıntılarının KD-GB uzanımlı olduğunu dikkate alarak mekanizmanın sol-yönlü doğrultu-atımlı olduğu söylenebilir. Şekil.3'te gösterilen artçı şokların dağılımı ve ikinci şokun lokasyonuna bakarak ikinci şokla meydana gelen kırılma fayın GB ucunda başlayıp KD'ya doğru ilerlediği söylenebilir. Ceyhan'da ölü ve hasarın çok fazla oluşunun nedenlerinden biride ikinci şokla birlikte oluşan kırığın KD'ya doğru ilerlemiş olmasına bağlanabilir. Üçüncü şok ikinci şokun yaklaşık 30-35 km KB'tusunda yer almaktadır. Bu şokun mekanizması küçük dorultu-atım bileşeni olan normal faylanmadır. Bu şok esas enerji boşalımının olduğu yerden oldukça uzaktadır ve Adana'nın KD'sunda yüzeyde görülen deformasyonları ve buralarda oluşan hasarın başlıca nedeni olabilir.

Her ne kadar üç şokun mekanizması birbirinden farklı olsa da atım yönleri birbirine çok



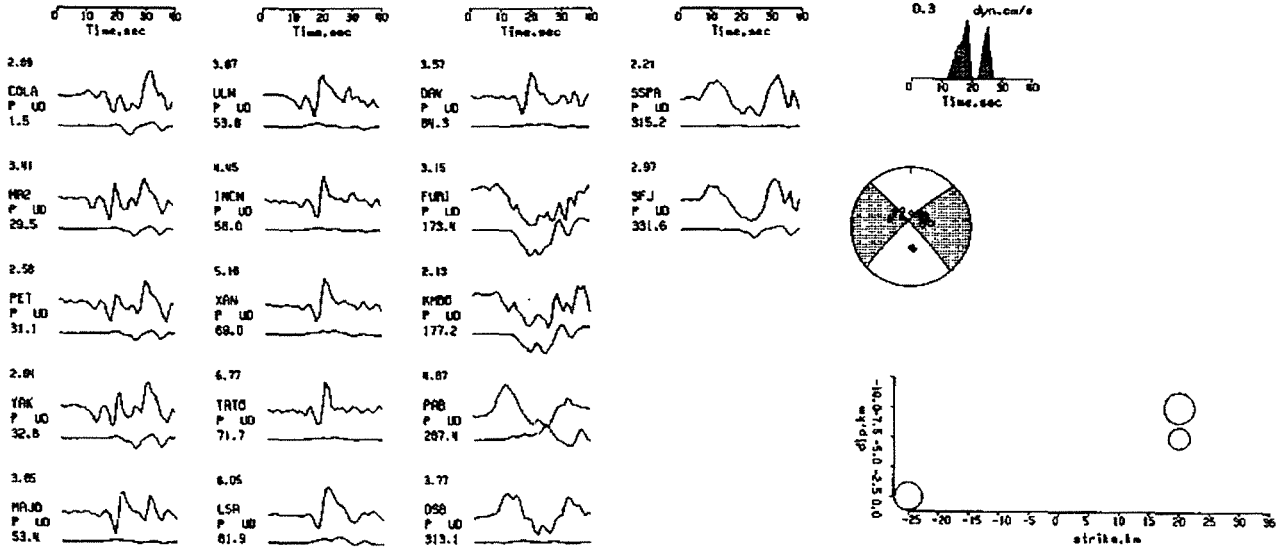
Şekil 4. Düz çözümde birinci şokun mekanizması kullanılarak elde edilen teorik sismogramların gözlemselleri ile karşılaştırılması. Şokların lokasyonları grid şemasının eğim ve doğrultu boyunca gösterilmektedir. Kaynak zaman fonksiyonları şokların oluş zamanlarını göstermektedir.

yakındır (Şekil 3). Üç şokun da atım yönleri KD-GB civarındadır. Buda şokların aynı tektonik rejim altında farklı geometrilere sahip fayların hareket etmesiyle meydana geldiğine işaret etmektedir.

Düz Çözüm

Önceki bölümde elde edilen sonuca göre şokların mekanizmaları birbirinden farklıydı. Bu bölümde bu sonucun sınaması yapılmaktadır. Depremın yine üç şokla meydana geldiği varsayılmaktadır. Fakat, deprem esnasında mekanizmanın değişmediği veya farklı geometrilere sahip fayların değil de benzer geometrilere sahip fayların kırılmasıyla oluşturulan sentetik sismogramların gözlemselleriyle ne denli uyumlu olduğuna bakılmaktadır. Ters çözümde elde edilen üç farklı mekanizma denenecektir; ters faylanma bileşeni olan doğrultu-atımlı mekanizma (lokal, rejyonel ve telesismik uzaklıklardaki ilk hareket yönlerinden elde edilen mekanizma), doğrultu-atımlı faylanma mekanizması (TÜBİTAK lokal deprem şebekesiyle elde edilen mekanizma) ve normal faylanma mekanizması (Adana havzası'nın oluşumunda önemli rol oynayan tektonizma). Gözlemsel telesismik cisim dalgalarının modellenmesi üç şokla gerçekleştirilebildiği için düz çözümde de şok sayısını üç olarak seçilmiştir. İlk etapta, ters çözümde elde edilen birinci şok'un mekanizması sılandı. Doğrusal çözümde elde edilen şokların yerleri ve oluş zamanları Şekil 4'te verilmektedir.

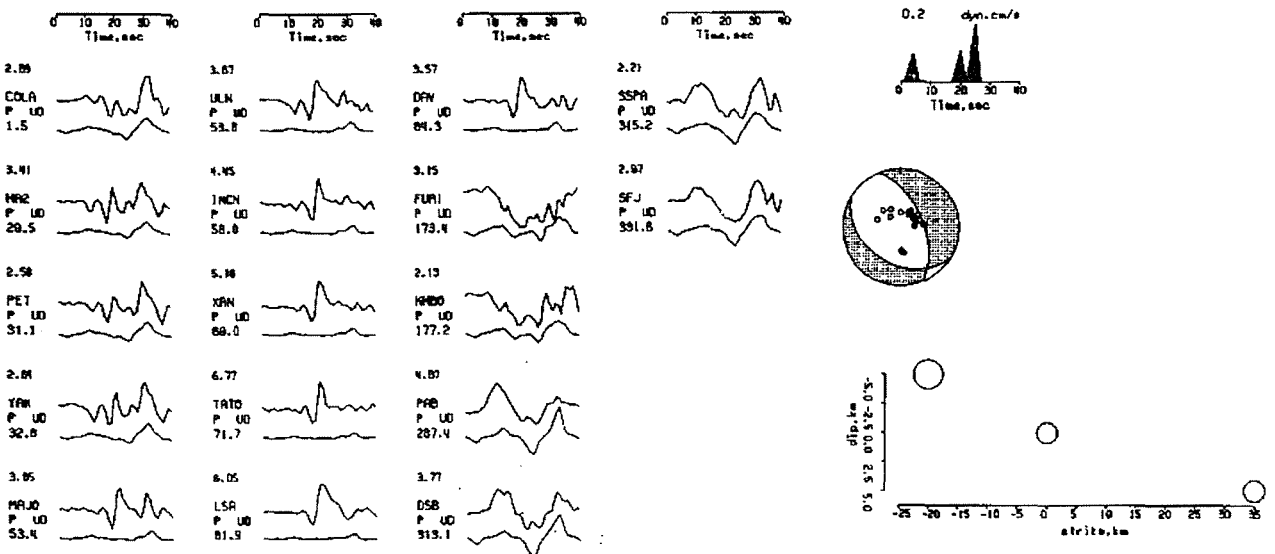
Adana 98/06/27
3.0 5.0 0.8553



Şekil 5. İkinci şokun mekanizması ile elde edilen düz çözüm. Açıklama için Şekil 4'e ve metne bakınız.

Kaynak zaman fonksiyonları şokların oluş zamanlarını, şokların lokasyonları ise fay'ın doğrultusu ve eğimi boyunca eşit aralıklarla oluşturulan grid şemasında gösterilmektedir. Bu işlem sonucunda gözlemsel ve teorik sismogramlar arasındaki uyumu ifade eden RMS hatası 0.54 olarak bulunmuştur. Sismogramların başlangıç kısımlarındaki uyum oldukça iyi olduğu halde son kısımlarındaki uyum, özellikle depremin kuzeyinde bulunan istasyonlarda, tatminkar değildir. İkinci etapta, ters çözümde elde edilen ikinci şokun mekanizması kullanılmıştır. Sonuçlar Şekil 5'te verilmektedir. RMS hatası 0.85 ve uyumun hemen hemen bütün istasyonlarda çok kötü olduğu görülmektedir. Sadece, deprem bölgesinin güneyinde yer alan FUR1 ve KMO istasyonlarında sismogramların orta kesimlerinde uyumun iyi olduğu görülmektedir. Son olarak, ters çözümde elde

Adana 98/06/27
3.0 5.0 0.7828



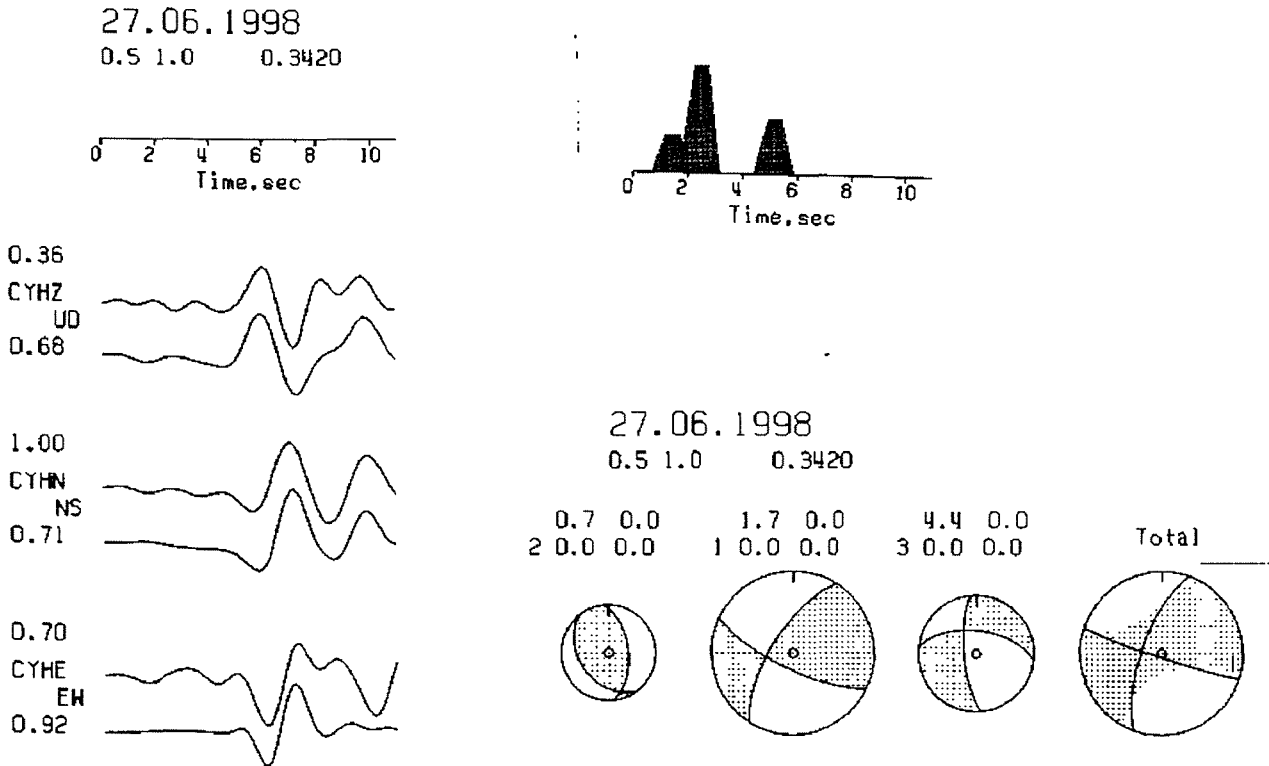
Şekil 6. İkinci şokun mekanizması ile elde edilen düz çözüm. Açıklama için Şekil 4'e ve metne bakınız.

edilen doğrultu-atım bileşeni olan normal faylanma mekanizması kullanılmıştır. Sonuçlar Şekil 6'da verilmektedir. RMS hatası 0.78 ve sismogramların son kısımlarında uyumun iyi olduğu görülmektedir, yani, depremin son safhasındaki kırılma normal faylanma ağırlıklı bir fay üzerinde olduğuna işaret etmektedir. Sonuç olarak, Adana-Ceyhan depreminin telesismik sismogramlarını tek bir faylanma tipi ile açıklamak mümkün olmadığını gördük. Yani, deprem esnasında faylanma mekanizmasında bir değişim söz konusu veya depremin farklı tipteki fayların kırılmasıyla meydana geldiği söylenebilir.

Yakın Alan Sismogramlarının Analizi

Adana-Ceyhan Depremi, Ankara Deprem Araştırma Dairesinin Ceyhan'a yerleştirdiği SMA-1 üç-bileşenli kuvvetli yer hareketi akselografi ile kaydedilmiştir. İstasyon depremden sadece birkaç kilometre uzaklıkta bulunması eşine ender rastlanan yakın alan kaydı elde edilmiştir.

Son yıllarda geliştirilen tekniklerle yakın alan yer değiştirme kayıtlarından depremlerin moment tensörleri belirlenebilmektedir. Erdik (1979) kuvvetli yer hareketi kayıtlarının analiz yöntemini izleyerek SMA-1 ivme kayıtlarından yer değiştirme kayıtları elde edilmiştir. Yer değiştirme kayıtları depremin moment tensörünü belirlemek için kullanılmıştır. Kayıtlar 0.05-1.0 Hz aralığına sahip band-pass filtresinden geçirilmiştir. Fan ve Wallace (1991) bu



Şekil 7. Ceyhan'daki üç-bileşen yer değiştirme kaydı modellenmesinden elde edilen faylanma mekanizmaları

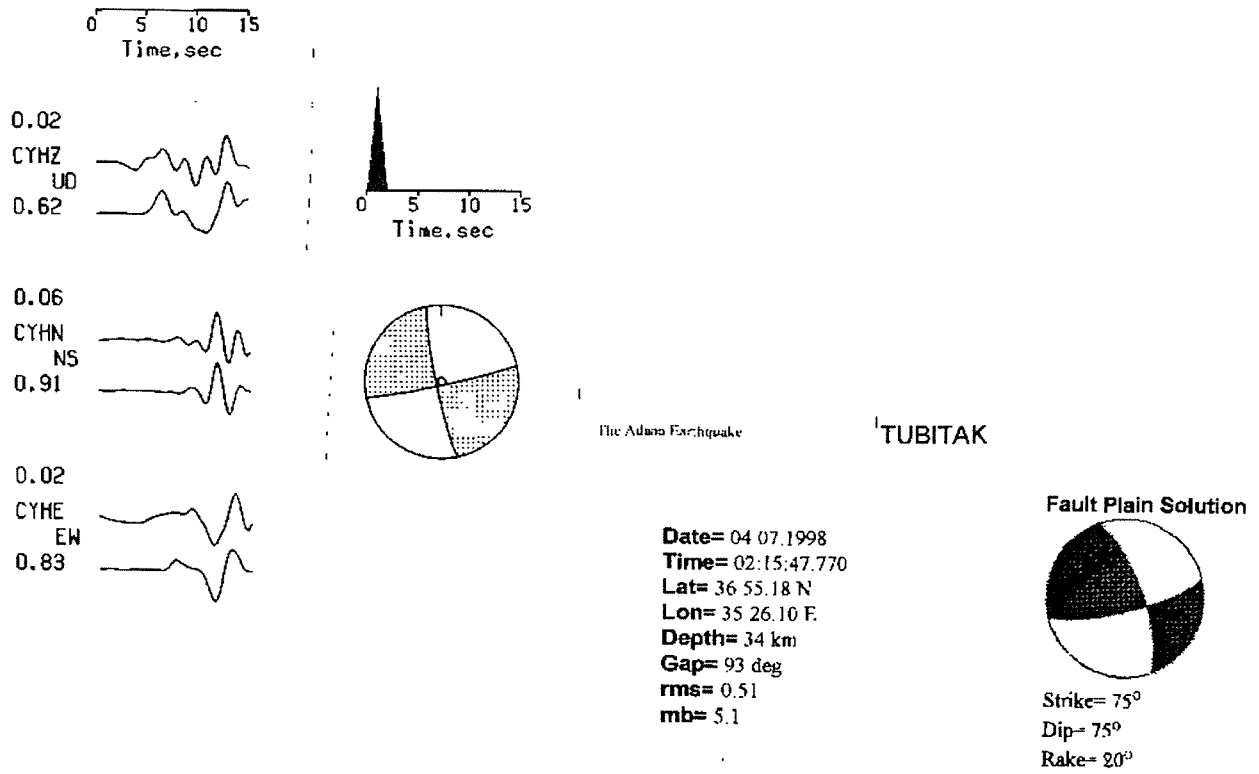
frekans bandında 3-bileşenli tek bir istasyonla depremin moment tensörü rahatlıkla belirlenebildiğini göstermişlerdir. Ters çözüm yöntemi Kikuchi ve Kanamori (1991)'de verilen yöntemle hemen hemen aynıdır. Sadece Green fonksiyonlarının hesaplanma şekli farklıdır. Uzak alan analizinde hesaplanan sismogramlar cisim dalgalarını ve bunların kaynak bölgesindeki dönüşmüş ve yansımış fazlarını içermektedir. Yakın alan sismogramların analizinde kullanılan

teorik sismogramlar ise ayrık-dalga sayısı (discrete-wavenumber) yöntemiyle hesaplanmaktadır (Takeo, 1987).

Fan ve Wallace (1991) düşük frekanslarda tek bir istasyonda kaydedilen P, SV ve SH dalgalarını kullanarak deprem mekanizmasının kabuk yapısına çok bağlı olmadığını göstermişlerdir. Kabuk yapısındaki belirsizlik depremin derinliğini etkilemektedir.

Ceyhan'daki ivme kaydının analizinden elde edilen çözüm Şekil 7'de verilmektedir. Şekilde üstte yer alan sismogramlar gözlemselleri, alttakiler ise teorik sismogramları göstermektedir. Kaynak zaman fonksiyonları şokların oluş zamanlarını vermektedir. SMA-1 sismografi tetikleme prensibine göre çalıştığından modellenen sismogramın başı P dalgasının istasyona geliş anına tekabül etmektedir. Bu yöntemde toplam modellenebilen sismogram uzunluğu yaklaşık 11

4/7/98, 02:15, 2.2e+23, 78/86/-6; 169/84/-176
1.0 2.0 0.2930

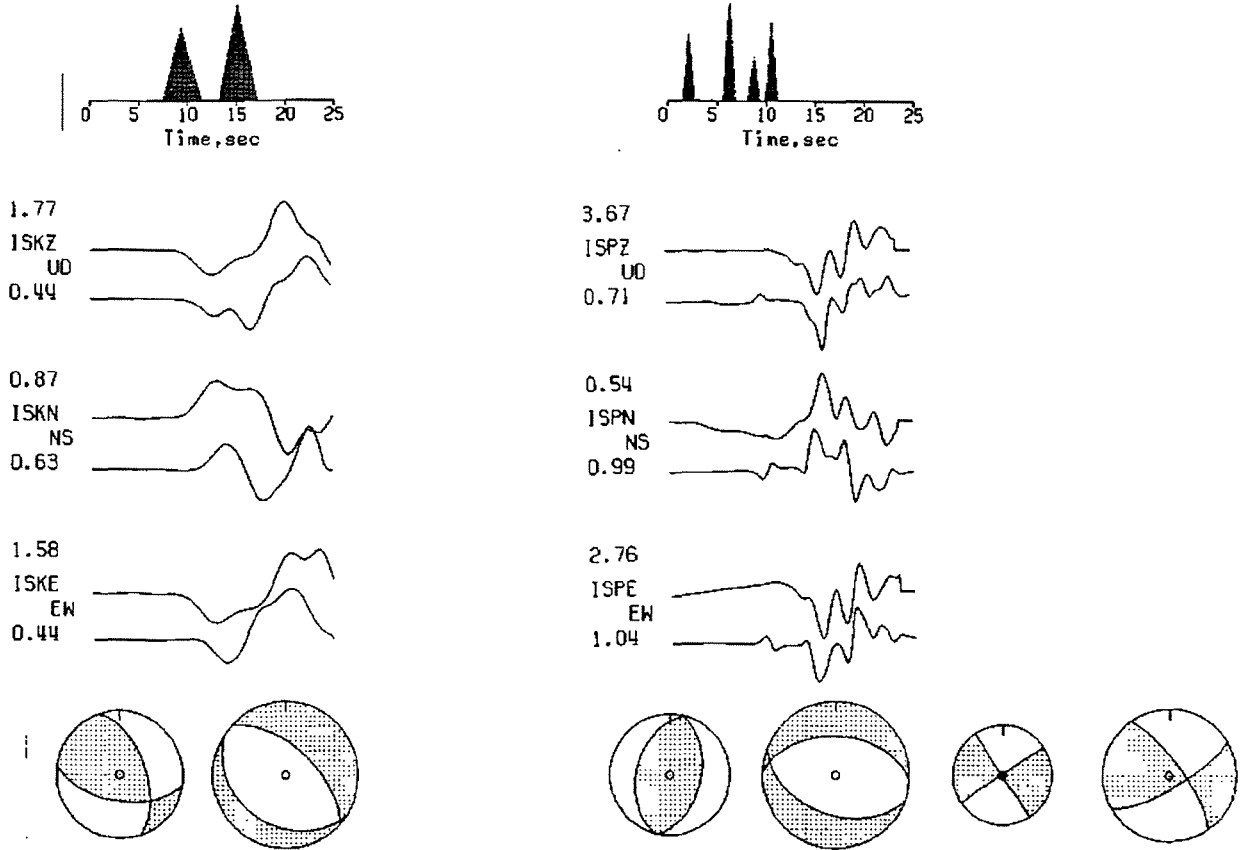


Şekil 8. 4/7/1998 tarihinde meydana gelen en büyük artçı sarsıntının Ceyhan'daki deplasman kaydından elde edilen faylanma mekanizması. Faylanma parametreleri şeklin üst kısmında verilmektedir. Aynı depremin TÜBİTAK lokal deprem şebekesindeki ilk varış yönlerinden elde edilen mekanizma da gösterilmektedir.

saniyedir. Bu süre, telesismik kayıtlarda yaklaşık 40 saniye civarındaydı. Yakın ve uzak alanlardaki bu belirgin farkın nedenini ortaya çıkarmak başlıca bir araştırma konusudur. Bu fark doğrudan şokların ivme kayıtcısına olan uzaklığına bağlı olduğu düşünülebilir. İvme değerleri uzaklığa bağlı olarak hızla azaldıkları için ivme kayıtcısına yakın olan şokların etkisi uzaktakilerin etkisini maskeleymektedir. Bunun yanında, yakın alanda şoklar arasındaki zaman ve uzaklık farkından dolayı P, S ve yüzey dalgalarının girişimi de söz konusudur. Bütün bu belirsiklerin içinde, Ceyhan'daki ivme kaydı üç şokla modellenmiştir. Gözlemsel ve teorik sismogramlar arasındaki uyumun ne denli iyi olduğu Şekil 7'de de görülmektedir. Burada da kırılmanın ters faylanmadan normal faylanmaya doğru bir geçiş gösterdiğini görmekteyiz. Şekil 8'de yine Ceyhan'daki ivme kaydını kullanarak 4 Temmuz 1998'de meydana gelen en büyük artçı sarsıntının (mb=5.1) faylanma mekanizması elde edilmiştir. Aynı depremin faylanma mekanizması deprem bölgesinde

bulunan TÜBİTAK lokal deprem şebekesiyle de elde edilmiştir. Bu deprem, yöntemin doğruluğunu sınamak için oldukça uygun bir örnektir. TÜBİTAK şebekesindeki ilk hareket yönlerinden elde edilen mekanizma ile Ceyhan'daki 3-bileşenli ivme kaydından elde edilen mekanizmanın ne denli uyumlu olduğu Şekil 8'de görülmektedir.

Birçok belirsizliğe rağmen, bu yöntemi ISP ve ISK broad-band deprem istasyonlarındaki ana şokun 3-bileşen kayıtlarına uygulanmıştır. ISP depremi istasyonunun uzaklığı ve azimutu 450 km ve 283 derece civarındadır. ISK ise 725 km uzaklıkta ve 310 derece azimutundadır. Her iki istasyonda P dalgasının gelişinden itibaren 25 saniyelik kısımlar kullanılmıştır. Sonuçlar Şekil 9'da verilmektedir. Burada filtrelemenin, yani kullanılan frekans bandının, sonuçlar üzerindeki etkiside görülmektedir. ISK kaydı ISP kaydına göre çok daha düşük frekans bandıyla filtre edilmiştir ve



Şekil 9. ISP ve ISK broad-band sismogramlarının modellenmesiyle elde edilen ters çözüm sonuçları. Açıklama için metne bakınız.

gözlemsel sismogramlar iki şokla modellenmiştir. ISP kaydı ise nispeten daha yüksek frekansları içermektedir ve çok daha karmaşık olan sismogramı için daha fazla şok sayısı gerekmektedir. ISP ve ISK broad-band istasyonlarından elde edilen mekanizmaların güvenilirliği tabii ki çok zayıftır. Ancak, depremin genel karakteri hakkında fikir verdiği görülmektedir. Ülkemizdeki broad-band istasyonlarının arttığı bir dönemde, bu yöntemin sadece yakın alan, yani depremden sadece birkaç kilometre uzaklıkta elde edilen kayıtlara değil de depremden birkaç yüz kilometre uzaklıkta bulunan İstasyonlarda uygulanabileceğini göstermektedir. Sadece yöntemde çözüm sayısını azaltacak kriterler üzerinde durulması gerekmektedir.

Sonuçlar

1998 Adana-Ceyhan depremi üç şokla meydana gelmiştir. Bu şokların moment tensörleri farklı geometrilere sahip fayların kırıldığını göstermektedir. Şoklar K20B doğrultulu bir profil üzerinde yer almaktadır. Şokların mekanizmaları birbirinden farklı olmasına rağmen kayma vektörleri hemen hemen aynı yöndedir, KD-GB. Şokların CMT lokasyonları KB-GD uzanımlı profil boyunca gerilme rejimindeki bir değişime işaret etmektedir. GD kısmında rejimin transpresyon ağırlıklı olabileceğini, profilin KB'tısında ise transtension olabileceğini göstermektedir. Spektral yöntemle depremin mekanizmasının tek başına ne doğrultu-atımlı ne de düşey atımlı olamayacağı göstermektedir. Yakın alan ve nispeten daha uzak mesafelerdeki broad-band kayıtlarından da depremin mekanizması hakkında önemli bilgiler elde edilebileceği gösterilmiştir.

Değinilen Belgeler

- Barka, A., Akyüz, S., Deprem yerinden gözlemler, Cumhuriyet gazetesi, Temmuz 9, 1998.
- Barka, A., and Reilinger, R., Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geofisica*, XL, 587-610, 1997.
- Çelebi, M., The Adana-Ceyhan Earthquake of June 27, 1998, EERI Special Earthquake Report, (1998), (<http://www.eeri.org/Reconn/Adana/Adana.html>)
- Demirtaş, R., 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremi; sivilaşma ve hendek çalışması, Aktif Tektonik Araştırma Grubu, İstanbul Teknik Üniversitesi, 10-11 Aralık, 1998.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.
- Erdik, M., Processing of strong motion accelograms in earthquake engineering: corrected accelograms, velocity and displacement traces, *METI Journal of Pure and Applied Sciences*, 12, 277-304, 1979.
- Ergin, M., Aktar, M., Özalaybey, S., Biçmen, F., Yörük, A., Tapırdamaz, C., 27 Haziran 1998 Adana anaşoku ve artçı depremleri, Aktif Tektonik Araştırma Grubu, İstanbul Teknik Üniversitesi, 10-11 Aralık, 1998.
- Fan, G., and T. Wallace, The determination of source parameters for small earthquakes from a single, very broad-band seismic station, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1385-1388, 1991.
- Gündoğdu, O., Özer, N., Akkargan, 27 Haziran 1998, Adana-Ceyhan depremi gözlem ve değerlendirmeleri, Aktif Tektonik Araştırma Grubu, İstanbul Teknik Üniversitesi, 10-11 Aralık, 1998.
- Hanks, T., C., and M. Wyss, The use of body wave spectra in the determination of seismic source parameters, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 62, 561-589, 1972.
- Karig, D. E., Kozlu, H., Late Palaeogene-Neogene evolution of the tripple junction region near Maraş, south-central Turkey, *J. Geol. Soc., London*, 147 1023-1024, 1990.
- Kalafat, D., Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi, *Deprem Araştırma Bülteni*, 77, 1-217, 1998.
- Kikuchi, M., ve H. Kanamori, Inversion of complex body waves--III, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 81,2335—2350, 1991.
- Pınar, A., D. Kalafat, G. Horasan, A rupture model for the 1998 Adana earthquake, *Geodinamica Acta*, 1999. (inceleme)
- Şengör, A. M. C., Adana'da N'oluyo?, Cumhuriyet gazetesi, 9 Temmuz, 1998.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F., Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation, *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Pub.* 37, 227-264, 1985.
- Takeo, M., An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 490-513, 1987.
- Westaway, R., Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,071-12,090, 1994.

Adana Depreminin Artçı Sarsıntılarının Kabuk Yapısının Elde Edilmesi için Değerlendirilmesi

Evaluation of the Aftershocks of the Adana Earthquake to Obtain Crustal Structure

Hayrullah Karabulut[†], Serdar Özalaybey[‡] ve Mustafa Aktar^{†‡}

[†] B.Ü. Kandilli Ras. ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220 Çengelköy, İstanbul

[‡] TÜBİTAK M.A.M. Yer Bilimleri Enstitüsü, PK: 21, 41470, Gebze

Öz

Adana depreminin artçı sarsıntıları, bölgenin hız yapısını ortaya çıkarmak amacı ile değerlendirildi. Dalga alanının hem frekans içeriğinde hem de dalga biçiminde, lokal hız değişimlerinden kaynaklanan farklılıklar gözlenmektedir. Gözlenen enerjinin büyük bir kısmı, 6 km kalınlığa ve önemli bir hız gradyanına sahip olan çökellerin varlığı ile açıklanabilmektedir. Açıklanamayan kısmı ise daha derinlerden bilgiler içermektedir. Farklı hız modelleri kullanılarak elde edilen yapay sismogramlar gözlemsel verilerle karşılaştırılarak hızın derinlikle değişimi incelenmiştir. Elde edilen hız modelini çok çözümlülükten kurtarmak için model parametrelerini sınırlayabilecek verilere ihtiyaç duyulmaktadır.

Abstract

Aftershocks of the Adana earthquake are analyzed to determine the spatial and temporal variations of the wavefield and are used to estimate velocity structure in the region. Significant differences are recognized in the frequency content which can be explained by local velocity variations. The majority of the observed energy in the seismograms can be obtained from the sedimentary basin where a strong velocity gradient exists. Unexplained part of the wavefield contains signatures from the deeper part of the structure. Modeling the wavefield reveals some of the details. However, additional constraints are needed to reduce uncertainties in the velocity model.

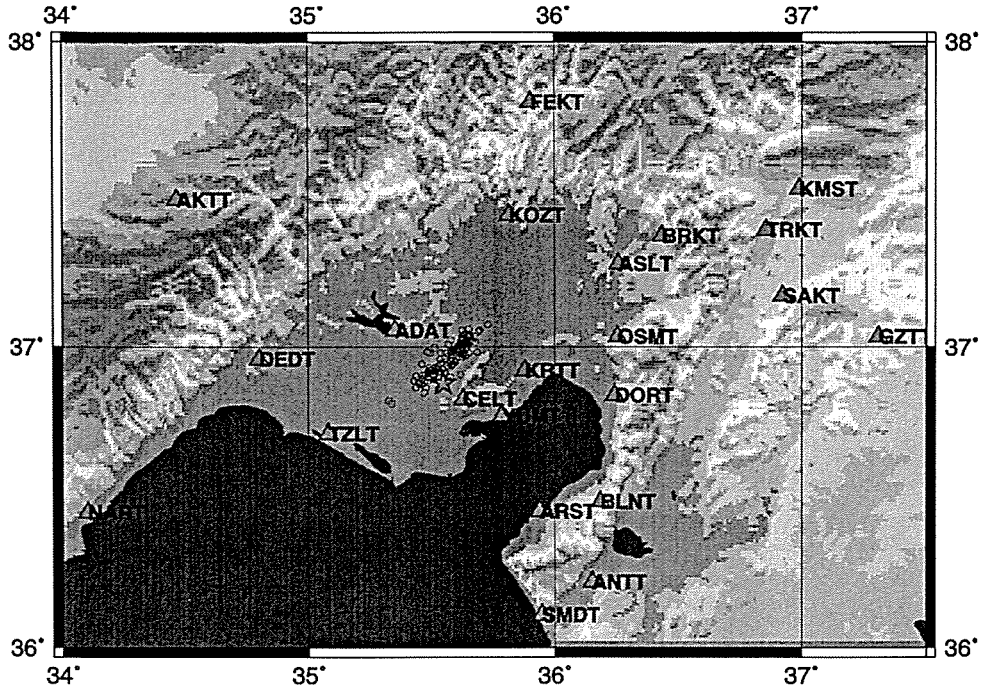
Giriş

Karmaşık görünümü nedeniyle deprem kayıtlarını, ortamın hız yapısını elde etmek amacıyla kullanmak oldukça zor bir iştir. Bu zorluk, sismik yansımada olduğu gibi aynı kaynağın birçok istasyondaki kayıtlarının birlikte değerlendirilmesi ile aşılabılır. Ancak, dalga alanının devamlılığını sağlayacak sıklıkta istasyonların bulunmaması bu yöntemin uygulanabilirliğini engellemektedir. Bu güçlüğün üstesinden gelecek bir seçenek, Adana depreminde olduğu gibi, yeterli sıklıkta oluşmuş artçı sarsıntılarının aynı istasyonda kaydedilmesidir. Depremlerin uzaysal dağılımları, lokal hız değişimlerini örnekleyecek biçimde saçılım gösterirse hızın yanal yöndeki değişimleri elde edilebilir. Benzer şekilde, depremler yeterince büyük bir derinlik aralığında dağılım gösterirse hızın derinlikle değişimini ortaya çıkarmak mümkün olabilir. Bu uygulamanın başarısı, depremlerin episantr uzaklıklarına, odak derinlikleri ve dağılımlarına, kaynak mekanizmalarının uyumluluğuna ve deprem lokasyonlarının doğruluğuna bağlıdır. Deprem ile istasyon arasındaki uzaklık arttıkça elde edilen sismogramın karmaşıklığı da artabilir. Benzer etkiler sık depremler için de geçerlidir. Hız modeline yönelik çalışmalarda, ışın yollarının deprem odağından istasyona olabildiğince dik açılarla gelmesi dönüşmüş fazların ve yüzey dalgalarının etkilerinin azaltılması için, kaynak mekanizmalarındaki değişimler ise dalga biçimleri ve fazların devamlılığının izlenmesi için önemlidir. Adana depreminin artçı sarsıntıları, tek istasyon-farklı kaynaklar kullanılarak yapılacak analiz için az rastlanılan bir veri seti oluşturur. Bu depremlerin uzaysal dağılımı, veriyi farklı analizlerin uygulanması için ideal bir hale getirir. Modelleme ve spektral analiz yöntemleriyle yapılan incelemeler lokal hız değişimleri ve kabuk yapısı hakkında önemli bilgileri ortaya çıkarmaktadır.

Veri

27 Haziran 1998 tarihinde olan 6.3 büyüklüğündeki Adana depremi, hem Adana'da hem de çevresinde önemli hasara neden olmuştur. Depremin konumu TÜBİTAK tarafından yaklaşık olarak Adana baseninin ortaları (36.53 N, 35.33 E) ve 32 km derinlik olarak verilmiştir (Ergin ve diğ., 1999). 200'den fazla artçı sarsıntı, TÜBİTAK tarafından bölgede kurulmuş olan sismik ağ tarafından kaydedilmiştir. (Şekil 1). Artçı sarsıntılarının farklı istasyonlara uzaklıkları 20-200 km arasında

değişmektedir. Sarsıntılar 50 km uzunlukta, 10 km genişlikte ve 20-35 km'lik bir derinlik aralığında yer almakta ve KB-GD doğrultusunda uzanmaktadır. Artçı depremlerin konumları bölgede var olan fay sistemi ile uyumluluk göstermektedir. Bölgenin oldukça karmaşık olan hız yapısı, uygulanacak analiz yönteminde kullanılabilen istasyonların seçimini belirleyen en önemli faktör olmaktadır. Analizde kullanılacak istasyonun, ışın yollarındaki karmaşıklıktan en az etkilenecek şekilde seçilmesi, daha basit dalga alanlarıyla çalışmayı sağlayacağından özenle seçilmelidir. Artçı depremlerin derinlikleri ve istasyonlara uzaklıkları göz önüne alındığında, Adana (ADAT) istasyonunun bu çalışma için uygun olduğuna karar verilmiştir.



Şekil 1: Adana depreminin (yıldız) ve artçı sarsıntılarının konumları (daireler). Üçgenler TÜBİTAK istasyonlarının yerlerini göstermektedir.

Adana istasyonunda kaydedilen üç bileşen sismogramlarından alet etkisi giderildikten sonra düşey (Z), radyal (R), ve transverse (T) bileşenler hesaplanmıştır. Şekil 2.a, ADAT istasyonunda kaydedilen 95 artçı sarsıntının kayıtlarını göstermektedir. Büyüklüğü 3.5 ve daha fazla olan depremler *clip* olduğu için bu çalışmada göz önüne alınmamıştır. Sismogramlar, 80° - 150° arasında değişen azimutun fonksiyonu olarak sıralanıp, S dalgalarının varış zamanlarına göre hizalanmıştır. Kayıtların başlangıç zamanı S dalgasından 6 saniye öncesi olarak seçilmiştir. Böyle bir sıralama, farklı

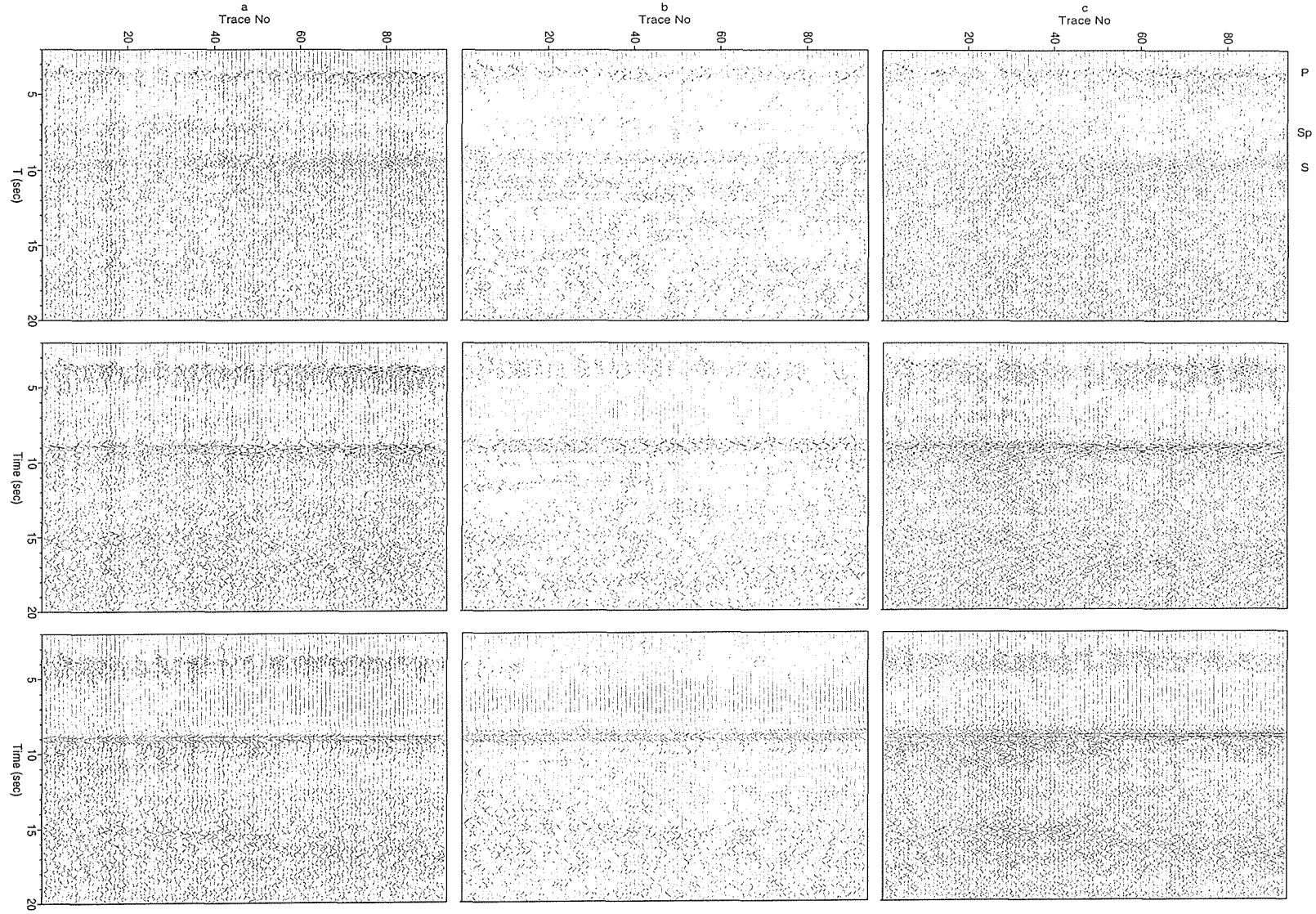
zamanlardaki dalga biçimlerinin tanınması ve izlenmesi için kolaylık sağlamaktadır. Her kayıt, kendisinin en büyük mutlak değeri ile normalize edilerek artçı sarsıntıların büyüklükleri arasındaki farklılıklar giderilmiştir.

Gözlemler

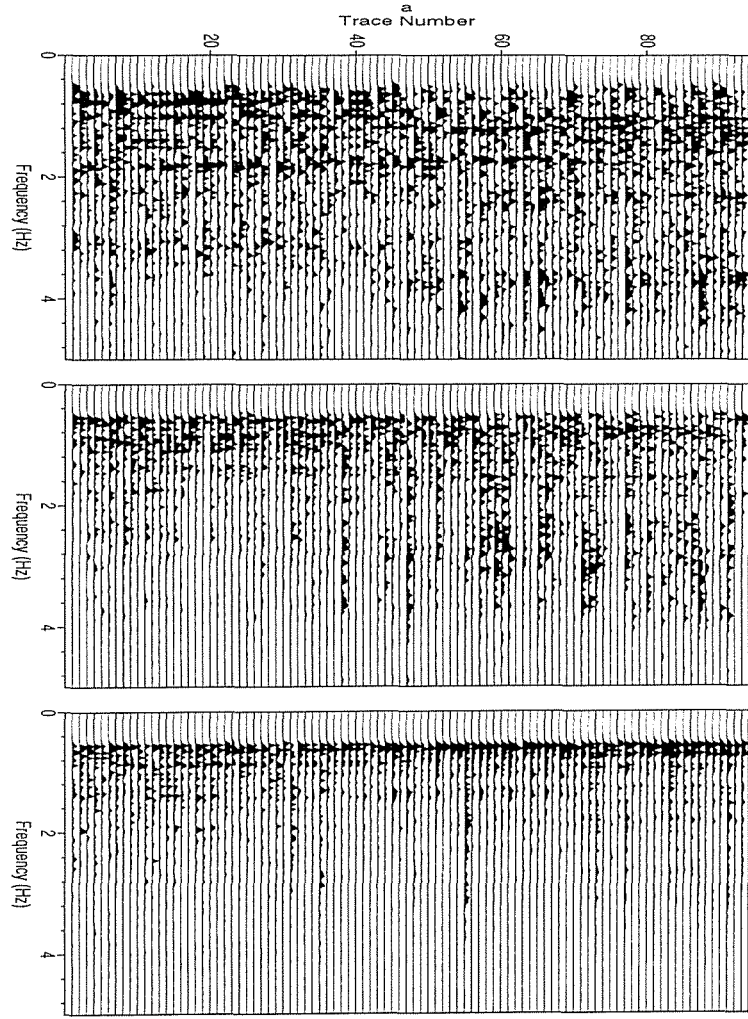
Kayıtlardaki temel fazlar kolaylıkla tanınabilir. P ve S dalgaları ile birlikte, her kayıta bir Sp fazı gözlenmektedir (Şekil 2.a). Sp, deprem kaynağından S dalgası olarak çıkıp, bir katman sınırında P dalgasına dönüşerek istasyona ulaşan fazlardır. Kayıtlardaki dalga biçimleri azimuta bağlı olarak değişmektedir. Büyük azimutlarda çok belirgin olarak görünmeyen Sp fazının tersine, S fazları hem genlik hem de görünüm olarak farkedilmektedir. S fazını, kaynağı açıkça belli olmayan karmaşık bir dalga dizisi izlemektedir. Gözlenen dalga biçimlerinin bir kısmı yalnızca belli azimutlarda farkedilmekte ve Sp fazlarının gösterdiği değişimlere benzer davranışlar göstermektedir.

Şekil 2.b-2.c, sırası ile 0.5-2.5 Hz ile 2-8 Hz aralığında süzgeçlenmiş veriyi göstermektedir. Düşük frekanslarda (Şekil 2.b), Sp fazları tüm azimutlarda belirgin olarak farkedilirken yüksek frekanslarda (Şekil 2.c) bu belirginlik kaybolmaktadır. T bileşeninde yaklaşık 15 sn'de görülen varışlar tüm azimutlarda farkedilmekle birlikte büyük azimutlarda bu devamlılık farklı bir davranış göstermektedir.

Şekil 3.a, üç bileşen kayıtların frekans spektrumlarını göstermektedir. Azimuta bağlı olan değişim spektrumlarında da gözlenmektedir. Büyük azimutlarda, 4 Hz civarında görülen enerji küçük azimutlarda görünmemekte ya da daha düşük frekanslara kaymaktadır. Frekansa bağlı olan davranışların kaynağını anlamak için her iki azimut grubundan birer sismogram seçilerek zaman-frekans analizi uygulanmıştır (Şekil 3.b). İki farklı azimuttan seçilen kayıtların zaman-frekans analizleri karşılaştırıldığında, S dalgalarının büyük azimutlarda daha yüksek frekanslarda enerji içerdiği buna karşın küçük azimutlarda Sp fazlarının daha belirgin olduğu gözlenmektedir. S ve Sp fazlarının frekans bağımlılığı, çökel katman içindeki Q değerlerinin azimuta bağlı olarak elde edilmesi amacı ile kullanılabilir.



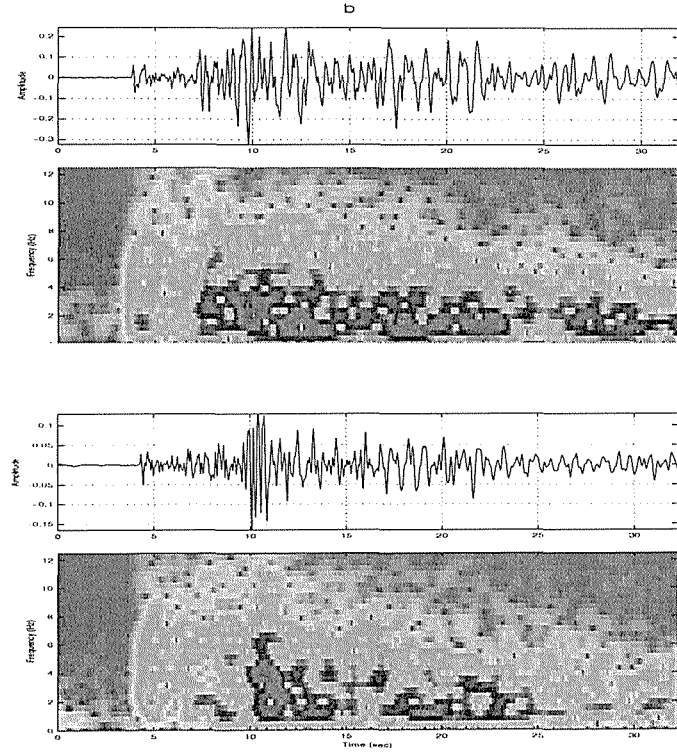
Şekil 2: Solda : 0.5-10 Hz, ortada : 0.5-2.5 Hz, sağda : 2.0-8.0 Hz ile süzgeçlenmiş olan üç bileşen yer değiştirme kayıtlar (Üst : Düşey, orta : Radyal, alt : Transverse). Sismogramlar S dalgasının varış zamanlarına göre hizalandı ve artan azimuta bağlı olarak eşit aralıklarla dizildiler. P, Sp ve S harfleri bu dalgalarının varış zamanlarını göstermektedir.



Z

R

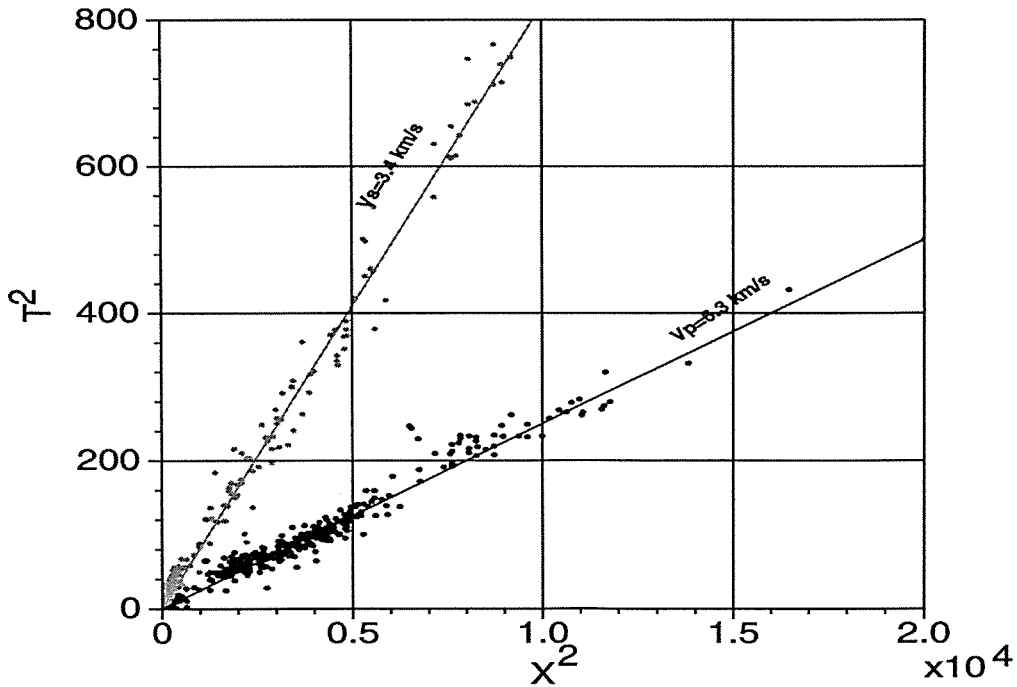
T



Şekil 3: a) Düşey (üstte), radyal (ortada) ve transverse (altta) bileşen kayıtların spectrumları. b) Düşey bileşenden seçilmiş iki sismogramın (20 ve 75 numaralı izler) zaman-frekans analizleri.

Yapay Sismogramlar

Yapay sismogramlar, Bouchon (1981) tarafından geliştirilen ve elastik dalga alanını yatay tabakalı bir ortam için hesaplayabilen bir yöntemle üretilmiştir. Veride gözlenen P, S ve Sp arasındaki zaman farklarını ve genliklerini elde etmek için birçok model denenmiştir. Tek istasyon kullanılarak elde edilen model, doğal olarak çok çözümlü olacaktır. Doğru bir hız modeli bulmak için bölgedeki ortalama hız değerlerinin bilinmesi gerekmektedir. Artçı depremlerin yerlerinin belirlenmesi sırasında hız modeli de iteratif olarak değiştirilerek gözlemlere uyacak en iyi hız modeli elde edilmeye çalışılmıştır. Ancak elde edilen hız modeli, jeolojik olarak karmaşık bir bölgenin ortalama hız yapısını verecektir. ADAT istasyonunun altındaki yapı ise çevresinden oldukça farklıdır. Daha önce yapılan çalışmalar Adana baseninin, Miyosen çökellerinden oluşan 6 km'lik bir kalınlığa sahip olduğunu ortaya koymuştur. Bu kalınlık verilerde görülen Sp fazı ile uyum göstermektedir. Artçı sarsıntılarının üstünde kalan bölgenin ortalama hızını elde etmek için t^2-x^2 yöntemi uygulanmıştır.

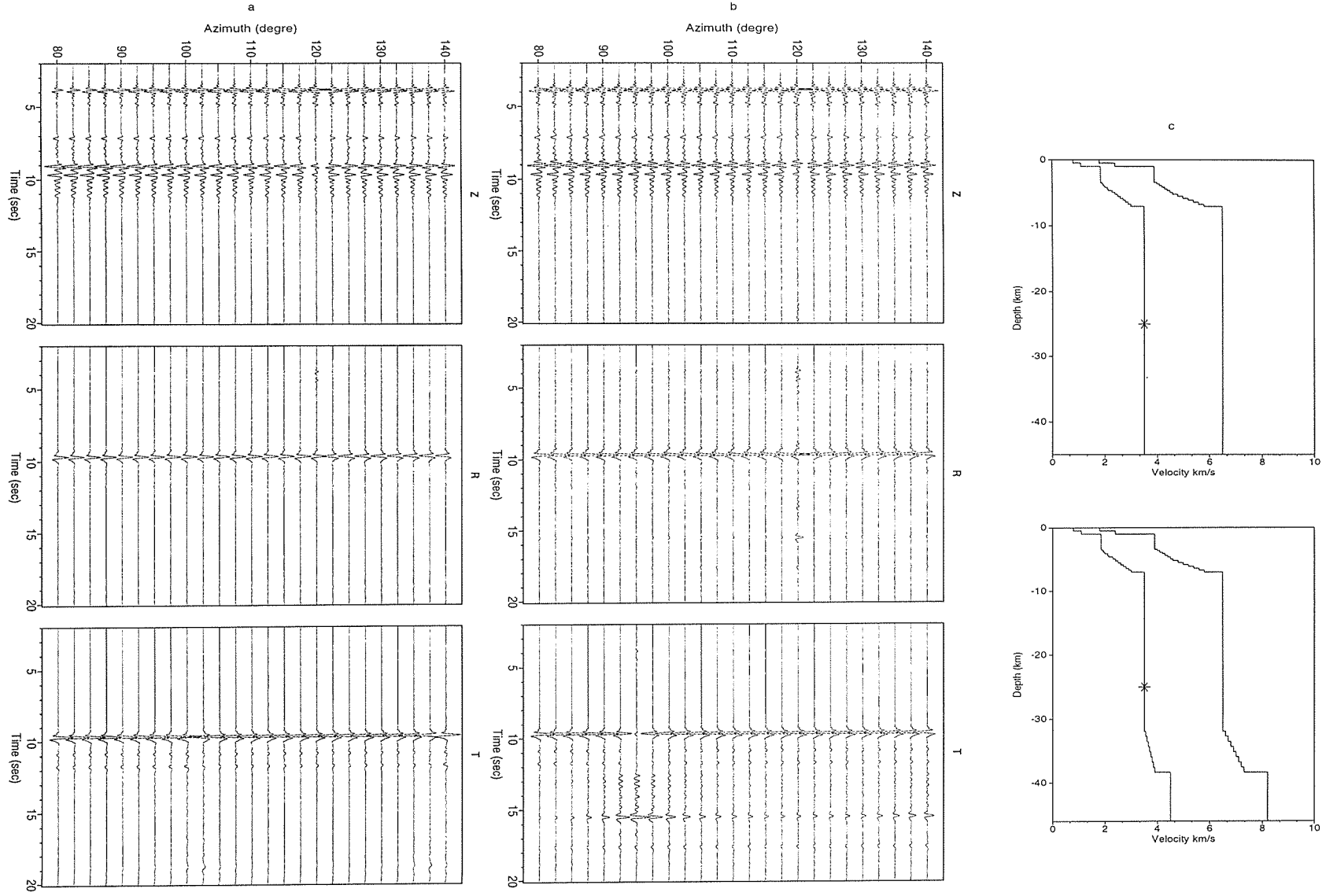


Şekil 4 : P ve S dalgalarının farklı istasyonlara varış zamanlarından yararlanılarak hesaplanmış $\Delta T^2 - \Delta X^2$ değerlerine en küçük kareler yönteminin uygulanması sonucu elde edilmiş P ve S dalga hızları.

Bu yöntemde, iki istasyon arasındaki uzaklıktan (Δx^2) ve varış zamanları arasındaki farktan (Δt^2) yararlanılmaktadır. Bu farklar, odak derinliği ve depremin oluş zamanının katkısını gidermekte ve $\Delta t^2 - \Delta x^2$ grafiği yardımı ile ortalama hız elde edilmektedir. Bu yöntem Adana baseninin üstüne kurulu olan 5 istasyon (ADAT, CELT, KOZT, FEKT, DEDT) (Şekil 1) için uygulanmış ve ortalama P hızı 6.3 ve S hızı 3.4 olarak bulunmuştur (Şekil 4). 6 km lik çökel katmanın etkisi giderildikten sonra bu hızlar 6.5 ve 3.6 olarak alınmıştır.

Yarı sonsuz bir katman üzerinde ortalama 6 km kalınlığa sahip çökel katman ile başlayıp, birçok modelin denenmesi sonucu elde edilen hız-derinlik modeli ve 3 bileşen yapay sismogramlar Şekil 5.a'da görülmektedir. Tek bir kaynak ve model kullanarak elde edilecek yapay sismogramların tüm gözlemleri açıklaması beklenmemelidir. Hesaplamalarda 27 km'de yer alan 90°'lik dalıma sahip yanal atımlı bir kaynak kullanıldı. Daha önce de belirtildiği gibi derinlikler 20-35 km arasında değişmektedir. Her ne kadar artçı sarsınsıların birçoğunun kaynak mekanizması ana şok ile aynı olsa da bunu tümü için söylemek doğru olmaz. Bununla birlikte modelleme ile elde edilen sonuçların veri ile (P,S ve SP zamanları, göreceli genlikler) uyumlu olduğu gözlenebilir. Hız modelinde var olan *gradient* Sp fazının genliklerinin azaltılması için gereklidir. Yukarıda açıklandığı gibi Sp fazı kaynaktan S olarak çıkıp bir katman sınırında P'ye dönüşüp istasyona varan fazdır. Bu fazın genliği 35-50°'lik açılarda en büyük değerine ulaşır. Bu enerjinin azaltılması için hız farkı büyük olmayan birçok katmanı ardışık olarak kullanmak gereklidir.

Başlangıçta, veride gözlenen tüm enerjiyi, kaynağın üzerinde bulunan yapı ile açıklamayı hedefledik. Tüm denemelere karşın açıklanamayan fazlar için kaynaktan daha derinde bulunan ve yansımalar üretecek katmanlar eklendi. Şekil 5.b, daha önce kullanılan modele hızları derinlikle artan katmanlar ekleyerek oluşturulan modelden elde edilen yapay sismogramları göstermektedir. Bu katmanın etkisi iki şeklin karşılaştırması ile ortaya çıkarılabilir. 40 km derindeki katmandan yansiyarak gelen P, S ve dönüşmüş dalgalar sismogramları daha karmaşık bir hale getirmektedir. Bununla birlikte en önemli gözlem, T bileşeninde 15 saniyede görülen yansıma sinyalidir. Benzer yansımalar veride de gözlenmektedir. Bu yansımaların kaynağı konusunda farklı seçenekler sunulabilir. Bunlar: 1) depremlerin odak derinliğinin altındaki yansıtıcı bir ara yüzeyden gelen yansımalar (PxS, SxS), 2) çökel katman içinde, S



Şekil 5: a) Kaynağın yarı sonsuz bir ortama konması ile elde edilmiş yapay sismogramlar (Üst : Düşey, orta : Radyal, alt : Transverse), b) Moho katmanının eklenmesi sonucu elde edilmiş yapay sismogramlar, c) Yapay sismogramları hesaplamada kullanılan hız modelleri.

dalgalarının serbest yüzey ile yaptığı tekrarlı yansımalar (SS,SSS), 3) üçüncü boyuttan gelen yansımalar. Son alternatifin değerlendirilmesi farklı istasyonlardaki kayıtlara ihtiyaç vardır. İlk kullanılan modelden üretilen yapay sismogramlarda bu yansımaların yer almaması gözlemlerin tekrarlı yansıma olamayacağı fikrini desteklemektedir. Bununla birlikte 40 km derinlikteki katmanın konumu kullanılan ortalama hıza bağlı olarak değişecektir. Her ne kadar depremlerin odak derinlikleri üstünde kalan bölge için bir ortalama hız değeri elde edilmiş ise de, bu odak derinliklerinin altında kalan bölge için geçerli olmayabilir. Detaylı bir modelleme çalışması için ortamın hız yapısı hakkında bilgi verebilecek verilere ihtiyaç vardır. Bu amaçla bölgede alıcı fonksiyonları (bkz., Özalaybey ve Aktar, 1999) ve dispersiyon eğrileri yardımı ile elde edilecek sonuçların kullanılması hedeflenmiştir.

Sonuçlar

Adana depreminin artçı sarsıntıları ortamın hız yapısına hakkında önemli bilgiler sunmaktadır. Depremlerin hem frekans içerikleri hem de dalga biçimleri, ortamın farklı özelliklerinin araştırılması amacı ile incelenmiştir. Bu farklılıklar büyük ölçüde 6 km kalınlığa ve önemli bir hız gradyanına sahip olan çökellerden kaynaklanmaktadır. Sismogramlarda görülen ve sığ katmanlarla açıklanamayan varışların kaynağı yapay sismogramlar üretilerek araştırılmıştır. Elde edilen hız derinlik modelini çok çözümlülükten kurtarmak için farklı verilerden yararlanılması amaçlanmıştır.

Değinilen Belgeler

- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., v. 71, pp. 959-971.
- Özalaybey, S. ve Aktar, M., 1999. ATAG-II, Alıcı fonksiyonları yöntemi ile Klıkya bölgesinde kabuk yapısı: I, İTÜ.
- Ergin, M., Özalaybey, S., Aktar, M., Biçmen, F., Yörük, A. ve Tapırdamaz, C., 1999. ATAG-II, 27 Haziran 1998 Adana anaşoku ve artçı depremleri. , İTÜ.
- Kozlu, H., 1987. Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi., Türkiye 7. Petrol Kongresi, Ankara.

Alıcı Fonksiyonları Yöntemi ile Kilikya Bölgesinde Kabuk Yapısı (I)

Crustal Structure in the Cilician Region by Receiver Function Method (I)

Serdar Özalaybey¹ ve Mustafa Aktar^{1,2}

¹TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi, Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü, P.K. 21, 41470, Gebze Kocaeli

²Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220, Çengelköy-İstanbul

e-mail:ozalay@mam.gov.tr, aktar@mam.gov.tr

Öz:

Bu çalışmada alıcı fonksiyonları yönteminin esasları gözden geçirilmiş ve bu yöntemin TÜBİTAK, MAM Yer Bilimleri Enstitüsü'nün Adana bölgesinde 1991'den beri işlettiği Kilikya deprem ağına ait 3-bileşen istasyonları verilerine uygulanabilirliği değerlendirilmiştir. Yapılan değerlendirmeler, bu ağda kullanılan kısa periyod dar bandlı L4-C sismometrelerinin geçirim frekans bandınının, alet tepki yanıtının giderilerek, geniş bandlı modern sismometrelerle (CMG-3T) kıyaslanabilir olduğunu ve bu sismometreler ile yapılan kayıtların alıcı fonksiyonları analizi için tam yeterli olduğunu göstermektedir. Veri bankasının uzay ve zaman içinde başlangıç için yeterli sayıda dalga biçimi verisine sahip olduğu belirlenmiştir. Ağın telesismik depremleri saptama becerisinin artırılması için yazılım ve donanım iyileştirme çalışmaları öncelikle başlatılmıştır. Seçilen istasyonlarda alıcı fonksiyonları hesaplanmış ve Moho süreksizliğinde üretilen iyi belirlenmiş dönüşmüş Ps fazları gözlenmiştir. Bu fazların varış zamanı bilgisi basit dönüşüm bağıntıları kullanılarak bu istasyonlar altındaki kabuk kalınlıkları bilgisine dönüştürülmüştür. Ön sonuçlar bölgede kabuk kalınlığının 31 ile 45 km arasında değiştiğini göstermektedir. Özellikle, Adana basenindeki ADA istasyonunda belirlenen 38 km'lik kabuk kalınlığı, bu bölgede olan 1998 Adana ana ve artçı depremlerinin derin bir sismolojik zone içinde yer alması (20-35 km) ile uyum içindedir. Kilikya bölgesinde kabuk yapısının alıcı fonksiyonları, diğer sismolojik ve jeofizik yöntemler ile ayrıntılı ve entegre bir şekilde modellenmesinin gelecek ATAG toplantılarına konu olması beklenmektedir.

Abstract

In this study we present a short review of the receiver function method and investigate the feasibility of applying this method to the 3-component short-period data of the Cilician microearthquake network operated by the Earth Science Research Institute of TÜBİTAK since 1991. We find that the frequency pass-band of the short-period L4-C seismometer used in this network can be made similar to that of modern broadband CMG-3T sensor by simply removing instrument response effect. Thus, we conclude that the recordings made with these seismometers are fully sufficient for receiver function analysis. We also determine that the database contains sufficient number of waveform data in space and time to initially begin receiver function analysis. To improve the network's performance for teleseismic earthquake detection, we have already taken measures in terms of both software and hardware optimizations. We compute receiver functions for selected stations and observe well-defined Moho Ps arrivals. We convert the observed Moho Ps-P phase arrival times into an estimate of crustal thickness beneath these stations by using simple conversion equations. Preliminary results indicate that the crustal thickness varies between 31 and 45 km in the region. In particular, the crustal thickness of 38 km determined beneath station ADA, located in the Adana Basin, is in good agreement with the deep seismogenic zone (20-35km) revealed by well-determined depth distribution of the aftershocks of the 1998 Adana earthquake. We anticipate that modeling of the crustal structure in the Cilician region using receiver functions, and other seismological and geophysical methods will be the subject of future ATAG meetings.

Giriş

Sismolojinin son zamanlarda popüler yöntemlerinden biri olan alıcı fonksiyonları yer kabuğu ve üst manto yapısının araştırılmasında yaygın olarak kullanılmaktadır (Cassidy, 1995; Kind ve diğ., 1995; Özalaybey ve diğ., 1997). Bu yöntemin popülerliği, diğer alternatif yapay kaynaklı yansıma ve kırılma sismiği yöntemlerine

¹ Aktif Tektonik Araştırma Grubu İkinci Toplantısı, 1998, İTÜ, İstanbul.

göre alıcı fonksiyonu yönteminin ekonomik, kolay uygulanabilir olması ve bu yöntemlerden elde edilen kabuk yapısı bilgilerini benzer seçilebilirlikte sağlayabilmesinden kaynaklanmaktadır (Zandt ve Owens, 1986). Alıcı fonksiyonlarının temeli, 3-bileşen telesismik P-dalgası sismogramlarından elde edilen, alıcının yakın çevresinde P'den S'e dönüşmüş dalga biçimlerinin kabuk ve üst manto yapısı için modellenmesine dayanır. Alıcı fonksiyonlarının modellenmesiyle elde edilen bilgiler yer kabuğunun kalınlığı, ortalama hızı ve poisson katsayısı gibi önemli jeofizik değişirgenleri içermektedir.

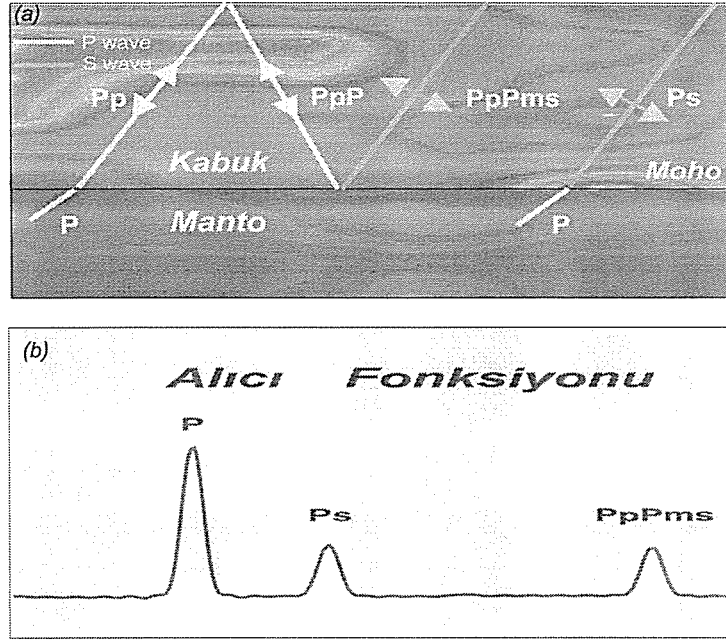
Alıcı fonksiyonları, mevcut olan birçok global (Ammon ve Zandt, 1995), bölgesel ve yerel ağlara ait sabit 3-bileşen istasyonlarının altındaki kabuk yapısının çalışılmasında kullanılmaktadır (Owens ve diğ., 1987; Cassidy, 1995; Kind ve diğ., 1995). Bu yöntemin kolay uygulanabilirliği birçok taşınabilir, geçici, geniş bantlı istasyonların işletilmesine ve kıtasal litosferde bölgesel ve yerel ölçekte Moho derinliğinin haritalanması amaçlı etüdlerin hızla çoğalmasına neden olmaktadır (Sheehan ve diğ., 1995; Özalaybey ve diğ., 1997). Ülkemizde kabuk yapısının çok az bilindiği ve bu amaca yönelik sismik kırılma ve geniş açılı yansıma çalışmalarının organizasyonu ve finanse edilmesinin zorluğu gözönüne alındığında, alıcı fonksiyonlarının ülkemizde kabuk yapısının araştırılması için ideal bir araç olduğu açıktır.

Günümüzde alıcı fonksiyonları analizine uygun olan bölgesel sismik ağlardan biri TÜBİTAK, MAM, Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü'nün Adana çevresinde 1991 yılından beri işlettiği ağıdır. Bu çalışmada alıcı fonksiyonları yönteminin esasları kısaca gözden geçirildikten sonra, bu ağa ait 3-bileşen istasyonlarda kayıt edilmiş telesismik depremlerin bu tür bir çalışma için uygunluğu, dalga biçimi kalitesi, zaman ve uzay içinde yeterliliği açısından değerlendirilecektir. Son olarak seçilen istasyonlarda alıcı fonksiyonu analizi ile elde edilen kabuk yapısı bilgileri hakkında ön sonuçlar verilecektir.

Alıcı Fonksiyonları

Alıcı fonksiyonlarının ayrıntılı tanımı birçok yerde bulunabilir (Langston, 1979; Owens ve diğ., 1984; Cassidy, 1992). Kısa ve öz bir tanım olarak alıcı fonksiyonlarının 3-bileşen telesismik deprem sismogramlarından hesaplanan, alıcı istasyon civarındaki yer yapısı yanıtını içeren zaman serileri olduğu söylenebilir. Bu zaman serisinde gözlenen dalga biçimleri, uzak alandan gelen telesismik P-dalgasından S-dalgasına dönüşmüş bir dalga topluluğudur. Bu dalgalar, alıcı sismometrenin altında yerel olarak hız kontrastının olduğu arayüzeylerde üretilen ana ve tekrarlı dönüşümlerdir. Şekil 1 temsili bir çizim ile kabuk-manto sınırındaki hız süreksizliğinden (Moho) beklenen tipik bir alıcı fonksiyonunu göstermektedir. Bu örnekte alıcı fonksiyonu, direkt P dalgası (P-fazı), sonra Moho'da P'den S'e dönüşen ana dalga (Ps-fazı) ve bunu izleyen yüzeyden P-dalgası olarak yansıyarak Moho'da S-dalgasına dönüşerek tekrarlı yansıyan dalga (PpPms-fazı), topluluğundan oluşmaktadır.

Bu dalga topluluğundaki fazların genlik ve varış zamanlarının modellenmesi ile yer altında kontrast yaratan jeolojik yapılar hakkında değerli bilgiler elde edebiliriz. Örneğin, kabuk kalınlığı, P ve Ps fazları arasındaki zaman farkı ölçülerek ve ortalama hız bilgiside kullanılarak kolaylıkla hesaplanabilir (Zandt ve diğ., 1995). Daha genel olarak alıcı fonksiyonlarındaki fazların genlikleri, uzak alandan gelen P-dalgasının geliş açısı ile bu fazlarının üretildiği arayüzeydeki hız kontrastına bağlıdır. Dönüşmüş fazların varış zamanları ise, hız kontrastının derinliğine, serbest yüzey ve hız kontrastı arasındaki P- ve S-dalgası hızlarına ve P-dalgasının ışın parametresine



Şekil 1. (a) Yarı sonsuz manto-kabuk modeli için alıcı fonksiyonlarında yaygın olarak gözlenen P'den S'e dönüşmüş fazların ışın yolu diagramı. Bu modele karşı gelen alıcı fonksiyonu (b).

bağlıdır. Bu fazların bağıl genlikleri ve frekans içerikleri ayrıca hız geçişinin doğasına, yani keskin birinciden veya yumuşak yavaş bir gradyan ile oluştuğuna, duyarlıdır (Cassidy, 1992). Verilen örnekte tek bir arayüzey (Moho) için alıcı fonksiyonunu oluşturan dalga topluluğu irdelenmiştir. Daha gerçekçi bir yer modelinde ise alıcı fonksiyonu bir kaç arayüzeyde (çökel-temel kaya, orta-alt kabuk, Moho arayüzeyleri gibi) üretilen dönüşmüş dalgalar topluluğunun yığılmasından oluşacak ve alıcı fonksiyonu oldukça karmaşık bir görünüm sergileyecektir. Bu açıdan değerlendirildiğinde alıcı fonksiyonlarını modellemek basit deneme-sınama düz çözüm yöntemleri ile mümkün değildir. Bu nedenle alıcı fonksiyonlarının kabuk yapısı için ters çözüm yöntemine başvurulur (Ammon ve diğ., 1990; Özalaybey ve diğ., 1997). Ters çözüm yöntemi birçok yatay tabakadan oluşturulan yer modeli varsayımı ile yer içinde bir boyutta S-dalgası hızı dağılımının derinliğin fonksiyonu olarak hesaplanmasına dayanır. Yatay tabaka ve bir boyutlu (1-B) modelleme varsayımları çoğu zaman geçerli olabilse bile karmaşık tektonik ortamlar (özellikle şiddetli deformasyon sonucu kıvrımlanma ve faylanma sergileyen ortamlar) için geçerli olmayacağı açıktır. Bu tür karmaşık ortamlarda alıcı fonksiyonlarında karmaşık fakat ayırt edilebilen bir görünüm sergilemekte olup, bu durumlarda 1-B modellemeyi kaçınılmalıdır. İki ve 3 boyutlu modelleme teknikleri mevcut olup burada ele alınmamıştır (Cassidy, 1992; Özalaybey ve Chen, 1997).

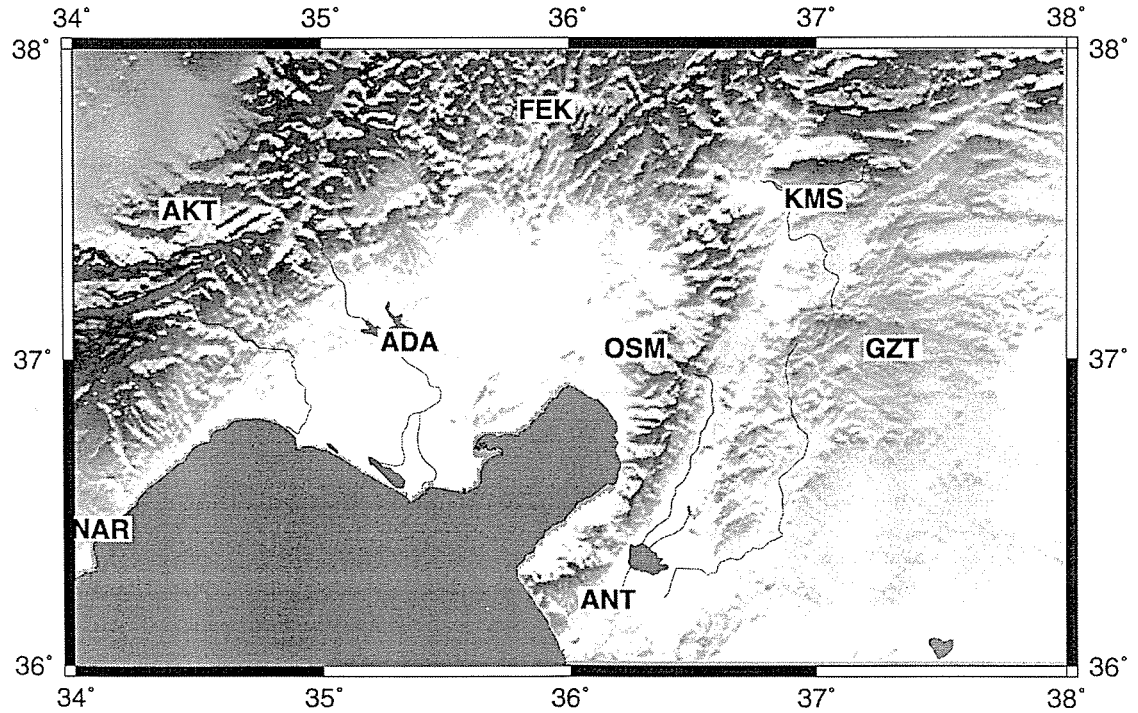
Bu bölümde son olarak alıcı fonksiyonlarının işlenmemiş 3-bileşen sismogramlardan ters evrişim ile hesaplandığını (Owens ve diğ., 1984) belirtmekle yetineceğiz. Yatay bileşen radial ve transverse sismogramlardan düşey bileşenin ters evrişimi ile iki adet; radial ve transverse olmak üzere, alıcı fonksiyonu elde edilir. Bu işlem ile elde edilen radial bileşen alıcı fonksiyonlarının sadece alıcı altında yerel hız süreksizliklerinde üretilen dönüşmüş S-dalgalarından (SV-türü) oluştuğu varsayılır. Transverse bileşen alıcı fonksiyonları ise 1-B yapılar için teorik olarak dönüşmüş dalga enerjisi (SH-türü) içermezler ve arka-plan ve saçılmış gürültü seviyesine eşit olmalıdırlar. Bu özellikler 1-B ve 2- veya 3-B yapıların birbirinden ayırt edilmesi ve

ilgili modelleme tekniğinin seçimi için önemlidir. Alıcı fonksiyonlarının hesaplanmasında kullanılan depremler genellikle alıcı istasyondan 30 ile 90° uzaklıkta olup, benzer azimut ve uzaklıklardan elde edilen alıcı fonksiyonları yığıştirılarak sinyal-gürültü oranının artırılması sağlanır. Birçok azimut için alıcı fonksiyonlarının elde edilmesi durumunda ise dönüşmüş fazlara neden olan arayüzeylerin dalım ve yönelimleri (yani 1-B varsayımdan sapmalar) hakkında bilgi edinilebilir. Bu tür modellemeye örnekler bu kitapçıkta yer alan Zor ve diğ. (1999) tarafından sunulan çalışmada bulunabilir.

Dalga Biçimi Veri Bankası Sismometre Testi

TÜBİTAK, MAM Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından Kilikya bölgesinde işletilen deprem ağındaki üç bileşen istasyonlarda kaydedilen telesismik depremler, bu çalışma için gerekli dalga biçimi veri bankasını oluşturacaktır. Kilikya sayısal deprem ağı olarak bilinen bu ağın geçmişi ve kullanılan aletsel donanım hakkında ayrıntılı bilgiler Aktar ve Biçmen 1990'da bulunabilir. Bu deprem ağında, mevcut toplam 21 istasyondan 8 adeti üç bileşen kısa periyod (1 saniye) L4C sismometre ve sayısal, 14bit-MİDAS kayıtçı sistemlerinden oluşmaktadır (Şekil 2).

KİLİKYA SAYISAL DEPREM AĞININ ÜÇ BİLEŞEN KISA PERİYOD İSTASYONLARI

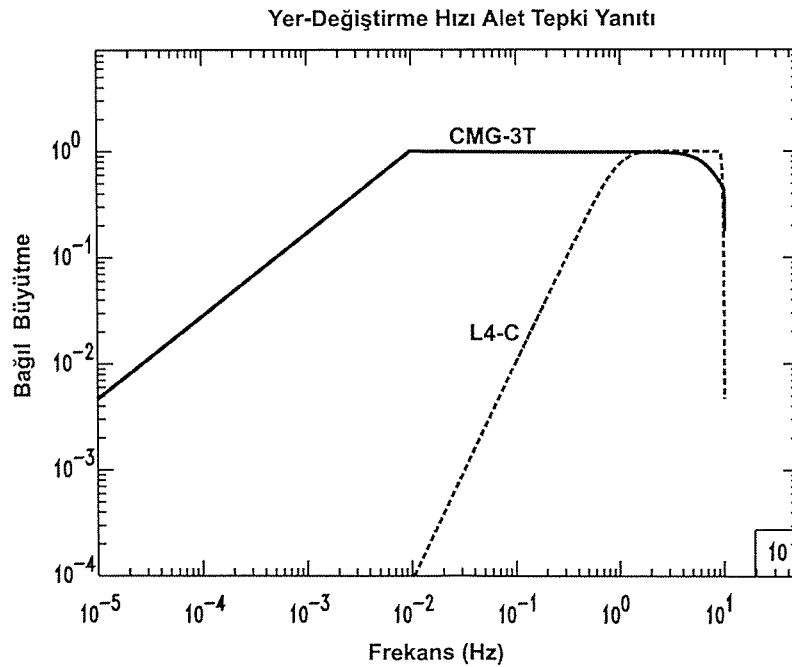


Şekil 2. TÜBİTAK, MAM Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü'nün Kilikya Deprem Ağında yer alan 3-bileşen sabit istasyonlar.

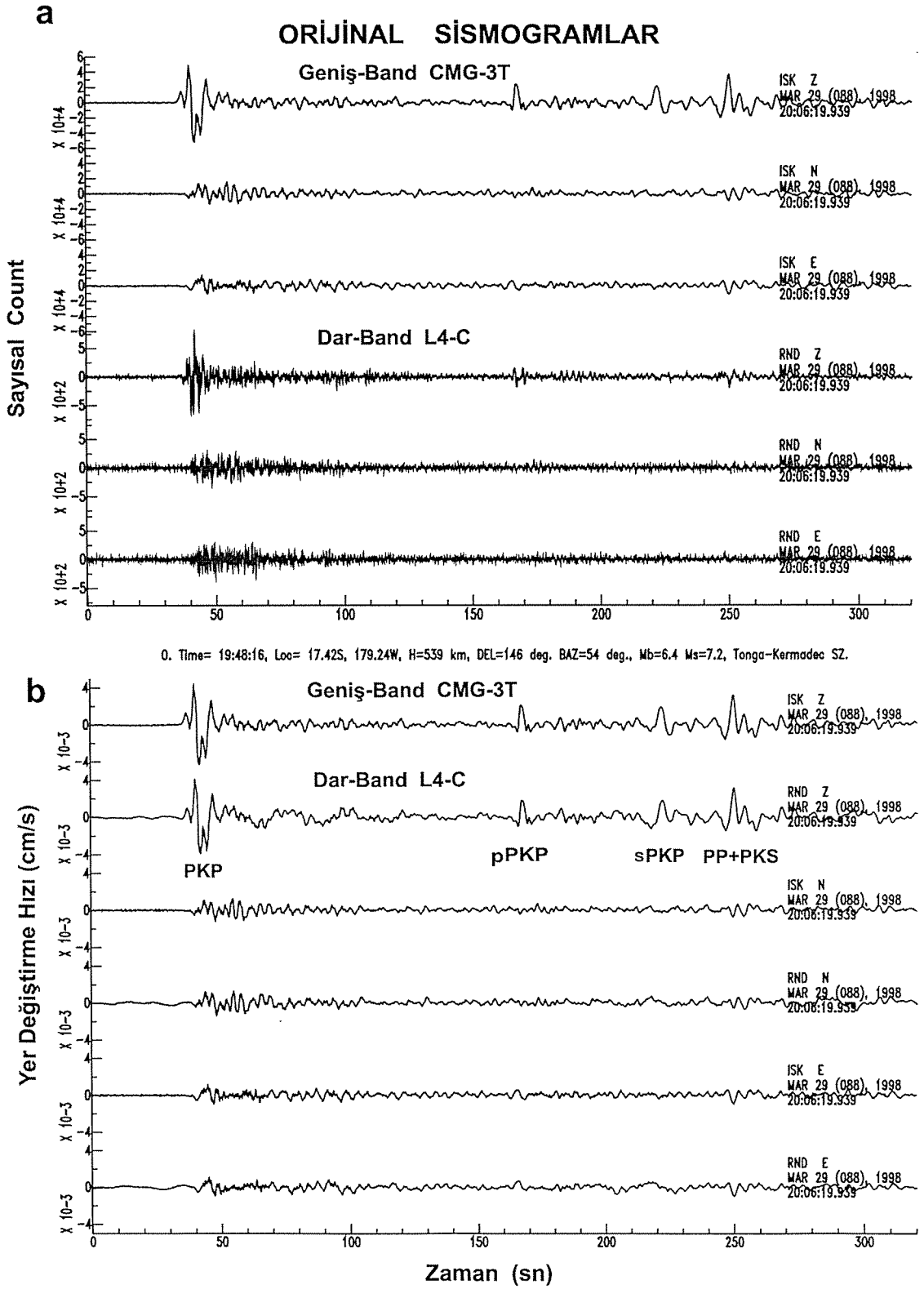
Alıcı fonksiyonlarının analizi için önemli bir koşul, sayısal olarak kaydedilen sismogramlardan gözlenen dalga biçimlerinin yeterince geniş frekans bandı ve yüksek sayısal ayrımlılıkta kaydedilmiş olmasıdır. Telesismik P-dalgalarının enerji içerdiği tipik frekans bandı 1-10 saniye arasında olup kullanılan sismometrelerin bu frekans bandındaki sinyalleri bozmadan algılayabilmesi gerekmektedir. Kilikya deprem ağında ana geçirim bandı 1 saniye civarında olan L4-C sismometreleri

kullanılmaktadır. Kısa periyodlu ve bu yüzden dar bandlı sismometreler olarak sınıflandırılan bu alıcılar dünyadaki bir çok yerel ve bölgesel deprem ağında yaygın olarak mikrodeprem aktivitesini gözlemek amacı ile kullanılmaktadır. Bu yüzden bu ağlarda genellikle sadece P-dalgası varış zamanlarının okunması ile deprem lokasyonunun belirlenmesi amaçlanır. Bu tür alıcılardan elde edilen dalga biçimlerinin içerdiği bilgiler ise günümüzde henüz tam olarak kullanılmamıştır. Bunun önemli bir nedeni, bu tür ağlarının bir çoğunun sadece düşey bileşen sismometrelerden oluşması ve modern sayısal kayıt sistemlerinin kullanımına henüz yakın bir geçmişte (1990'dan başlayarak) başlanması gösterilebilir. Ülkemizde ise modern sayısal deprem kayıt sistemlerine geçiş son yıllarda hız kazanmıştır. Bu açıdan modern teknolojinin gereklerini yerine getirerek 1991'de kurulduğundan beri 3-bileşen sayısal kayıt sistemlerini içeren Kilikya deprem ağı ülkemizde ve dünyada zengin bir dalga biçimi bankasına sahip ilkler arasındadır.

Alıcı fonksiyonları analizinde, tipik olarak geniş band geçirimli elektromanyetik geri beslemeli modern sismometrelere sahip istasyonlardan elde edilen dalga biçimleri kullanılmaktadır. Kilikya deprem ağı istasyonlarının amacımıza uygun dalga biçimi kalitesine sahip olup olmadığını sınamak için bir test çalışması TÜBİTAK Yer Bilimleri Araştırma ve Kandilli Deprem Araştırma Enstitülerinin ortak katılımıyla gerçekleştirilmiştir. Kandilli Deprem Araştırma Enstitüsü'nün yakın geçmişte işleme soktuğu geniş bandlı CMG-3T sismometre ve 24-bit ayrımlı sayısal kayıttan oluşan ISK istasyonu bu test çalışması için mükemmel bir referans sistemi oluşturmaktadır. Kilikya deprem ağında kullanılan L4-C sismometre ve MİDAS sayısal kayıtcı sisteminin bir kopyası geçici olarak Kandilli ISK istasyonu ile aynı konuma kurulup üç hafta süre için veri toplanmıştır. Her iki sismometrenin kuramsal yer değiştirme hızı tepki yanıtı eğrileri Şekil 3' de görülmektedir. Bu şekilde dar bandlı L4-C sismometresinin 0.01 ile 1 Hz frekans aralığında, CMG-3T sismometresine göre, sinyalleri frekansın karesi ile doğru orantılı sönümleyerek algıladığı görülmektedir. Kuramsal olarak her iki sismometre arasındaki bu büyük farkı, gidermek alet tepki yanıtı etkisini kaldırmakla mümkündür.



Şekil 3. Kilikya Deprem Ağında kullanılan L4-C kısa periyod sismometresinin tepki yanıtı eğrisi. Geniş band CMG-3T sismometresinin tepki yanıtı eğrisi karşılaştırma için çizilmiştir.

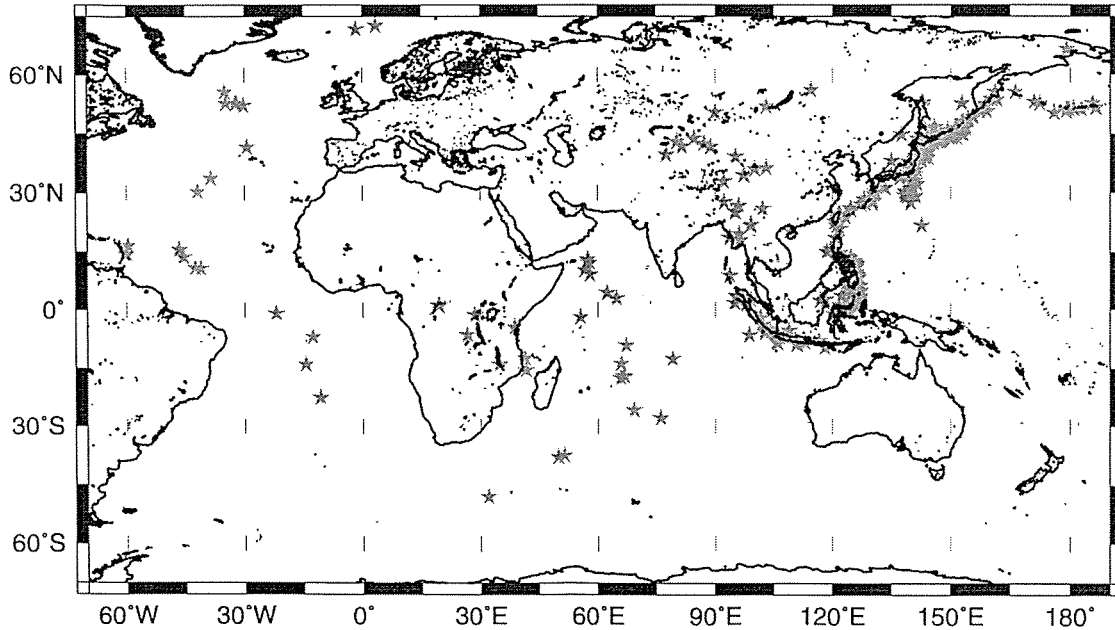


Şekil 4. (a) CMG-3T ve L4-C sismometreleri ile kaydedilen bir telesismik depremin orijinal sismogramları. (b) Aynı depremin her bir sismometrenin alet tepki yanıtı etkisinin giderilmesinden sonra elde edilen yer-değiştirme hızı sismogramları.

İzleyen örnek Şekil 4'de her iki sismometre ile eş zamanlı kaydedilen bir telesismik depremin orijinal sismogramları görülmektedir. Her iki sistem ile alınan kayıtlar arasında herhangi bir benzerlik bulunmamaktadır (Şekil 4a). Şekil 4b'de alet tepki yanıtı etkileri giderildikten sonra elde edilen dalga biçimleri (gerçek yer değiştirme hızı) görülmektedir. Çeşitli fazlar sismogramlarda işaretlenmiş olup bu fazlar yer kürenin dış çekirdeğinden geçerek istasyonlara ulaşmışlardır. Her iki sismometreden elde edilen çeşitli dalga biçimlerinin büyük bir uyum içinde olduğu görülmektedir (Şekil 4b). Bu uyumluluğun alt ve üst frekans sınırlarını belirlemek için, bu sismogramların frekans-genlik spektrumu analizi yapılmıştır. Bu analiz sonucunda yüksek frekanslar için herhangi bir sınırlama olmadığı ve L4-C sismometre genlik spektrumu eğrisinin 0.05 Hz (20 saniye) alt frekans sınırına kadar CMG-3T ile birebir uyumlu olduğu saptanmıştır. Alet tepki yanıtının L4-C sismometresinden giderilmesi ile geniş bir frekans bandında dalga biçimini geri kazanmak mümkündür. Bu sonuç sadece alıcı fonksiyonları analizi için değil, dalga biçimi modellemesine dayalı diğer birçok sismolojik araştırma yöntemi, örneğin yüzey dalgaları, bölgesel dalga biçimi analizi ve deprem kaynağı değiştirgenlerinin belirlenmesi, için de önemlidir.

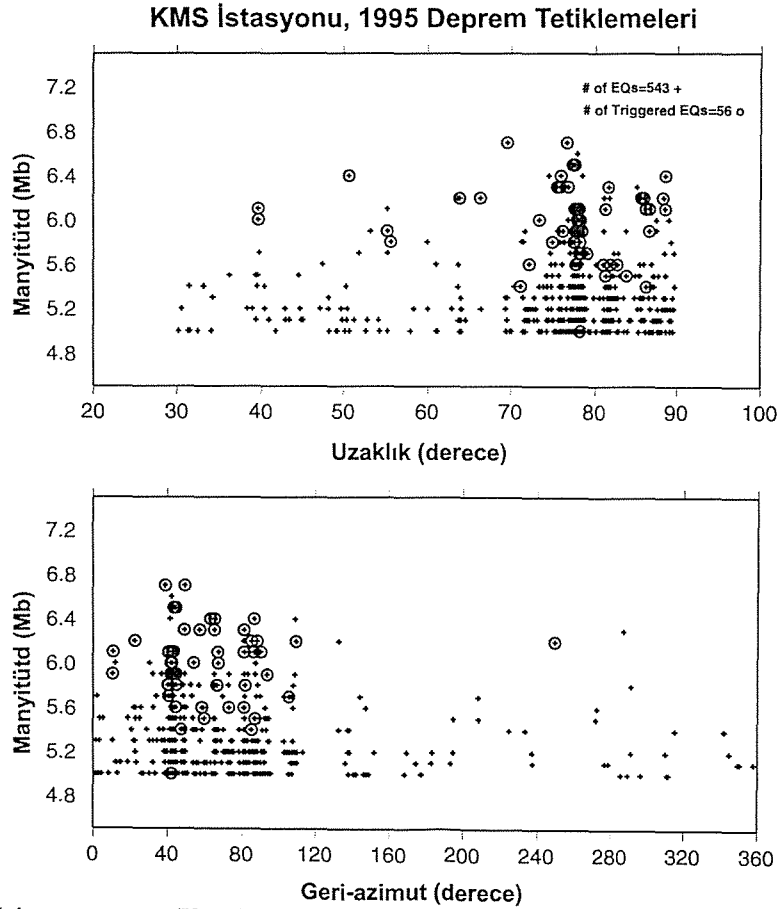
Uzay ve Zaman İçinde Dağılım

Depremlerin kaynak olarak kullanıldığı alıcı fonksiyonları için depremlerin uzay ve zaman içinde yeterli bir dağılım göstermeleri önemlidir. Bu ise çalışılacak bölgenin yer küre üzerindeki aktif deprem kuşaklarına göre konumuna bağlıdır. Bu dağılımı görüntülemek için Kilikya deprem ağının merkezinden 30 ve 90° uzaklık aralığına düşen, manyitüdü 5.0 veya daha büyük ve bir yıllık bir dönem içinde olan bütün depremler Şekil 5' de görülen harita üzerinde çizilmiştir. Burada depremlerin dağılımının kuzey ve doğu azimut bölmeleri için oldukça yoğun, fakat güney ve batı azimut bölmeleri için oldukça seyrek olduğu görülmektedir.



Şekil 5. Kilikya Deprem Ağı merkezinden 30-90° uzaklıklarda yer alan, 1995 yılı içinde manyitüdü 5.0 veya daha büyük telesismik depremlerin dağılımları. Bu depremlerin lokasyonları USGS, PDE kataloglarından alınmıştır.

Değerlendirilmesi gereken bir diğer konu ise Kilikya deprem ağının bu telesismik depremleri algılamadaki alt manyitüd sınırının belirlenmesidir. Birçok sayısal mikrodeprem ağında olduğu gibi bu ağda da depremlerin kaydedilmesi için bir tetikleme algoritması kullanılmaktadır. Ağın tetikleme algoritmasının mikrodepremleri algılamak için optimize edilmiş olmasına rağmen, telesismik depremlerde algılayabildiği bilinmektedir. Bunu sayısal olarak ölçütlendirmek için, Kahramanmaraş (KMS) (Şekil 2) istasyonunda Şekil 5’ de görülen depremler için manyitüd tetikleme seviyesi uzaklık ve geri-azimut’un fonksiyonu olarak çizilmiştir (Şekil 6). Burada alt manyitüd tetikleme sınırı yaklaşık olarak $M_b=5.6$ olarak görülmektedir. $M_b=5.6$ ve daha büyük depremler için KMS istasyonunda bu depremlerin %42’sinin sismogramları veri bankasında mevcuttur. Bir yıllık bir dönem içinde bu oran yaklaşık 50 depreme karşı gelmektedir. Saptanan bu değerler diğer istasyonlar içinde geçerlidir. Alıcı fonksiyonlarının tam bir analizi için istasyon başına kullanılan tipik sismogram sayısının birkaç yüz civarında olduğu hatırlatılırsa, bu sayının çok düşük olmadığı söylenebilir. Kilikya deprem ağının telesismik deprem tetikleme performansını iyileştirme çalışmalarımız hem yazılım hemde donanım olarak bu çalışmaya paralel olarak yürütülmektedir. Şekil 6’ dan belirlenen bir diğer gözlem ise güney ve batı azimutları için büyük bir veri boşluğunun varlığıdır. Bu boşluk Türkiye’nin güneyi (Afrika rifti ve Hint okyanusu sırtı) ve batısında (Atlantik okyanusu sırtı) yer alan aktif sismik kuşakların zayıflığından kaynaklanmakta ve ancak zaman içinde giderilebilecektir. Kuzey ve doğu azimut bölgeleri için ise Aleutian, Japon, Filipin ve Izu-Bonin dalma batma zonlarının varlığı sayesinde birçok deprem sismogramı veri bankasında mevcuttur.



Şekil 6. Kahramanmaraş (KMS) istasyonunda telesismik deprem tetikleme seviyesinin belirlenmesi için Şekil 5’de görülen depremler için manyitüd-uzaklık (üst) ve manyitüd-geri-azimut (alt) grafikleri. Daire içine alınmış ‘+’ işareti depremin kaydının veri bankasında olduğunu gösterir.

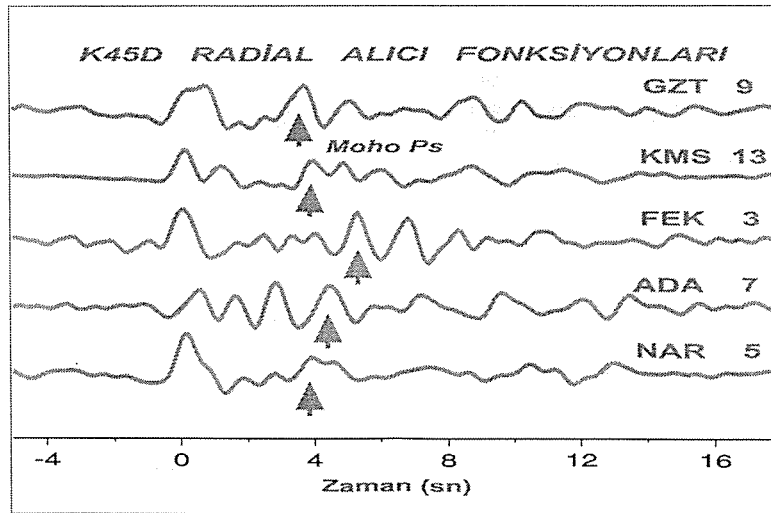
Kilikya Ağında Alıcı Fonksiyonları ve Değerlendirmeler

Yukarıda belirtildiği gibi alıcı fonksiyonlarının hesaplanması için veri bankasında kuzey ve doğu azimutlarından gelen depremlerin sismogramları en fazla miktardadır. Bu nedenle ilk olarak bu azimut aralığındaki depremler için alıcı fonksiyonları seçilen 5 adet pilot istasyonda hesaplanmıştır. Sinyal gürültü oranını artırmak için ortalama geri-azimutu $K45^{\circ}D$ ve uzaklığı 75° olan alıcı fonksiyonları yığıştırılmıştır. Şekil 7' de bu alıcı fonksiyonları görülmektedir. Alıcı fonksiyonları iyi belirlenmiş bir kaç adet dönüşmüş faz sergilemektedir. Bunlardan en önemlisi 4 saniye civarında gözlenen ve her bir istasyonun altındaki Moho süreksizliğinde üretilen Moho Ps fazıdır. Bu fazın sıfır zamanında varan P-dalgasına göre bağıl varış zamanı (Ps-P, zamanı), kabuk kalınlığı ve Moho süreksizliğinden yüzeye kadar olan ortalama hızın (P- veya S-dalgası ortalama hızı) fonksiyonudur.

Kilikya bölgesinde ortalama hız bilgisi ayrıntılı olarak bilinmemekle birlikte bölge için ayrıntılı hız bilgisine yönelik bir seri çalışma başlatılmıştır (bkz. Ergin ve diğ., 1999; Karabulut ve diğ., 1999). Tablo 1'de ortalama P-dalgası hızı 6.3 km/s ve Poisson katsayısı 0.25 olan bir kabuk için (bu değer Karabulut ve diğ.'den alınmıştır), her bir istasyonda gözlenen Ps-P zamanları ortalama kabuk kalınlığına dönüştürülmüştür. Bu hesaplamalarda kabuk kalınlığı hatası 2 km olarak kestirilmiştir. İlgili dönüşüm bağıntıları için Zor ve diğ. (1999) nin sunusuna başvurunuz.

İstasyon	Ps-P (saniye)	Kabuk Kalınlığı (km)
GZT	3.7	31
KMS	4.0	34
ADA	4.5	38
NAR	4.0	34
FEK	5.3	45

Tablo 1. Alıcı fonksiyonlarından elde edilen kabuk kalınlıkları.



Şekil 7. Seçilen istasyonlarda $K45^{\circ}D$ ortalama azimutu için hesaplanan alıcı fonksiyonları. İstasyon isimlerinin yanındaki rakamlar yığıştırılan alıcı fonksiyonu sayısını gösterir. Moho Ps fazı varış zamanları koyu ok ile işaretlidir.

Burada verilen kabuk kalınlıklarına dayalı bölgenin tektonik evrimi hakkında, ortalama hız bilgisi için yapılan varsayımdan dolayı, ayrıntılı bir yorumdan kaçınacağız. Ancak mutlak hız bilgisinin sabit, fakat burada kullanılan değerden farklı olması durumunda sadece mutlak kalınlıkların değişeceğini ve istasyonlar arasındaki göreceli kabuk kalınlığı farklılıklarının aynen korunacağını vurgulayacağız. Bölgede kabuk ölçeğinde ortalama (P- ve S-dalgası) hızlarının belirlenmesi için ideal bir yöntem olarak yüzey dalgası grup ve faz hızı ölçümlerinin yapılması planlanmıştır. Bu ölçümlerin alıcı fonksiyonları ile birleşik ters çözümü sayesinde her bir istasyon altındaki kabuk yapısının çok çözümlülükten arındırılması mümkündür (Özalaybey ve diğ., 1997). Bölgede derin kabuk yapısının ayrıntılı olarak çalışılması için eldeki mevcut bir çok jeofizik yöntemin sağlayacağı bilgilerin entegrasyonuna ihtiyaç vardır. Bu jeofizik yöntemler, sismolojik olarak aktif ve pasif dalga alanı, potansiyel alan olarak da gravite, GPS ve ısı akısı verilerinin birlikte modellenmesi gibi çalışmalardan oluşabilir. Bu tür entegre çalışmaların gelecek ATAG toplantılarına konu olması beklenmektedir.

1998 Adana depremi bölgede işletilen bu ağın önemini yeterince ön plana çıkarmıştır. Bu bağlamda Adana (ADA) istasyonu civarındaki kabuk yapısının ayrıntılı bir şekilde incelenmesi gündeme gelmiştir. Özellikle 1998 Adana ana depreminin ve artçı sarsıntılarının derin bir sismojenik zone (20-35 km aralığında) içinde yer alması (Ergin ve diğ., 1999; Aktar ve diğ., 1999), bu lokasyonda derin tektonik işlemlerin varlığını ve kabuk kalınlığının beklenenden daha fazla olması gerektiğini ön plana çıkartmıştır. ADA istasyonunda alıcı fonksiyonu analizinden elde edilen 38 km'lik kabuk kalınlığı bu beklentiye doğrulamaktadır. Ayrıca bu istasyonda farklı sismolojik kabuk görüntüleme yöntemleri ile benzer sonuçların elde edilmesi oldukça teşvik edicidir (bkz Ergin ve diğ., 1999 ve Karabulut ve diğ. 1999).

Katkı Belirleme

Bu çalışmada kullanılan veri bankasını oluşturan kaliteli deprem sismogramları uzun yıllar boyu emek harcayarak Kilikya Deprem Ağını işletimde tutan TÜBİTAK, YBAE'de çalışan arkadaşlarımız sayesinde olmuştur. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Sismoloji Grubu çalışanlarına sismometre testi için sağladığı destek ve yardımlardan dolayı teşekkür ederiz.

Değinen Belgeler

- Aktar, M., Biçmen, F., 1990. A low coast solution to seismic data acquisition in remote regions. *Chariers du Centre Europeen de Geodynamique et Seismologic*, 1.
- Aktar, M., Ergin, M. ve Özalaybey, S., 1999. A lower crustal event in the northeastern Mediterranean: 1998 Adana Earthquake ($M_w=6.3$) and its aftershocks, submitted to *Geophys. Res. Lett.*
- Ammon, C. J., Randall, G. E. and Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver functions. *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318.
- Ammon, C. J. and Zandt, G., 1995. Receiver structure beneath the southern Mojave block, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 737-755.
- Cassidy, J. F., 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1453-1474.
- Cassidy, J. F., 1995. A comparison of the receiver beneath stations of the Canadian National Seismogram Network, *Can. J. Earth Sci.*, 32, 938-951.
- Ergin, M., Aktar, M., Özalaybey, S., Biçmen, F., Yörük, A. ve Tapırdamaz, C., 1999. 27 Haziran 1998 Adana anaşoku ve artçı depremleri, ATAG-II toplantısı.
- Karabulut, H., Özalaybey, S. ve Aktar, M., 1999. Adana Depreminin Artçı Sarsıntılarının Değerlendirilmesi, ATAG-II. toplantısı.

- Kind, R., Kosarev, G. L. and Petersen, N. V., 1995. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophys. J. Int.*, 121, 191-202.
- Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.
- Owens, T. J., Zandt, G. and Taylor, S. R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee, *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.
- Owens, T. J., Taylor, S. R. and Zandt, G., 1987. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 631-662.
- Özalaybey, S., Savage, M. K., Sheehan, A. F., Louie, J. N. and Brune, J. N., 1997. Shear-wave velocity structure in the northern Basin and Range Province from the combined analysis of receiver functions and surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 183-199.
- Özalaybey, S. and Chen, W-P., 1997. Simultaneous inversion of radial and transverse receiver functions for dipping structures: A Genetic Algorithm approach, *Eos. Trans. AGU*, 78 (17), Spring Meet. Suppl., S218.
- Sheehan, A. F., Abers, G. A., Jones, C. H. and Lerner-Lam, A. L., 1995. Crustal thickness variations across the Colorado Rocky Mountains from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 100, 20391-20404.
- Zandt, G. and Owens, T. J., 1986. Comparison of crustal velocity profiles determined by seismic refraction and teleseismic methods, *Tectonophysics*, 128, 155-161.
- Zandt, G., Myers, S. C. and Wallace, T. C., 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism, *J. Geophys. Res.*, 100, 10529-10548.

Kilikya Deprem Ağında M_D ve M_L Manyitüdüleri arasındaki ilişkinin incelenmesi

Investigation of ML-MD Magnitude Relationship in the Cilician Microearthquake Network

M.Cengiz Tapırdamaz¹, Serdar Özalaybey¹ ve Mustafa Aktar^{2,1}

¹ TÜBİTAK-MAM, Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü, P.K. 21, 41470 Gebze – Kocaeli

² BÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220 Çengelköy – İstanbul

E-mail: mcengiz@mam.gov.tr, ozalay@mam.gov.tr, aktar@boun.edu.tr

Özet

Bu çalışma, 1994-1998 yılları arasında meydana gelmiş depremler arasından seçilen ve lokasyonu çok iyi yapılan 86 depreme ait toplam 708 adet sismogram üzerinde yapılmıştır. Episantr uzaklıkları 0-250 km. arasında olan depremlerin katalogta verilen M_D manyitüdüleri 1.5-4.6 arasında yer almaktadır. Seçilen kayıtların önce sinyal süreleri okunarak M_D , daha sonra aynı izler Wood-Anderson sismogramına dönüştürülerek en büyük yer değiştirmelerden M_L manyitüdüleri hesaplanmıştır. Elde edilen M_D ve M_L değerleri kullanılarak Kilikya deprem ağı için $M_D - M_L$ dönüşüm bağıntısı $M_L = 2.81 * M_D - 4.52$ olarak bulunmuştur. Bu eşitlik, Kilikya deprem ağına episantr uzaklıkları 0 - 250 km. ve manyitüdüleri $2 < M_L \leq 4.5$ aralığındaki depremler için geçerlidir. Hesaplanan M_D değerlerinin uzaklığa bağlı olarak değiştiği ve saçılım aralığının büyük olduğu, buna karşı hesaplanan M_L değerlerinin episantr uzaklığından bağımsız olarak ağ içinde olan depremlerin büyüklüklerini daha doğru temsil ettiği belirlenmiştir. Son olarak, M_L değerleri hesaplanırken kullandığımız ve Richter (1958) tarafından güney Kaliforniya için elde edilen uzaklığa bağlı düzeltme değerlerinin ($\log A_0$) çalışma alanımız için uygun olduğunu söyleyebiliriz.

Abstract

In this study we analyze a total of 708 records obtained from 86 earthquakes that are well-located by the Cilician digital seismic network. These records represent all the available data from local earthquakes between 1994 and 1998, with M_D magnitudes ranging from 1.5 to 4.6, as given in the network catalog. For these records, we compute M_D magnitudes from the measured signal duration and M_L magnitudes from the maximum ground displacement measured from synthetic Wood-Anderson seismograms. We determine a linear regression equation between M_L and M_D using the least-square solution method. The resulting regression equation is given by $M_L = 2.81 * M_D - 4.52$. This equation is valid for earthquakes $2 < M_L \leq 4.5$ in the distance range from 0 to 250 km. We find that M_D values show a large amount of scattering and a clear distance dependence. This distance dependence results in underestimation of M_D at large epicentral distances. On the contrary, M_L values show much less scattering and no distance dependence, thus they represent a better measure of the earthquake magnitude in the network. Finally, we find that Richter's (1958) ($\log A_0$) curve, originally derived for Southern California, represents an appropriate distance-correction for calculating amplitude magnitudes from our digital network.

Giriş

TÜBİTAK - M.A.M Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından 1992 yılında Adana istasyonunun kurulması ile Kilikya Sismik Ağı oluşturulmaya başlanmış ve her yıl yeni istasyonlar kurularak ağ genişletilmiştir. Sismik Ağı, Kuzeyde Ulukışla (Niğde), Güneyde Yayladağı (Antakya), Doğuda Gaziantep ve Batıda Silifke (Mersin) arasında kalan yaklaşık $250 \times 250 \text{ km}^2$ 'lik bir alanı kapsamaktadır. Oluşturulan ağ, 9 adeti üç bileşen olmak üzere çok

sayıda kayıtçıdan oluşmaktadır. Bu sayı ardçı deprem çalışmaları sırasında yerleştirilen 4 kayıtçı ile birlikte 25 istasyona kadar çıkmaktadır. Kullanılan sismometreler kısa peryodludur (doğal peryodu 1 s.) ve kayıtçıların tümü sayısaldır. İki tür kayıtçı kullanılmaktadır. Birincisi sayısal rezolusyonu 14 bit olan ve enstitümüz tarafından geliştirilmiş olan MİDAS kayıtçıları, diğeri ise RefTek DAS sistemleridir. Genellikle kurulan sabit istasyonlarımızda uzaktan kontrol edilebilen MİDAS'lar, ardçı deprem çalışmalarında ise RefTek kayıtçıları kullanılmaktadır.

Ağ kurulduğundan bu yana yapılan çözümlerde sadece süreye bağlı hesaplanan manyitüd değerleri (M_D) verilmiştir. Sinyal süresi olarak da, sinyalin başlangıcı ile sinyalin normal gürültü seviyesine düştüğü nokta arasındaki zaman aralığı alınmıştır. Ancak bu kabul uygulamada okuyucuya, okuyucunun kullandığı programa (SAC, SEISAN, PITSA) ve kayıt sisteminin özelliklerine göre oldukça büyük farklar göstermektedir. Sinyal süresinde aynı deprem için okuyucu tarafından yapılan farklı okumalara bağlı olarak, süreden hesaplanan manyitüd değerleri (M_D) önemli değişimler göstermiştir. Deprem büyüklüğünün bir diğer ölçütü olan ve Richter (1958) tarafından tanımlanan lokal manyitüd (M_L) ölçeğinde ise Wood-Anderson sismogramlarından elde edilen en büyük genlik değerleri kullanılır. Uygulamada daha uzun hesaplama gerektirdiği için standard olarak kataloglarda bu ölçüt verilmemektedir. Ancak M_L değerleri, M_D değerlerine göre deprem büyüklüğünü daha iyi temsil etmektedir. Deprem büyüklüğünü güvenilir şekilde temsil eden ve sismolojide esas alınan üçüncü manyitüd ölçeği ise 'moment manyitüd' (M_W) değerleridir. M_W değerlerinin hesaplanması sırasında sismogramların spektral özelliklerinden yararlanıldığı için, hesaplama süreleri diğerlerine göre daha uzun zaman almaktadır. Bu nedenle, moment manyitüd değerleri genellikle büyük depremler için ayrıntılı çalışmalar yapılırken hesaplanır ve kullanılır.

Bu çalışmada amacımız, Kilikya deprem ağında kaydedilen depremlerin iki farklı manyitüd değeri (M_D ve M_L) arasındaki ilişkiyi bulmak ve ağ için kalibre edilmiş ortak bir manyitüd skalası elde etmektir. Kilikya deprem ağında kaydedilen depremlerin daha doğru manyitüd değerlerinin hesaplanması ve kataloglarda verilmesi, bundan sonra o bölgede yapılacak sismik risk hesaplamalarında ve bölgenin depremsellik aktivite oranının saptanması gibi çalışmalar için daha güvenilir sonuçlar elde edilmesine yardımcı olacaktır.

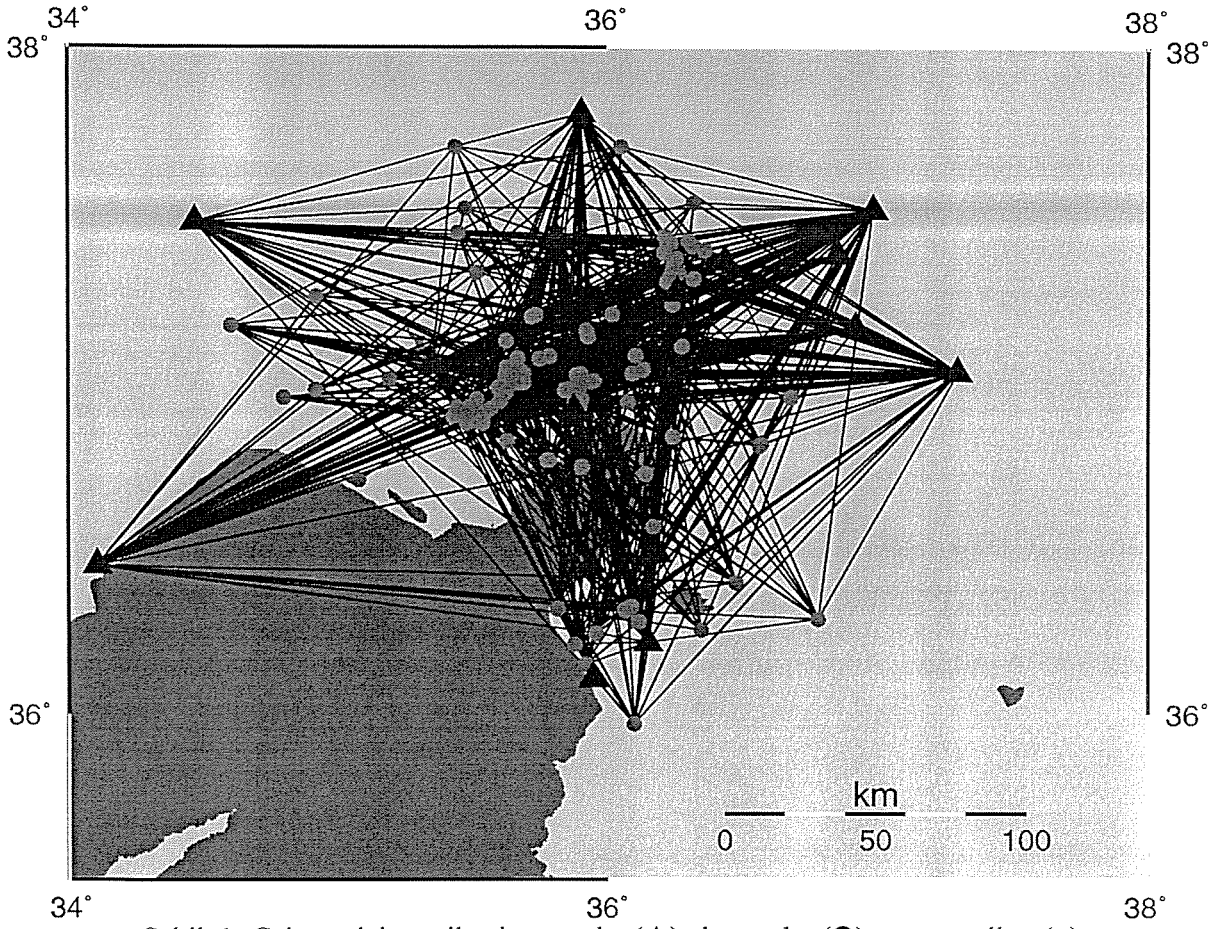
Verilerin Elde Edilmesi

Bu çalışma için, 1994-1998 yılları arasında Kilikya deprem ağı (Şekil. 1) içerisinde meydana gelmiş toplam 100 deprem seçilmiştir. Bu depremlerin en az 8 istasyonda kayıtları vardır ve lokasyon çözümleri iyi yapılmıştır. Değerlendirmeye alınacak verilerin elde edilmesi sırasında genliği satüre olan (clipping) ve dalga biçimi bozuk istasyonlara ait veriler ayıklanmıştır. Bu ayıklama işleminden sonra kayıt sayısı 4 den az olan depremler değerlendirilmeye alınmamışlardır. Çalışmamızda bu kriterleri sağlayan 86 depreme ait (Ek.1) 708 sismogram elde edilmiştir. Seçilen depremlerin episantr uzaklıkları 0-250 km arasında yer almaktadır. Ancak en iyi gruplanma 25-150 km arasında bulunmaktadır (Şekil. 2).

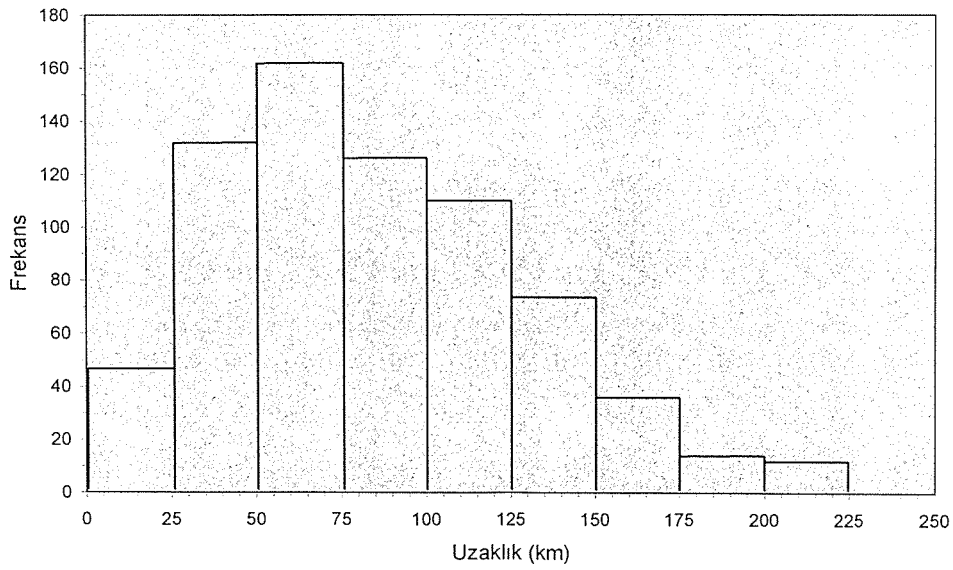
Verilerin Değerlendirilmesi

Her bir kayıt için süreden elde edilen manyitüd (M_D) değerleri,

$$M_D = -0.87 + 2.00 \log \tau + 0.0035 \Delta + C_{sta} \quad (1)$$



Şekil. 1- Çalışma için seçilen istasyonlar (▲), depremler (●) ve ışın yolları (-).



Şekil 2. Kullanılan depremlerin uzaklık frekans dağılımı.

olarak verilmiştir (Lee et al., 1972). Burada, τ saniye olarak sinyal süresi, Δ kilometre olarak depremin episantr uzaklığı, C_{sta} ise istasyon ile ilgili düzeltme katsayısıdır. Bu ifade en önemli değişken sinyal süresidir. Bu çalışmada, sinyal süresinin okunmasında bir standard sağlamak ve okumaların okuyucuya bağımlılığını ortadan kaldırmak için, en büyük genliğin

1/10' a düştüğü yeri sinyalin bitiş yeri olarak kabul ettik ve τ değeri olarak bu okumaları kullandık (Ergin, 1980).

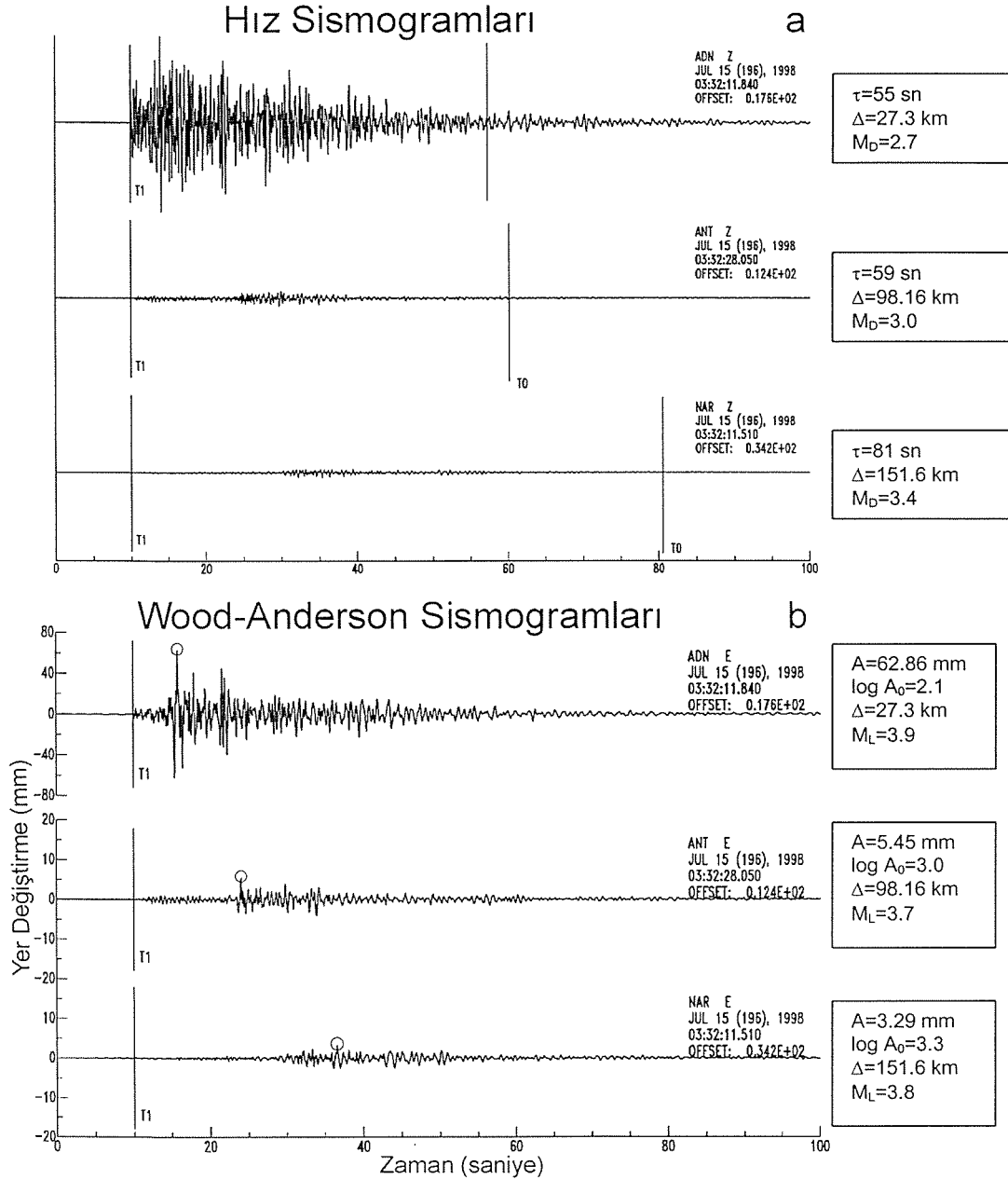
Her istasyonda elde edilen kayıtdan lokal manyitüd (M_L) değeri ise,

$$M_L = \log A - \log A_0 (\Delta) + C_{sta} \quad (2)$$

olarak elde edilir (Richter, 1935, 1958). Burada, A; episantır uzaklığı Δ km olan depremin Wood-Anderson sismogramından okunan milimetre cinsinden en büyük genliği, $-\log A_0 (\Delta)$; uzaklığa bağlı düzeltme değerleridir. Burada standard Wood-Anderson sismografı, büyümesi 2800, doğal periyodu 0.8 saniye ve damping katsayısı 0.8 olan sismograf olarak tanımlanmıştır (Anderson and Wood, 1925). Richter (1958) Güney Kaliforniya' da kendi adı ile anılan Richter M_L magnitüd'ünü tanımladığı bir çalışmada, 100 km uzaklıkta 3 manyitüdündeki bir depremin standard Wood-Anderson sismogramı üzerinde 1mm' lik sapma meydana getireceğini varsayarak, $(-\log A_0)$ değerlerini uzaklığın fonksiyonu olarak hesaplamış ve bir tabloda vermiştir. $(\log A_0)$ değerleri bölgenin sismik enerjiyi soğurma ve geometrik açılma etkilerini içerir. Kilikya deprem ağının bulunduğu alanda, daha önce manyitüd ile ilgili herhangi bir çalışma olmadığından, başlangıç olarak Richter (1958) tarafından verilen bu düzeltme değerleri $(-\log A_0)$ kullanılmıştır. Bu çalışmada seçilen kayıtları standard Wood-Anderson sismogramına çevirmek için, kayıtlar üzerinden alet etkisi ters evrişim işlemi ile giderilmiş ve Wood-Anderson sismografının alet tepki fonksiyonu ile evrişimi yapılmıştır. Bu işlemler sırasında standart SAC komutları kullanılmıştır. Hesaplamalarımızda (1) ve (2) eşitliğinin sonunda yer alan istasyon düzeltme katsayıları C_{sta} her iki manyitüd ölçeğini benzer şekilde etkileyeceği varsayılarak ihmal edilmiştir.

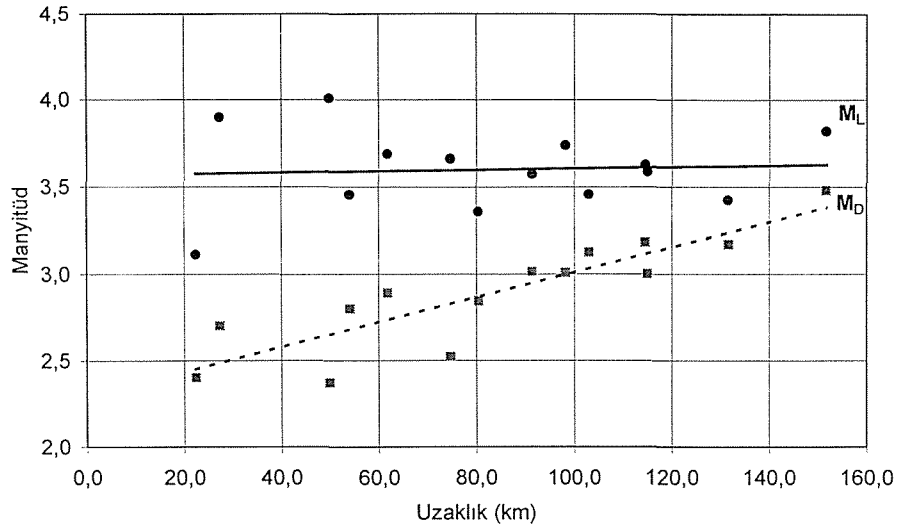
Şekil 3-a' da aynı depremin üç ayrı istasyondaki orjinal hız sismogramları görülmektedir. Şekli incelediğimizde, yakın istasyonlardaki kayıtlarda en büyük genliğin 1/10' una karşı gelen yer ile, uzak istasyonlardaki kayıtlarda en büyük genliğin 1/10' una karşı gelen yer arasında oldukça büyük zaman farkları olduğu görülmektedir. Sürenin okunmasında yaptığımız bu seçim nedeni ile episantır uzaklığı yakın depremlerde, sinyal süresi her zaman olduğundan daha küçük okunmakta, dolayısı ile M_D değeri küçük hesaplanmaktadır. Buna karşın episantır uzaklığı arttıkça sinyalin bitiş yeri daha iyi kestirilmekte ve M_D değeri olması gereken değere yaklaşmaktadır. Bu da elde edilen M_D değerlerinin episantır uzaklığına bağlı olarak değişmesine neden olmaktadır.

Şekil 3-b' de aynı depremin üç ayrı istasyondaki Wood-Anderson kayıtlarına dönüştürülmüş sismogramları görülmektedir. Yakın istasyonlardaki yer değiştirme miktarları ile uzak istasyonlardaki yer değiştirme miktarları arasında oldukça büyük farklar olmasına rağmen, elde edilen M_L değerleri bir ortalama etrafında dağılmakta ve uzaklıkla değişmemektedir. (1) ve (2)' den hesaplanan manyitüd değerlerinin uzaklığa bağlı değişimini daha iyi görmek için Şekil. 4'de, Şekil. 3'de örnek sismogramları verilen depremin 14 istasyonda hesaplanan M_L ve M_D değerleri çizilmiştir. Burada M_D 'nin daha önce bahsedilen uzaklık bağımlılığı açıkça görülmekte, mesafeler arttıkça M_L değerine yaklaşmaktadır. Buna karşın M_L 'nin uzaklıkla herhangi bir değişimi gözlenmemektedir. Şekil. 4' de dikkati çeken bir diğer konu ise, episantır uzaklığı 50 km' den küçük mesafelerde hesaplanan M_D ve M_L değerlerinin daha büyük bir band aralığında saçılmasıdır. Bu saçılım, özellikle episantır uzaklığı yakın depremlerde kayıtları daha çok etkileyen, istasyonun kurulduğu yerin zemin yapısına, enerjinin bazı istasyonlara doğru odaklanmasına (radiaton pattern?) ve izlenen ışın yolunun özelliklerine bağlı olarak meydana gelen etkilerden kaynaklanmaktadır.

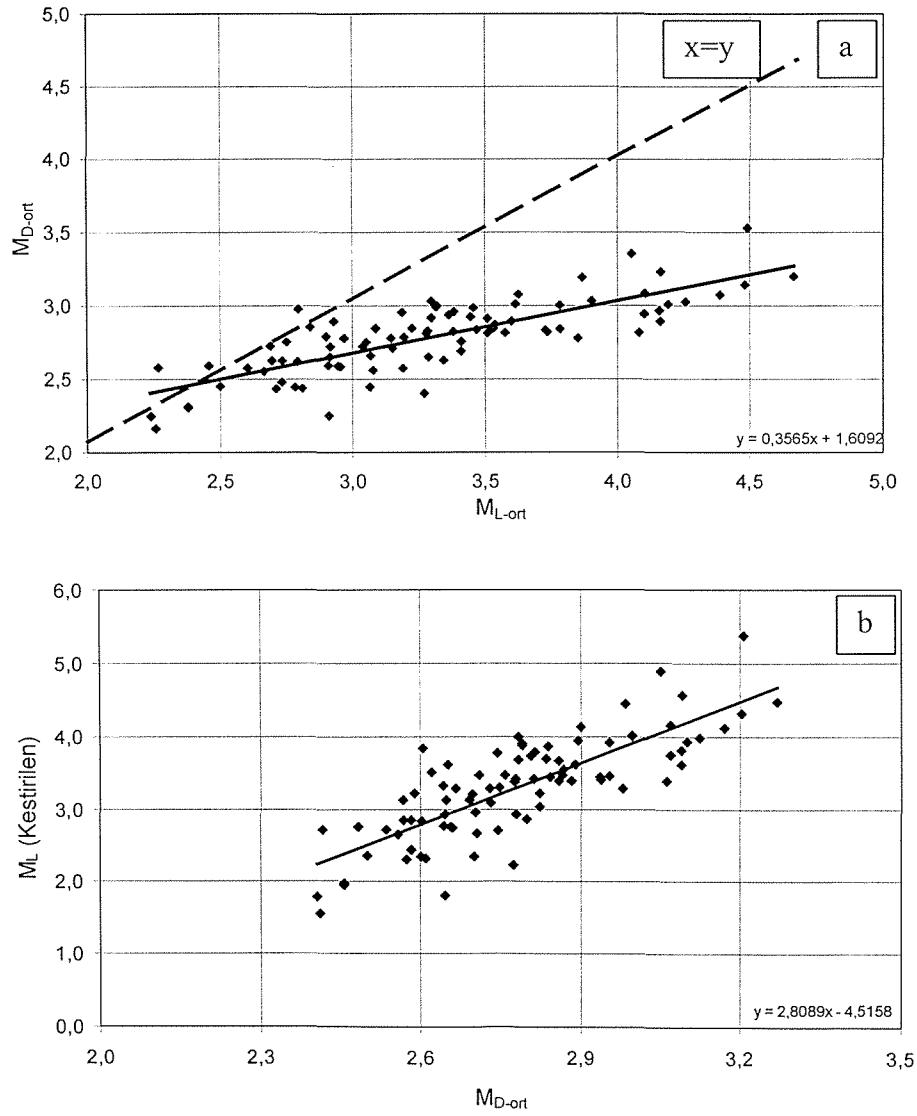


Şekil.3- Örnek olarak seçilen 15.07.1998 03:32 depreminin Adana, Antakya ve Narlıkuyu istasyonlarına ait, a) hız sismogramları; b) en büyük genliğin okunduğu Wood-Anderson sismogramları. T1; sinyalin başlangıç zamanı, T0; sinyalin bitiş zamanı, τ ; sinyal süresi, Δ ; Episantır uzaklığı, M_D ; süreden hesaplanan manyitüd değerleri, M_L ; lokal manyitüd değerleri, $\log A_0$; uzaklığa bağlı düzeltme katsayısı, A; Okunan en büyük genlik değeri 'o' işareti ile gösterilmiştir.

Bir depremin kayıt edilen tüm istasyonlardaki sismogramlarından hesaplanan M_D ve M_L değerlerinin ortalaması alınarak, her bir deprem için ortalama M_{D-ort} ve M_{L-ort} değerleri bulunmuştur. İki manyitüd değeri arasındaki ilişkiyi bulmak için seçilen 86 depreme ait (Ek-1) hesaplanan M_{D-ort} değerleri M_{L-ort} değerlerinin fonksiyonu olarak çizilmiştir (Şekil. 5). Bu şekilde, M_{D-ort} ve M_{L-ort} arasındaki farklılaşma açıkça gözlenmektedir. Aynı deprem için hesaplanan M_{D-ort} ve M_{L-ort} değerlerinin eşit olması, bir başka deyişle M_{D-ort} ve M_{L-ort} değerlerinin $y=x$ doğrusu üzerinde dağılması, her iki manyitüd ölçeğinin tam bir doğrusal



Şekil.4- 15.07.1998 03:32 depremine ait M_L ve M_D değerlerinin 14 ayrı istasyondaki dağılımı ve uzaklığa bağlı olarak değişimi.



Şekil.5-a) Seçilen 86 depreme ait M_{D-ort} ve M_{L-ort} değerlerinin dağılımı, b) (4) eşitliği yardımı ile M_{D-ort} değerlerine karşı hesaplanan M_L (kestirilen) değerlerinin dağılımı.

ilişki içinde olması durumunda sözkonusudur. Ancak şekilde, M_{D-ort} değerlerinin M_{L-ort} değerlerine göre çok daha küçük (“underestimated”) olduğu görülmektedir. Bu gözlem, kataloglarda verilen M_D değerlerinin sistematik olarak daha düşük manyitüd değerleri yansıttığını ortaya koymaktadır. M_{D-ort} ‘nin bu yanlı (“biased”) kestirimi özellikle büyük M_{L-ort} değerleri ($M_{L-ort} \geq 3,8$) için çok daha önemli boyutdadır (1 manyitüd birimi kadar) (Şekil. 5-a). M_{D-ort} ve M_{L-ort} arasındaki ilişkiyi matematiksel olarak tanımlamak için, standard en küçük kareler yöntemi kullanılmış ve doğrusal regresyon katsayıları,

$$M_D = 0.356 * M_{L-ort} + 1.609 \quad (3)$$

olarak elde edilmiştir. Bu ifade, M_L elde edilecek şekilde yeniden düzenlenirse,

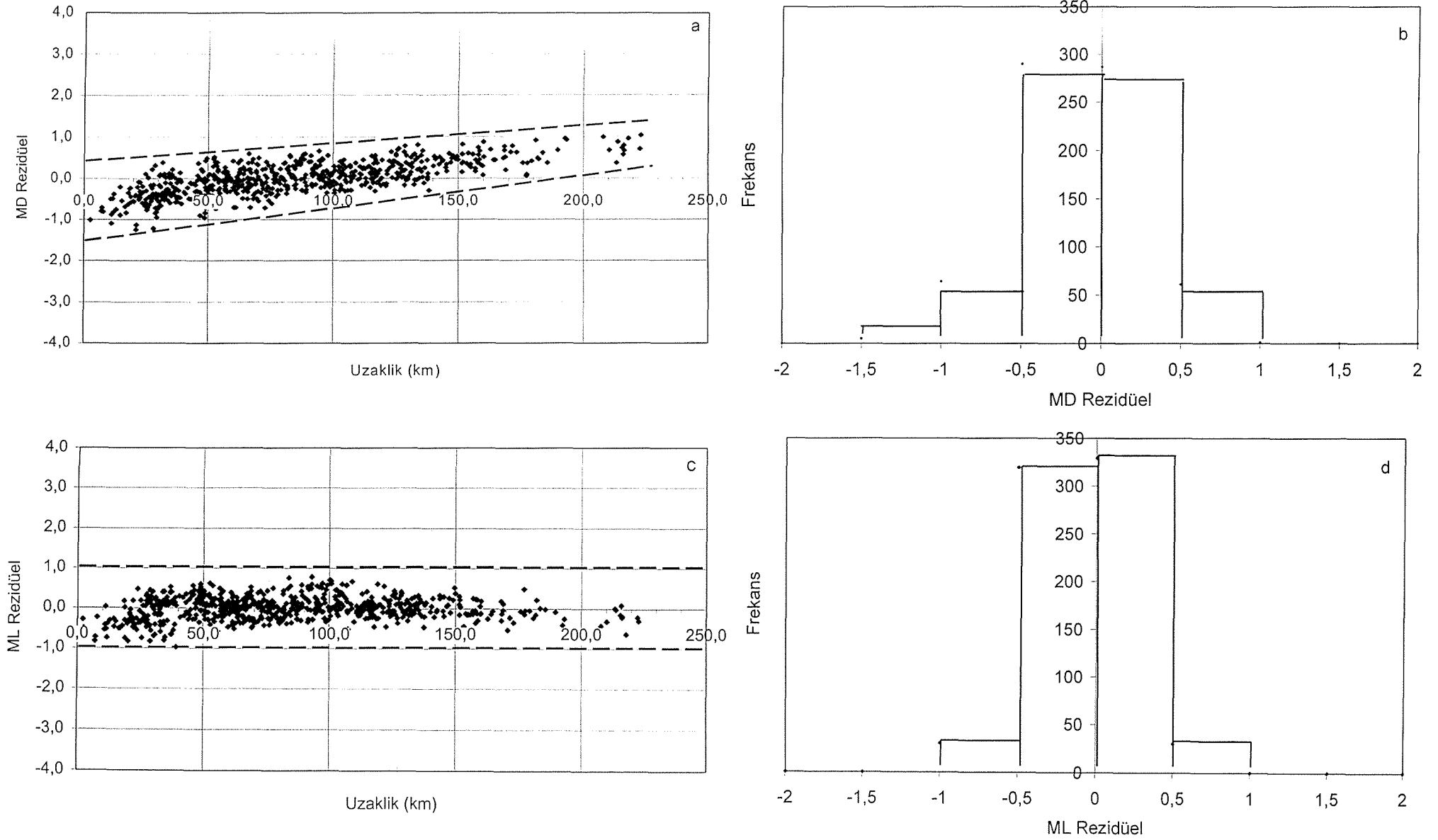
$$M_L = 2.809 * M_{D-ort} - 4.516 \quad (4)$$

bulunur. (4) eşitliği yardımı ile her bir depreme ait ortalama M_{D-ort} değerleri kullanılarak M_L değerleri hesaplanmıştır (Şekil. 5-b). Bulunan bu ifadeler Kilikya deprem ağı için $M_D - M_L$ dönüşüm bağıntısı olarak kabul edilmiştir. Bu eşitliğe göre, Kilikya deprem ağında olan bir depremin en az 4 ayrı istasyonundaki sismogramlarından elde edilecek M_{D-ort} değeri yerine bulunduğu o depreme ait M_L değeri kestirilmiş olacaktır.

Son olarak, her bir istasyon ve deprem çiftine ait M_L ve M_D değerlerinin ortalama değer etrafında hangi aralıkta saçıldığını görmek için, her bir sismogramdan hesaplanan manyitüd değerlerinden, her bir deprem için elde edilen ortalama manyitüd değerleri çıkartılarak ($M_{Drez.} = M_D - M_{D-ort}$; $M_{Lrez.} = M_L - M_{L-ort}$) rezidüel manyitüd değerleri elde edilmiştir (Şekil 6). Elde edilen rezidüel değerler, eğer ortalamaları hesaplanan manyitüd değerleri (M_L veya M_D), sinyal süresi veya en büyük genlikler doğru okunuyorsa, istasyonun bulunduğu yerin zemin özellikleri ve istasyonun uzaklığına bağlı olarak izlenen ışın yolları çok farklı değilse sıfır etrafında saçılacaklardır. Şekil.6-a ve b incelenirse, M_D rezidüel değerlerinin ($M_{Drez.}$) uzaklığa bağımlılığı ve ilk 100 km içindeki büyük saçılımı (0.5 manyitüd biriminden daha büyük) açıkça görülür. M_L rezidüel değerlerinin ($M_{Lrez.}$) saçılmaları ise daha çok ilk 50 km içerisinde 0.5 manyitüd biriminden büyük değerler almakta, episantr uzaklıkları arttıkça sıfır etrafında uzaklığa bağımlı olmayan bir saçılım göstermektedir (Şekil.6-c, d; Şekil. 4).

Sonuçlar

Kilikya sismik ağında, süreden bulunan M_D manyitüd değerleri ile en büyük genliklerden (Wood-Anderson sismogramlarından) elde edilen M_L manyitüd değerleri karşılaştırılmış ve en küçük kareler yöntemi ile $M_D - M_L$ dönüşüm bağıntısı (4) elde edilmiştir. Bu eşitlik, episantr uzaklığı 0-250 km, lokal manyitüd değerleri $2 < M_L \leq 4.5$ aralığında olan depremler için geçerlidir. M_D değerlerinin, kullanılan kayıtçı sistemlerine, okuyucuya ve okuyucunun kullandığı programlara bağlı olarak her (çoğu?) zaman olduğundan küçük (“underestimated”) hesaplandığı tesbit edilmiştir. Buna karşı, M_L değerlerinin uzaklığa bağımlı olmadığı, saçılım aralığının daha küçük olduğu ve deprem büyüklüğünü daha doğru kestirdiği görülmüştür. Bu nedenle, M_L değerleri hesaplanırken kullandığımız ve Richter (1958) tarafından Güney Kaliforniya için elde edilen uzaklığa bağlı düzeltme değerlerinin ($\log A_0$) çalışma alanımız için de geçerli olduğunu söyleyebiliriz. Çalışmamızda bundan sonraki amacımız, veri setimizi episantr uzaklığı daha fazla olan depremleri de kapsayacak şekilde artırmak, her istasyon için (1) ve (2) eşitliğinde ihmal ettiğimiz istasyon düzeltme katsayılarını elde etmek ve hem M_D hem de M_L değerlerinin moment manyitüdüleri (M_W) ile olan ilişkisini verecek regresyon katsayılarını bulmaktır.



Şekil.6- a) Süreden bulunan manyitüd rezidüellerinin (M_{Drez}) episantr uzaklığı ile değişimi, b) süreden bulunan manyitüd rezidüel (M_{Drez}) değerlerinin frekans dağılımı, c) Local manyitüd rezidüellerinin (M_{Lrez}) episantr uzaklığı ile değişimi, d) Lokal manyitüd rezidüel (M_{Lrez}) değerlerinin frekans dağılımı.

Değinilen Belgeler

- Anderson, J.A. and Wood, H.,1925. Description and theory of the torsion seismometer. Bull. Seismol. Soc. Am., V. 15, pp. 1-72.
- Ergin, K., 1980. Sismoloji Ders Notları. İTÜ Maden Fak., Jeofizik Kürsüsü.
- Lee, W.H.K., Bennett, R.E. and Meagher, K., 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. Geol. Surv. Open-File Rep. (U.S.), 28.
- Richter, C.F., 1935. An Instrumental earthquake magnitude scale. Bull. Seismol. Soc. Am., V. 25, pp. 1-32.
- Richter, C.F., 1958. Elementary Seismology. Freeman, San Francisco, California.

Ek-1. Bu çalışma için seçilen depremler.

YIL	J.GÜNÜ	OLUŞ ZAMANI	ENLEM	BOYLAM	DERİNLİK	İZ SAYISI	M _{L-ort}	M _{D-ort}
		sa dk sn	(o)	(o)	(km)			
1994	9	03 33 54	36.981	35.844	20	9	3,23	2,85
1994	9	23 36 30	36.955	35.906	14	11	3,78	3,00
1994	12	23 04 12	36.985	35.863	17	11	2,73	2,48
1994	13	00 14 19	36.400	36.479	1	11	3,63	3,08
1994	15	20 31 34	37.007	35.939	21	7	2,38	2,31
1994	15	20 49 31	37.029	35.903	25	6	2,26	2,16
1994	16	05 39 05	37.543	36.324	1	7	2,95	2,58
1994	16	12 18 38	37.028	35.889	14	12	3,41	2,69
1994	20	21 11 32	37.009	35.952	27	7	2,38	2,30
1994	25	05 37 13	36.943	35.891	14	9	2,81	2,44
1994	28	04 49 30	37.526	35.475	10	8	3,61	3,01
1994	42	19 12 46	36.940	35.892	17	7	3,32	3,00
1994	59	12 56 11	36.934	35.898	15	5	2,91	2,25
1994	78	02 46 56	36.752	35.909	12	10	3,29	2,65
1994	78	23 33 37	36.984	35.896	12	7	2,71	2,43
1994	82	19 53 29	37.086	36.108	8	10	3,53	2,85
1994	165	16 59 36	36.256	36.350	5	9	3,38	2,96
1994	176	00 18 31	37.317	36.324	5	9	2,80	2,98
1994	176	08 42 15	36.945	36.081	4	7	2,50	2,45
1994	245	21 57 58	36.153	35.921	6	9	3,05	2,75
1994	252	06 23 43	37.031	36.096	10	8	2,24	2,25
1994	253	09 12 54	36.730	36.145	8	6	2,46	2,59
1994	254	09 06 44	36.291	36.787	10	7	3,41	2,76
1994	254	23 33 56	35.970	36.101	8	11	3,37	2,94
1994	261	20 24 46	36.213	35.879	13	8	2,93	2,89
1994	274	02 58 38	37.422	36.240	7	11	3,58	2,82
1994	292	21 48 00	37.334	36.269	7	5	3,15	2,71
1994	315	15 27 36	37.042	36.135	10	10	3,15	2,78
1994	347	02 35 22	36.820	36.576	10	8	2,67	2,55
1994	347	04 17 29	36.814	36.570	4	7	3,07	2,45
1994	349	02 53 23	36.246	35.958	10	11	3,29	2,83
1994	349	06 58 47	37.402	36.366	8	11	3,47	2,84
1995	5	20 10 14	37.416	36.224	10	9	3,09	2,85
1995	16	07 59 45	37.144	35.929	26	10	2,92	2,65
1995	21	03 48 15	37.353	36.250	17	10	4,39	3,07
1995	78	17 56 21	37.335	35.518	0	8	2,70	2,62
1995	87	19 27 08	37.084	35.787	18	10	2,79	2,62
1995	90	17 17 43	37.710	36.056	10	9	3,28	2,81
1995	95	11 43 49	37.429	36.305	2	8	2,92	2,72
1995	103	20 23 17	37.394	36.215	11	8	4,67	3,20
1995	103	20 47 38	37.441	36.218	10	7	3,04	2,72
1995	104	01 08 29	37.161	35.924	19	8	3,51	2,91
1995	106	10 57 41	37.112	36.280	9	10	3,30	2,92
1995	114	23 17 56	37.263	34.919	10	9	4,16	3,23
1995	135	00 30 03	37.412	36.319	0	6	3,19	2,57
1995	302	03 32 56	37.709	35.439	1	4	4,05	3,35
1996	143	23 28 30	37.333	36.243	10	5	4,19	3,01
1996	157	01 38 35	37.238	36.245	6	8	4,10	2,94
1996	192	17 08 50	37.377	36.258	10	7	3,87	3,19
1997	103	12 57 50	36.283	36.119	9	8	4,26	3,03
1997	207	20 07 28	36.317	36.068	2	8	3,38	2,82
1997	246	08 41 30	37.016	35.193	35	7	3,19	2,95
1997	255	07 06 57	36.315	36.072	3	9	3,46	2,99
1997	256	09 04 30	37.309	36.226	17	9	3,45	2,92
1997	290	02 25 25	37.338	36.263	10	8	3,27	2,40

1997	329	02 02 36	36.960	36.685	2	8	3,85	2,78
1997	362	12 58 35	37.202	35.722	10	8	2,78	2,44
1998	3	21 15 07	37.208	35.735	16	11	3,35	2,63
1998	178	14 15 37	36,996	35,64	21	5	4,11	3,09
1998	178	15 12 20	37,022	35,668	23	9	4,16	2,90
1998	178	18 54 40	37,041	35,679	23	9	3,51	2,81
1998	178	19 22 49	37,009	35,646	22,6	9	3,90	3,03
1998	178	20 03 08	37,024	35,647	27,4	4	3,20	2,79
1998	178	20 50 17	36,892	35,52	32,6	3	3,73	2,83
1998	178	21 49 51	36,888	35,51	31,3	11	4,08	2,82
1998	179	00 40 40	36,964	35,586	31,3	7	2,75	2,75
1998	179	03 59 26	37,006	35,649	24,7	6	4,49	3,53
1998	179	11 24 54	36,906	35,467	29	8	3,54	2,87
1998	179	15 20 35	36,992	35,658	35,1	9	4,16	2,97
1998	180	10 03 35	37,013	35,651	28,4	13	3,78	2,84
1998	180	18 49 55	36,937	35,538	32,4	9	3,07	2,66
1998	182	06 25 02	36,951	35,597	31,8	4	3,30	3,03
1998	182	21 33 22	36,895	35,466	37,3	9	2,69	2,72
1998	183	20 41 58	37,043	35,657	20,5	4	3,08	2,56
1998	185	01 00 21	37,002	35,6	30,2	6	2,74	2,62
1998	185	02 25 52	36,884	35,485	30,2	8	2,95	2,59
1998	185	09 23 44	37,01	35,616	26,3	12	4,48	3,14
1998	186	06 31 21	36,911	35,489	37,9	11	2,97	2,78
1998	186	14 32 14	37,031	35,627	28	6	3,74	2,82
1998	188	01 00 47	37,073	35,731	22,7	9	2,60	2,57
1998	192	11 26 05	36,908	35,48	34,9	4	2,84	2,86
1998	192	14 28 39	36,925	35,547	33,3	10	2,91	2,59
1998	194	10 44 08	37,029	35,642	24,9	4	3,32	2,99
1998	195	20 43 24	36,981	35,599	24	7	2,90	2,79
1998	196	03 32 32	36,978	35,621	27	14	3,60	2,90
1998	197	22 34 11	36,913	35,555	34,6	4	2,27	2,58

Hatay bölgesi ve Kıbrıs'ın batı kesiminde etkin gerilme durumları

The stress state acting in Hatay region and to the west of Cyprus¹

Semir Över* ve Ali Pınar**

*Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü 58 140, Sivas

**B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü 81220 Çengelköy-İstanbul

Öz

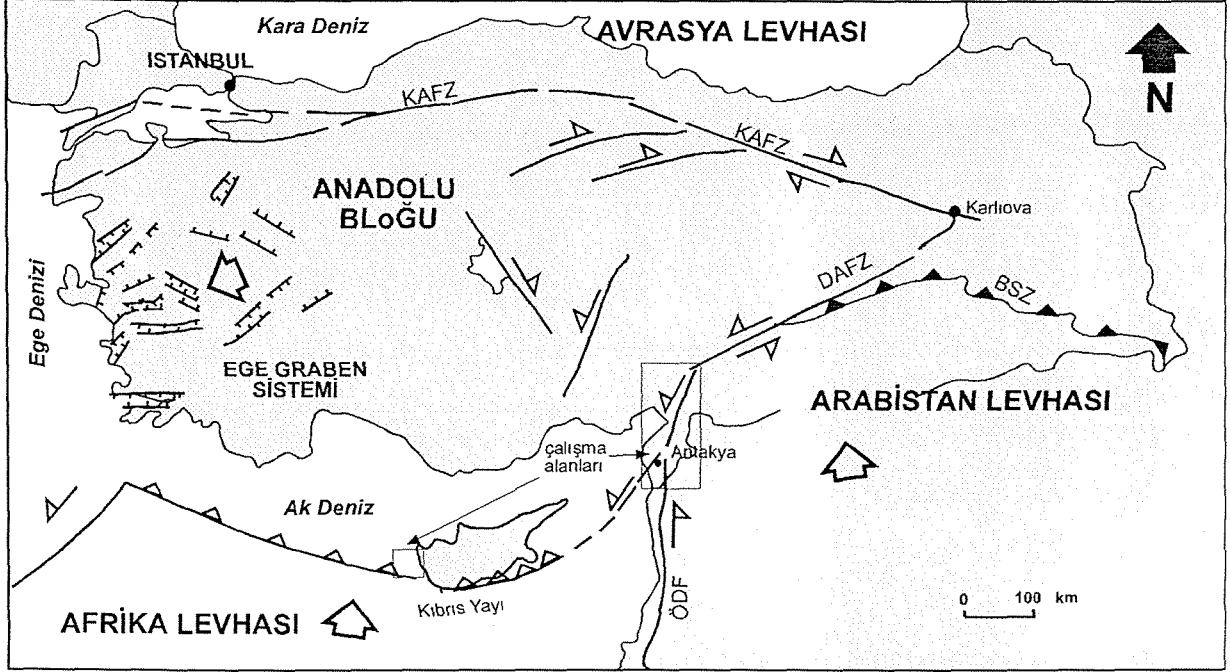
Bu çalışmada Hatay bölgesi ve Kıbrıs'ın batı kesiminde etkin gerilme durumları incelenmiş ve bölgesel tektonik ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Bu amaçla her iki bölgede kaydedilmiş depremlerin odak mekanizmaları Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) tarafından geliştirilen ters çözüm yöntemi uygulanarak kinematik analiz yapılmıştır. Bu analiz Hatay bölgesinde KD-GB (K237°D) yönlü açılma gerilmesi (σ_3) ile temsil edilen bir açılma gerilme rejiminin günümüzde etkin olduğunu göstermektedir. Burada hesaplanan orta ç gerilme (σ_2) KB-GD (K327°D) yönlüdür. Açılma ve orta ç gerilmeleri yatay olup sıkışma gerilmesi (σ_1) ise düşeydir. Bölgede bulunan Amik ovasının oluşumundan da sorumlu KD-GB yönlü açılma tektonik rejimi özellikle güneybatıdaki Afrika ile Anadolu arasındaki tektonik bir hat olan Kıbrıs yayı boyunca yitim zonundaki prosese bağlı olarak gelişen sıkışma rejiminin etkisiyle oluştuğu kanusındayız. Benzer şekilde Kıbrıs'ın batı kesiminde gerçekleştirilen kinematik analiz, bölgede KKD-GGB (K4°D) yönlü açılma gerilmesi (σ_3) ile temsil edilen açılma gerilme rejiminin etkin olduğunu göstermektedir. Afrika levhası ile Anadolu bloğu arasındaki yakınlaşmadan (konverjans) doğan dalma-batma zonuna bağlı olarak gelişen levha kenarındaki sıkışma kuvvetlerin açılma gerilme rejiminin oluşumunda önemli rol oynamıştır.

Abstract

In this study, we define the stress states acting in Hatay and offshore of Cyprus regions and their significance with the tectonics processes at regional-scale. We carried out a kinematic analysis based on inversion of focal mechanisms of earthquakes occurred in both the areas. We use the inversion method proposed by Carey-Gailhardis and Mercier (1987). The kinematic analysis show an extensional stress regime characterized by a NE-SW (N327°E) trending σ_3 axis. The intermediate stress axis σ_2 trends NW-SE (N327°E). Both the principal stress axes are horizontal while the compressional principal stress axis (σ_1) is vertical confirming extensional stress regime. This NE-SW extensional stress regime, which probably is responsible for the formation of Amik basin, can be explained especially by the compressional regime acting in the southwest along the Cyprus arc, a tectonic line of collision between African plate and Anatolian block. In the same way, the seismic fault kinematics show that the present-day stress regime is extensional offshore of Cyprus. This extensional regime with NNE-SSW (N4°E) trending σ_3 axis results from the boundary forces due to the convergence between African plate and Anatolian block.

Giriş

Antakya ile Türkoğlu (Kahramanmaraş) arasında uzanan Hatay bölgesi, Doğu Akdeniz bölgesinin en doğu kesiminde yer almaktadır. Tektonik konumu itibariyle sol yanıl Ölü Deniz fayı ve Doğu Anadolu fay zonları ile Kıbrıs yayının doğuya doğru kıtasal uzanımı arasında yer almaktadır (Şekil 1). Bu deformasyon zonları Arap ve Afrika levhaları ile Anadolu bloğu arasındaki göreceli hareketleriyle ilişkili olarak gelişmişlerdir (McKenzie, 1972, 1978; Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1979; Dewey ve diğ., 1986; Jackson ve McKenzie, 1988).



Şekil 1. Çalışma alanlarını gösteren yer buldurur Haritası

Çalışma bölgesinde Aletsel dönemde kayıt edilmiş en büyük deprem $M_s=5.5$ ($M_w=5.8$) şiddetindeki 22 Ocak 1997 Hatay depremidir. Karmaşık telesismik cisim dalgalarının ters çözüm işlemi sonucunda bu depremin normal faylanma mekanizmasına sahip olduğu ortaya konmuştur (Erdik et al., 1997). Kıbrıs adası, kuzeye doğru hareket eden Afrika levhası ile batıya doğru kayan Anadolu bloğu arasında yer almakla birlikte bu sınırı oluşturan Kıbrıs yayı en belirgin tektonik zon konumundadır (McKenzie, 1972; Rotstein ve Kafka, 1982; Nur ve Ben Avraham, 1978; Mart ve Woodside, 1994; Barka ve Reilinger, 1997; Mantovani ve diğ., 1997). Kıbrıs yayıyla ilişkili olarak günümüzde hâlâ dalma-batma olayının varlığı tartışma konusudur (McKenzie, 1972; Jackson ve McKenzie, 1984; Barka ve Reilinger, 1997).

Kıbrıs ve civarının sismotektoniği Doğu Akdeniz bölgesinde az bilinen yerlerden birisidir. Bunun en önemli nedenlerinden birisi de aletsel dönemde Anadolu bloğunun güney sınırını temsil eden Kıbrıs yayının sismik etkinlik bakımından oldukça sakin bir dönem geçirmesidir. Ancak tarihsel depremlere bakıldığında söz konusu bölgede bulunan tektonik hatlar boyunca önemli deprem etkinliğini görmekteyiz (Ambraseys ve Barazangi, 1989; Ambraseys ve Adams, 1993). Makris ve diğ. (1997) yaptıkları çalışmalarda bu bölgenin

deprem etkinliğinin az olmadığını ve depremlerin çoğunun kabuk içinde meydana geldiğinin öne sürmektedirler. Bununla beraber Kıbrıs'ın batısında son birkaç yılda iki önemli deprem meydana gelmiştir. Bölgenin kuzey ve güneyinde meydana gelmiş sırasıyla 23 Şubat 1995 (Ms=5.8) ve 9 Ekim 1996 (Ms=6.8) iki önemli depremin telesismik cisim dalgaları kullanılarak odak mekanizmaları hakkında bilgi edinilmiştir (Pınar ve Kalafat, 1999). Her iki deprem için elde edilen mekanizma normal faylanma ağırlıklıdır.

Bu çalışmada her iki bölgede aletsel dönemde meydana gelmiş ve odak mekanizması çözümlenmiş depremlere Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) tarafından geliştirilmiş ters çözüm işlemi uygulanarak günümüz deformasyonundan sorumlu etkin gerilme (stress) tensörü saptanarak bölgesel tektonik ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır.

Deprem Odak Çözümlerinin Kinematik Analizi

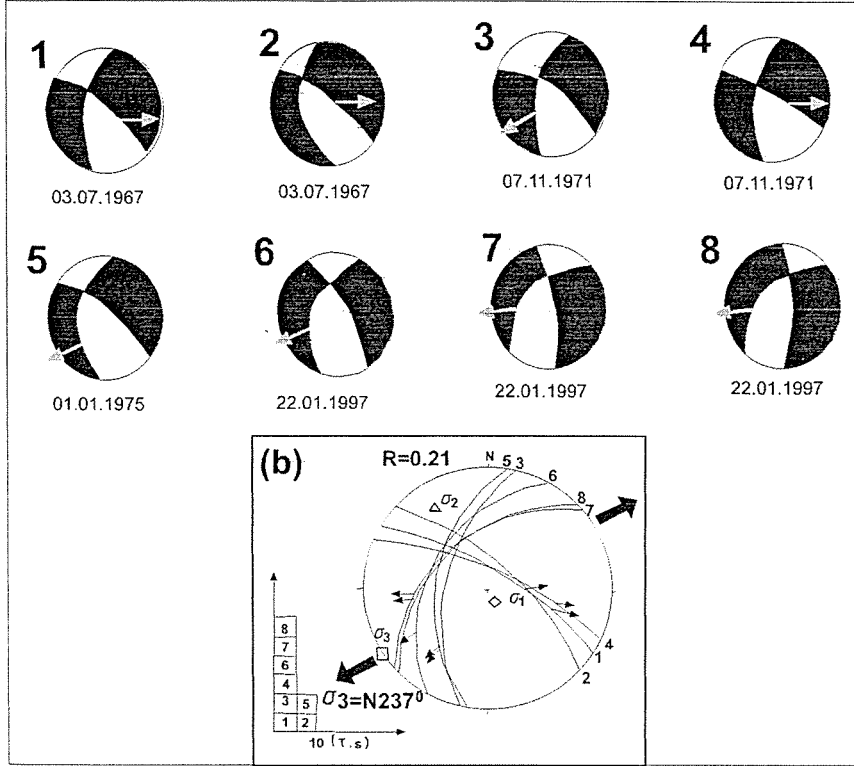
Bir bölgede kayıt edilmiş depremlerin odak mekanizmalarından yararlanarak, günümüzde oluşan deformasyondan sorumlu bölgesel gerilme (stres) tensörü ve $R=(\sigma_2-\sigma_1)/(\sigma_3-\sigma_1)$ ile tanımlanan R oranı saptanabilir (Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987; Mercier ve Carey-Gailhardis, 1989; Mercier ve diğ., 1991; Bellier ve diğ., 1997). İlk aşamada deprem odak çözüm mekanizmalarının sayısal verilerin ters çözüm işlemi ile etkin gerilme tensörü ile uyumlu fay düzlemi yardımcı düzlemden ayırt edilir. Gerçekte deprem odak çözümlenmesinde tanımlanan iki nodal düzlemden biri kayma vektörünü taşıyan ve ana gerilme doğrultuları ile uyumlu olan gerçek fay düzlemi olup, Bott (1959) modeline göre saptanabilir. Sismik kayma vektörü, gerilme tensörü ile uyumlu ve hesaplanan gerilme (stres) oranı (R) 0 ile 1 arasında olmalıdır (Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987). Nodal düzlemlerden sismik olanı bu koşulu sağlarken yardımcı düzlem sağlamaz (her iki düzlem bir ana gerilme doğrultusu boyunca birbirini kesmiyorsa). İkinci aşamada ise seçilmiş sismik fay düzlemlerinin ters çözüm işlemi sonucunda en uygun gerilme tensörü hesaplanır. Genel olarak, depremlerin odak çözüm mekanizmalarının ters çözüm işlemi, güncel ve aktif fay topluluklarından elde edilen bölgesel gerilme tensörü ile uyumlu sonuçlar vermektedir (Mercier ve diğ., 1991). Ters çözüm işlemi sonucunda ana gerilme eksenlerinin (σ_1 , σ_2 ve σ_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme) yönleri ile R oranı belirlenir.

No	date	Lat°	Lon°	Planes 1 strike°/dip°	Plane 2 strike°/dip°	T-axis Az / pl	Mag.	h (km)	Ref
1	Apr. 7 1967	37.43	36.17	12 / 54NW	121 / 70NE	63 / 7	5.0 (Ms)	38	1
2	Apr. 7 1967	37.36	36.27	132 / 64NE	174 / 37SW	352 / 21	4.9 (Ms)	32	1
3	July 11 1971	37.17	36.71	12 / 52NW	124 / 68NE	64 / 9	5.2 (mb)	9	2
4	July 11 1971	36.12	36.80	9 / 58NW	114 / 70NE	59 / 7	5.2 (mb)	19	1
5	Jan. 1 1975	36.67	36.49	120 / 65NE	8 / 44NW	58 / 14	4.8 (mb)	35	2
6	Jan. 22 1997	36.23	35.85	28 / 38NW	151 / 68NE	80 / 17	5.5 (mb)	33	3
7	Jan. 22 1997	36.21	35.65	48 / 42NW	178 / 62NE	108 / 10	5.2 (mb)	33	3
8	Jan. 22 1997	39.21	35.92	45 / 43NW	175 / 64NE	108 / 10	5.3 (mb)	33	3

Tablo 1. Hatay bölgesinde meydana gelen ve bu çalışmada kullanılan depremlerin odak mekanizması parametreleri. Koyu ile belirtilenler Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) ters çözüm yöntemine göre seçilmiş sismik fay düzlemleridir. **Kaynaklar:** 1: Büyükaşikoğlu ve diğ (1980); 2: Osmanşahin ve diğ. (1986); 3: Erdik ve diğ. (1997).

Hatay bölgesinde günümüz deformasyonundan sorumlu olan gerilme tensörünü belirlemek amacıyla bölgede 1967-1997 yılları arasında kayıt edilmiş $4.7 < M < 5.5$

büyükliğindeki depremlerin odak mekanizmaları üzerinde Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) tarafından geliştirilen ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Bu depremlerin sayısal değerleri Tablo 1’ de grafiksel çözümleri ise Şekil 2a’da görülmektedir.



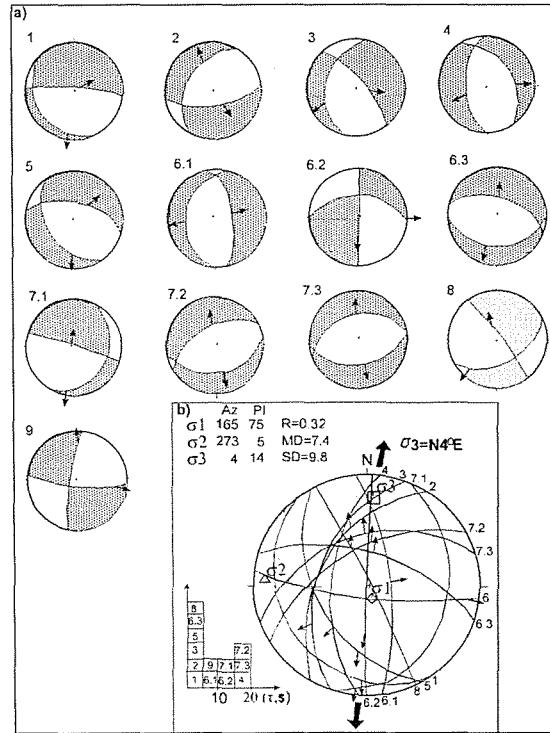
Şekil 2. a) Hatay bölgesinde kaydedilen ve Tablo 1’de verilmiş depremlerin odak çözüm mekanizmaları. Kayma vektörleri Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) ters çözüm yöntemine göre saptanmış sismik fay düzlemi üzerinde gösterilmiştir. **b)** Ters çözüm yöntemine dayanarak gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarını göstermektedir. Histogramda öngörülen kayam vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açılarının dağılımı görülmektedir.

Seçilmiş sismik fay kayma vektörlerinin ters çözüm işlemi Hatay bölgesinde KD-GB (K237°D) yönlü açılma gerilmesi (σ_3) ile temsil edilen bir açılma rejiminin etkin olduğunu göstermektedir. Burada hesaplanan ortaç gerilme (σ_2) KB-GD (K327°D) yönlüdür. Açılma ve ortaç gerilmeleri yatay olup sıkışma gerilmesi (σ_1) ise düşeydir (Şekil 2b).

Kıbrıs batı kesiminde günümüzde etkin gerilme tensörünü saptamak için 1953-1998 yılları arasında büyüklükleri 4.7 ve 6.8 arasında değişen ve odak mekanizması çözülmüş 13 deprem kullanılmıştır (Tablo 2 ve Şekil 3a). Buradaki depremlerin büyük çoğunluğu normal fay mekanizmasına sahiptir (Canitez ve Üçer, 1967; Büyükaşıkoglu, 1980; Pınar ve Kalafat, 1999). Sismik kayma vektörlerinin ters çözüm işlemi Kıbrıs’ın batı kesiminde açılma rejiminin etkin olduğunu göstermektedir. Bu rejimi karakterize eden açılma gerilmesi (σ_3) KKD-GGB (K4°D) yönlü, ortaç gerilme (σ_2) DGD-BKB (K273°D) yönlü olup yatay konumdadırlar. Sıkışma gerilmesi (σ_1) ise düşeydir (Şekil 3b).

No	date	Lat°	Lon°	Planes 1 strike°/dip°	Plane 2 strike°/dip°	T-axis Az / pl	Mag.	h (km)	Ref
1	10 09 1953	34.85	31.75	275 / 80NE	140 / 14SW	15 / 32	6.3 (Ms)	87	1
2	16 06 1967	34.15	32.55	211 / 41NW	80 / 60SE	153 / 12	4.7 (Ms)	52	1
3	06 11 1968	35.25	32.75	320 / 70NE	199 / 36NW	70 / 18	4.8 (Ms)	65	1
4	09 09 1970	34.35	32.02	330 / 40NE	185 / 53NW	258 / 10	4.7 (Ms)	19	1
5	12 01 1976	34.35	32.85	149 / 41SW	280 / 60NE	26 / 10	5.0 (Ms)	36	1
6.1	23 02 1995	35.15	32.10	188 / 24NW	354 / 67NE	93 / 17	5.52 (Mw)	15	2
6.2	23 02 1995	35.35	31.90	182 / 89NW	272 / 49NE	232 / 28	5.58 (Mw)	12.5	2
6.3	23 02 1995	35.14	32.05	90 / 35S	108 / 56NE	15 / 10	5.50 (Mw)	17.5	2
7.1	09 10 1996	34.40	32.10	25 / 28NW	107 / 86NE	22 / 38	6.43 (Mw)	25	2
7.2	09 10 1996	34.30	32.45	80 / 40SE	241 / 52NW	34 / 05	6.13 (Mw)	25	2
7.3	09 10 1996	34.30	32.47	81 / 50SE	253 / 40NW	172 / 05	6.17 (Mw)	25	2
8	27 11 1996	34.50	32.06	323 / 81NE	62 / 48SE	19 / 21	5.0 (Mb)	33	3
9	13 01 1997	34.31	32.33	97 / 76SW	190 / 79SW	323 / 02	5.4 (Ms)	33	3

Tablo 2. Kıbrıs'ın batı kesiminde meydana gelen ve bu çalışmada kullanılan depremlerin odak mekanizması parametreleri. Koyu ile belirtilenler Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) ters çözüm yöntemine göre seçilmiş sismik fay düzlemleridir. **Kaynaklar:** 1: Büyükaşkoğlu ve diğ (1980); 2: Pınar ve Kalafat (1999); 3: Harvard CMT solutions



Şekil 3. a) Kıbrıs'ın batı kesiminde kaydedilen ve Tablo 2'de verilmiş depremlerin odak çözüm mekanizmaları. Kayma vektörleri Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) ters çözüm yöntemine göre saptanmış sismik fay düzlemi üzerinde gösterilmiştir. **b)** Ters çözüm yöntemine dayanarak gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarını göstermektedir. Histogramda öngörülen kayam vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açılarının dağılımı görülmektedir.

Sonuç ve Tartışmalar:

Hatay bölgesinde kaydedilen depremlerin odak çözüm mekanizmalarını kullanarak ters çözüm işlemi ile gerçekleştirilen kinematik analiz, KD-GB yönlü açılma tektonik rejimin etkin olduğunu göstermektedir. Bu sonuçlar Lyberis ve diğ. (1992) ile Över ve Ünlügenç (1999)'un kinematik fay analiz sonuçları ile de son derece uyumludur. Över ve Ünlügenç (1999), aktif fay düzlemlerinde ölçülen kayma vektörlerinin ters çözüm yöntemi ile gerçekleştirdikleri kinematik analiz sonucunda, KD-GB yönlü açılma gerilme rejiminin geç Kuvaterner'den günümüze kadar bölgede etkin olduğunu göstermişlerdir. Bu tektonik rejimi, Amik ovasında Perinçek ve Çemen (1990) tarafından elde edilen sismik profillerde görülen ve havzanın oluşumunda etkili rol oynayan normal faylardan sorumlu olduğu kanısındayız. Bu açılmanın kökeni bölgenin güney-batısında Kıbrıs'ın güneyinde uzanan ve Anadolu bloğu ile Afrika levhası arasında tektonik bir hat oluşturan dalma-batma zonundaki proses olduğu kanısındayız. Afrika'nın Anadolu'ya göre kuzeye doğru hareketine bağlı olarak . Kıbrıs yayı boyunca gelişen sıkışma rejiminin (Büyükaşikoğlu, 1980; Jackson ve McKenzie, 1984, 1988), Ege bölgesinde gelişen açılmaya (McKenzie, 1972; Le Pichon ve Angelier, 1979; Jackson ve McKenzie, 1984, 1988; Şengör ve diğ., 1985; Mercier ve diğ., 1989; Zanchi ve Angelier, 1993) benzer bir şekilde, söz konusu normal faylanma gerilme rejimini doğurduğunu düşünmekteyiz. Elbette ki eş zamanlı olarak Arap levhasının kuzeye doğru hareketi ile bölgenin kuzey doğusunda gelişen sıkışma rejiminin etkisini de gözden uzak tutmamak gerekir.

Kıbrıs'ın batı kesiminde kaydedilen depremlerin odak mekanizmalarını kullanarak ters çözüm işlemi ile gerçekleştirilen kinematik analiz, KKD-GBB yönlü açılma tektonik rejimin etkin olduğunu göstermektedir. Mercier ve diğ. (1973) Kıbrıs'ın batısındaki Paphos bölgesinde gerçekleştirdikleri aktif analiz sonucunda bölgede açılma rejiminin Plio-Kuvaterner'den beri etkin olduğunu ortaya koymuşlardır. Kempler ve Garfunkel (1994) Akdeniz bölgesinin tektonik yapılarını ve kinematığını daha büyük ölçekte inceleyerek yapıların çoğunun açılma rejimine maruz kaldığını göstermiştir. Bütün bu çalışmalar deprem odak mekanizmalarının ters çözüm işlemi sonucunda elde ettiğimiz sonuçları destekler niteliğindedir. Buradaki açılma rejimi, özellikle Afrika ile Anadolu arasındaki yakınlaşmadan doğan levha kenarındaki sıkışma kuvvetlerin etkisiyle oluştuğu kanısındayız.

Değinilen Belgeler

- Ambraseys, N.N. and Barazangi, M., 1989. The 1759 earthquake in the Bekaa Valley: Implications for earthquake hazard assessment in the eastern Mediterranean region, *J.Geophys.Res.*, 94, 4007-4013.
- Ambraseys, N.N. and R.D. Adams, 1993. Seismicity of the Cyprus region, *Terra Nova*, 5: 85-94
- Barka, A.A., Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geophysica*, XL: 587-610.
- Bellier, O., Over, S., Poisson, A. and Andrieux, J., 1997, Recent temporal change in the stress state and modern stress field along North Anatolian Fault Zone (Turkey), *Geophys.J.Int.*, 131, 61-86.
- Bott, M.,H.,P. 1959. The mechanism of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Büyükaşikoğlu, S. 1980. Sismolojik verilere göre doğu akdenizin kuzeyinde ve güneydoğu Anadolu'da Avrasya-Afrika leha sınırının özellikleri (in Turkish), *Bull. Earthquake Res. Inst., Ministry of Reconstruction and Resettlement*, 29, 58-74.
- Canitez, N. And S.B., Üçer, 1967. Computer determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics*, 4: 235-245.
- Carey-Gailhardis, E. and 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.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. and Sengör, A. M. C., 1986. Shortening of continental lithosphere : the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. In: M. P. Coward and A. C. Ries, (eds.), *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 19 : 3-36.
- Erdik, M., Aydınoğlu, N., Pınar, A. And Kalafat, D., 1997. Hatay Deprem Raporu, Kandilli Obs. Istanbul.
- Jackson, J. and Mc Kenzie, D. P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, C 77 : 185-264.
- Jackson, J. and McKenzie, D.,P., 1988. The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle-East, *Geophys. J. R. Ast.Soc.*, 93, 45-73.
- Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1994. Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: a study of an irregular plate boundary, *Tectonophysics*, 234: 19-32.
- 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.
- Lyberis, N., Yurur, T., Chorowicz, J., Kasapoglu, E. and Gündoğdu, N., 1992. The East Anatolian Fault : an oblique collisional belt, *Tectonophysics*, 204 : 1-15.
- Makris, J., J., Stacker and M., Gaye, 1997. The normal seismicity of the Paphos area, Cyprus, report Univ. of Hamburg, Inst. of Geophysic.
- Mantovani, E., Albarello, D., Tamburelli, C., Babucci, D. and Vitti, M., 1997. Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main contralling factors of recent Mediterranean deformation pattern, *Annali di Geophysica*, XL: 611-643.
- Mart, Y. And Woodside, J., 1994. Preface: Tectonics of the Eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 234: 1-3.
- Mc Kenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30 : 109-185.

- Mc Kenzie, D.P. 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : the Aegean sea and surrounding regions (tectonics of Aegean region), *Geophys.J.R.Astr.Soc.*, 55, 217-254.
- Mercier, J.L., Vergely, P. And Delibasis, N., 1973. Comparison between deformation deduced from the analysis of recent fault and from focal mechanisms of earthquakes (an example: the Paphos region, Cyprus), *Tectonophysics*, 19: 315-332.
- Mercier J. L., Sorel, D. and Vergely, P., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, 2 : 49-71.
- Mercier, J.L., Carey-Gailhardis, E. and Sébrier, M. 1991. Paleostress determinations from fault kinematics: application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes., *Phil.Trans.R.Soc.Lond.A*, 337, 41-52.
- Nur, A. and Ben-Avraham, Z., 1978. The eastern Mediterranean and the Levant: Tectonics of continental collision, *Tectonophysics*, 46: 297-311.
- Perinçek, D. and Çemen, I., 1990. The structural relationship between the East Anatolian Fault and Dead Sea Fault zones in southern Turkey, *Tectonophysics*, 172, 331-340.
- Pınar, A. and Kalafat, D., 1999. Source process and seismotectonic implications of the 1995 and 1996 Cyprus, Eastern Mediterranean region, earthquakes, *Tectonophysics*, 301, 217-230.
- Rotstein, Y. and Kafka, A.L., 1982. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region: subduction, collision and arc jumping, *J.Geophys.Res.*, 87:7694-7706.
- Sengör, A. M. C., Görür, N. and Saroglu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape : Turkey as a case study. In: K. T. Biddle and N. Christie-Blick (eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Tulsa, Sp. Publ.*, 37 : 227-264.
- Zanchi, A. and Angelier, J., 1993. Seismotectonics of western Anatolia: regional stress orientation from geophysical and geological data, *Tectonophysics*, 222, 259-274.

Doğu Anadolu Fay Zonunun (DAFZ) Palu Çevresinde Yapısal ve Morfotektonik Özellikleri

Structural and Morphotectonic Features of the East Anatolian Fault Zone (EAFZ) Around Palu

Murat İnceöz ve S.Cenk İnce
Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 23 119 Elazığ/Turkey.

Öz

Doğu Anadolu Fayı Karlıova ile Antakya arasında KD-GB doğrultusunda uzanan sol yönlü aktif bir faydır. Palu çevresinde yapılan incelemeler, Doğu Anadolu fayının bu bölgede tek bir faydan ibaret olmayıp, birbirine az çok paralel fay segmentlerinin oluşturduğu bir zon ile karakterize edildiğini göstermektedir. Fay zonunun genişliği yaklaşık 3 km kadardır.

İnceleme alanında DAFZ içerisinde yer alan genç birimlerle yaşlı birimlerin karşı karşıya gelmesi, faylar tarafından ötelenmiş akarsu yatakları, faya paralel olarak uzamış basınç sırtları, asılı vadiler, faya paralel olarak dizilmiş kaynaklar, alüvyon yelpazeleri, fay basamakları, fay diklikleri ve fay boyunca görülen kütle hareketleri başlıca morfotektonik unsurlar olarak görülmektedir.

DAFZ'dan elde edilen veriler ana yer değiştirme zonunun K60D, sentetik doğrultu atımlı fayların K45D, antitetik doğrultu atımlı fayların K45B, bindirme faylarının K80D, normal fayların K-G ve kıvrım eksenlerinin D-B doğrultusunda geliştiğini göstermektedir.

Elazığ Magmatitleri ile Maden Karmaşığı arasındaki bindirme fayı DAF tarafından yaklaşık 10 km kadar sol yanal olarak ötelenmiştir. Yine aynı şekilde Palu'nun yakın güneyinde Caru Çayı yaklaşık 9 km'lik sol yanal ötelenmeye maruz kalmıştır. Palu ilçesinin yaklaşık 2 km kadar GB'da görülen alüvyon yelpazesi üzerindeki kuru dereler 250-750 m arasında değişen oranlarda sol yanal olarak ötelenmişlerdir. Baltaş köyünün KB'sında Kumyazı ve Miyalan derelerinin fay segmentleri tarafından 4 km sol yanal olarak ötelendiğini belirlenmiştir. Palu çevresinde Pleistosen yaşlı birimlerin çökeldiği alanlara bakıldığında kuzeyden güneye doğru; Murat Nehri'nin kuzeyinde Seydili Düzlüğü'nün 1000 m, Murat Nehri ile Caru Çayı arasındaki alanın 1070 m ve Caru Çayı güneyindeki alanın ise 1100 m rakımında olduğu görülür. Bu durum çalışma alanında, DAFZ içerisinde kuzeyden güneye doğru gidildikçe bir yükselmenin olduğunu göstermektedir. Yine fay zonu içerisinde Pleistosen yaşlı çökellerde yer yer 100 m'lik düşey yer değiştirmeler söz konusudur. Bu veriler birlikte değerlendirildiğinde DAFZ'nun inceleme alanında yaklaşık 10 km'lik sol yanal atımı yanında, 100 m'ye varan düşey atıma da sahip olduğunu göstermektedir. İnceleme alanında görülen Alt Pliyosen tabakalarının yer yer 70 dereceye varan eğimler kazandıkları belirlenmiştir. Bu veriler DAFZ'nun geç Pliyosen'de aktivitesini kazandığını ve Pleistosen'de gençleştiğini göstermektedir.

Abstract

The East Anatolian Fault (EAF) is a left lateral strike-slip active fault striking NE-SW between Karlıova and Antakya. The investigations around Palu indicate that the EAF is not a single fault instead a fault zone formed of fault segments approximately parallel to each other. The width of the fault zone is about 3 km.

The juxtaposition of the older and younger rock units, offset drainage channel, pressure ridges, hanging valleys, hot and cool springs, alluvial fans, fault steps, fault scarps and landslides observed along the fault zone are the main morphotectonic structures of the study area.

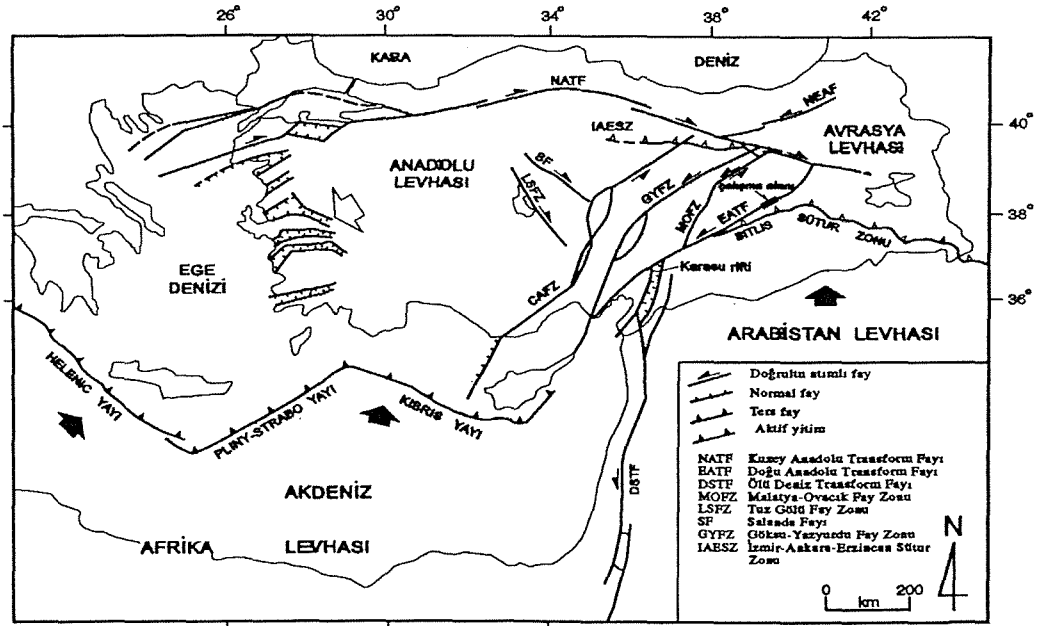
The data obtained from the East Anatolian Fault Zone (EAFZ) indicate that the principal displacement zone is in N60E, syntethic strike-slip faults are in N45E, antitethic strike-slip faults are in N45W, thrust faults are in N80E, normal faults are in N-S and fold axis are in E-W strike.

Thrust fault between Elazığ Magmatites and Maden Complex is sinistrally offset about 10 km and Caru Stream is also sinistrally offset about 9 km by the EAF. Dry walleys developed in the alluvial fan in SW about 2 km of Palu are sinistrally offset in changing rate between 250-750 m. Kumyazı and Miyalan streams are sinistrally offset 4 km by the fault segments in NW of Baltaş village. The sedimentation areas of Pleistocene rock units around Palu, from north to south, indicate that the height of the Seydili Plain in the north of Murat River is 1000 m, the area between Murat River and Caru Stream 1070 m and the area in the south of Caru Stream 1100 m. As can be clearly seen, the elevations of the fault blocks increase from north to south within the fault zone. In addition, Pleistocene sediments are vertically offset about 100 m along the EAFZ. All these data show that the EAFZ caused about 10 km lateral and 100 m vertical displacements in the study area. Lower Pleistocene strata dip up to 70°. This study conclude that the EAFZ became active during late Pliocene and reactivated during Pleistocene.

GİRİŞ

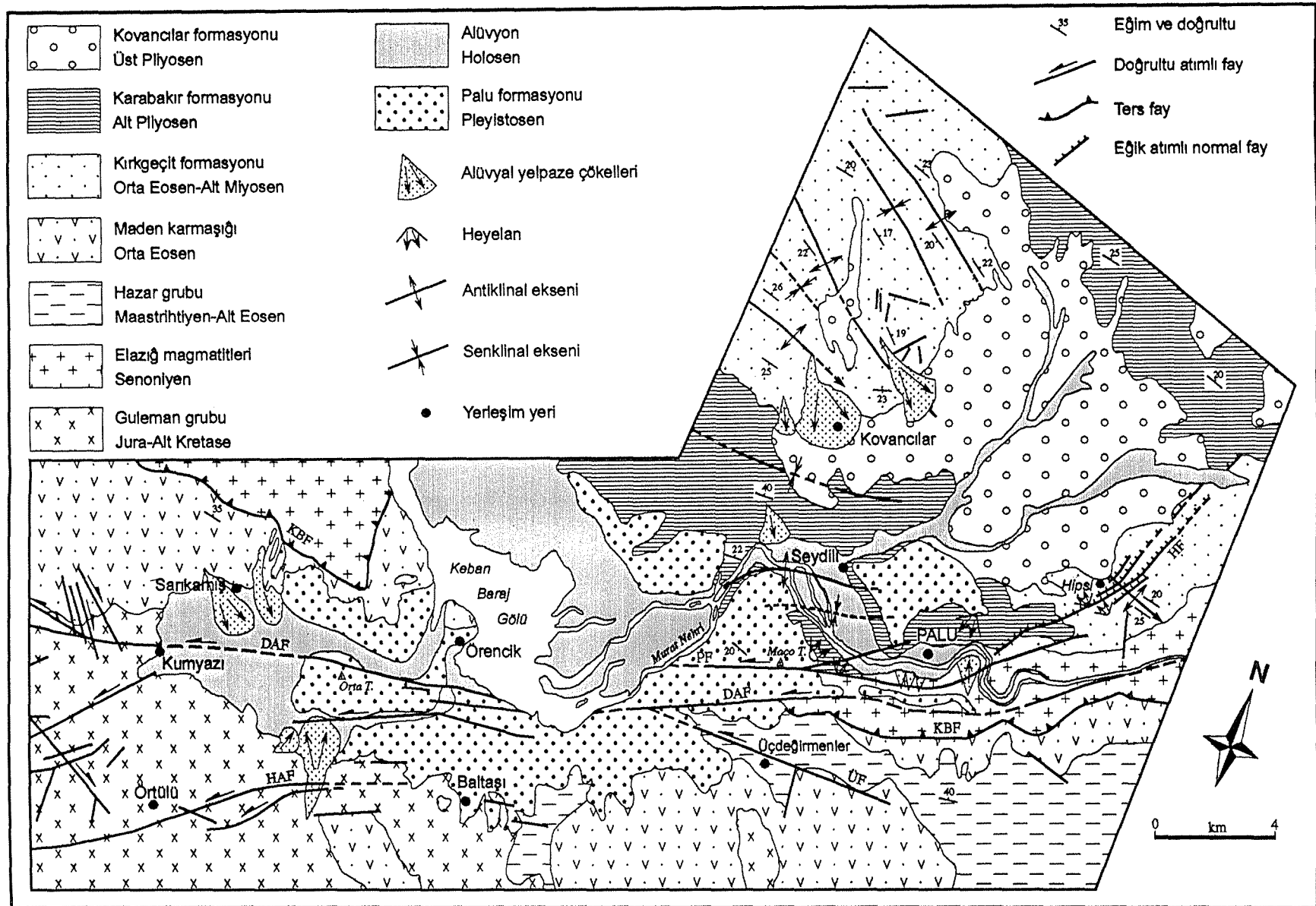
Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonları Türkiye'nin neotektonik çatısını oluşturan iki önemli yapısal unsurdur (Şekil 1). Bu yapılar, kuzeydeki Avrasya ve güneydeki Arabistan ve Afrika levhalarının Orta Miyosen'den bu yana süregelen kıtasal yaklaşmalarına bağlı olarak, Anadolu levhasının batıya hareketine neden olan kıta içi transform faylardır (McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985). DAFZ Doğu Akdeniz bölgesinin tektoniği içerisinde sismik etkinliği ve önemi nedeniyle dünyanın iyi bilinen doğrultu atımlı faylarından biridir. DAFZ yaklaşık 580 km uzunluğunda, birkaç m'den 20 km'ye ulaşan genişlikte birbirine paralel ve yarı paralel çok sayıda fay segmentlerinin oluşturduğu aktif sol yanal bir fay zonudur.

Çalışma alanında yaklaşık 40 km'lik bir kısmı görülebilen DAFZ ve yakın çevresinin 1/25 000 ölçekli Elazığ K43b₃, b₄, c₁, c₂, c₄, d₃, d₄ paftalarına yayılan 600 km²'lik kesimi üzerinde incelemeler yapılmıştır. Çalışma alanı ve çevresinde Sirel vd. (1975), Perinçek (1979), Hempton (1984, 1985), Sungurlu v.d. (1985), Çetindağ (1985), Tatar (1987), Türkmen (1988), Akay ve Herece (1992), Herece ve Akay (1992), Şaroğlu vd. (1992), Çelik (1994) ve Tonbul ve Özdemir (1994) stratigrafik, sedimentolojik, tektonik ve jeomorfolojik çalışmalar yapmışlardır.



Şekil 1: Türkiye ve yakın çevresinin ana neotektonik yapıları ve çalışma alanının konumu (Koçyiğit ve Beyhan, 1997'den sadeleştirilerek alınmıştır).

Bu çalışmanın amacı, KD-GB doğrultulu DAFZ'nun yapısal ve morfolojik özelliklerini ortaya koymaktır. Bu amaca yönelik olarak bölgenin 1/25 000 ölçekli jeolojik haritası (Şekil 2) ve buna paralel olarak da morfolojik haritaları (Şekil 4a ve b) hazırlanmıştır.



Şekil 2: Palu ve yakın çevresinde DAFZ'nun jeoloji haritası. DAF-Doğu Anadolu Fayı, KBF-Kömürhan Bindirme Fayı, HAF-Hazar Fayı, HF-Hipsi Fayı, ÜF-Üçdeğirmenler Fayı.

Jeolojik haritanın oluşturulmasında Çelik (1994)'den ve 1/35 000 ölçekli hava fotoğraflarından kısmen yararlanılmıştır.

LİTOLOJİ

DAFZ'da yüzeyleyen kayaçlar üç ana gruba ayrılarak incelenmiştir: (1) inceleme alanında temeli oluşturan paleotektonik döneme ait Alt Pliyosen öncesi kayaçlar, (2) neotektonik döneme ait Pliyosen ve Pleyistosen yaşlı kıtasal çökeller ve (3) Holosen alüvyal çökeller.

Temel

Çalışma alanında yüzeyleyen Alt Pliyosen öncesi kayaçlar temel kayaçlar olarak isimlendirilmiştir. Çalışma alanında temeli Jura-Alt Kretase yaşlı Gulemen Grubu oluşturmaktadır. İnceleme alanının güney-güneybatı kesimlerinde yüzeyleme veren birim

Y A B	BİRİM	KALIN (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
PLEYİSTOSEN	PALU FORMASYONU	140	AU	çakıl, kum ve kil konglomera ve kumtaşı
ÜST PLİYÖSEN	KONAKLAR FORMASYONU	180	AU	kireçtaşı silttaşı ve çamurtaşı konglomera
ALT PLİYÖSEN	KARABAKIR FORMASYONU	470	AU	kireçtaşı tüfit kilitaşı ara tabakalı kömürü mam bazalt konglomera ve kumtaşı tüfit
ORTA EÖSEN ALT MİYOSEN	KIRKGEÇİT FORMASYONU	550	AU	konglomera kireçtaşı kumlu kireçtaşı konglomera, kumtaşı mam
SENONİYEN	ELAZIĞ MAGMATİTLERİ		AU	bazaltik yastık lav bazalt ve andezit diyorit, gabro ve diyabaz
ORTA EÖSEN	MADEN KARMAŞIĞI	800	TC	kıvrımlanmış ve ters faylanmış volkano-sedimanter istif
MAASTRİTİH ALEÖSEN	HAZAR GRUBU	800	AU	kireçtaşı kumtaşı ve marn
JURA ALKRETA	GULEMAN GRUBU		AU	ultramafitler

Şekil 3: Palu çevresinde DAFZ'nun genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti. AU-Açılı uyumsuzluk, TC-Tektonik dokunak.

ultramafik kayaçlardan oluşmaktadır. Guleman Grubu üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Maastrihtiyen-Alt Eosen yaşlı Hazar Grubu çalışma alanının güneyinde yüzeylemektedir. Baltası köyünün doğusunda ve Palu güneyinde Maden Karmaşığı tarafından açılı uyumsuzlukla örtülen birim, alt düzeylerinde kumtaşı-marn ardalanmasından, üst düzeylerinde ise kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çalışma alanının güney ve batı kesimlerinde yüzeyleme veren Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı, tabanında Hazar Grubu üzerine açılı uyumsuzlukla gelirken, tavanında yer yer Elazığ Magmatitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Karmaşık, yoğun kıvrımlanmış ve ters faylanmış volkano-sedimanter bir istiften oluşmaktadır. Palu'nun güneyinde ve Örençik köyünün batısında yüzeyleyen Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri Maden Karmaşığı üzerine tektonik dokunakla gelirken, Palu'nun kuzeybatısında Kırkgeçit formas-

yonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Birim esas olarak diyorit, gabro, diyabaz, bazalt, andezit ve bazaltik yastık lavlardan oluşmaktadır. Palu'nun kuzeybatısında ve Kovancılar'ın kuzeyinde yüzeyleyen Orta Eosen-Alt Miyosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu Elazığ Magmatitleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelirken, tavanında neotektonik döneme ait birimler tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Formasyon esas olarak konglomera, kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı araldanmasından oluşmaktadır (Şekil 2 ve 3).

Neotektonik Döneme Ait Kayaç Birimleri

Neotektonik döneme ait kayaç birimlerini Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu, Üst Pliyosen yaşlı gölsel çökeller, Pleyistosen yaşlı Palu formasyonu ve güncel alüvyal çökeller oluşturmaktadır (Şekil 2 ve 3).

Karabakır Formasyonu: Çalışma alanında Palu ilçesinin batı ve kuzeyinde yüzeylemeler veren birim, Orta Eosen-Alt Miyosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelirken Üst Pliyosen yaşlı gölsel çökeller, Pleyistosen yaşlı Palu formasyonu ve güncel alüvyonlar tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Karabakır formasyonu çalışma alanında esas olarak konglomera, tüfit, kumtaşı, bazalt, kiltası, marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3). Ünay ve de Bruizn (1997), Elazığ ve Çaybağı çevrelerinde formasyondan derledikleri örneklerde saptadıkları memeli fosillerine dayanarak birime Alt Pliyosen yaşını vermişlerdir. Karabakır formasyonu litolojik özellikleri göz önüne alındığında kısmen akarsu, göl ve bataklık ortamlarında çökelmiştir.

Kovancılar Formasyonu: Çalışma alanında Palu kuzeyinde yüzeylemeler veren birim, tabanında Orta Eosen-Alt Miyosen yaşlı Kırkgeçit ve Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonları üzerine açılı uyumsuzlukla gelirken, tavanında güncel alüvyonlar tarafından yine açılı uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2 ve 3). Kovancılar havzasında yüzeyleyen formasyon, tabanında konglomeralardan üst kesimlerde ise siltaşı, çamurtaşı ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Konglomeraların kalınlığı Kovancılar havzasının güney kenarına doğru gidildikçe artmaktadır. Yapılan çalışmalar sonucunda birime yaş verebilecek herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Birimin yatay olması ve altındaki kıvrımlı Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelmesi nedeniyle, stratigrafik olarak Üst Pliyosen yaşlı olabileceği kabul edilmiştir. Bu çökeller gölsel ortamda çökelmiştir.

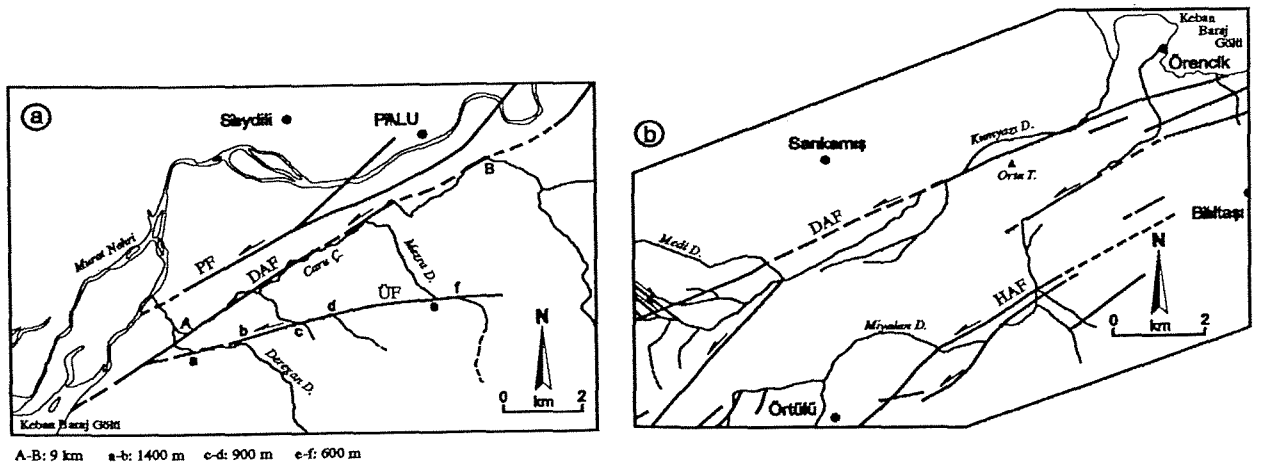
Palu Formasyonu: Palu formasyonu inceleme alanında Palu'nun kuzeybatısında, Seydili köyünün güneyinde, Baltaşı ve Örencik köyleri çevresinde yüzeylemeler vermektedir (Şekil 2). Tabanında kendisinden yaşlı birimler üzerine açılı uyumsuzlukla gelen birim, tavanında güncel alüvyonlar tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Murat Nehri'nin eski yatağına ait çökellerden oluşan formasyon, esas olarak konglomera, kumtaşı, siltaşı ve çamurtaşlarından

meydana gelmektedir. Formasyonu oluşturan çökeller genel olarak yatay konumlu olmakla birlikte, Seydili köyünün güneyinde 20°'ye varan eğimler kazandıkları da belirlenmiştir. Palu formasyonu içerisinde birime yaş verebilecek herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Birim Kovancılar havzasında Üst Pliyosen yaşlı göl çökelleri üzerinde yer almaktadır. Stratigrafik açıdan bu veri esas alınarak birimin Pleyistosen yaşlı olduğu sonucuna varılmıştır. Formasyon, Palu çevresinde ve Murat Nehri yatağı yakın çevresinde örgülü nehir ortamlarında, Orta Tepe ve yakın çevresinde alüvyon yelpazesi ortamlarında çökelmiştir.

Alüvyonlar: Yaygın olarak Murat Nehri yatağı ve çevresi ile Orta Tepe'nin batısında gözlenen alüvyonlar tutturulmamış çakıl, kum ve silt depolanmalarından oluşmaktadır (Şekil 2).

MORFOTEKTONİK ÖZELLİKLER

Çalışma alanının neotektonik haritalarına bakıldığında (Şekil 4a ve 4b), bölgenin en önemli drenaj sisteminin Murat Nehri, Caru Çayı ve Kumyazı Çayı olduğu görülmektedir. Palu ilçesinin yaklaşık 8 km kadar kuzeydoğusundan inceleme alanına giren Murat Nehri, Palu'nun 2 km batısına kadar KD-GB doğrultusunda uzandıktan sonra, bu noktadan itibaren KB-GD doğrultusuna dönerek 4.5 km daha uzanımına devam eder. Seydili köyü batısından itibaren yaklaşık K-G doğrultusunda 8 km kadar uzanan nehir, daha sonra Keban Baraj Gölü'ne kavuşur. Kuzeydoğudan inceleme alanına giren Murat Nehri yatağının ilk 4 km'lik ve Palu'nun yakın güneyinde nehir yatağının yaklaşık 3 km'lik bölümleri oldukça düz çizgisel bir vadi özelliğindedir. Bu iki alanda nehir yatağının gösterdiği çizgisellik ve Palu'nun güneyinde nehir yatağına dik olarak gelişen alüvyal yelpazeler, yelpazeler üzerindeki kuru derelerde gözlenen sol yanal ötelenmeler ve breşik zonlar, bu alanlarda nehir yatağının faylarla denetlendiğini göster-



Şekil 4: Çalışma alanının morfotektonik haritaları. a-Palu, b-Baltaşı çevresi. DAF-Doğu Anadolu Fayı, PF-Palu Fayı, ÜF-Üçdeğirmenler Fayı, HAF-Haar Fayı.

mektedir. Seydili'den itibaren yaklaşık 4 km'lik bir alanda Murat Nehri'nin Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu içerisinde gelişmiş kıvrımlara paralel bir akış sergilediği görülür.

Murat Nehri'nin yanısıra Caru, Sekrat ve Kumyazı çayları, Miyalan, Medi ve Mezra dereleri bölgenin ikinci derecede önemli drenaj sistemlerini oluşturmaktadır (Şekil 4). İnceleme alanına GD'dan giren Caru Çayı, başlangıçta güneyden kuzeye doğru akarken, Palu'nun 2 km güneybatısında aniden yön değiştirerek KD-GB doğrultusunda 9 km akışına devam ettikten sonra, Baltaşı Havzası'nın doğusunda yeniden K-G doğrultusuna dönerek Murat Nehri'ne kavuşur. Caru Çayı'nın 9 km'lik mesafede KD-GB doğrultusunda ve düz bir vadi oluşturacak şekilde akış göstermesi, fay tarafından kontrol edilmiş olabileceğini göstermektedir. Caru Çayı'nın güneyinde yer alan ve akış yönleri başlangıçta K-G olan Deregan, Değirmen ve Mezra dereleri sırasıyla 1400 m, 900 m ve 600 m'lik mesafelerde KD-GB doğrultusunda düz vadilerde akış göstermekte ve daha sonra yeniden K-G doğrultusuna dönerek Caru Çayı ile birleşirler. Derelerin doğrultularında meydana gelen bu değişikliğe sol yanal bir faylanma neden olmuştur. Miyalan ve Medi dereleri de faylanmaya bağlı düz vadilerde akış göstermektedir (Şekil 4).

Çalışma alanının kuzeyinde Kovancılar ve batısında Baltaşı havzaları çöküntü alanları olarak gözlenmektedir (Şekil 2). Kuzeyde yer alan ve K-G doğrultulu havza eksenine sahip olan Kovancılar Havzası, kıvrımlı Kırkgeçit ve Karabakır formasyonları üzerinde gelişmiş, uzunluğu yaklaşık 12 km, genişliği ise 8 km kadar olan bir çöküntü alanıdır. Havzanın doğu kenarı Hipsi fay takımı ile sınırlandırılmıştır. Bu alanda litolojik ve tektonik etkenlere bağlı olarak bir dizi heyelanın geliştiği gözlenmiştir. Kovancılar Havzası'nda depolanan Üst Pliyosen yaşlı Kovancılar formasyonuna ait çökellerin havza ortasına doğru incelen bir istif sunması, havzanın güney kenarının faylarla denetlenmiş olabileceğini göstermektedir.

Çalışma alanının batısında yer alan ve yaklaşık D-B doğrultulu havza eksenine sahip olan Baltaşı Havzası, temel kayaçları üzerinde gelişmiş 16 km uzunluğunda ve 6 km genişliğinde bir havzadır. Havzanın orta kesiminde yer alan 1018 m rakımındaki Orta Tepe kuzey ve güneyindeki alüvyon düzlükleri ile keskin bir morfolojik uyumsuzluk oluşturur. Kuzey yamacı fayla kontrol edilen sırtın bu yamacı daha fazla eğimlidir. Bu yamaçtan akan dereler 2.5-10 m arasında değişen oranlarda sol yanal olarak ötelenmiştir. Derelerdeki ötelenmeye neden olan fay boyunca, kademeli çok sayıda basınç sırtları ve bu sırtlar arasında gelişmiş oldukça küçük çöküntü alanları söz konusudur. Ayrıca fay üzerinde Pleyistosen ve güncel traverten oluşumlarına da rastlanmaktadır. Baltaşı Havzası güney kenarında Hazar fayı tarafından sınırlandırılmaktadır. Oldukça düz bir morfolojiye sahip olan güney kenar boyunca, özellikle Baltaşı köyünün doğusunda Pleyistosen ve güncel traverten oluşumları söz konusudur. Travertenler güneye doğru faylarla denetlenen basamaklı bir topoğrafyaya sahiptir. Ayrıca

Baltaşı köyünün batısında havzaya doğru açılan alüvyon yelpazeleri söz konusudur. Bu veriler havzanın güney kenarının tektonik bakımdan aktif olduğunu göstermektedir.

Palu çevresinde Pleyistosen yaşlı Palu formasyonunun çökeldiği alanlara bakıldığında kuzeyden güneye doğru; Murat Nehri'nin kuzeyinde Seydili Düzlüğü'nün 1000 m, Murat Nehri ile Caru Çayı arasındaki alanın 1070 m ve Caru Çayı'nın güneyindeki alanın ise 1100 m rakımında olduğu görülür. Bu alanda görülen 100 m'lik yükselti farkı, fay zonunun doğrultu atımının yanında normal bileşene de sahip olduğunu belgelemektedir.

YAPISAL ÖZELLİKLER

Kıvrımlı Yapılar: Çalışma alanında Orta Eosen-Alt Miyosen yaşlı Kırkgeçit ve Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonları içinde haritalanabilecek boyutta kıvrımlar söz konusudur (Şekil 2). Bunun yanında Maastrichtiyen-Alt Eosen yaşlı Hazar Grubu ve Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı içerisinde mikro kıvrımlar gelişmiştir. Bu kıvrımlardan Orta Eosen-Alt Miyosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu içerisinde gelişmiş olanlar Palu'nun kuzeydoğusunda ve Kovancılar'ın kuzeyinde yer almaktadır. Bu kıvrımlar yaklaşık D-B doğrultulu eksen uzunluğuna sahip simetrik antiklinal ve senklinallerden oluşmaktadır. Çalışma alanında 8-10 km'lik eksen uzunluğuna sahip olan bu kıvrımların eksen bölgeleri aşınmıştır. Kovancılar'ın güneyinde Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu içerisinde gelişmiş olan kıvrımlı yapılar asimetric antiklinal ve senklinallerden oluşmaktadır. Çalışma alanında 4-7 km'lik eksen uzunluğuna sahip olan kıvrımların kanat eğimleri yer yer 70°'ye çıkmaktadır. Eksen gidişleri yer yer DAFZ'na paralel olmakla birlikte, genel olarak fay zonu ile 10-15°'lik açılar yaptıkları söylenebilir.

Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ): Bilindiği gibi DAFZ Karlıova ile Antakya arasında KD-GB doğrultusunda uzanan sol yanal aktif bir faydır. Toplam 580 km'lik uzunluğa sahip olan fay zonunun inceleme alanında 40 km'lik bir kısmı görülebilmektedir. Çalışma alanında yapılan gözlemler, DAF'nın bu bölgede tek bir faydan ibaret olmayıp, birbirine az çok paralel fay segmentlerinin oluşturduğu bir zon ile karakterize edildiğini göstermektedir. 10 m-3 km arasında değişen genişliğe sahip olan bu zonda, çoğunlukla KD-GB doğrultusunda uzanan sol yanal, KB-GD doğrultulu sağ yanal nitelikli doğrultu atımlı faylar ve K-G doğrultulu normal faylar yer almaktadır. Fayların yapısal ve jeolojik özellikleri aşağıda tanımlanmaya çalışılmıştır.

Ana Fay (DAF): Çalışma alanının batısından inceleme alanına giren ve K60D doğrultusunda 40 km kadar izlenebilen ana fay, Kumyazı köyüne kadar Jura-Alt Kretase yaşlı Guleman ofiyolitik kayaçlarını kesmektedir. Kumyazı köyünden itibaren Kumyazı Deresi'nin alüvyonları içerisinde belirginliğini yitiren fay, Orta Tepe'nin 2 km batısından itibaren Pleyistosen yaşlı Palu formasyonu içerisinden geçmekte ve bu tepenin hemen kuzeyinde Palu formasyonu ile güncel alüvyonları karşı karşıya getirmektedir. Doğuya doğru uzanımına devam eden fay, Örencik

köyünün 2 km güneydoğusunda Keban Baraj Gölü'ne ulaşır. Doğuda baraj gölünün bitim noktasında Palu formasyonu içerisinde yeniden izlenmeye başlayan fay, Caru Çayı vadisini denetlemekte ve bu alanda yaklaşık 9 km izlenmektedir. Caru Çayı vadisinden yaklaşık 10°'lik kuzeye doğru bir doğrultu değişikliği ile çıkan fay, kuzeydoğuya doğru bu alandan itibaren Murat Nehri yatağını denetleyerek ve Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri'ni keserek çalışma alanını terk eder (Şekil 2 ve 4a). Kumyazı ve Caru çaylarını denetleyen ana fay, Caru Çayı'nda 9 km'lik sol yanal ötelenmeye ve Orta Tepe'nin kuzey yamacında gelişen kuru derelerde 2.5-10 m ve arasında değişen oranlarda sol yanal ötelenmelere neden olmuştur (Şekil 4a). Ana fay boyunca Orta Tepe'nin kuzeyinde travertenlere, basınç sırtlarına ve kaynaklara rastlanmaktadır.

Palu Fayı: Maço Tepe'nin yaklaşık 3 km kadar batısından başlayan ve K70D doğrultusunda ana faya paralel olarak uzanan sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Çalışma alanında toplam 12.5 km'lik bir uzunluğa sahip olan fay, batı ucunda Palu formasyonunu keserken, Maço Tepe'nin 1.5 km kuzeydoğusunda Elazığ Magmatitleri ile Karabakır formasyonunun dokunağını oluşturmaktadır. Bu alandan itibaren doğuya doğru Elazığ Magmatitleri içerisinde gelişmiş olan fay, Palu güneyinden itibaren kuzeye doğru yaklaşık 20° dönerek doğrultu değiştirmektedir. Fay kuzeydoğu uç kısmında Elazığ Magmatitleri, Kırkgeçit ve Karabakır formasyonlarının dokunaklarını kontrol ederek, kuzeydoğuya doğru Kırkgeçit formasyonu içerisinde sönümlenir (Şekil 2 ve 4a). Palu fayının doğrultusu boyunca Elazığ Magmatitleri'ne ait bazaltik ve andezitik kayalarda yoğun breşleşmeler göze çarpmaktadır. Fayın güneyindeki bloktan Murat Nehir yatağına doğru çok sayıda alüvyon yelpazesi gelişmiştir. Bu yelpazeler Palu'nun 2 km güney ve doğusunda net olarak izlenebilmektedir. Fay, alüvyon yelpazeleri üzerindeki kuru derelerde 30-40 m ile 600 m arasında değişen oranlarda sol yanal ötelenmelere neden olmuştur. Maço Tepe'nin 2 km doğusunda Palu fayı ile birleşen ve çalışma alanında K50D doğrultusunda 4 km kadar izlenebilen bir fay yer almaktadır. Bu fay güney ucunda, Palu fayı ile birleştiği alanda Karabakır formasyonu içerisinde heyelanlara neden olurken, kuzey ucunda Palu formasyonunu keserek, yaklaşık 50 m'lik düşey atıma neden olmuştur.

Hazar Fayı: Besni ile Palu arasında yaklaşık 210 km'lik uzanıma sahip olan Hazar fayı, Perinçek (1987) tarafından Adıyaman fay zonu olarak adlandırılmıştır. Güneybatıdan inceleme alanına giren fay, K60D doğrultusunda 9 km'lik bir uzunluğa sahiptir. Baltaş köyünün batı ve doğusunda birbirine paralel küçük faylarla karakterize edilen bir zon şeklindedir (Şekil 2 ve 4b). Fay, batı kısmında Guleman Grubu içerisinde çizgisel vadilerle morfolojik olarak belirgindir. Doğu uç kısmında ise Hazar Grubu ve Pleyistosen yaşlı travertenleri kesmektedir. Baltaş Havzası'nı güneyden sınırlayan Hazar fayı, Miyalan Deresi'nde sol yanal ötelenmelere neden olmakla birlikte, travertenlerde 30-50 m arasında değişen düşey atımlara da neden olmuştur

(Şekil 4b). Ayrıca, fayın doğrultusu boyunca çok sayıda sıcak ve soğuk su kaynaklarına da rastlanmaktadır. Baltaşı köyünün batısında görülen alüvyon yelpazeleri, traverten oluşukları ve sıcak-soğuk su kaynaklarının varlığı, Hazar fayının günümüzde de aktif olduğuna işaret eder.

Hipsi Fayı: Çalışma alanında Palu'nun yaklaşık 2.5 km kuzeydoğusundan başlayıp 9 km kadar K-G doğrultusunda uzanan eğik atımlı bir faydır. Fay, güney ucunda Kırkgeçit ve Karabakır formasyonları arasındaki dokunağı oluştururken, kuzey kısmında Kırkgeçit formasyonunu kesmektedir. Yapılan incelemeler fayın tek bir faydan ibaret olmayıp, birbirine az çok paralel irili-ufaklı bir dizi faydan meydana geldiğini göstermiştir. Duruşu K30D, 45KB olarak ölçülen fay üzerinde Hipsi köyünün güneyinde gelişmiş heyelanlar göze çarpmaktadır (Şekil 2). Kovancılar Havzası doğu kenarında Hipsi fayına bağlı olarak gelişen bir çöküntü alanıdır.

Üçdeğirmenler Fayı: Üçdeğirmenler köyünden geçen ve D-B doğrultusunda 8 km kadar izlenebilen sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Doğuda Hazar Grubu ile Maden Karmaşığı arasındaki dokunağı denetleyen fay, batıya doğru Hazar Grubu içerisinden geçtikten sonra batı ucunda Pleyistosen yaşlı Palu formasyonunu keserek ana fay ile birleşir. Ana fay ile 25°'lik açı yapan fay Deregan Deresi'nde 1400 m, Değirmen Deresi'nde 900 m ve Mezra Deresi'nde 600 m'lik ötelenmelere neden olmuştur (Şekil 2 ve 4a).

Kömürhan Bindirme Fayı: Turan (1993) tarafından adlandırılan ve yaklaşık 100 km'lik bir uzunluğa sahip olan fayın, inceleme alanında 25 km'lik bir kısmı izlenebilmektedir. Paleotektonik döneme ait olan fay boyunca, Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı üzerine kuzeyden güneye doğru itilmiştir. D-B doğrultulu ve kuzeye eğimli Kömürhan bindirme fayı, DAF tarafından yaklaşık 10 km sol yanal ötelenmiştir (Şekil 2).

Doğu Anadolu Fayının Yaşı ve Toplam Atımı

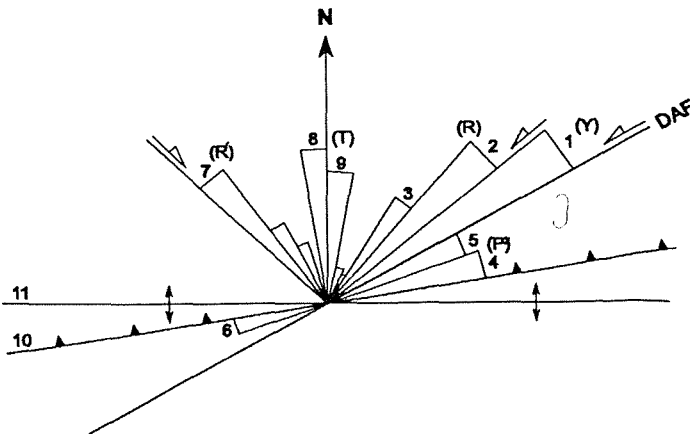
Kıvrımlı yapılar bölümünde de belirtildiği gibi, çalışma alanında Orta Eosen-Alt Miyosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu içerisinde gelişmiş olan kıvrımların eksen doğrultuları yaklaşık D-B iken, Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu içerisinde gelişmiş olanların genel olarak fay zonu ile 10-15°'lik açılar yaptıkları ve yer yer de fay zonuna paralel oldukları vurgulanmıştır. Bu kıvrımlardan D-B doğrultulu olanlar Orta Miyosen'den itibaren Doğu-Güneydoğu Anadolu bölgesinde egemen olan K-G doğrultulu sıkışma rejiminin ürünleri, Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu içerisinde gelişen ve fay zonu ile küçük açılar yapan kıvrımların ise geç Pliyosen'de DAFZ tarafından oluşturulan kademeli kıvrımlar olduğu söylenebilir. Ayrıca Kovancılar Havzası'nda Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu üzerine açılı diskordansla gelen ve Üst Pliyosen yaşlı kabul edilen görsel çökeller bu dönemdeki tektonik hareketlere bağlı olarak açılan Kovancılar Havzası'da çökelmeye başlamışlardır. Çökellerin kalınlığı havza merkezinden doğuya doğru artmaktadır. Bu çökeller Pleyistosen yaşlı Palu formasyonu tarafından açılı

uyumsuzlukla örtülmektedir. Palu formasyonu kökensel olarak tektonizmanın denetiminde gelişmiş alüvyal yelpaze ve örgülü nehir ortamlarında çökelmiştir. Ayrıca bu birimler yer yer DAFZ içerisindeki fay segmentleri tarafından kesilmektedir. Bu veriler DAFZ'nun geç Pliyosen'de aktivitesini kazandığını ve Pleyistosen'de gençleştiğini göstermektedir.

Yaklaşık 580 km'lik bir uzunluğa sahip olan DAFZ'nun değişik kesimlerinde çalışan araştırmacılar, fay zonunun toplam atımı ile ilgili olarak farklı görüşler ileri sürmektedirler. Bunlardan Arpat (1971) 22 km, Seymen ve Aydın (1972) 15 km, Arpat ve Şaroğlu (1975) 15 km, Erdoğan (1975) ve Perinçek vd. (1987) 17-20 km, Hempton (1985) 21 km, Herece ve Akay (1992) 10 km, Şaroğlu vd. (1992) 20-25 km, Turan (1993) 10-13 km ve Tonbul ve Özdemir (1994) 11 km örnek olarak verilebilir. Çalışma alanında üzerinde bulunduğu DAFZ'nun Palu-Aydın segmenti üzerinde yapılan incelemeler yaklaşık 10 km'lik sol yanal bir atımın varlığına işaret etmektedir. Bu veri Kömürhan bindirme fayında 10 km ve Caru Çayı'nda meydana gelen 9 km'lik sol yanal ötelenmelerden elde edilen sonuçtur.

Mekanik Yorum

Yukarıda anlatılan büyük ölçekteki yapıların yanısıra, çalışma alanında yüzeyleyen kayalık birimlerinden çok sayıda ve küçük ölçekte normal ve doğrultu atımlı faylar ile açılma çatlaklarının varlığı saptanmış ve bunların duruşları ölçülmüştür. Büyük ve küçük ölçekli yapıların doğrultularına göre hazırlanmış olan gül diyagramı Şekil 5'de verilmiştir. Şekil 5, tipik bir doğrultu atımlı fay zonunda görülmesi gereken yapıları yansıtmaktadır. Burada verilen doğrultu atımlı fay tanımları Wilcox ve diğ. (1973), Riedel tanımları ise Tchalenko ve Ambraseys (1970)'den yararlanılarak yapılmıştır. Şekil 6'da görüldüğü gibi Y ana faya (Y-shear); R sentetik doğrultu atımlı faylara (Riedel shear); R antitetik doğrultu atımlı faylara (conjugated Riedel shear); P ikincil sentetik faylara (P shear); B bindirme faylarına (thrust fault); T açılma çatlakları ve normal faylara (tension fractures) ve F kıvrım eksenlerine (fold axis) karşılık gelmektedir. Bu verilere göre tektonik unsurların oluşmasına neden olan egemen sıkışma K-G doğrultusunda gelişmiştir.



Şekil 5: DAFZ'nun fay segmentleri, çatlak ve kıvrım eksenleri doğrultularından yararlanılarak hazırlanan gül diyagramı. DAF-Doğu Anadolu Fayı (1-Y shear), 2,3-Sentetik Riedel shear (R), 4,5,6-P shear, 7-Antitetik Riedel shear (R), 8,9-Normal faylar ve tansiyon kırıkları (T), 10-Kömürhan bindirme fayı, 11-Kıvrım eksenini.

Sonuç

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar aşağıda maddeler halinde kısaca özetlenmeye çalışılmıştır:

- 1.DAFZ çalışma alanında tek bir faydan ibaret olmayıp, birbirine az çok paralel fay segmentlerinin oluşturduğu bir zon ile karakterize edilmektedir. Fay zonunun genişliği birkaç metre ile 3 km arasında değişmektedir.
- 2.Çalışma alanından elde edilen veriler DAFZ'nun toplam sol yanal atımının yaklaşık 10 km, düşey atımının 100 m olduğunu göstermiştir.
- 3.DAFZ'nun geç Pliyosen'de aktivitesini kazandığı ve Pleyistosen'de gençleştiği belirlenmiştir.
- 4.Kovancılar Havzası doğu kenarında DAFZ ile yaklaşık 30°'lik açı yapan Hipsi fayına bağlı olarak açılan bir havzadır. Baltaşı Havzası ise, kuzeyde DAFZ içerisinde bulunan fay segmentleri ve güneyde Hazar fayı tarafından denetlenen bir havzadır.
- 5.Fay zonunda görülen tektonik unsurların yaklaşık K-G doğrultulu sıkışma gerilmesi ile oluştuğu belirlenmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E. ve Herece, E.,1992. Orta Doğu Toroslar'da volkanitsiz Eosen ve volkanitli Eosen çökellerinin ilişkileri ve olasılı bir transform fay. Türkiye 9.Petrol Kongresi Bildirileri, 17-21 Şubat 1992, Ankara, 351-360.
- Arpat, E.,1971. 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi-Ön rapor. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi Kütüphanesi, Ankara.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F.,1975. Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. Türkiye Jeoloji Bülteni, 18 (1), 91-101.
- Çelik, H.,1994. Kovancılar (Elazığ) yakın kuzey ve batısındaki alanın jeolojik özellikleri. Yüksek lisans tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 76 s.
- Çetindağ, B.,1985. Palu-Kovancılar (Elazığ) dolayının hidrojeoloji incelemesi. Yüksek lisans tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 117 s.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C.,1979. Aegean and surroundings regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin. 90, 84-92.
- Erdoğan, T.,1975. VI. Bölge Gölbaşı dolayının jeolojisi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu 917, Ankara.
- Hempton, M.R.,1984. Results of detailed mapping near Lake Hazar (Eastern Taurus Mountains). In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (Eds.), Proceedings of International Symposium on The Geology of The Taurus Belt, 26-29 September 1983, Ankara, pp. 229-235.
- Hempton, M.R.,1985. Structural and deformation history of the Bitlis Suture near Lake Hazar, Southeastern Turkey. Geological Society of America Bulletin. 96, 233-243.
- Herece, E. ve Akay, E.,1992. Karlıova-Çelikhan arasında Doğu Anadolu fayı. Türkiye 9.Petrol Kongresi Bildirileri, 17-21 Şubat 1992, Ankara, 361-372.
- Koçyiğit, A. ve Beyhan, A.,1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. Tectonophysics, 284, 317-336.
- McKenzie, D.P.,1972. Active tectonics of the Mediterranean regions. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society. 30, 109-185.
- Perinçek, D.,1979. Palu-Karabegam-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor No:1361.
- Perinçek, D., Günay, K. ve Kozlu, H.,1987. Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesindeki yanal atımlı faylar ile ilgili yeni gözlemler. Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildirileri, Ankara.
- Seymen, İ. ve Aydın, A.,1972. Bingöl deprem fayı ve bunun Kuzey Anadolu fayı ile ilişkisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 79.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H.,1985. Elazığ-Hazar-Palu alanının jeolojisi. Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 29, 83-191.

- Sirel, E., Metin, S. ve Sözeri, B.,1975. Palu (KD Elazığ) denizel Oligosen'in stratigrafisi ve mikropaleontolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 18 (2), 175-180.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ.,1992. The East Anatolian fault zone of Turkey. Annales Tectonicae, Special Issue, 6, 99-125.
- Şengör, A.M.C.,1979. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. Journal of Geological Society, London, 13, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F.,1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick (Eds.), Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37, 227-264.
- Tatar, Y.,1987. Elazığ bölgesinin tektonik yapıları ve Landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 14, 295-308.
- Tchalenko, J.S. ve Ambraseys, N.N.,1970. Structural analysis of the Hast-e Beyaz (Iran) earthquake fractures. Geological Society of America Bulletin, 81, 41-60.
- Tonbul, S. ve Özdemir, M.A.,1994. Doğu Anadolu fayının tektonik özelliklerinin Palu civarında (Elazığ doğusu) jeomorfolojik ölçütlerle belirlenmesi. Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, 6 (1-2), 267-273.
- Turan, M.,1993. Elazığ yakın civarındaki bazı önemli tektonik yapılar ve bunların bölgenin jeolojik evrimindeki yeri. 2-5 Eylül 1991 Suat Erk Jeoloji Simpozyumu Bildirileri, Ankara, 193-204.
- Türkmen, İ., 1988, Palu-Çaybağı (Elazığ doğusu) yöresinin sedimantolojik özellikleri. Yüksek lisans tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 79 s.
- Ünay, E. ve Bruizn, H.,1997. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste geoweten schappen, TNO, 60 (in pres).
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. ve Seely, D.R.,1973. Basic wrench tectonics. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57, 74-96.

Marmara Denizi Orta Sırtlarının Kinematığı

Kinematics of the Marmara Sea Central Ridges

Aykut Barka*, **, Thomas Rockwell*** ve Caner İmren****

*İTÜ, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Ayazağa, 80626 İstanbul, Türkiye

** TÜBİTAK, MAM, Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü, Gebze, İstanbul, Türkiye

*** Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, CA 92182

**** İTÜ, Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü, Ayazağa 80626, İstanbul

Öz

Kuzey Anadolu fayı'nın kuzey kolu, İzmit Körfezi segmentleri ile Gaziköy-Gelibolu segmentleri, Marmara'nın kuzey yarısını oluşturan basenleri içine alan bir büyük pull-apart yapı meydana getirmektedir. Bu pull-part yapı üç basen ve bu basenleri birbirinden ayıran iki sırttan oluşmaktadır. Bu bölgede var olan GPS ölçümleri hareket vektörlerinin Marmara Denizi orta kesimlerinde yaklaşık D-B ve Biga yarımadasında da GB'ya döndüğünü göstermektedir. Bu çalışmada bu hareket vektörleri ve Kuzey kolun Marmara Denizindeki fay geometrileri kullanılarak iki boyutlu sınırlı elemanlar (boundary element) metodu ile modellenmiştir. Modelleme sonuçları bize Marmara Denizi içi sırtları boyunca uzanan faylar olmadığı takdirde bu günkü yapının elde edilmesinin mümkün olmayacağı, bu sırtların transtensional özellikte olduğunu ve bu segmentler üzerindeki doğrultu atım bileşeninin master faylara göre çok az olduğu elde edilmiştir. Kinematik olarak bakıldığında da sırtların doğrultusunun herne kadar vektörlere sıkışma meydana getirecek şekilde açılı olmalarına rağmen bu alanın ikincil pull-apart çekme alanına karşılık gelmesi sebebiyle modellemenin de ortaya koyduğu gibi bu sırtlar veya bu sırtları meydana getiren fayların transtensional olduğu sonucuna varılmıştır. Ayrıca, her iki sırtın doğrultusunun master faylara paralel olmaması bu sırtların zaman içinde pull-part alanında saatin tersi yönünde enaz 20° döndüğünü göstermektedir. Bu dönme miktarı özellikle batı sırta 25° olup modelleme sonuçları bu sırtın sağ-yanal hareketten sol-yanal harekete dönüşebileceği kritik bir açıda olduğunu göstermektedir.

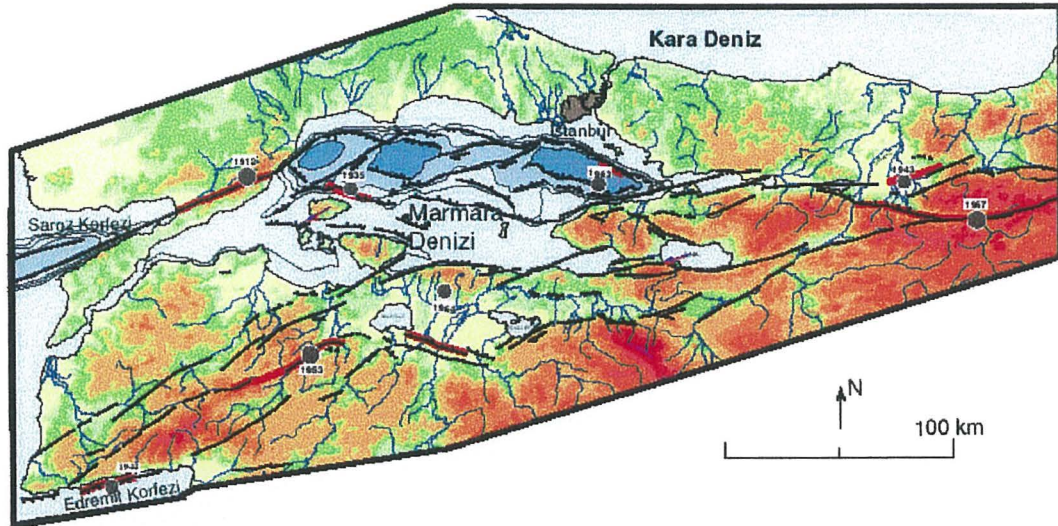
Abstract

The northern strand of the North Anatolian fault forms a large pull-apart structure between Gulf of İzmit and Gaziköy segments, which constitute the northern half of the Sea of Marmara. This structure consists of three basins and two ridges which separates the basins. The directions of the GPS vectors in the central Marmara Sea is approximately E-W while vectors turns SW in Western Marmara Sea. In this study, we model the pull-apart by using GPS vectors and fault geometry forming the pull-apart, by using two dimensional boundary element method. Our results shows that without ridge parallel faults it is impossible to obtain the present day structures and these NE-SW trending faults have transtensional nature with small strike-slip components relative master segments. Even the direction of the ridges or faults bounding the ridges are oblique to GPS vectors that one may expect compression on them, however, kinematically since the central Marmara basins occur within the secondary stretching area within the pull-apart or between the master faults, the transtensional nature obtained from the modelling is considered to be consistent with this hypothesis. Moreover, at least 20° angular differences between master faults and ridges gives rise to that ridges within the pull-apart area have been rotated anticlockwise. This rotation is about 25° on the western ridge and modelling suggest that this ridge within the threshold of changing the sense of motion from right to left lateral.

Giriş

Marmara Denizi içinde Kuzey Anadolu fayının ne gibi bir geometrisi olduğu ve kinematığı hakkında farklı görüşler ortaya atılmıştır. Bu görüşlerden 1988 yılında Barka ve Kadinsky-Cade (1988) tarafından batimetri, deniziçi sismik profillerin analiz ve çevre fayların geometrilerine dayanarak ortaya konulan pull-apart modeli eleştirilmiştir. Bu makalede, Marmara Denizi içi ve yakınındaki fayların geometrisi ve kinematığını belirlemek için iki boyutlu sınırlı elemanlar metodu ile modellenmiştir. Bu modelleme sırasında Marmara Denizindeki çukurlukların hangi faylara uygun olarak geliştiği veya başka bir deyişle bu morfolojiyi hangi doğrultuda ve uzunluktaki fayların oluşturabileceği irdelenmiştir.

Marmara Denizinin kuzey yarısında yer alan yaklaşık 1200 m derinlikteki üç çukurluk, Kuzey Anadolu fayının kuzey kolunun İzmit körfezi ve Gaziköy-Gelibolu segmentleri arasında büyük bir pull-apart'ın yapının parçaları olarak açılmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu çukurluklar birbirlerinden iki KD-GB uzanımlı sırtla ayrılmaktadır. Bunlar Orta Marmara sırtı ve Batı Marmara sırtı olarak adlandırılmıştır. Bu sırtların derinlikleri 450-700 m arasında değişmektedir. Hernekadar Marmara



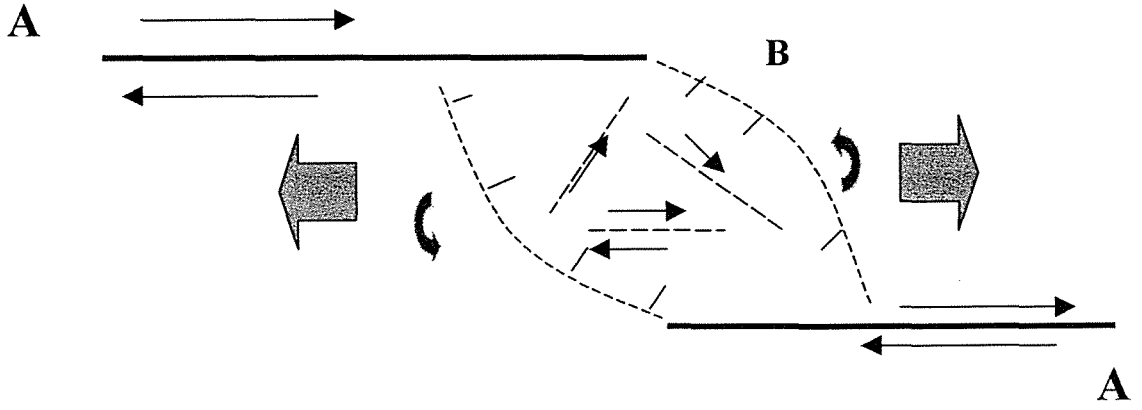
Şekil 1. Marmara Denizi ve çevresinde Kuzey Anadolu fayının kollarının ve bu kollardaki fay segmentlerinin dağılımı gösterilmektedir (Barka-Kadinsky-Cade 1988 den alınmıştır).

Denizi içinde son 30 yıldır birçok farklı Petrol şirketi ve araştırma kuruluşu tarafından sismik profiller yapılmış ise bu sırtların kinematığı ve bu açılma içindeki önemleri iyi anlaşılmamıştır. Bunun üç nedeni vardır; bunlardan birincisi sismik profillerin hepsinin Marmara Denizi içindeki yapıları göz önüne almadan D-B ve K-G yapılmış olması, yani profillerin yapıları dik ve paralel kesmemesi, ikincisi de detay batimetrik veri (1-2 m bazında) olmaması ve üçüncüsü ise elde bir model olmadan sismik profilleri değerlendirmekten kaynaklanmaktadır. Bu çalışmada, Bu sırtların kinematığının ve Marmara denizinin oluşumunun anlaşılması için, Kuzey Anadolu fayının kuzey kolunun İzmit körfezi ve Gelibolu arasında kalan segmentleri boundary

element ile modellenmiştir. Bu modelleme sırasında GPS verilerinden yararlanılmıştır (Straub ve Kahle, 1995).

Pull-apart Basenlerin kinematığı

Doğrultu atımlı faylar üzerinde sıkça görülen pull-apart basenlerin son 30 yıldır üzerinde çok çalışılan konulardan. Bu çalışmalarda bu yapıların iç kinematik özellikleri sedimantasyonları, büyüklük/atım ve derinlikleri hakkında önemli sonuçlar elde edilmiştir. Şekil 2’ de bir sağ-yanal pull-apart alanda beklenen yapılar ve ilgili rotasyonun yönü gösterilmektedir. Bu şekilden anlaşılacağı gibi bu alanda



Şekil 2. Bir pull-apart yapı içinde gelişebilecek faylar ve ilgili yönleri gösterilmektedir. Büyük oklar gerime doğrultularını siyah oklar saatin tersine döme hareketini göstermektedir.

master faylara paralel ikincil genişleme meydana gelmekte olup aynı anda master faylara paralel faylar, ikincil konjuget doğrultu atımlı faylar ve master faylara dik veya yüksek açılı normal faylar meydana gelmektedir. Master fayların oluşturduğu basamağın uç uca birleşen veya uçları birbirinden ayrı veya uçları birbirleri ile örtüşen olması bu alanda meydana gelen fayların ana yapı içindeki açıların değişmesine sebep olmaktadır. Bununla beraber yapılar genelde birbirine benzerdir. Bunun yanısıra pull-apart alanlarının master faylar arasında rotasyonal hareketler yaptığıda paleomagnetik verilerle ışığında ileri. Bütün daha önceki çalışmalarda ve modellemelerde genelde hep tek pull-apart yapı ele alınıp incelenmiştir. Bu çalışmada çok daha kompleks olan Marmara Denizinde gözlenen üç ayrı çukurluktan oluşan yapı modellenmiştir.

Marmara Denzinin kuzey yarısının Sınırlı Eleman (Boundary Element) Modellemesi

Sınırlı elemanlar iki boyutlu elastik modelleme olup Bilham ve King (1989) tarafından fay geometrisi ve kinematik ilişkilerin anlaşılması ve bu yapılarla ilgili morfolojik dağılımlarının elde edilmesinde çok yararlı sonuçlar vermiş “Macintosh “ yazılımıdır. Bu modellemede fay geometrisi, kayma vektörü yönü ve sınırlardaki yer değiştirme miktarları verildiği takdirde, bu faylarlar ile ilgili doğrultu atım miktarları ve stres dağılımları elde edilmektedir. Stres dağılımları sıkışan ve genişleyen alanlar

dağılımı olarak ifade edilmekte olup jeomorfolojik olarak alçalan ve yükselen alanlara karşılık gelmektedir. Bütün bu bilgiler ve faylar üzerindeki kinematik dağılımlar birçok tektonik yapının daha iyi anlaşılması açısından son derece önemlidir.

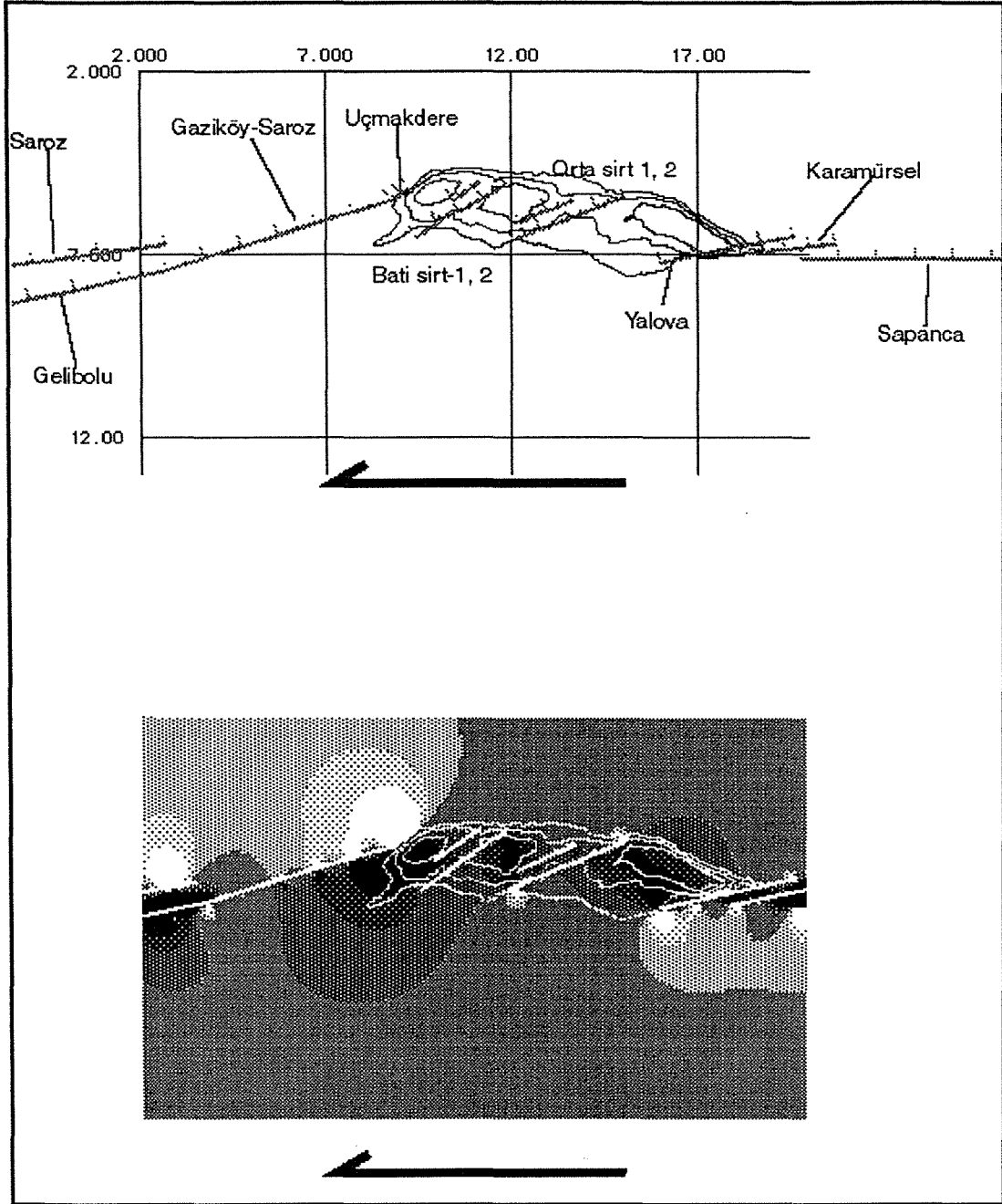
Şekil 3a'da Kuzey Anadolu fayının kuzey kolunun İzmit körfezi ve Saroz Körfezi arasında kalan kısmın segmentleri ve Marmara Denizi içi 200, 500 ve 1000 m batimetrisi gösterilmektedir. Bu modelde kullanılan kayma vektörü GPS ölçümlerin bu alan için ortalaması alınmıştır. Şekil 3b de ise modelleme sonucunda elde edilen stres dağılımları göstermektedir. Bu şekilde gösterilen siyah alanlar genişleyen alanları yani basenleri ve beyaz alanlar ise sıkışan yani yükselen alanları ifade etmektedir. Sırtlar birbirine paralel iki fayla sınırlanmıştır.

Modelleme sonuçları ile Marmara Denizi kuzey kısmının morfolojisi karşılaştırıldığında Ganos Korudağ ve Armutlu yarımadası yükselimleri (beyaz alanlar) ve İzmit ve Saroz körfezleri açıkça görülmektedir. Deniz içinde ise derin basenler ve daha az derin sırtlar geometrik olarak gerçeğe çok yakın bir şekilde elde edilmiştir. Bu modelden yine açıkça görüldüğü gibi İzmit körfezi ile Ganos arasında kısım tamamen genişleme rejimi hakimdir. Sadece iki local yükselim orta sırtta gözlenmektedir. Başka bir deyişle, Marmara denizi içindeki faylar üzerine herhangi bir sıkışma görülmemekte olup geniş bir alana yayılan bir genişleme hakimdir. Modelleme sonuçları batı sırtın biraz daha dönmesi halinde doğrultu-atımın sağ-yanaldan sol yanala geçeceğini göstermektedir. Buda batı sırtın ana (master) faylarla oblik olması göz önüne alınırsa herhangi bir anomali teşkil etmemektedir. Şekil 4 te ise, bu segmentler üzerindeki doğrultu atım oranları gösterilmektedir buna göre orta sırttaki doğrultu atım miktarı master faylara göre çok daha az olduğu fakat buna karşılık normal bileşeni yüksek olduğu ortaya çıkmaktadır. Buda bize sırtların transtansiyonel özellikte olduğunu göstermektedir. Özetle, elde edilen bu model tek çözümlü olup basenler arasında yer alan sırtların ancak bu sırtlara paralel KD-GB uzanımlı iki fayla sınırlandırıldığında Marmara denizinin kuzey yarısına benzer üç basenli iki sırtlı bir morfolojik dağılım elde edilebilmektedir.

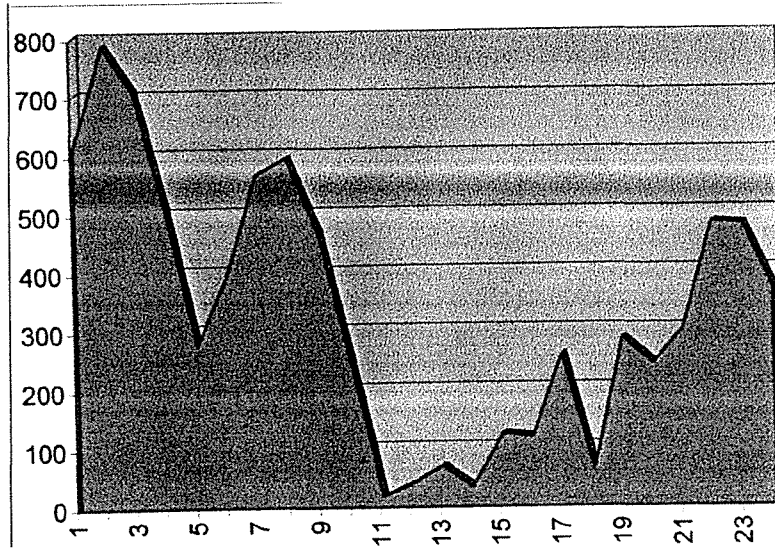
Şekil 5 ise Marmara Denizini geçen tek fay ve kuzeyden ve güneyden sınırlaya iki fay modelleri ve sonuçları gösterilmektedir. Bu sonuçlara bakıldığında bu stres veya morfolojik şekillerin bu yörenin günümüzdeki yüzey şekilleri ile uyummadığı anlaşılmaktadır. Bu iki modelde yukarıda gösterilen modelin doğruluğunu göstermektedir.

Tartışma ve sonuçlar

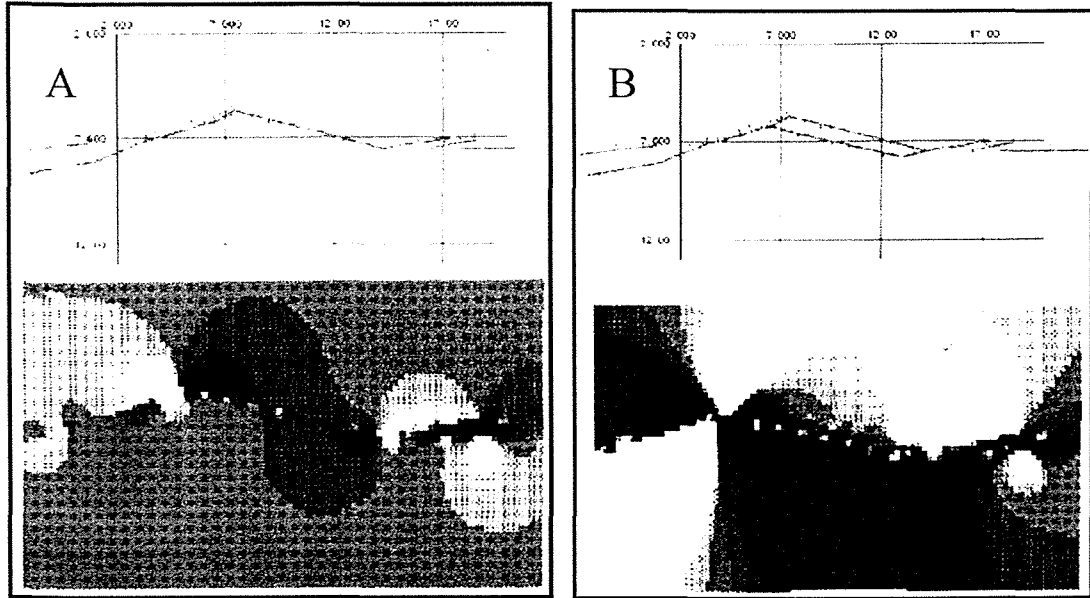
Marmara denizi içinde yapılmış olan sığ ve derin sismik profillerle yukarıda elde edilen model sonuçları karşılaştırıldığında birbirleri ile uyum içinde oldukları anlaşılmaktadır. D-B uzanan sığ sismik profil (Ergün ve Özel, 1995) sırt basen ilişkisi hakkında bilgi vermektedir (Şekil 5). Bu profilde batı sırt dar orta sırt ise geniş olarak görülmekte olup fay basen ilişkileri alttaki şekilde yorumlanmıştır. Şekil 6 ise orta sırt boyunca alınan derin sismik profilde (Çetin vd., 1998) yine negatif bir çiçek yapısı gözlenmektedir. Bazı düzensiz tabakalar veya kıvrımlı yapı aynı yapı içinde gelişmektedir. Şekil 7 ise orta basen içinden alınmış sığ profil kenarları oldukça dik



Şekil 3. A. Kuzey Anadolu fayının kuzey kolunun İzmit körfezi ile Saroz körfezi arasında kalan kısmının sınırlı elemanlarla modellenmesi sonucu gerçek deniz içi ve kara morfolojik yapısına en uygun fay modeli gösterilmektedir. B. Bu fay modeline gösterilen vektör yönünde bir yer değiştirme uygulandığı takdirde elde edilen alçalan (siyah kısımlar) ve yükselen (beyaz kısımlar) alanların dağılımı gösterilmektedir. Bu şekilde görüldüğü gibi doğuda Armutlu yarımadası, ve İzmit körfezi ve orta kesimde 3 basen ve bunları ayıran daha sığ iki sirt ve batıda Ganos yükselimi ve Saros baseni belirgin olarak elde edilmiştir. Beyaz çizgiler batimetrik eşderinlikleri göstermektedir. Bu model bize sirtlarda KD-GB uzanımlı faylar olduğu takdirde bu deniz içi yapısının oluşacağını göstermektedir.



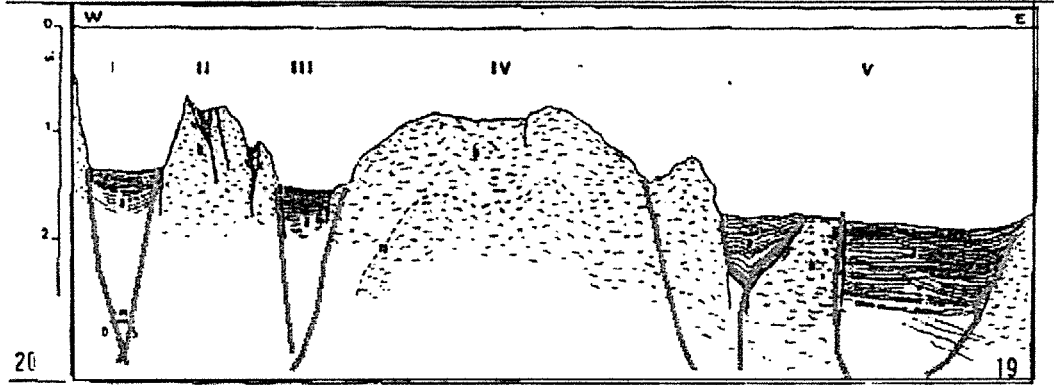
Şekil 4. Şekil 3'te elde edilen model üzerinde fay segmentleri üzerindeki doğrultu atım oranları gösterilmektedir. Bu şekilden açıkça anlaşıldığı gibi master faylar üzerinde doğrultu atım miktarı deniz içi sırtlarına göre çok daha fazla olup deniz içindeki faylarda genişleme(normal) bileşenin daha fazla olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu bölgenin pull-apart açılma alanına karşılık gelmesi sebebiyle buda uyumlu bir sonuç olarak elde edilmektedir. Bu sebele deniz içi sırtları hernekadar bölgesel kayma vektörüne sıkışma yapacak şekilde bir doğrultuya sahipse de bu fayların ikincil genişleme alanında yer alması sebebiyle bu fayların tam tersine transtansiyonel bir kinematığe sahip olduğu çok açık bir şekilde modelden elde edilmektedir.



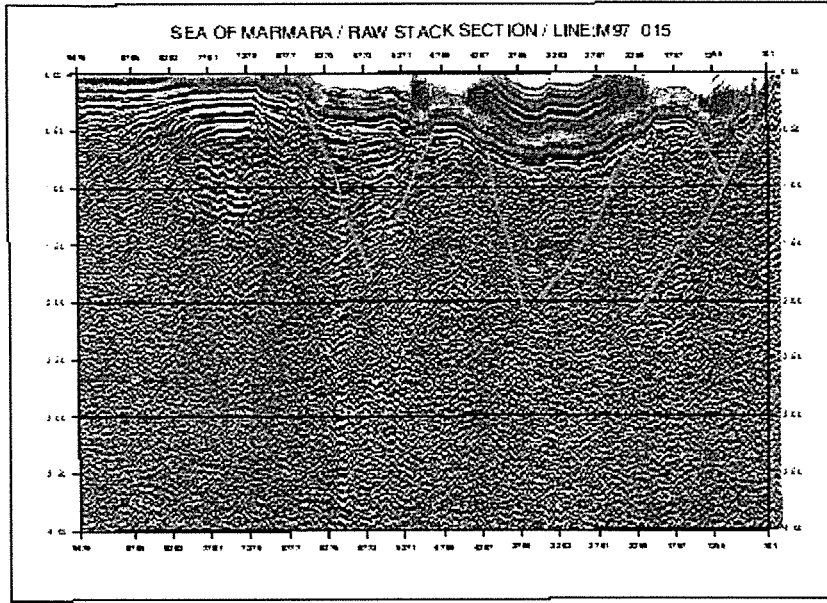
Şekil 5. Marmara Denizinde tek fay (A) veya kuzeyden ve güneyden sınırlaya iki fay (B) geçmesi durumunda elde edilen stres veya morfolojik dağılım. Her iki şekildeki dağılım bugünün Marmara Denizi içi veya dışı morfoloji ile uyuşmamaktadır.

normal faylarla sınırlı bir baseni göstermektedir buda pull-apart'a karşılık gelmektedir. Bütün bu yapılar birarada değerlendirildiğinde Şekil 8 de ortaya konulan blok diyagramdaki yapı karşımıza çıkmaktadır. Bu blok diyagramda sırtlar transtansiyonel bir yapıda olup genişleme özelliği taşırlar ve master faylara paralel

birgenişleme göstermektedirler. Çukurlar ise sırtlar arasında tamamen normal faylarla sınırlı genişleme yapısı gösterirler.

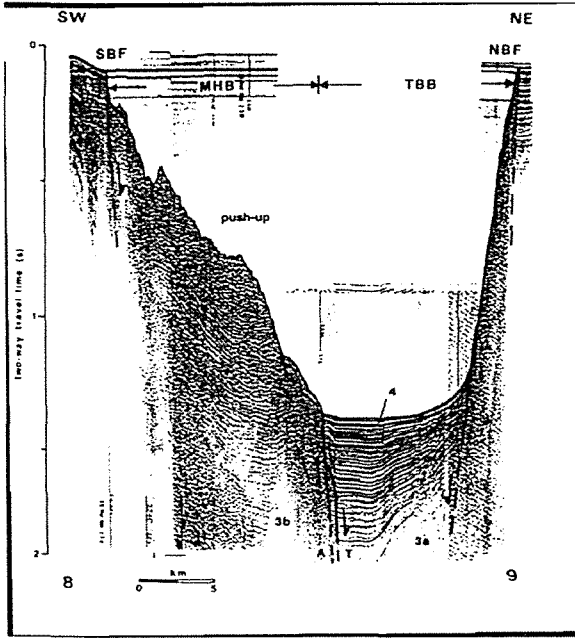


Şekil 6. Marmara Denizi içinde siğ sismik yansıma profili basenlerle sırtların arasında kalan transtansiyonel fayları göstermektedir (Ergün ve Özel, 1995 ten değiştirilerek alınmıştır).



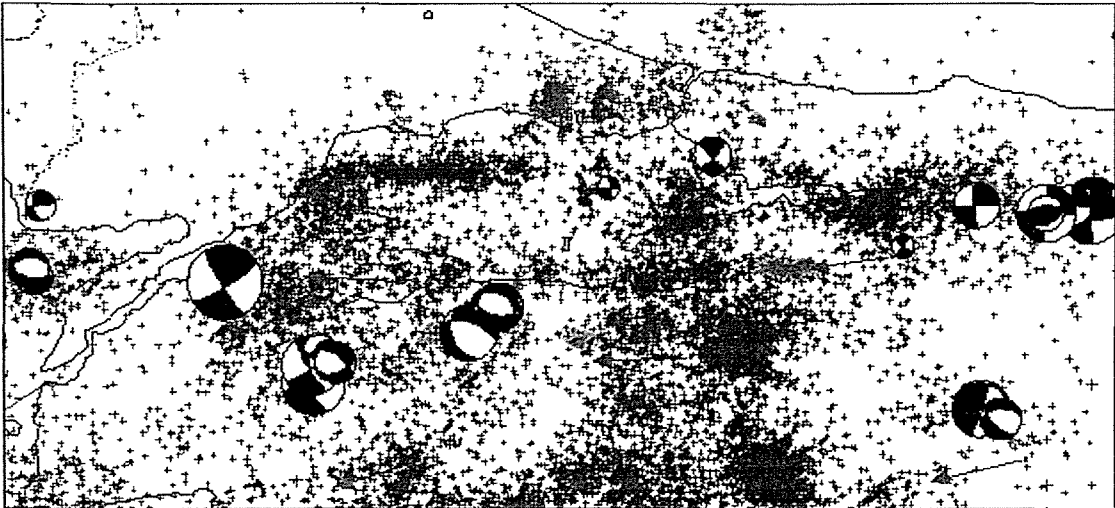
Şekil 7. Marmara Denizi orta sırta oblik K-G uzanımlı sismik yansıma profili sırtın uzun eksenini boyunca genişleme olduğunu göstermektedir (Çetin vd. 1998 den değiştirilerek alınmıştır).

Sonuç olarak sırtlar üzerinde de genişleme bileşeni vardır fakat master faylara nazaran daha az da olsa doğrultu atımlı bileşene sahiptirler. Şekil 9 Marmara Denizi ve çevresinin 1964-1994 sismik aktivitesini göstermektedir. Bu şekilden görüldüğü gibi Marmara basenleri ve batı sırt sürekli mikro aktivite gösterirken orta sırt üzerinde aktivite daha az yoğunur. Aktivitenin bu ikincil genişleme yani pull-apart alanında yoğun olması beklenen bir olaydır, ancak orta sırta aktivitenin daha az olması bu sırt üzerinde doğrultu atımın batı sırta göre daha fazla olmasından kaynaklanabilir

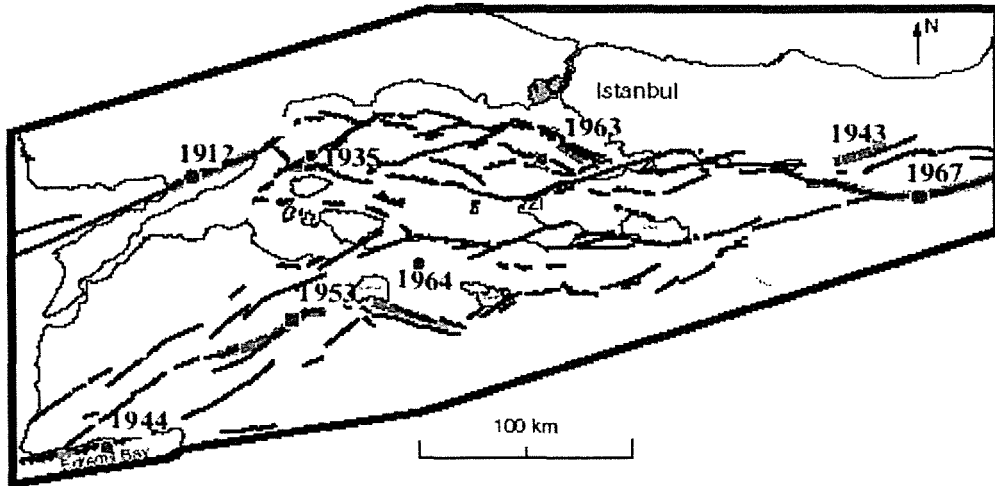
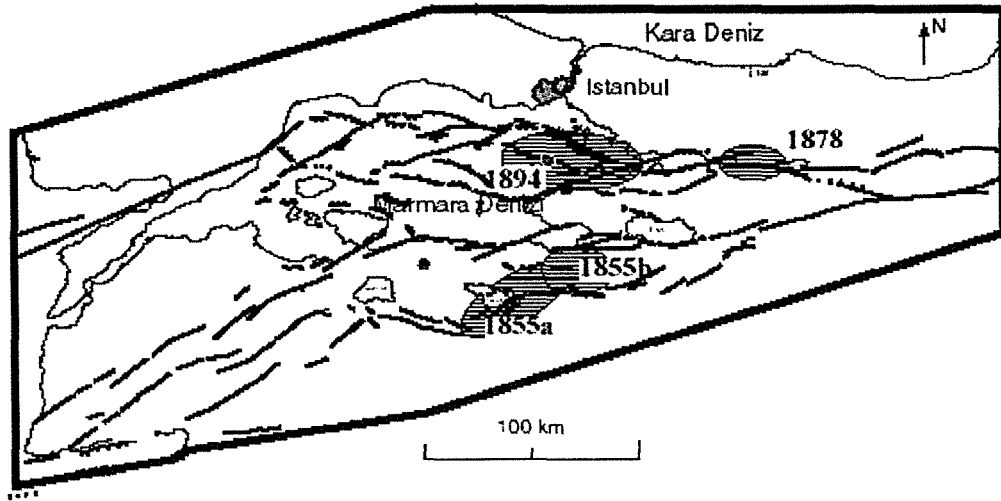
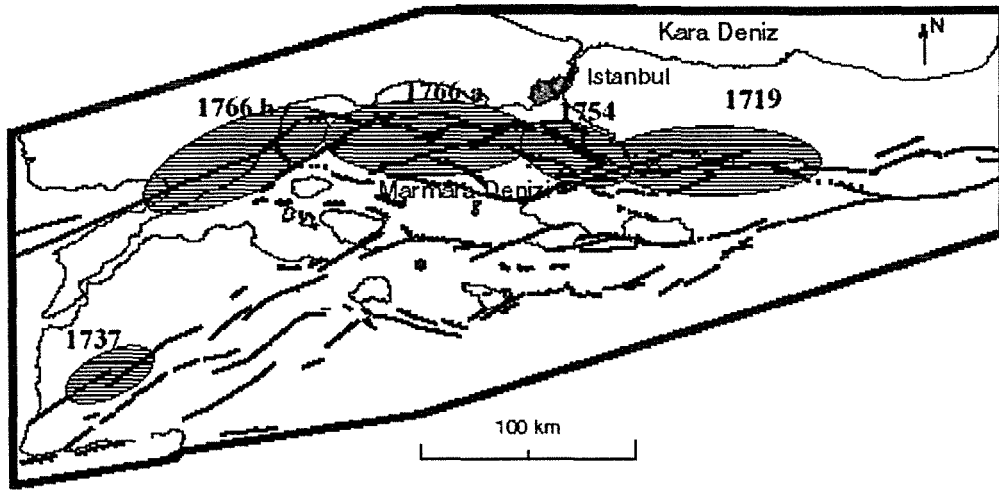


Şekil 8. Marmara denizi içindeki pulla-basenlerin en batıda yer alan Tekirdağ çukurluğunun dik normal fayları ve içinde yer alan genç çökeller gösterilmektedir (Wong vd., 1995)

Bu verilere göre, (1) Marmara denizi basenlerinin oluştuğu bölge pull-apart yapı ile ilgili pull-apart içi ikincil genişleme alanına karşılık gelmektedir ve sırtlar üzerinde transtansiyonel hareketler hakimdir, sırtlar üzerinde sıkışma yoktur. (2) sırtlar üzerinde doğrultu atım bileşenleri master faylara göre çok daha düşüktür (3) Marmara denizi ve sırtlarının pull-apart alandaki saatin tersine dönme hakereti nedeni ile sırtların ilksel konumları ve kinematikleri ile günümüzdeki konumları ve kinematikleri farklıdır.



Şekil 9. Marmara Denizi ve çevresinin 1964-1994 yılları arasındaki deprem aktivitesi (ISC verileri). Kırmızı oklar GPS vektörlerini ve siyah beyaz toplar ise fay düzlemi çözümlerini göstermektedir (Straub ve Kahle, 1995).



Şekil 10. Son 300 yılda Marmara Denizi ve çevresinde Kuzey Anadolu fayı üzerinde meydana gelen depremlerin dağılımı. Yatay çizgili elipsler tarihsel depremleri, kırmızı çizgiler bu yüzyılda meydana gelen önemli depremlerin yüzey kırıklarını göstermektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995, Barka, 1997).

Bu kinematik özellikleri deprem aktivitesi açısından değerlendirdiğimizde modelleme sonuçlarında da açıkça görüldüğü gibi Marmara denizini baştan başa geçen bir fay olmadığı sırtlara üzerindeki doğrultu atım bileşenli fayların deprem aktivitesi açısından önemli rol oynadığı ortaya çıkmaktadır. Son 300 yılda Marmara denizinde meydana gelen depremlerin dağılımına baktığımızda da depremlerin farklı büyüklüklerde Marmara denizini geçtiği söylenebilir (Şekil 10). 1509 gibi çok büyük depremler sırasında birden çok segmentin birbirini tetikliyerek harekete geçmesi sonucunda oluşabileceği ileri sürülebilir.

Kaynaklar

- Ambraseys, N. N. & C. Finkel, (1995). Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A historical Review, 1500-1800. Eren Yayıncılık ve Kitapçılık Ltd. 224 pp.
- Ambraseys, N. N. (1988). Engineering seismology, Earthquake Engineering and Structural Dynamics,, 17, 1-105.
- Barka, A., 1997. Neotectonics of the Marmara region. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 55-89.
- Barka, A. A. ve Kadinsky-Cade, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7, 663-684.
- Bilham, R. & King, G. (1989). The morphology of strike-slip faults: Examples from the San Andreas fault, California. J. Geophys. Res. 94, 10204-10216.
- Çetin, S., Iren, C., Barka, A., Boztepe, A., Ecevitörlü, B. 1998. Marmara Denizi sismik yansima profili çalışmaları'nın ön sonuçları. Özet, Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları, Workshop, IV, 14-15 Mayıs. 7-12.
- Ergün, M. and Özel, E. (1995). Structural relationship between the sea of Marmara basin and the North Anatolian fault. Terra Nova, 7, 278-288.
- Straub, C. and Kahle, H., 1995, Active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements, Geophysical Research Letters, v. 22, no. 18, i 2533-2536.

Marmara Bölgesi ve civarının izostasi durumunun gravite, topoğrafya ve batimetri verisi kullanılarak incelenmesi

Investigation of state of Isostasy around Marmara Region and surrounding using gravity, topography, and bathymetric data

Hıdır AYGÜL ve H. Tuğrul GENÇ

İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak, İstanbul
genc@itu.edu.tr ; aygul@itu.edu.tr

Öz

Bu çalışmada, Marmara Bölgesi ve civarına ait gravite, topoğrafya ve batimetri verisi kullanılarak bölgede kabuk ve litosferin topoğrafik yükler altındaki davranışı, bölgede geçerli izostatik mekanizma ve kabuğun yükler karşısındaki mekanik davranışını belirleyen elastik katman kalınlığı araştırılmaya çalışılmıştır. Kullanılan veriler karada ve denizde değişik kuruluşlar tarafından toplandığından bu verilerin bir arada birbirleriyle uyumlu kullanılabilmesi için bir ön test ve değerlendirme aşamasından geçirilmiştir. Bu amaçla kara gravite verileri IGRF-1980 katsayıları kullanılarak yeniden hesaplanmış ve denizde uydu ve gemi ile elde edilen verilerle birleştirilerek farklı katsayıların kullanılmasından kaynaklanabilecek hatalar yok edilmeye çalışılmıştır. Topoğrafya ve deniz suyunun etkisi spektral yöntemler kullanılarak hesaplanmış ve serbest hava gravite verisinden çıkarılarak bouguer gravite haritası elde edilmiştir. Bu veriden yararlanarak bölgedeki 3-boyutlu moho derinlik haritası elde edilmiştir. Topoğrafya ve gravite verisi arasındaki istatistiksel ilişkiyi ifade eden "coherence" ve "admittance" ten yararlanarak bölgede izostatik denge durumu araştırılmıştır.

Abstract

In this study, isostatic equilibrium in Marmara region have been investigated using gravity and topography. The data used in this study are collected by different organisations and institutions. Data sets differs slightly, so some error analysis has been carried out. Land gravity data are recomputed using IGRF-1980 coefficients to make a common reference field for both land and marine gravity data. Moho discontinuity is modelled by using gravity data. A statistical measurement of the relation between gravity and topography (coherence), and a linear transfer function between gravity and topography (admittance) have been obtained in order to estimate the flexural rigidity or equivalently, effective elastic thickness of the region.

Giriş

Bu çalışmada, Marmara Bölgesine ait kara ve deniz gravite verileri birleştirilmiş ve analiz edilmiştir. Bu verilerden yararlanılarak Moho süreksizliği haritanlanmıştır. Topoğrafya verileri ile gravite verilerinin ilişkisinden yararlanılarak, bölgede İstostasinin varlığı araştırılmıştır.

Gravite Verileri

Bu çalışmada kullanılan gravite verileri, kara ve deniz gravite verileri olmak üzere iki ayrı veri grubundan oluşmaktadır. Kara verileri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nün yaptığı çalışmalar sonucu oluşturulan Ege Bölgesi Gravite haritasından elde edilmiştir (Genç vd. 1996). Gravite değerlerinin indirgenmesinde 1967 formülü kullanılmış ve arazi düzeltmeleri 167 km çapındaki alanlar boyunca hesaplanmıştır. Kara verilerinin deniz verileri ile uyumlu olmasını sağlamak amacıyla, gravite değerleri 1980 formülüne göre tekrar hesaplanmış, ve yeni değerler bu çalışmada kullanılmıştır.

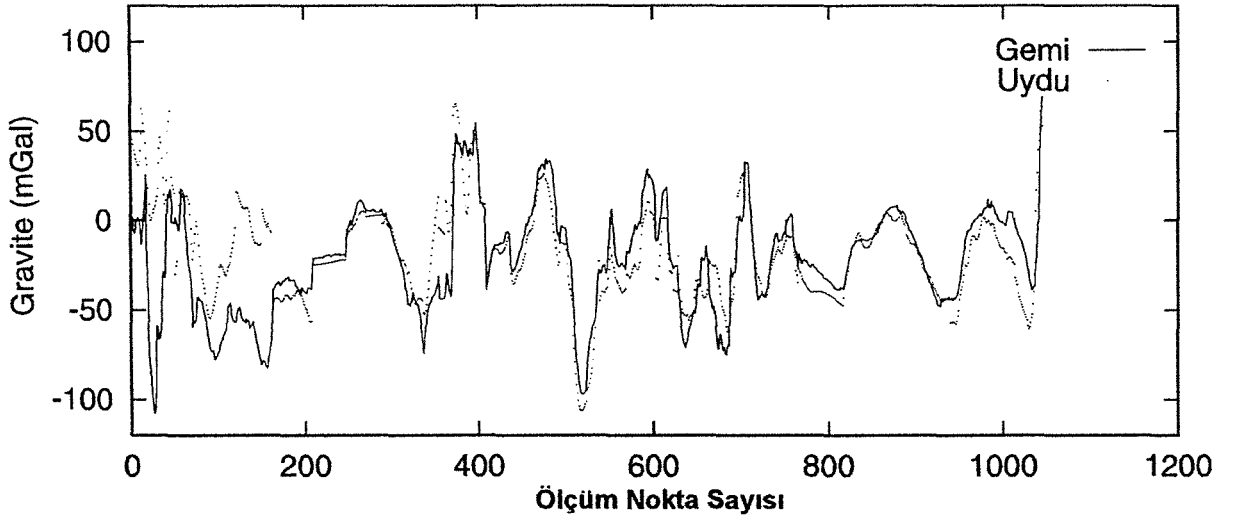
Deniz verileri, uydu aracılığı ile ölçülen altimetre değerlerinin, gravite değerlerine dönüştürülmesi ile elde edilen veri setinden oluşmaktadır (Sandwell ve Smith 1992). Bu veri grubu 2 dakikalık bir çözünürlüğe sahiptir ve 1980 bağıntısı kullanılarak hesaplanmıştır.

Sandwell ve Shith (1992)'e göre bu veri grubunun içerdiği hata ± 4 mgaldır. Yazarlar bu sonuca denizlerde gemiler vasıtası ile ölçülen gravite değerlerini uydu verileri ile kıyaslayarak varmışlardır. Öte yandan altimetre ölçümlerinin duyarlılığı, kara kesimlerine yaklaştıkça azalmaktadır. Karaya yakın olan kısımlarda altimetre ölçümleri hatalar içermekte ve bu hatalar da gravite dönüşümüne yansımaktadır. Bu nedenle bu çalışmada, uydu yolu ile elde edilen gravite verilerinden sadece açık denize ait olan veriler kullanılmıştır.

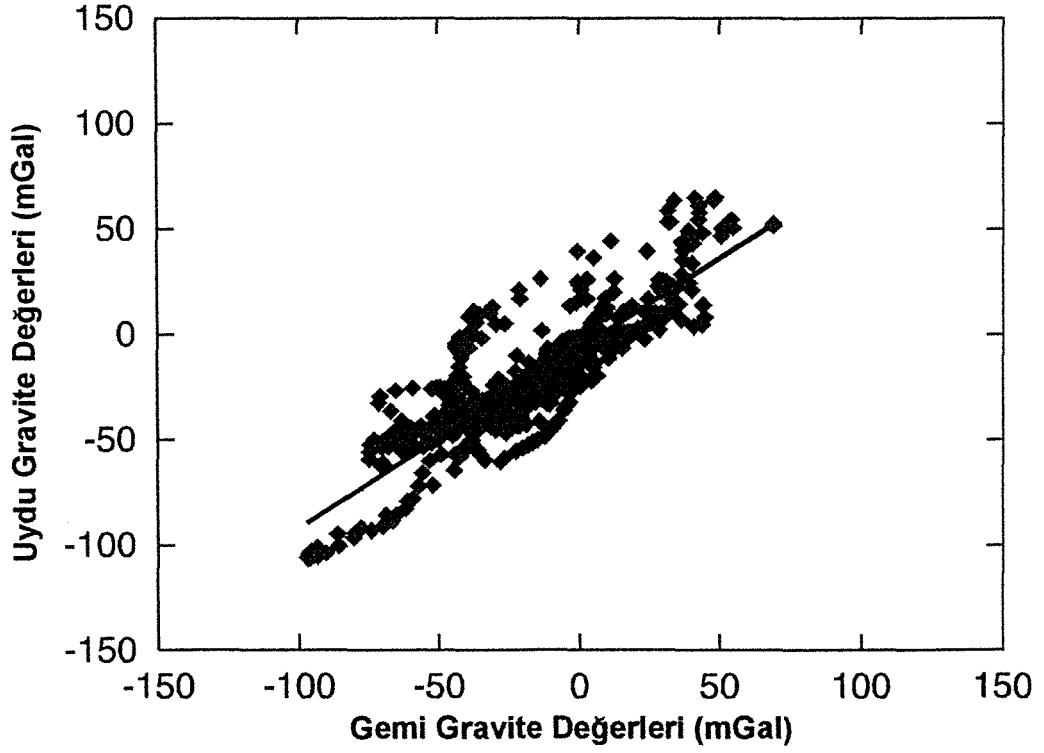
Uydu Verilerinin Uyumluluğu

Her ne kadar Sandwell ve Smith (1992) uydu verilerindeki hatanın 4 mgal olduğunu belirtmişlerse de bu dünya genelindeki ortalama değere karşılık gelmektedir. Çalışılan bölge içinde hatanın boyutlarını gözlemlemek amacıyla, çalışma bölgesi içinde var olan gemi ölçümleri, uydu verileri ile kıyaslanmıştır. Karadenizde yapılan bir böyle bir test Şekil 1'de görülmektedir. Bazı noktalarda hataların oldukça yüksek olduğu görülmektedir. Fakat genelde iki veri grubu arasında bir uyum gözlenmektedir.

Ne yazıkki, çalışma bölgesinde yapılmış olan deniz gravite ölçüm değerleri oldukça azdır. Bir kaç profilden oluşan ölçümler, haritalama yapmak için yetersiz kalmaktadır. Şekil 2'de gemi ölçümleri ile uydu ölçümleri kıyaslanmıştır. Bazı gemi rotalarının yanlış olduğu, rotalarının sahil çizgisini kesmesi sonucu anlaşılmış ve bu tür veriler, veri grubundan çıkartılmıştır. Şekil 2'den iki veri grubu arasında normal bir ilişkinin olduğu görülmektedir. Kaldı ki burada gözlenen bazı uyumsuz noktaların, gene deniz ölçümlerindeki bir yerbelirleme hatasından kaynaklanıp kaynaklanmadığı da belirsizdir.



Şekil 1: Karadeniz’de gemi ve uydu ile elde edilen gravite verilerinin karşılaştırılması



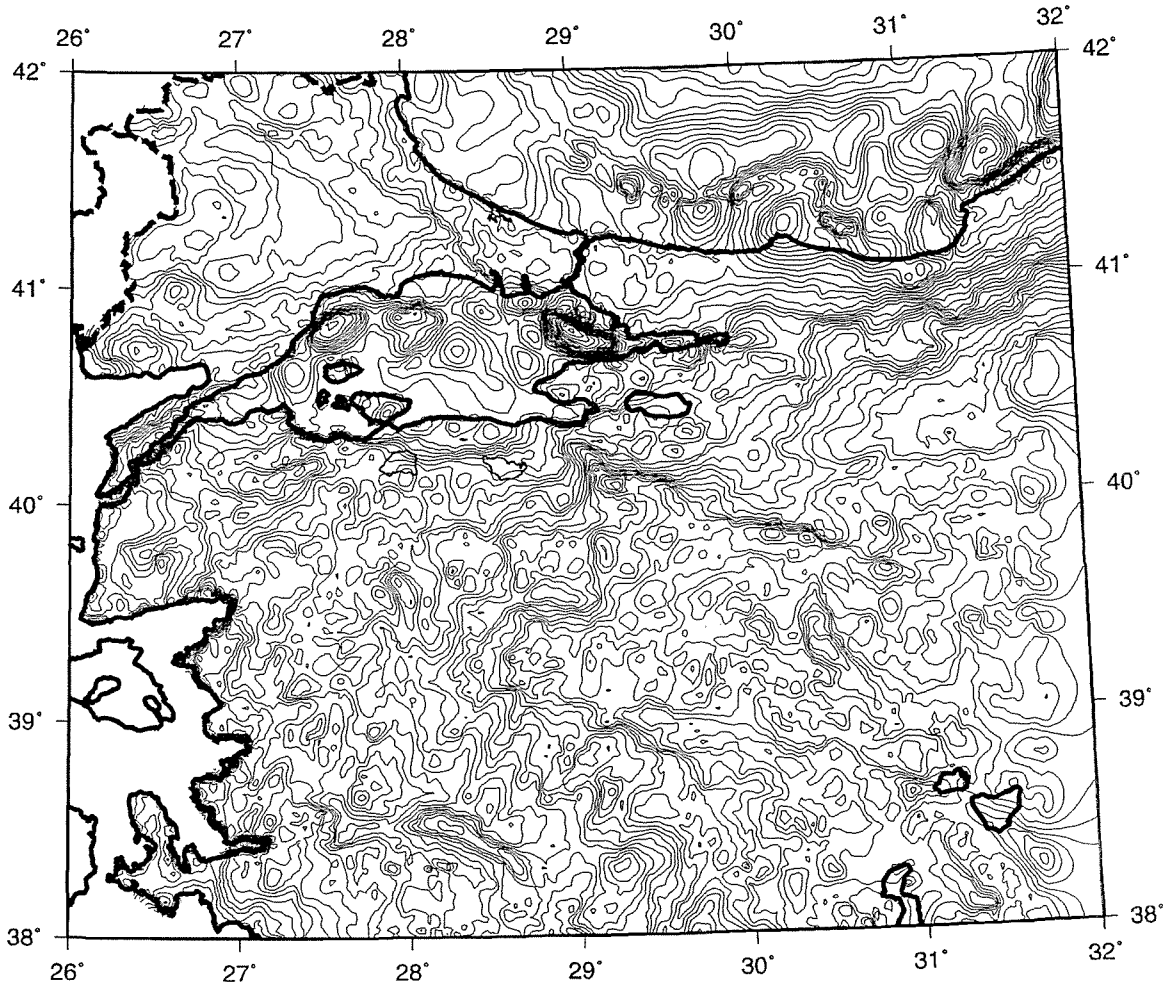
Şekil 2: Gemi ve uydu ile elde edilen gravite verilerinin birbirleriyle uyumlarının test edilmesi.

Gravite Anomali Haritası

Kara verilerinde Bouger gravite değerleri, denizlerde ise free air anomali değerleri kullanılmak sureti ile iki veri grubu birleştirilmiş ve Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith 1995) paket programı kullanılmak suretiyle gravite anomali haritası bölge için hazırlanmıştır (Şekil 3).

Gravite Verilerinden Moho Derinliği

Spektral yöntemlerle gravite verisi incelenmiş (Genç,1992), ortalaması 29 ± 2 km olan bir ara yüzey bulunmuş (Şekil 4), ve bunun bölgedeki ortalama Moho derinliğini belirttiği yorumuna varılmıştır. Bu değer gravite verilerinden yararlanılarak bölge için Moho derinlik haritasının elde edilmesinde kullanılmıştır. Parker (1972)'ye göre yeraltında bulunan bir ara yüzeyin gravite anomalisi



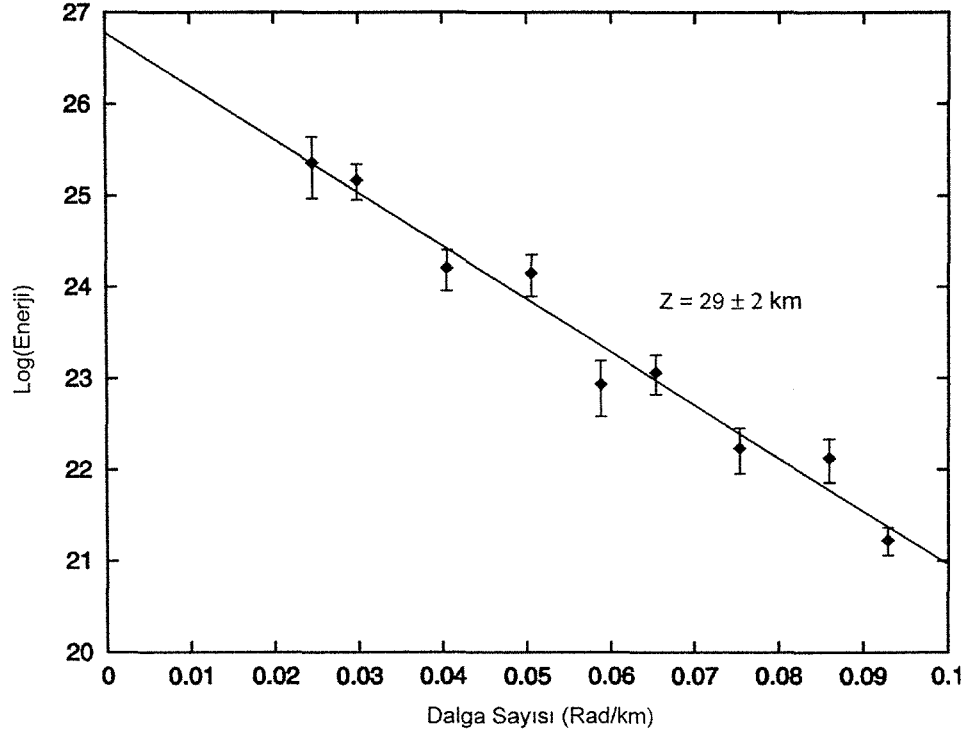
Şekil 3: Bouguer gravite anomali haritası

$$\Delta G(k_x, k_y) = 2\pi\Gamma \Delta\rho e^{-kz} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x, y)]$$

Denklemleri vasıtasıyla hesaplanabilmektedir. Burada ΔG gravite anomalisinin Fourier transformunu, k_x ve k_y x ve y yönündeki dalga sayılarını, k radyal yöndeki dalga sayısını, $\Delta\rho$ alt ve üst katman arasındaki yoğunluk farkını, Γ gravite sabitini, z

katmanın ortalama derinliğini, h ara yüzeyin ortalama derinlik etrafındaki değişimini, F ise Fourier transformunu temsil etmektedir.

Ters çözüme başlamadan önce deniz suyunun gravite anomalisi hesaplanarak bu etki gravite anomali değerlerinden çıkarılmıştır. Bu işlemden sonra, birincil h değerleri, gravite ölçüm noktalarının altında yatay sonsuz uzunlukta şerit olduğu kabulü ile elde edilmiştir. Ara yüzey değerleri kullanılarak teorik gravite değerleri hesaplanmıştır,



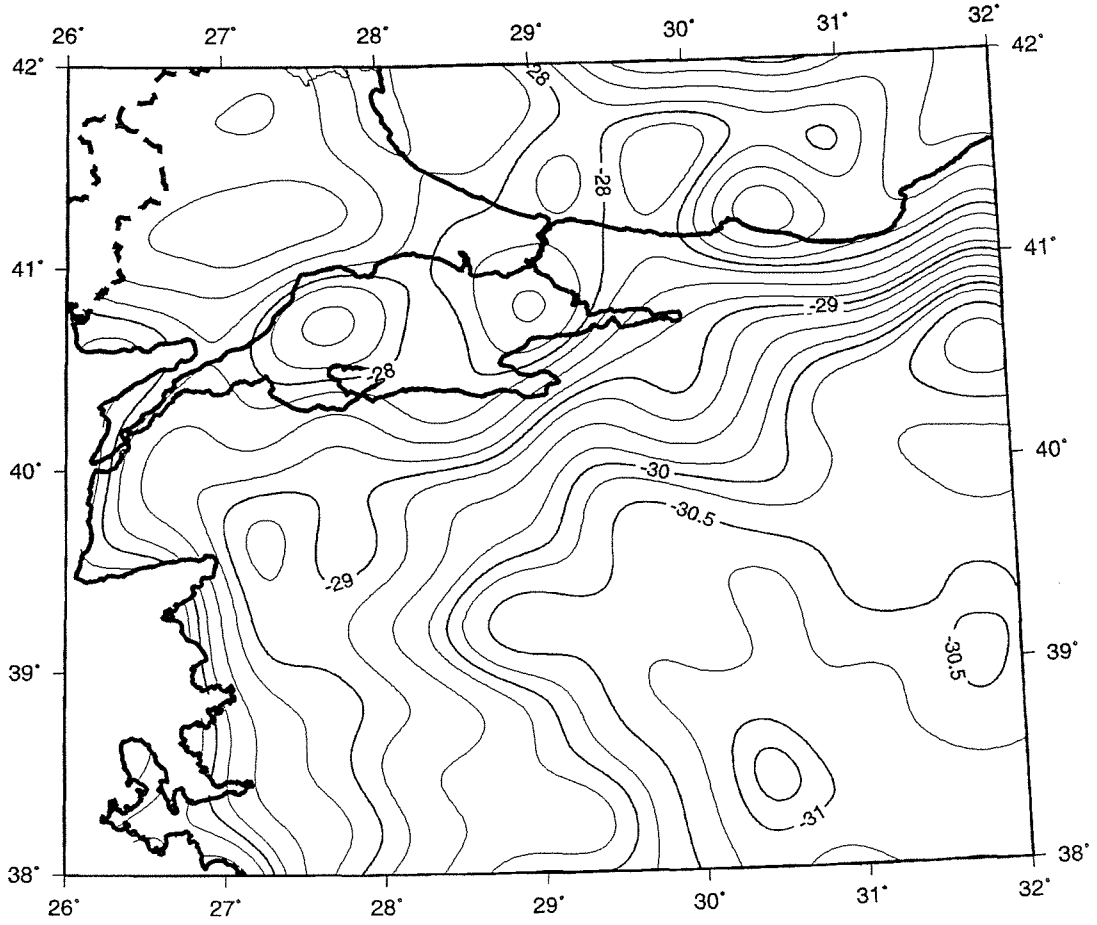
Şekil 4: Bouger Gravite anomalisi güç spektrumu

gözlemsel değerlerle arasındaki farktan yararlanarak model iyileştirilmiş ve yeni teorik gravite değerleri hesaplanmıştır. Bu işlem hata değerleri kabul edilebilir değerlere ulaşana kadar tekrarlanmıştır.

Elde edilen Moho derinlik haritası Şekil 5'de verilmiştir. Marmara denizinde Moho derinliğinin 28 km den daha yukarıda, karasal kısımlarda ise 30 km nin üzerinde olduğu görülmektedir. Özellikle Marmara denizindeki çukurlar üzerinde Moho'nun en sığ olduğu görülmekte ve Moho derinlik dağılımı havza-sırt dağılımı ile ilişkili görülmektedir. Orta Marmara sırtı civarında bu sınırın daha derinde olduğu görülmektedir. Orta Anadolu'ya doğru kabuk kalınlığı artmakta ve ilgilenilen bölgede 35 km civarlarına kadar ulaşmaktadır.

Marmara Denizi içinde yer alan havza-sırt dağılımının etkisini bouguer gravite haritasında görmek mümkündür. Benzer şekilde bazı eski suture zonlarına ait izler (Rodop-Pontid suture, Intra-Pontid suture, sakarya kıtası) bouguer gravite haritasında belirgindir ve bunların köklerinin Moho'ya kadar uzandığı görülmektedir. Batı

Anadolu'da yer alan graben türü yapıların bunlara kıyasla daha sığ yapılar olduğu söylenebilir.



Şekil 5: Moho derinlik haritası

İzostasi

Gravite verileri ile topoğrafya verileri arasındaki ilişki

$$\Delta G(k) = R(k)H(k)$$

ile verilmektedir (Dorman & Lewis, 1970). Burada $R(k)$ izostatik tepki fonksiyonunun Fourier transformunu ve $H(k)$ topoğrafyanın Fourier transformunu belirtmektedir. Tepki fonksiyonu

$$R(k) = 2\pi\Gamma\rho_t e^{-kz} \frac{g\Delta\rho}{g\Delta\rho + k^4 D}$$

olarak tanımlanmaktadır. Burada ρ_t topoğrafya yoğunluğunu, z ortalama Moho derinliğini, g gravite çekim ivmesini, D flexural rigidite'yi, $\Delta\rho$ manto ile kabuk

arasındaki yoğunluk farkını belirtmektedir. D elastik katman kalınlığı cinsinden yazıldığında

$$D = \frac{ET^3}{12(1-\sigma^2)}$$

burada E Young modulunu, T elastik katmanın kalınlığını, σ ise poisson oranını belirtmektedir.

Gravite ve topoğrafya değerlerinden yararlanılarak izostatik tepki fonksiyonunu elde etmek mümkündür

$$R(k) = \frac{\Delta G(k)}{H(k)}$$

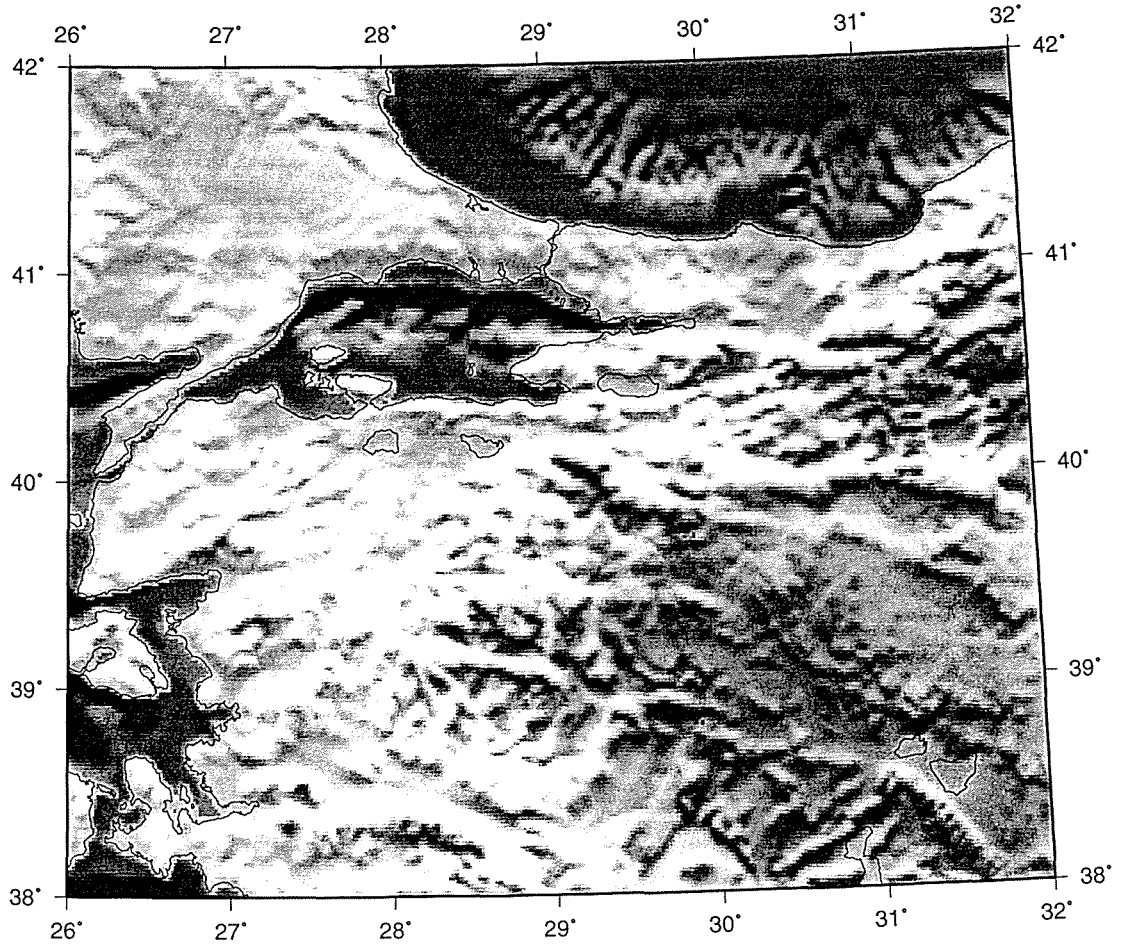
Izostatik tepki fonksiyonunun elde edilebilmesi için bölgedeki topoğrafyanın da bilmesi gerekmektedir. Kara bölgelerinde kalan topoğrafya değerleri, Global Land 1- km Base Elevation Model kullanılarak elde edilmiştir (GLOBE,NGDC). Denizlerdeki batimetri değerlerinin bir grid üzerinde hesaplanmasında ise üç kaynak kullanılmıştır: uluslararası kurumların yapmış olduğu batimetri ölçümleri, Seyir Hidrografi ve Oşinografi dairesi tarafından yapılan batimetri ölçümleri ve denizlerde yapılmış olan sismik çalışmalardan elde edilen su derinliği değerleri (Şekil 6).

Spektral ortamda averaj alma işlemi yapılarak izostatik tepki fonksiyonu hesaplanmıştır. Gözlemsel değerlerin kuramsal eğrilerle karşılaştırılması amacıyla gözlemsel değerlerle elastik katman kalınlığına bağlı olarak değişen kuramsal eğriler Şekil 7'de verilmiştir. Elastik katman kalınlığının 10 km den daha fazla olamayacağı buradan anlaşılmaktadır.

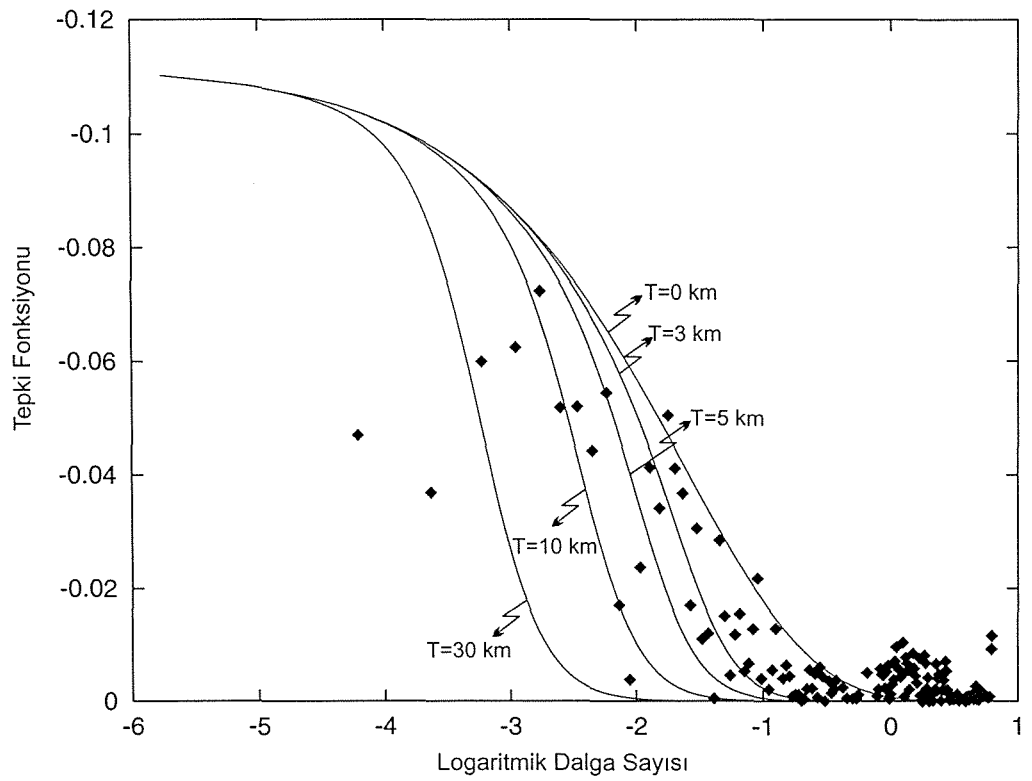
Sonuçlar

Gravite verilerinden yararlanmak sureti ile Marmara bölgesi civarında Moho derinliğinin ortalama 29 km de olduğu saptanmış ve gravite verilerinin ters çözümü ile bölgenin Moho topoğrafyasını haritalanmıştır. Bu elde edilen Moho derinliği, yoğunluk değişimine denk gelen arayüzeyle, sismolojide kullanılan hız değişimine ait arayüzeyle kastedilmemektedir.

Izostasi teorisini açıklayan iki ana teori mevcuttur; yoğunluğun kabuk içinde sabit olduğunu kabul eden, böylelikle kütle dengelenmesini Litosferin yamulması ile açıklayan Airy modeli ve yoğunluğu yanal olarak değiştirerek kütle dengelenmesini sağlayan fakat Litosferin tabanını düz kabul den Pratt modeli. Her iki model de Litosferin elastik özelliklerini gözardı eder. Love (1944) uygulanan bir yük karşısında, elastik bir malzemenin davranış biçimini incelemiş ve bunu Litosferin davranış biçimini açıklamakta kullanmıştır. Bu çalışmada bu yöntem esas alınmış ve topoğrafyanın izostatik anlamda Moho üzerinde yaratabileceği etki araştırılmıştır. Bölgede elastik katman kalınlığının maksimum 10 km olduğu saptanmıştır.



Şekil 6: Bölgenin topoğrafya ve batimerisi



Şekil 7: İzostatik tepki eğrileri. Düz çizgiler hesaplanan kuramsal eğrileri göstermektedir.

Kuzey Amerika'da yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlar elastik levha kalınlığının basın and range bölgelerinde 4 km civarlarından kratonik kıta kabuğunun olduğu bölgelerde 130 km ye kadar ulaştığını göstermiştir (Bechtel vd., 1990). Marmara bölgesinin daha çok basın and range bölgesine benzediğini söylemek mümkündür.

Keller (1996)'ya göre flexural rijidite izostasinin durumunu etkileyen en önemli parametrelerden birisidir. Eğer flexural rijidite sıfır ise dengelenme tamamen izostasi ile oluşur, pozitif bir değer aldığında Litosferin bölgesel bükülmesi söz konusudur, sonsuz ise herhangi bir dengelenme söz konusu değildir, kütlelerin tamamı Litosfer'in iç mekanik dayanımı ile desteklenir. Elde edilen 10 km kalınlığındaki elastik katman, bize kütlelerin daha çok Litosferin iç mekanik dayanımı ile desteklendiğini göstermektedir. Elde edilen bu derinlik, aynı zamanda kabuk içindeki kırılmalı sünük sınırını vermektedir.

Değinilen Belgeler

- Bechtel, T.D., D.W. Forsyth, V.L. Sharpton, and R.A.F. Grieve, 1990. Variations in effective elastic thickness of the North American Litosphere, *Nature*, 343, 636-638.
- Dorman, L. M. and B. T. R. Lewis, 1970. Experimental Isostasy, 1, Theory of the determination of the earth's isostatic response to a concentrated load. *J. Geophys. Res.*, 75, 3357-3365.
- Genç T., Aydın, İ., Demirel, S., Aygöl, H., Akdoğan, N. Kanat, H. İ., Tufan, S. ve Konak N. 1996 Ege Denizi ve Çevresinin Gravite Ve Manyetik Yöntemlerle Araştırılması, TÜBİTAK proje no:YDABÇAG 237/G
- Genç T. 1997 Gravite ve Manyetik Yöntemlerde Modelleme, *Jeofizikte Modelleme*, editör Cantez, N.57-84, Literatür Yayıncılık, İstanbul
- Keller E. A., Pinter N., 1996. *Active Tectonics, Earthquakes, Uplift, and Landscape*, Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- Love A. E. H 1944 *A treatise on the mathematical theory of elasticity*, Dover Publications, New York.
- National Geophysical Data Center (NGDC), 1997, Prototype data for GLOBE (Global Land One-km Base Elevation), Average 30-seconds Elevation Grids CD's, vol. 1-2-3, Boulder, Colorado.
- Parker, R. L. 1972 Rapid calculation of potential anomalies, *Geophys. J. R. Ast. Soc.*, vol. 31, pp. 447-455.
- Sandwell, D. T., and Smith W. H. F., 1992, Global Marine Gravity from ERS-1 Geosat and Seasat Reveals New Tectonics Fabric, *EOS Trans. Supp. Fall Meeting*, Vol. 73, p. 133.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith, 1995, New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans.*, Amer. Geophys. U., vol. 76, pp. 329

Yuvacık (İZMİT) – Sapanca (SAKARYA) dolay ı Orta Pleyistosen çökellerinin stratigrafisi ve Kuzey Anadolu Fay ı deformatiyonel analizleri.

Stratigraphy of Middle Pleistocene deposits in Yuvacık (İZMİT) – Sapanca(SAKARYA) and deformational analyses of the North Anatolian Fault.

Bülent DOĞAN

Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü. 41300 İzmit.

ÖZ

İnceleme alan ı İzmit Körfezi'nin batısı ile Sapanca Gölü arası ve yakın dolay ını içermekte olup, Kuzey Anadolu Fay zonunun batı kesiminde bulunan İzmit Körfezi Graben havzasının bir bölümünü kapsar. Çalışma alanında Neojen öncesi birimler ile Orta Pleyistosen yaşlı Arslanbey formasyonunun dokanak ilişkisi normal faylar ile belirlenmiştir.

Orta Pleyistosen yaşlı Arslanbey formasyonu, alüviyal yelpaze nitelikli bir çökel topluluğudur. Bu çökel topluluğu, bölgenin morfotektonik yapısına uygun olarak yüksekten alçak morfolojiye doğru, iri ve düzensiz boylanmalı çakıltaşları, yassı, yuvarlak ve ufak çakıltaşı – kum, kum – kil – çok az ufak çakıl ve kil – silt şeklindedir.

Çalışma alanında fay ın verileri morfolojik şevler şeklindedir. Bu fay şevleri İzmit – Sapanca Segmentinin tek bir fay hattı ile değil, çeşitli fay segmentleridir. Bölgenin en batısında Kullar – Tepetarla segmenti ile başlayan Kuzey Anadolu Fay hattı, doğuya doğru; Sapanca Gölü'ne kadar Rahmiye – Acısu segmenti ile devam eder. Arslanbey formasyonu içinde gelişen kıvrımlar bölgenin güney sınır ını belirleyen listrik fay düzlemlerinin bükülmeleri sonucunda oluşmuştur. Kıvrım eksenlerinin kontur diyagramı çözümlenmelerine göre gidişleri; Rahmiye'de KKB – GGD, Arslanbey'de, KKD – GGB ve İlimbey'de ise KKB - GGD'dur.

İnceleme alanında Kuzey Anadolu Fay ının, Rahmiye – Acısu segmenti boyunca Orta Pleyistosen çökellerinde sağ yönlü bir offset belirlenmiş olup, fay ın hız ı yaklaşık 1.50 – 1.71cm/yıl olarak hesaplanmıştır.

ABSTRACT

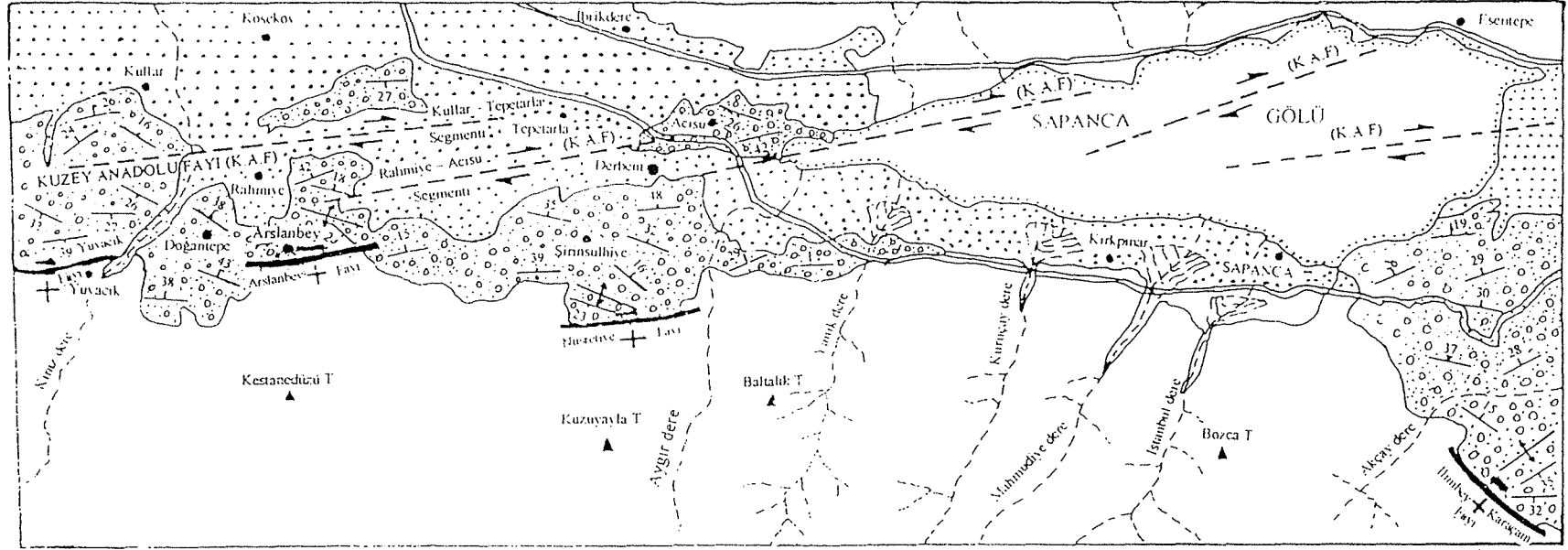
Investigation area comprises some parts of İzmit Gulf pull – apart basin in the west of North Anatolian Fault Zone and is located in the north of İzmit Gulf and Sapanca lake and its vicinity. Normal faults are separate the Arslanbey formation of Middle Pleistocene age from Pre - Neojen units.

Middle Pleistocene aged the Arslanbey formation is an assamblage of alluvial fan deposits. It is composed of coarse and poorly sorted gravels, small, smooth and rounded gravel –sand, sand – clay – very small gravel and clay – silt alteration from the top to the bottom.

Morphological features which indicate the presence the faults are observed as steep slopes. These slopes that indicate the fault zone is composed of small fault segments rather than a single in the İzmit - Sapanca Segment. The North Anatolian Fault Zone starts with Kullar – Tepetarla segment in the west and continues with Rahmiye - Acısu segment to the Sapanca Lake in the east. İn Arslanbey formation, folds were formed as a result of folding of listric fault planes in the south of the area. counter diagrams show fold axes trend NNW – SSE, NNE – SSW and NNW – SSE in Rahmiye, Arslanbey and İlimbey, respectively.

A dextral offset along the Rahmiye – Acısu segment of North Anatolian Fault was determined in Pleistocene deposits and a sliprate of 1.50 - 1.71 cm/year was estimated.

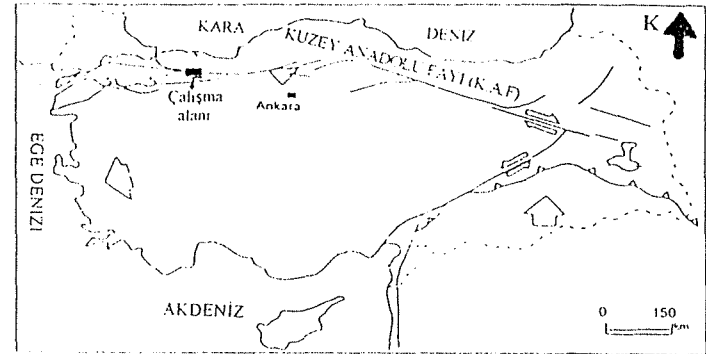
YUVACIK (İZMİT) - SAPANCA (ADAPAZARI) ARASI BÖLGENİN JEOLJİ HARİTASI



ÖLÇEK: 0 1 2 km

AÇIKLAMALAR:

Kuvaterner	Holosen	Alüvyon	Formasyon sınırı	Akarsu
	Pleyistosen	Arslanbey formasyonu	Tabaka Doğrultu ve Eğimi	Sahil çizgisi
Tersiyer öncesi		Temel kayalar	Doğrultu Atımlı sağ yönlü fay	Kara yolu
			Normal Fay	Yerleşim merkezi
			Antiklinal eksen	Alüvyon konisi



Şekil 1. Çalışma alanının jeoloji haritası

1. GİRİŞ:

Kuzey Anadolu Fayı yaklaşık 1500km uzunluğunda olup Türkiye ve Dünya'nın en aktif faylarından birisidir. Bu fay üzerinde 23 adet , magnitudü ≥ 6.5 'tan büyük yıkıcı deprem meydana gelmiştir. Kuzey Anadolu Fayı, Marmara Denizi ve İzmit Körfezi'nin batısında Mudurnu Çayı vadisinden iki kola ayrılır. Kuzey kolu, İzmit-Sapanca Segmenti oluşturmakta olup, güney kolunu ise haritanın daha güney alanında bulunan Geyve-İznik kolu oluşturmaktadır.

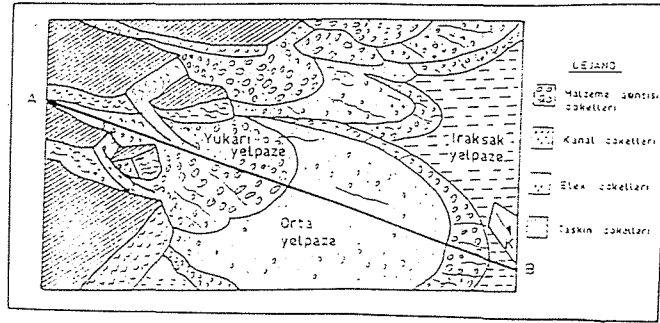
Bu çalışmada İzmit Körfezi ile Sapanca Gölü arasında kalan İzmit-Sapanca segmenti çalışılmış olup, bu segmentin etkilediği Pleyistosen yaşlı, Arslanbey formasyonu stratigrafisi ve mikrotektoniği belirlemiştir. Buna göre Kuzey Anadolu Fayı, İzmit-Sapanca Segmenti tek bir fay hattı şeklinde değil İzmit Körfezi'nin doğusuna doğru, Kullar-Tepetarla Segmenti ile başlayıp, Sapanca Gölü'ne kadar Rahmiye-Acısü Segmenti ile devam eder. Marmara Denizi ve çevresinde yapılan GPS ölçümleri, fayın bu bölgede yaklaşık 20mm/yıl civarında olduğunu göstermektedir. Yine aynı veriler bu hızın önemli bir kısmının (10 - 15mm/yıl) olarak kuzey kol üzerinde yani, İzmit - Sapanca Segmenti üzerinde alındığını göstermektedir. (Straub ve Kahle 1994).

Bu çalışmada kullanılan tarihsel deprem kayıtları ve dağılımı da bu modellemeyi doğrulamaktadır. Kuzey Anadolu Fayı'nın bu segmenti üzerine kurulan modellerin güncel dağılımı çeşitli analitik yöntemlerle ortaya konulmuştur. İzmit - Sapanca Segmenti içinde sağ yönlü bir offset belirlenmiş olup yıllık hız miktarı 1.50 - 1.71cm/yıl olarak hesaplanmıştır.

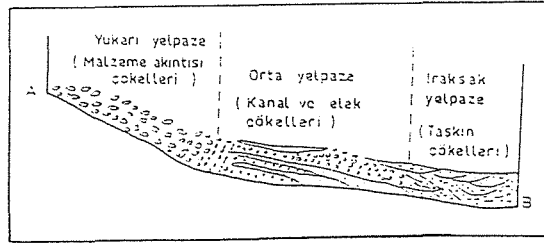
2. NEOJEN JEOLJİSİ

Çalışma alanında Arslanbey formasyonu ile belirlenen Neojen birimi, Sapanca Gölü'nün güneydoğusunda yüzeylemekte olup, batıya doğru; Şirinsulhiye, Doğantepe ve Kullar güneyinde izlenir. Birim stratigrafik olarak dört farklı çökel topluluğundan oluşur: Malzeme akıntısı çökelleri, Kanal çökelleri, Elek çökelleri, Taşkın çökelleri şeklindedir.

Malzeme akıntısı çökelleri, bölgenin temel birimlerinden alınan düzensiz çakılların kum matrisi ile tutturulmasından oluşur. Çakıllar arasında yer yer kuvars taneleri görülmüş olup, birim %80 çakıl, %20 kum tanelerinden oluşur. Birime ait çakılların boylanma ve yuvarlaklık parametreleri genellikle homojen olmayıp zayıftır. Dağınık halde bulunan bu çakıllar, köşeli ve yarı köşeli olup, tutturulma dereceleri iyi gelişmemiş ve iyi olgunlaşmamıştır. Bu çökeller, yelpazenin yukarı yelpaze bölümünü oluşturur (Şekil 2).



Şekil 2. Arslanbey formasyonunun gelişimini gösteren çökel gruplarının blok diyagram görünüşü.



Şekil 3. Şekil 2'deki blok diyagramdan alınan kesit görünüşleri.

Kanal çökellerinde ise çakılların dizilimi genellikle birbirine paralellik arz ederken tane çapları, 2cm ile 6 cm arasındadır. Çakılların sertlikleri zayıf olup, orta ve iyi boylanma gösteren taneler, yassı dizilimleri ile Yuvacık güneyindeki mostralarda daha iyi tabakalanma gösterirler. Alüvyal yelpaze morfolojisinin, yukarı ve orta yelpaze bölümlerini kapsar.

Arslanbey formasyonunun elek çökelleri, orta ve iraksak yelpaze ortamları arasında geçiş özelliği gösteren çökel gruplarıdır. Bu seviyeler, litolojik olarak; kum (%40 - 50) - kil (%20 -30) - silt (%15 - 20) ve kısmen de ufak çakıllardan oluşur. Taneler % 90 oranında çok iyi yuvarlak ve yassı şekildedir.

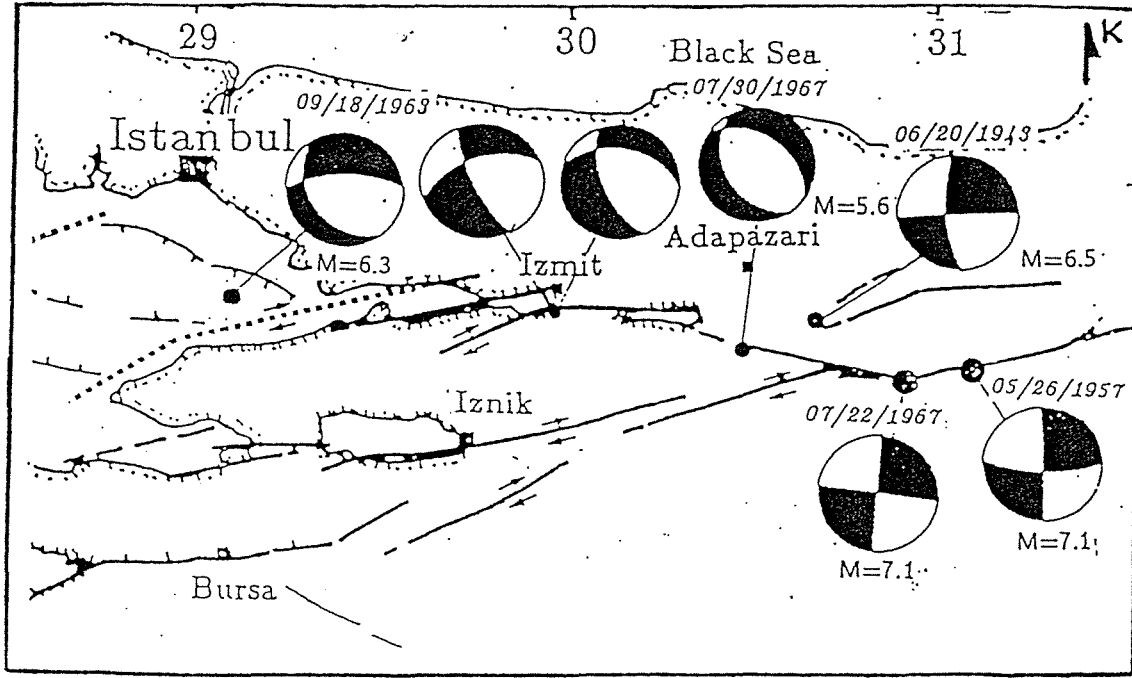
Taşkın çökelleri ise, % 70 - 80 oranında kil -silt, %15 - 20 kum bileşenlerinden oluşur. Bu seviyeler nadiren tekne tipi küçük çapraz tabakalanmalar gelişmiş olup tabaka kalınlıkları küçük boyuttadır. Yelpazenin özellikle iraksak kesimlerini karakterize eder.

3. NEOJEN TEKTONİĞİ:

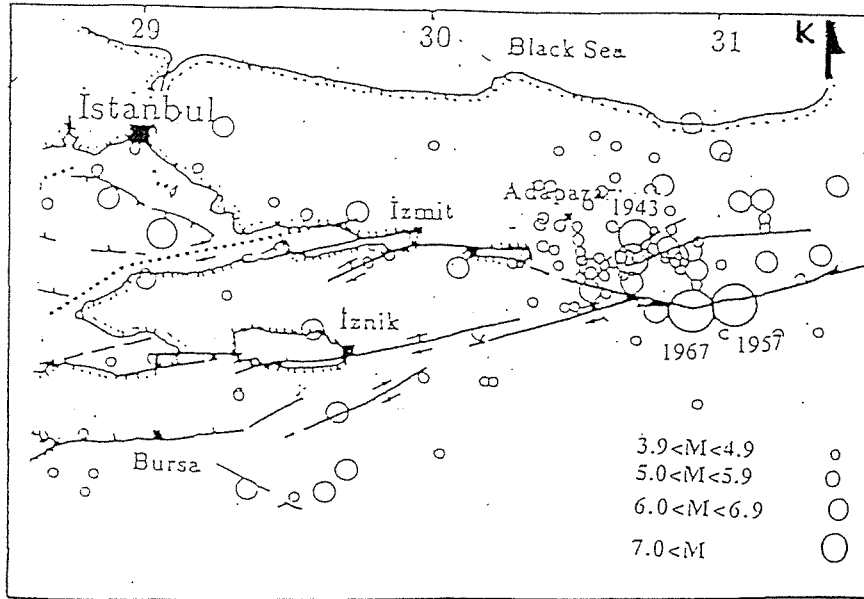
Kuzey Anadolu Fayı'nın Kocaeli ve Marmara Denizi çevresindeki belirginliği, diğer bölgelere oranla daha azdır. Bölgenin çok fazla kullanılması, bitki örtüsünün oldukça fazla gelişmiş olması deniz ve göl alanının bölgeyi kaplaması yapısal faktörlerin izlenmesine pek elverişli değildir. Kuzey Anadolu Fayı üzerinde yapılan çalışmalarda bir kısım çalışmacılar, (Yılmaz vd;1995) fayın bölgenin yüksek morfolojisi ile ova bölümü arasından geçtiğini ileri sürmüşlerdir. Diğer bir kısım çalışmacılar ise, (Barka 1992). Kuzey Anadolu Fayı'nın çalışma alanında İzmit Körfezi güney kenarını takip ederek körfezin doğu kesiminden, Sapanca Gölü'nü katederek geçtiğini belirtirler.

Kuzey Anadolu Fayı'nın Burdigaliyen'den itibaren aktif fay niteliği taşıdığı bilinmektedir(Şengör 1980). Bu aktiviteyi, bölgede olan birçok tarihsel deprem doğrulamaktadır. Özellikle Kocaeli bölgesi, Kuzey Anadolu Fayı'na ait segmentler üzerinde bulunduğundan sismisitesi son derece yüksektir. Kocaeli bölgesi ve civarında 1881 ve 1986 yılları arasında büyüklüğü 5.5'tan fazla 7 yıkıcı deprem olmuştur.

İnceleme alanının deprem aktivitesi fazla olup Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketine bağlıdır. Doğu Marmara bölgesinde 1976 - 1990 yılları arasında birçok deprem mevcuttur. (Ambraseys ve Finkel 1991)(Şekil 7) Buna göre çalışma alanında ve İzmit Körfezi çevresinde yoğun sismisite mevcut olup, özellikle son 2000 yıllık deprem aktivitesi, önemli depremleri oluşturmuştur. Bu depremlerden 269, 362, 740, 1719, 1754, 1878, 1957 ve 1967 yıllarında olanlar çalışma alanı içinde ve çevresinde meydana gelmiştir.

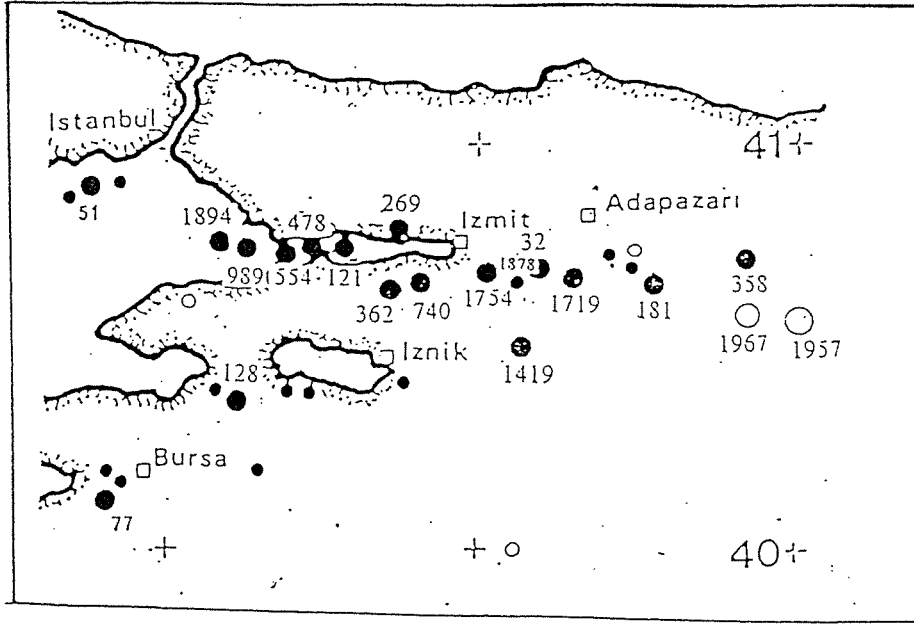


Şekil 4. Doğu Marmara bölgesindeki depremlerin fay düzlemi çözümlenmeleri (Barka 1992).

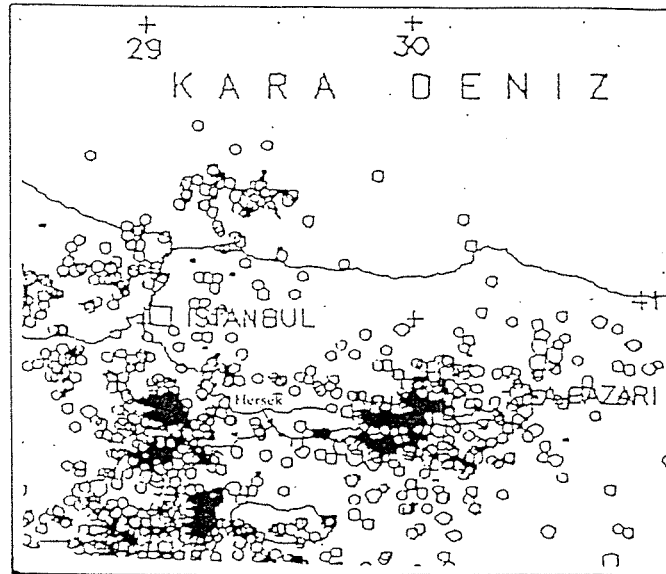


Şekil 5. Doğu Marmara'da 1920 - 1990 yılları arasında meydana gelen depremlerin dağılımı (Ambraseys ve Finkel 1991).

Çalışma alanında, Kuzey Anadolu Fayı boyunca yapılan arazi incelemelerinde depremlerin izine rastlanılmamıştır. Bölgede bulunan bitki örtüsü ve gelişen yapılaşma muhtemel fay izlerini örtmüştür. Sapanca gölü hattının, D - B topoğrafyası, sadece tek bir çizgisel fay şevi morfolojisinden oluşmayıp, kesikli bir doğrultu - atımlı fay geometrisi gösterdiğinden Kuzey Anadolu Fayı bu bölgede segmentler şeklindedir.



Şekil 6. Doğu Marmara'nın son 2000 yıllık deprem episantırlarının görünümü (Ambraseys ve Finkel 1991).



Şekil 7. Doğu Marmara'nın 1976 ve 1990 yılları arasındaki deprem aktivitesi (Ambraseys ve Finkel 1991).

İnceleme alanındaki en genç çökel grubu Orta Pleyistosen yaşlı olduğundan bölgenin Neotektonik dönemi, bu dönemden başlayarak ve Arslanbey formasyonunu da içine alan günümüze kadar devam eden jeolojik zamandır. Çalışma alanında Kuzey Anadolu Fayı'nın deformasyon izleri, en genç birim olan Arslanbey formasyonu içinde görülmektedir.

Sedimanter çökel nitelikli birimdeki katmanlanma, özellikle kanal çökelleri içinde belirgin olup, çakılların yassılaşıma yönü, tabaka doğrultu ve eğim yönünü gösterir. Taşkın çökellerinin kil ve silt düzeyleri de tabakalanma gösteren seviyeler şeklindedir. Birim içinde batıdan doğuya doğru; Kullar ve güneyindeki katmanlanma doğrultusu; $K23^{\circ} - 67^{\circ}B$

ile K17⁰ - 72⁰D değerleri arasında değişirken, eğim yönü değerleri ise GGB ve KKD olup, eğim miktarları, 12⁰ ile 37⁰ arasındadır. Doğantepe güneyinde, birimin doğrultusu; K12⁰ - 54⁰B ile K37⁰ - 45⁰D değerlerinde iken, eğim yönü KD ve KB olup, eğim miktarları 18⁰ ile 48⁰ arasında değişir. Sarımeşe güneyinde ise birimin doğrultusu; D - B ve K63⁰ - 76⁰D iken, eğim yönleri GGD olup, eğim miktarları 14⁰ - 21⁰ arasındadır. Arslanbey kuzeyi - Rahmiye güneyi arasında, Alüviyal yelpaze çökellerinin doğrultusu; K36⁰ - 84⁰B ile K23⁰ - 63⁰D değerlerinde iken, eğim yönleri GGB ve KKB olup, eğim miktarları 12⁰ 32⁰ arasındadır. Suadiye'de alınan katman ölçülerine göre doğrultu; K29⁰ - 87⁰D iken, eğim yönleri; KKD ve KKB olup, eğim miktarları, 15⁰ 34⁰ arasındadır. Nusretiye - Şirinsulhiye - Maşukiye, güneybatı ve kuzeydoğu hattında ise birimin doğrultusu; K46⁰ - 74⁰D değerleri arasında iken eğim yönleri değişken ve eğim miktarları da 18⁰ ile 46⁰ arasındadır. Birimin Sapanca Gölü'nün güneydoğusunda yüzeylenen katmanlanma ise doğrultu; K33⁰ - 55⁰B ve K15⁰ - 70⁰D değerleri arasında iken, eğim yönleri değişken olup, eğim miktarları 11⁰ ile 28⁰ arasındadır.

Birim içinde bulunan kıvrımlanmalar, yukarıdaki katmanlanma ölçülerine göre bulunmuş olup, kıvrım eksenleri, çalışma alanında D - B olarak yayılır. Orta Pleyistosen(yaşlı Bargu ve Yüksel 1993), Alüviyal yelpazede görülen bu kıvrımlar dalımlı olup, kıvrım eksenlerinin yönleri; KB - GD ve KD - GB 'dır. Kıvrımların bulunduğu bölgelerde detaylandırılan ölçümler ile deformasyonların yönleri, KKB ile GGD arasında olmakla birlikte, Arslanbey'de; KKD ile GGB arasındadır. İlimbey'de ise; KKB ile GGD yönlerindedir.

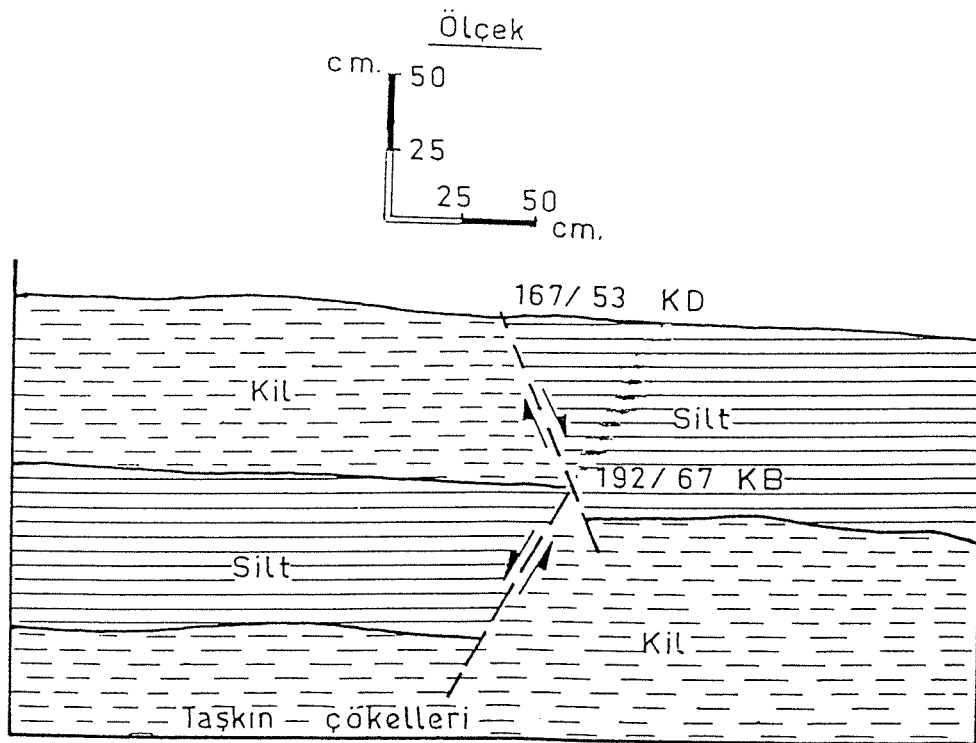
İnceleme alanının morfolojik veriler Kuzey Anadolu Fayı'nın bu bölgede tek bir fay düzlemi şeklinde olmayıp fay segmentlerine ayrıldığını gösterir. Bölgedeki topoğrafyanın ondüleli olması, K - G uzanımlı sırtların yaklaşık olarak D - B yönlü kesilmiş olması ve Kiraz Dere ile Aygır Dere'de sağ yanal ötelenmeler görülmesi bu segmentin, Sapanca Gölü'nün batısına kadar basamaklı olarak, iki farklı fay parçasından oluştuğunu gösterir. Bunlardan birincisi; Kullar - Tepetarla segmenti, diğeri ise; Rahmiye - Acısu Segmentidir.

Rahmiye - Acısu segmenti boyunca Sapanca Gölü'ne kadar bir offset alanı tespit edilmiştir. Bu alanı, Acısu doğusunda bulunan kanal ve elek çökelleri girişiminin oluşturduğu seviyeler belirtir. GB - KD yönünde uzanan bu segment, Arslanbey kuzeyi ve Doğantepe doğusu arasında bulunan yelpaze çökellerini, Acısu'ya kadar sağ yanal ötelenmiştir. Bu ötelenmenin verisini, Acısu'da bulunan çökellerin litolojisi göstermekte olup, burada bulunan kanal çökellerinin çakılları, güneydeki Maşukiye ve batısında bulunan kanal çökellerine benzemeyip; andezit, bazalt yer yer de serpantin çakıllarından oluşur. Sağ yanal atımın bir diğer verisini ise Acısu'nun doğusu ve batısı arasındaki morfolojinin en fazla 60 m'ye varan kodu belirler. Topoğrafik eğimin az olduğu bu bölgelerde, kanal çökellerinin çökmesi için akarsu enerjisi, yeterli olmayacağından dolayı birimi bu bölgelerde bulduran tektonik mekanizma, Kuzey Anadolu Fayı'nın, Rahmiye - Acısu segmentinin sağ yanal hareketidir.

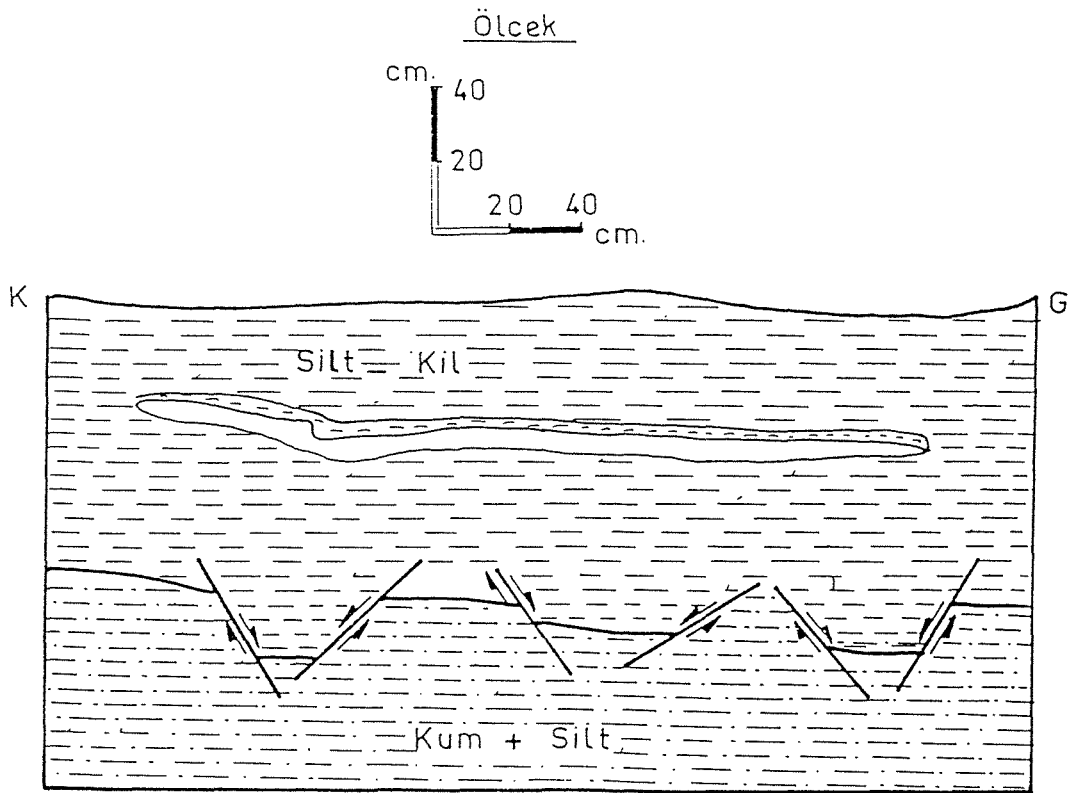
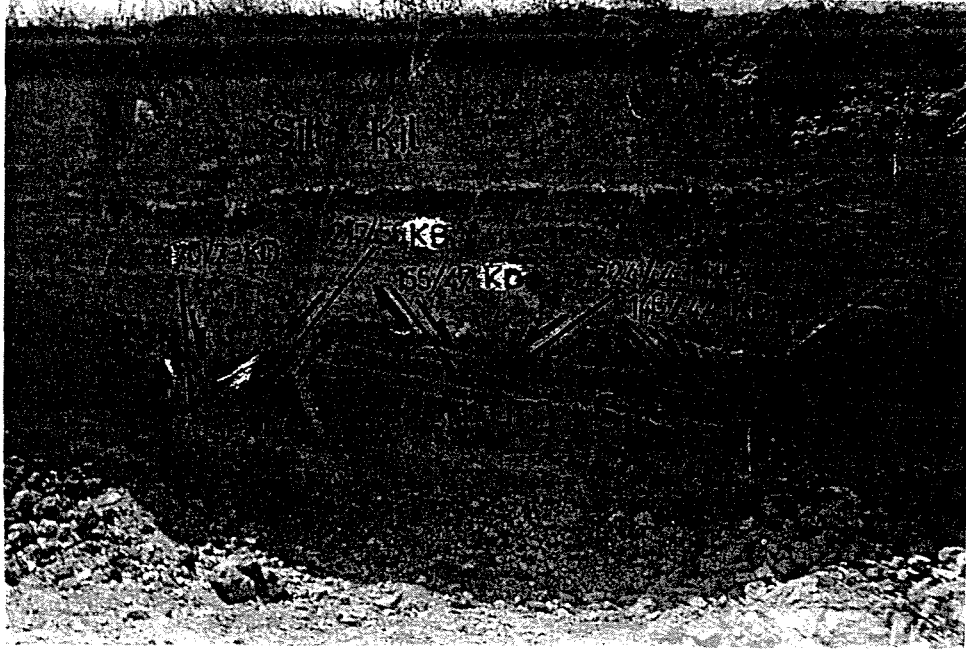
İnceleme alanında Sapanca Gölü içinde, Kuzey Anadolu Fay zonunun gidişi, eski çalışmalardan faydalanılarak belirtilmiştir(Barka 1993).

Orta Pleyistosen yaşlı, Arslanbey formasyonu ile temel birimler arasındaki dokanak sınırını belirleyen listrik normal faylar mevcuttur. Bunlar batıdan doğuya doğru; Yuvacık Fayı, Arslanbey Fayı, Nusretiye Fayı ve İlimbey - Karaçam Fayı'dır.

Yukarıda belirtilen bütün fayların fay düzlemi, çalışma alanında görülmemekle birlikte, bu bölgede fayın en önemli belirtileri, morfolojinin güney - kuzey olarak ani eğim değişikliğine uğraması ve Yuvacık kuzeyinde bulunan Arslanbey formasyonunu kesen antitetik fayların, normal fay olması, bu fayın kuzeye doğru yüksek açıyla eğimli listrik normal fay olduğunu gösterir. Nusretiye Fayı ise, bölgenin güneyinde, temel birim ile Orta Pleyistosen yaşlı birim arasındaki sınırı oluşturur. Fayın kuzeyinde gelişmiş olan kıvrım, derinlere doğru fay düzleminin eğiminin azaldığını gösterir. Belirtilen bu listrik normal fayların yaşı, Orta Pleyistosen'den daha gençtir.



Şekil 8. Arslanbey kuzeyinde, kanal çökelleri içerisindeki normal fayların mostra ve kesit görünüşü.



Şekil 9. Karatepe batısında, Arslanbey formasyonunun taşkın çökellerindeki negatif çiçek yapısını oluşturan mikro normal fayların mostra ve kesit görünüşü.

İnceleme alanında Orta Pleyistosen yaşlı, Arslanbey formasyonu içinde görülen süreksizliklerin irdelenmesi ile Kuzey Anadolu Fayı'nın bölgedeki deformasyonları belirlenmiştir. Bölgedeki deformasyonlar ve yapılan analizler bu dokanak sınırının listrik nitelikli normal faylardan oluştuğunu ortaya koymaktadır.

4. TARTIŞMA

Kocaeli ve civarındaki depremlerin ana kaynağı olan Kuzey Anadolu Fayı'nın bu bölgedeki daha geniş projeler kapsamında çalışılarak ortaya konulabilir. Kullar - Acısu segmentine ait olan offset alanı belirlenmiştir. Buna göre K.A.F'ın bu bölgedeki yıllık hız miktarının daha doğru verilebilmesi için, Neojen istifinin ayrıntılı yaş tayini gerekir. Daha önce yapılan yaş tayinlerinde; Üst Miyosen ile Orta Pleyistosen arasında yaşlar verilmiştir. Ayrıntılı yaş tayin yöntemleri uygulanarak bu çökellere daha sağlıklı yaş verilebilir.

5. SONUÇLAR

1. Arslanbey formasyonu içinde gelişen kıvrımlar, sıkışma tektoniği sonucunda değil, temel kayalar ile bu birimin dokanak sınırını belirleyen fayların, listrik fay düzlemi göstermesi ile oluşmuştur.
2. Arslanbey formasyonunu oluşturan Orta Pleyistosen çökelleri, çökme fasiyesi yönünden ayrıntılı olarak incelenmiş olup, birim dört farklı çökel ile belirlenmiştir.
3. Kuzey Anadolu Fayı'nın, bölgede batıdan doğuya doğru, Kullar – Tepetarla Segmenti ve Rahmiye – Acısu Segmenti olarak iki farklı segmentten oluştuğu belirlenmiştir..
4. Rahmiye – Acısu Segmenti boyunca Orta Pleyistosen çökelleri içinde yaklaşık 6km'lik bir offset alanı belirlenmiş olup, Termoluminesans yöntemi ile hesaplanmış olan 350.000yıl ve 400.000yıl yaş verilerine dayanarak(Bargu ve Yüksel 1993), Kuzey Anadolu Fayı'nın bu segment üzerindeki sağ yanal hareket hızı; 1.5cm/yıl ile 1.71cm/yıl olarak hesaplanmıştır.

KATKI BELİRTME:

Bu çalışmanın hazırlanması aşamasında önemli deneyimlerinden faydalandığım Prof. Dr. S. Zeki TUTKUN'a katkılarından dolayı teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambraseys, N.N. and Finkel, C., 1991. Long –term Seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea Region. Engineering Seismology & Earthquake Engineering report 91/8, Imperial Collage of Science & Tecnology.
- Barka, A. A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, Ann. Tectonicae, 6, 163 – 195.
- Barka, A. A., 1993. Kuzey Anadolu Fayı'nın Sapanca – İzmit ve Geyve – İznik kolları üzerinde paleosismik araştırmalar. Proje No: YBAG 4/7551.
- Bargu, S. ve Yüksel, F.A., 1993. İzmit Körfezi'nin Kuvaterner deniz dibi çökellerinin stratigrafik ve yapısal özellikleri ile kalınlıklarının dağılımı. T.J.K Bülteni, sayı: 8, sayfa: 169-187.
- Straub, C. and Kahle, H. G., 1994. Active Crustal deformation in the Marmara Sea Region, Abstract. American Geophysical Union (AGU) Spring Meeting: EOS Supplement, April 19, p 116
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, T.J.K Konferansları dizisi, 40s.
- Yılmaz, Y., Genç, C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M., ve Yılmaz, K., 1994, Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase Yaşlı Kıta Kenarının jeolojik evrimi. Türkiye 10. Petrol Kongresi. Ankara.

Sismik Yansıma Verilerinin Yorumu ile Saroz ve Edremit Körfezlerinin Tektonik Özelliklerinin İncelenmesi

Investigation of Tectonic Characteristics of Saroz and Edremit Gulfs by Means of Seismic Reflection Data Interpretation

Günay Beyhan*, Aykut Barka**,***, Ömer Alptekin****

*Kocaeli Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Kocaeli

** İ.T.Ü. Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul

***TÜBİTAK, MAM, Yerbilimleri Araştırma Enstitüsü, Gebze, Kocaeli

**** İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul

Öz

Batı Anadolu kıyıları boyunca kuzeyden güneye doğru yeralan ve batıya doğru "V" şeklinde bir geometriye sahip Saroz ve Edremit körfezlerinin tektonik özellikleri, sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmiştir. Bilindiği üzere bu körfezler, Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın kuzey ve güney kolları üzerinde yer almaktadır. Kullanılan sismik yansıma verileri Saroz ve Edremit körfezlerini en iyi temsil edecek şekilde TPAO tarafından 1985 ve 1988 yıllarında ölçülmüş profillerden seçilerek, bu araştırma sırasında yeniden güncel bilgiler ışığında yorumlanmıştır. Yapılan bu çalışma sonucunda, Saroz ve Edremit körfezlerinin batimetrik, stratigrafik ve yapısal açıdan farklı özelliklere sahip olduğu anlaşılmaktadır. Her iki körfezinde KAF'ın doğrultu-atımlı segmentlerinin kontrolünde gelişen ve Pliyosen'de şekillenmeye başlayan grabenler olduğu anlaşılmaktadır. Pliyo-Kuvaterner çökellerinin kalınlığı, Edremit körfezinin tabanında oldukça kalın (≈ 800 m), Saroz körfezinin tabanında ise daha incedir (≈ 150 m). Bu itibarla, bu iki basen içinde en geniş ve derin olanı Saroz basenidir. Körfezlerin oluşum mekanizmaları da farklıdır. Saroz körfezinde ana fay güney kenarda ve doğrultu atımlı (KAF'ın kuzey kolu), ikincil faylanma kuzey kenarda ve normal faylardan oluşurken; Edremit körfezinde ana fay kuzey kenarda ve doğrultu-atımlı (KAF'ın güney kolu), ikincil faylanma ise, güney kenarda ve doğrultu-atımlı + normal faylardan (çiçek yapısı-flower structure) oluşmaktadır. Buradan, Saroz ve Edremit körfezlerinin, KAF'ın kolları tarafından oluşturulan ikiz basenler olmadığı ancak, simetrik basen özelliği gösterdikleri anlaşılmaktadır. Edremit körfezindeki derelere ait ötelenmiş kanyonlar ana fay üzerinde 16-17 km'lik atımlar vermektedir. Bu değerlerden de fayın güney kolunun bu alanlardaki hızının $\approx 4-5$ mm / yıl olduğu görülmektedir. Bu körfezleri etkileyebilecek ortak özelliğin, Hellenik yayın doğu kenarı tarafından oluşturulan, KKB-GGD doğrultulu ikincil bir gerilme yönünün muhtemelen bu geometrik benzerliğin oluşmasında etkin olabileceği sonucuna varılmıştır.

Abstract

Tectonic features of Saroz and Edremit gulves which formed West Anatolian shores were investigated by means of seismic reflection methods. Saroz and Edremit gulves lies along the north and south blocks of North Anatolian Fault (NAF) respectively. Some selected seismic reflection section which represent Saroz and Edremit gulves were evaluated with recent data. 17 of the deep seismic reflection profiles taken in Saroz, Edremit gulves by the TPAO were studied to be convenient for interpretation by using contemporary softwares. Based on the studies mentioned above, Saros and Edremit gulves the structural and sedimentary characteristics and batimetric measurements are different from each other.

Aktif Tektonik Araştırma Grubu İkinci Toplantısı, 1999, İ.T.Ü. İstanbul

Saros and Edremit gulves are basins developed by the segments of NAF starting from Pleistocene. Despite Plio-Quaternary aged sedimentation is thick (≈ 800 m) in Edremit gulf, Pliocene aged sedimentation is thick (≈ 150 m) in the Saros gulf. The largest and the deepest of these basins is the Saros basin. These gulves have different mechanisms from each other. Main fault in gulf of Saros is at south margin and in strike-slip character (northern stand of the North Anatolian fault). Main fault in gulf of Edremit is at north margin and in normal fault character (southern stand of the North Anatolian fault). Saros and Edremit gulves have symmetric basin features. Regarding the strike canyons which were developed by rivers the strike measurements are 16-17 km in Edremit gulf. The rate of the fault in the south block is $\approx 4-5$ mm/y. The geometric similarity is probably depend on a secondary tensional direction in NNW-SSE which developed by the east flank of Hellenic arc.

1. Giriş

Bu çalışmanın amacı, Saroz grabeni ve Edremit grabeninin tektonik özelliklerinin incelenmesi ve bu basenler arasındaki benzerliklerin ve farklılıkların ortaya konmasıdır. Bu amaçla, Saroz körfezi ve Edremit körfezinde TPAO' nın değişik tarihlerde MTA SİSMİK-1 ve R/V EUROPA gemileri ile ölçülen derin sismik yansıma verilerinden bölgeyi en iyi temsil eden sismik kesitler seçilmiş ve bu kesitlerin bir kısmında yeniden veri-işleme tabii tutulmuştur. Saroz körfezinde 9 ve Edremit körfezinde de 8 olmak üzere toplam 17 adet sismik yansıma kesiti üzerinde yorumlamaya gidilmiştir. Saroz körfezindeki Saroz-1 ve Edremit körfezindeki Edremit-1 kuyusu verilerinden de yararlanılarak sismik kesitlerin yorumları ile kuyu verilerinin korelasyonuna gidilmiştir.

Ege Anadolu levhasının Kuzey Anadolu Fay'ı (KAF) boyunca batıya olan hareketi ve Ege bölgesindeki K-G yönlü çekme gerilmeleri Batı Anadolu' da çok sayıda açılma alanlarının oluşmasına neden olmaktadır (Taymaz ve diğ., 1991; Jackson ve diğ., 1984). Bunlardan ilk ikisini oluşturan Saroz ve Edremit körfezleri batıya doğru "V" şeklinde bir geometri ile açılmaktadır. Bu çalışma ile KAF' nın kuzey ve güney kolları üzerinde bulunan Saroz ve Edremit körfezlerini etkileyen fay sistemleri, körfezlerin çökel kalınlıkları ile stratigrafik ve yapısal özellikleri sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmiştir.

KAF' nın kuzey kolu üzerinde şekillenen Saroz körfezi Trakya baseninin güneybatı kenarını oluşturmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992; Lybérís, 1984). Saroz körfezinin kuzeyinde Enez yarı grabeni ve Hisarlıdağ-Korudağ yükselimi güneyinde ise, Gelibolu yarımadasının kuzey kenarında bulunan yarım antiklinal yapı yer almaktadır. Marmara denizi ile olan bağlantısı ise, aktif Ganos fayı ile ayrılmaktadır (Ambraseys ve Finkel, 1987; Kalafat, 1989; Pınar, 1943; Sakıncı ve Yalıtırak, 1996). Saroz körfezinde daha önce sismik yansıma verileri kullanılarak yapılan çalışmada, körfezin kuzey şelfinde Pliyosen tortullar görülmediği ve bölgede doğrudan atımlı faylanmaya ait herhangi bir belirtiye rastlanmadığı belirtilmiştir (Saner, 1985).

KAF' nın güney kolunun içinden geçtiği Edremit körfezinin kuzey ve güneyi ileri dereceden metamorfik kayalar tarafından sınırlanmıştır. Körfezin kuzeyi KD-GB yönlü düşey atım bileşenleri olan çok sayıda fay tarafından kesilmektedir (Genç ve

diğ, 1998). Kuzeybatı Anadolu' da geniş alanlar kaplayan ve Doyran volkanikleri olarak isimlendirilen Alt-Orta Miyosen yaşlı volkanizma, Edremit körfezinin hem kuzeyinde ve hemde güneyinde oldukça yaygın bir şekilde görülmektedir.

2. Sismik Kesitlerinin Elde Edilmesi Ve Yorumlanması

Saroz körfezine ait 9 adet sismik profilin toplam uzunluğu 255 km' dir. 48 kanallı olarak alınan kayıtlarda atış noktaları arası uzaklık 50 m, istasyonlararası uzaklık ise 25 m olan profillerin ortalama kayıt uzunlukları 5 sn ve örnekleme aralığı 4 ms olarak seçilmiştir.

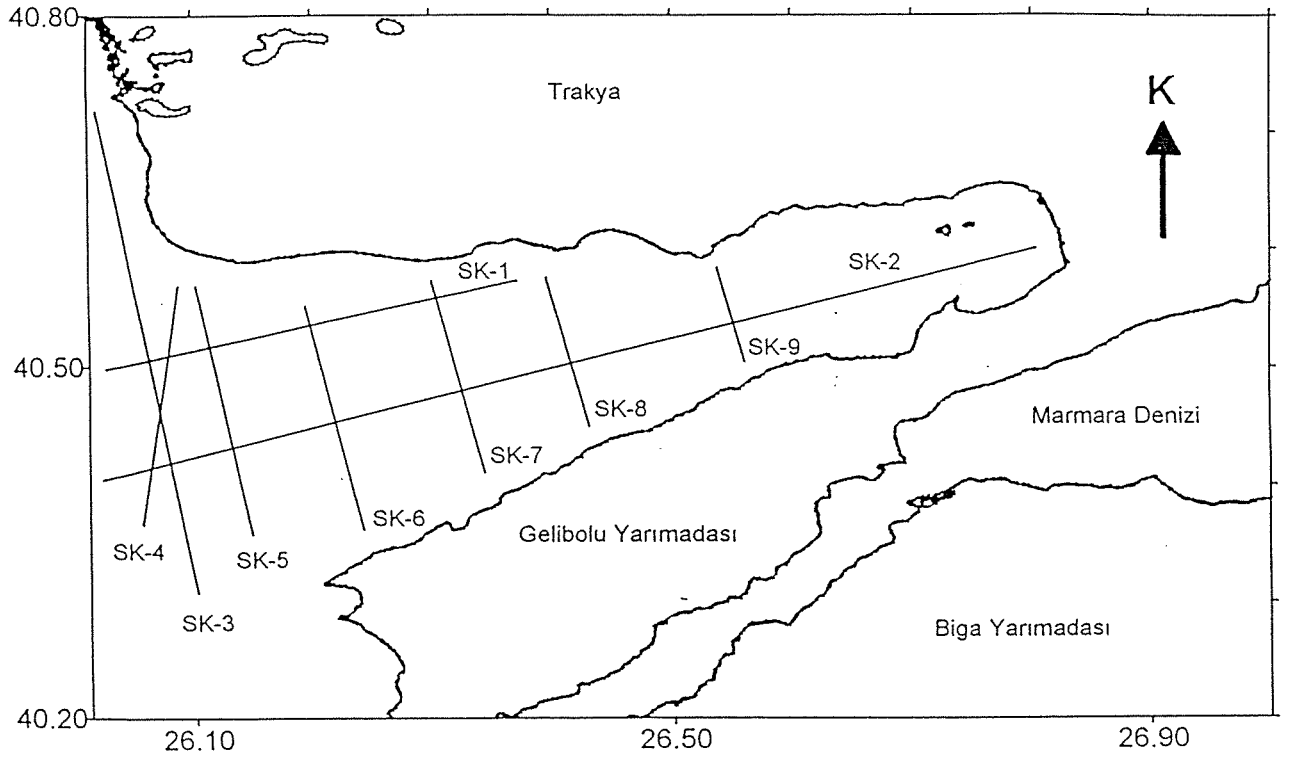
Edremit körfezine ait 8 adet sismik profilin toplam uzunluğu 182 km' dir. 120 kanallı olarak alınan kayıtlarda atış noktaları ve istasyonlar arasındaki uzaklıklar 25 m olan profillerin ortalama kayıt uzunlukları 4 sn ve örnekleme aralığı ise 4 ms olarak seçilmiştir.

Bu çalışmada kullanılan bütün sismik kesitler TPAO' nun değişik zamanlarda yaptığı sismik yansıma etüdlerinden alınmıştır. Bu veriler üzerinde, TPAO bilgi işlem merkezinde gerçekleştirilen veri-işlem çalışmalarından sonra yoruma hazır hale getirilmişlerdir. Yorumlamada, Saroz körfezindeki Saroz-1 ve Edremit körfezindeki Edremit-1 kuyu verilerinden de yararlanılmıştır. Şekil 1 ve Şekil 2' de verilen profil haritalarından, Saroz ve Edremit körfezlerini en iyi temsil edecek şekilde seçilen 3'er adet sismik kesit üzerinde yorumlamaya gidilmiştir.

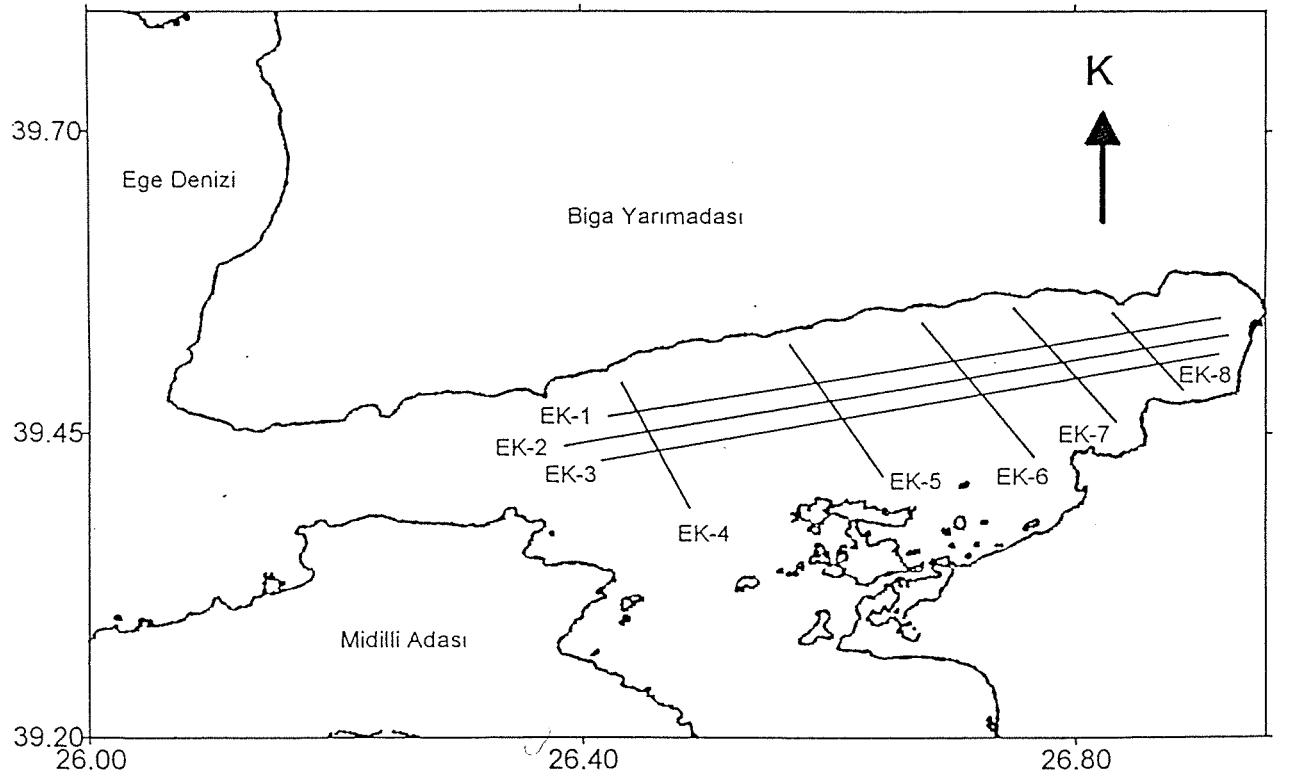
3. Sismik yansıma verileri ile Saroz körfezi ve edremit körfezinin tektonik özellikleri

Saroz körfezine ait SK-5, SK-7 ve SK-9 nolu sismik kesitler incelendiğinde, Saroz körfezine ait basen çökellerinin Gelibolu yarımadasını sınırlayan ana faya doğru kapandığı ve bu fay yanında da temel yapının ortaya çıktığı görülmektedir (Şekil 3, 4, 5). Gelibolu yarımadasının kuzey kenarı boyunca, Eosen-Üst Miyosen yaşlı birimler açıkça izlenebilmektedir. Gelibolu yarımadasının kuzeyinde yer alan çok sayıdaki bu tabakaların düşey ve devrilmiş bir halde bulunması, gerek bu çalışmadaki sismik yorumlar ve gerekse (Saner, 1985; Önal, 1986; Yalıtırak, 1996; Çağatay ve diğ, 1998; Saatçılar ve diğ, 1999) tarafından yapılmış olan çalışmalar gözönüne alındığında, KD-GB yönlü bir faylanmanın sonucunda oluştuğunu düşündürmektedir. Saroz körfezi için basen çökelleri olarak Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı birimler gözönüne alınmıştır. Basenin her iki kanatları boyunca görülen normal fayların temel yapıyı da kestiği izlenmektedir. Temeldeki geniş kıvrımların ise KAF' nin etkisinde Saroz baseni oluşumu öncesinde sıkışmaya bağlı olarak gelişmiş kıvrımlar olduğu düşünülmektedir.

Öte yandan, yine sismik kesitlerden Saroz körfezinin dolgusunun birbirinden açılmal uyumsuzlukla ayrılan Kuvaterner ve Miyosen çökel istiflerinden oluştuğu anlaşılmaktadır. Saner (1985) tarafından Saroz körfezinin kuzey şelfinde Pliyosen tortullar görülmediği ileri sürülmüştür. Ancak, körfezin kuzey şelfi boyunca Geç Pliyosen yaşlı Enez formasyonu dip tekneye kadar rahatlıkla izlenebilmektedir.



Şekil-1. Saroz körfezinde sismik yansıma ölçülerinin yapıldığı profilleri gösteren harita.



Şekil-2. Edremit körfezinde sismik yansıma ölçülerinin yapıldığı profilleri gösteren harita.

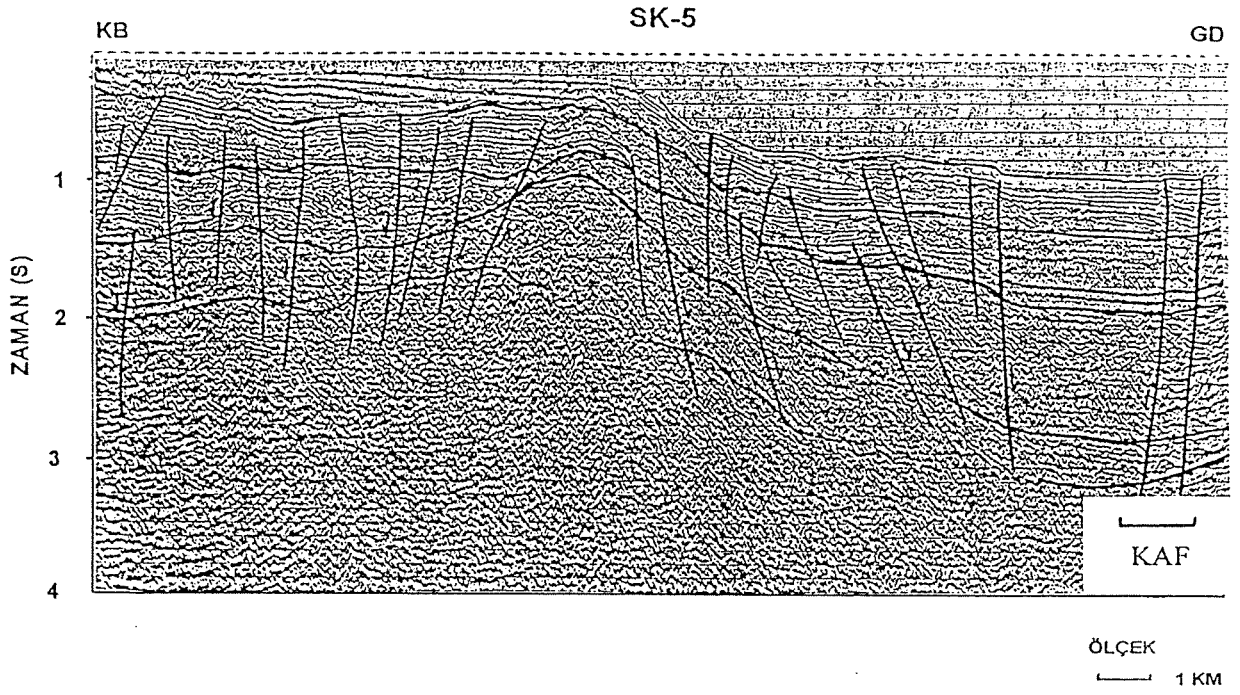
Körfez dolgusunun temelini ise Trakya baseninin Eosen-Oligosen yaşlı istifli oluşturmaktadır. Sismik kesitlerden elde edilen bir diğer sonuçta, körfezin kuzey şelfindeki Kuvaterner çökellerde faylanmaya rastlanmamış olmasıdır. Körfezin kuzey şelfindeki bazı faylar muhtemelen zamanla aktifliklerini yitirmiş ve Kuvaterner çökelleri ile örtülmüşlerdir. Havzanın tabanı ve güney kenarı boyunca yer alan faylar ise hem aktiftirler hemde Kuvaterner çökellerinide kestiklerinden oldukça belirgindirler. Bu da, körfezdeki fay aktivitesinin zamanla güneye doğru hareket ettiğini göstermektedir.

Saroz körfezinin sismik yansıma verilerinden elde edilen batimetri haritası incelendiğinde, Saroz körfezinin kuzey şelfinin geniş olmasına karşın (≈ 10 km) güney şelfinin çok dar olduğu görülür (Şekil 6). Gerek batimetri haritasından ve gerekse sismik kesitlerden izlendiği gibi basenin kuzey kenarı normal faylar tarafından meydana getirilen basamak şeklindeki alçalmalara sahiptir. Sismik kesitlerle birlikte Saroz-1 kuyusuna ait verilerde gözönüne alındığında, Saroz körfezinin tabanının Pliyosen yaşlı ince bir basen çökeli (≈ 150 m) tarafından kaplandığı derinlere doğru gidildikçe ise tamamen sedimanter tabakalardan oluştuğu anlaşılmaktadır. Öte yandan Saner (1985)'e göre, Pliyosen tortulların körfezin kuzey şelfinde görülmediği Marmara bölgesindeki Pliyosen yaşlı sedimanların ise temel yapılarla açılal olarak uyumsuz bir şekilde yer almaktadır. Ancak, bu çalışmadan da anlaşıldığı üzere, körfezin kuzey şelfinde de Pliyosen çökellerin yer almasına karşın bu istifte faylanmaya bağlı deformasyon izine rastlanmamıştır.

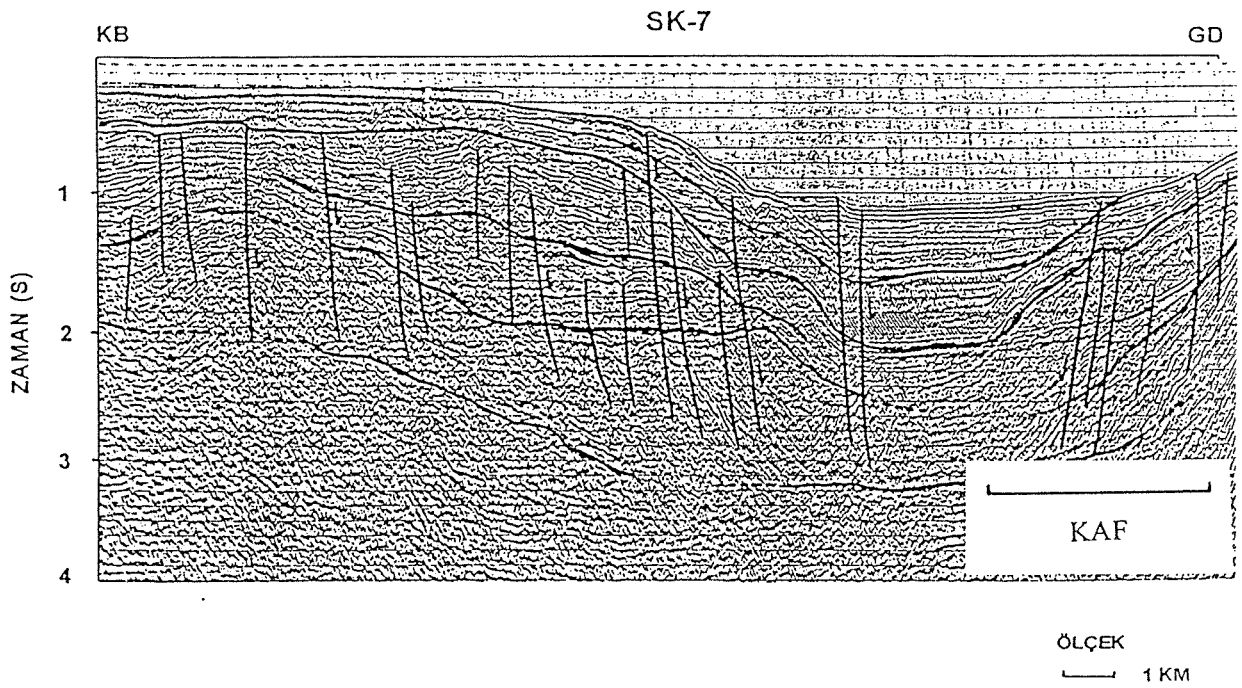
Edremit körfezine ait Şekil 7, 8 ve 9' da görülen EK-4, EK-6 ve EK-8 nolu sismik kesitler incelendiğinde, körfezin tamamının Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı basen çökelleri tarafından kaplanmış olduğu görülmektedir. Bütün sismik kesitlerde açıkça görülen bu çökellerde fay izine rastlanmamaktadır. Ancak çok küçük deformasyonlar izlenebilmektedir. Basen çökellerini etkileyen bu deformasyonların ise heyelanlar ve göçmeler (slump) tarafından meydana getirildiği düşünülmektedir. Grabenin kuzeydoğusunda bulunan ve KD-GB uzanımına sahip faylar, genç Kuvaterner çökellerini de kestiklerinden aktif faylardır. Körfezin kuzey kesiminde çökeller kalınlaşırken güneye doğru temel yapı sığlaşmaktadır. Bu bölgede, Kuvaterner ve daha yaşlı formasyonlar oldukça net yansımalar ile birbirinden ayrılmaktadır.

KAF' nın güney kolu üzerinde yer alan Edremit körfezinin sismik yansıma verilerinden elde edilen batimetri haritası incelendiğinde, K-G yönlü akarsulara ait ötelenmiş kanyonlar açıkça görülmektedir (Şekil 10). Oldukça kalın (≈ 900 m) Pliyo-Kuvaterner basen çökeline sahip körfezde fay izine pek rastlanmamaktadır. Ancak, basen çökeline itibaren izlenen yapılarda çok sayıda ve oldukça yoğun listrik karakterli faylanmalar açıkça görülmektedir. Körfezin temeli ise Alt-Orta Miyosen yaşlı volkanikler tarafından kuşatılmıştır.

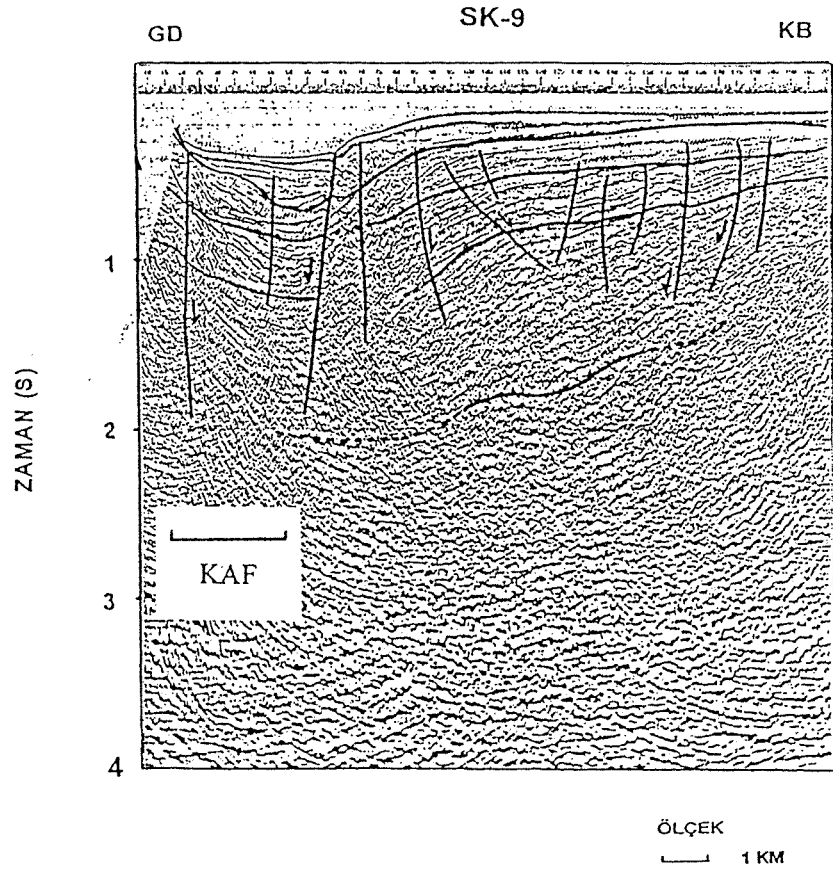
Edremit körfezinde görülen yoğun sedimantasyonun esas nedeni, çökme hızının grabenin açılma hızından daha fazla oluşudur. Bir diğer etkende, körfeze akarsular tarafından taşınan malzeme miktarıdır. Körfeze dökülen akarsular arasında doğudaki Edremit Çayı, Havran Çayı, Zeytinli Dere ve Kara Dere ile Manastır Dere, Ilıca Dere ve Mıhlı Dere en önemlilerindedir. Körfezin kuzeyinde de çok sayıda ana ve ikincil akarsular bulunmaktadır. K-G yönlü uzanımına sahip bu akarsulara ait kanyonlar batimetri haritasında izlenebilmektedir. Özellikle Manastır Dere, Koca Dere ve Mıhlı



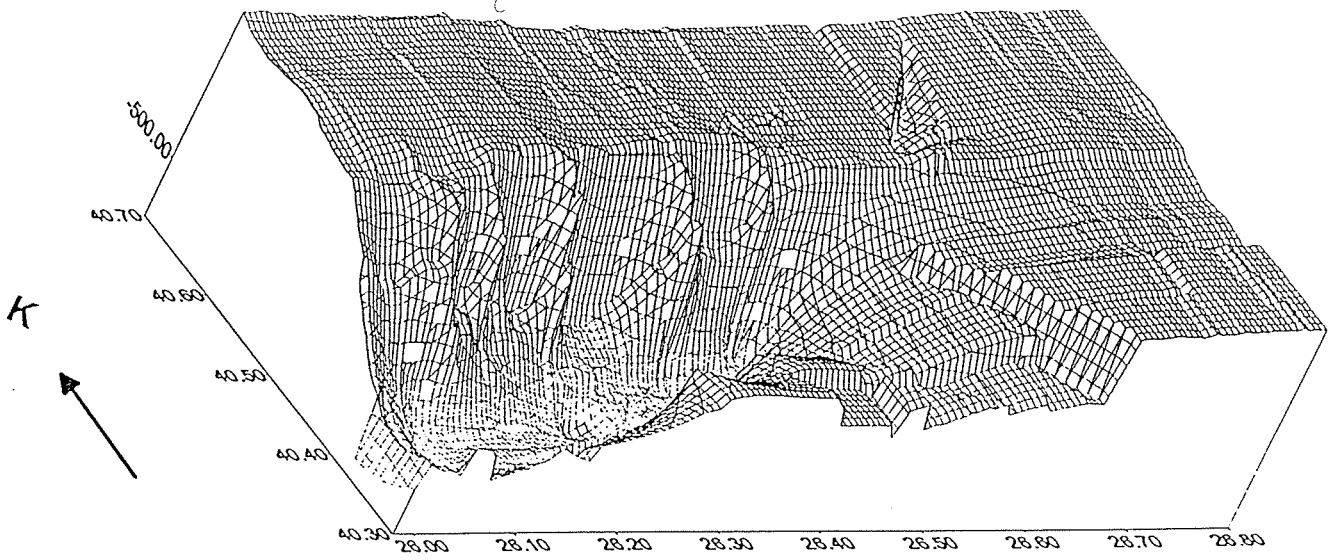
Şekil-3. SK-5 nolu sismik kesit.



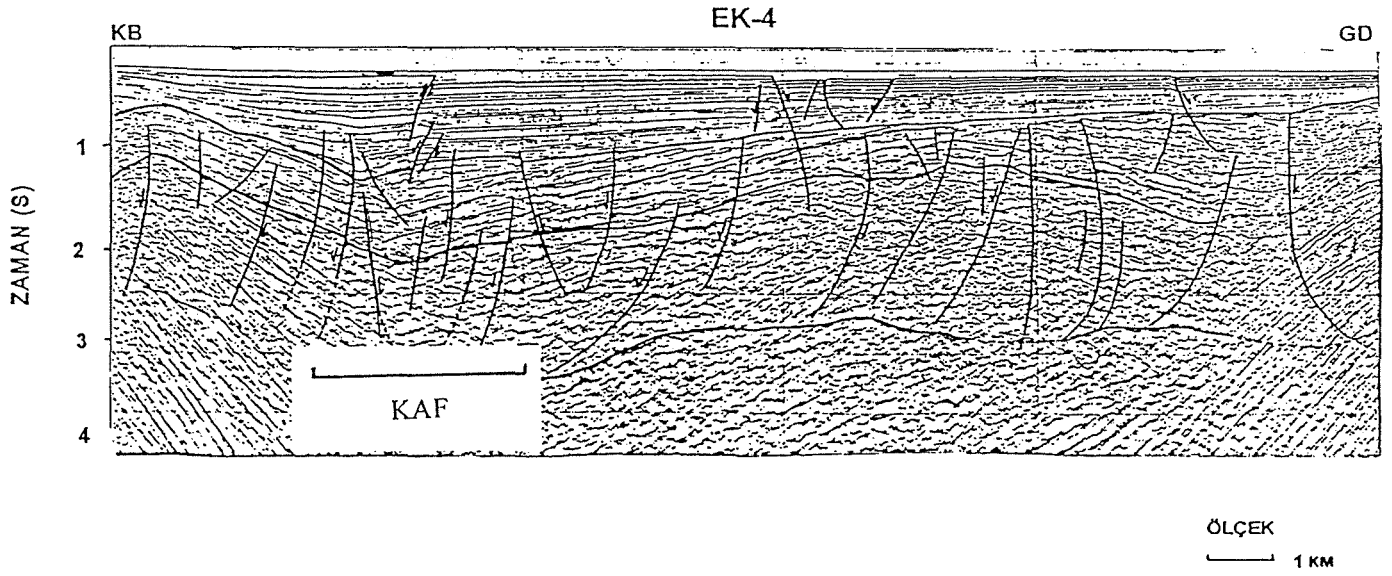
Şekil-4. SK-7 nolu sismik kesit.



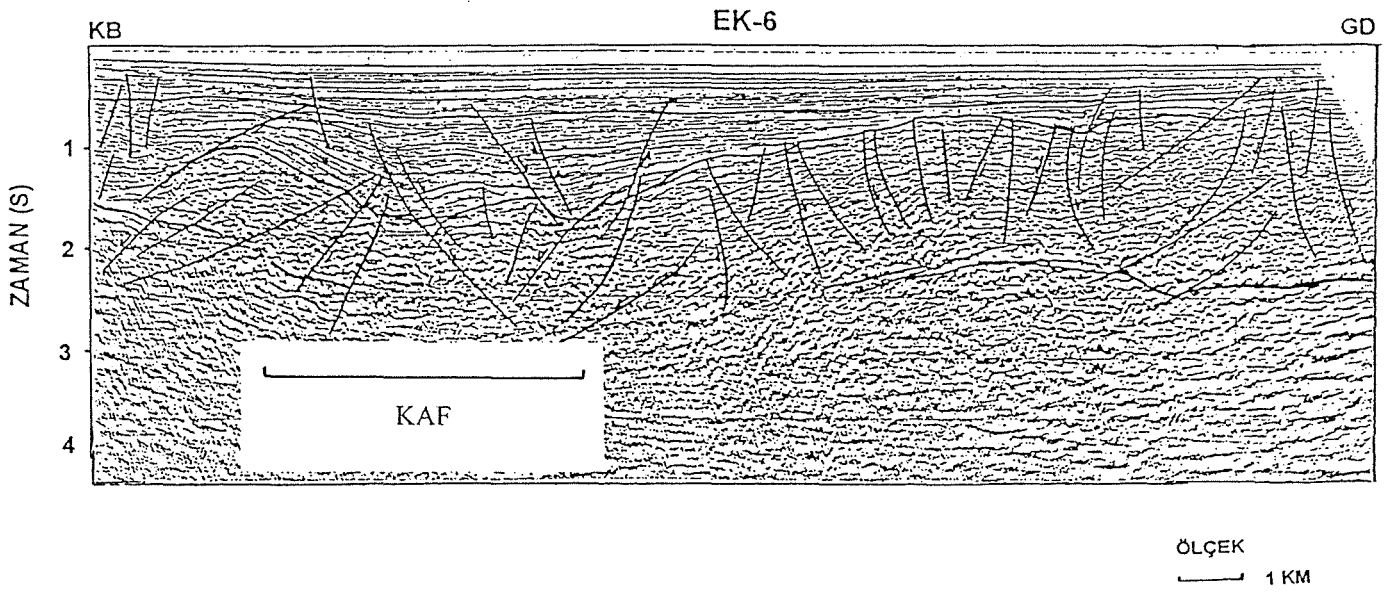
Şekil-5. SK-9 nolu sismik kesit.



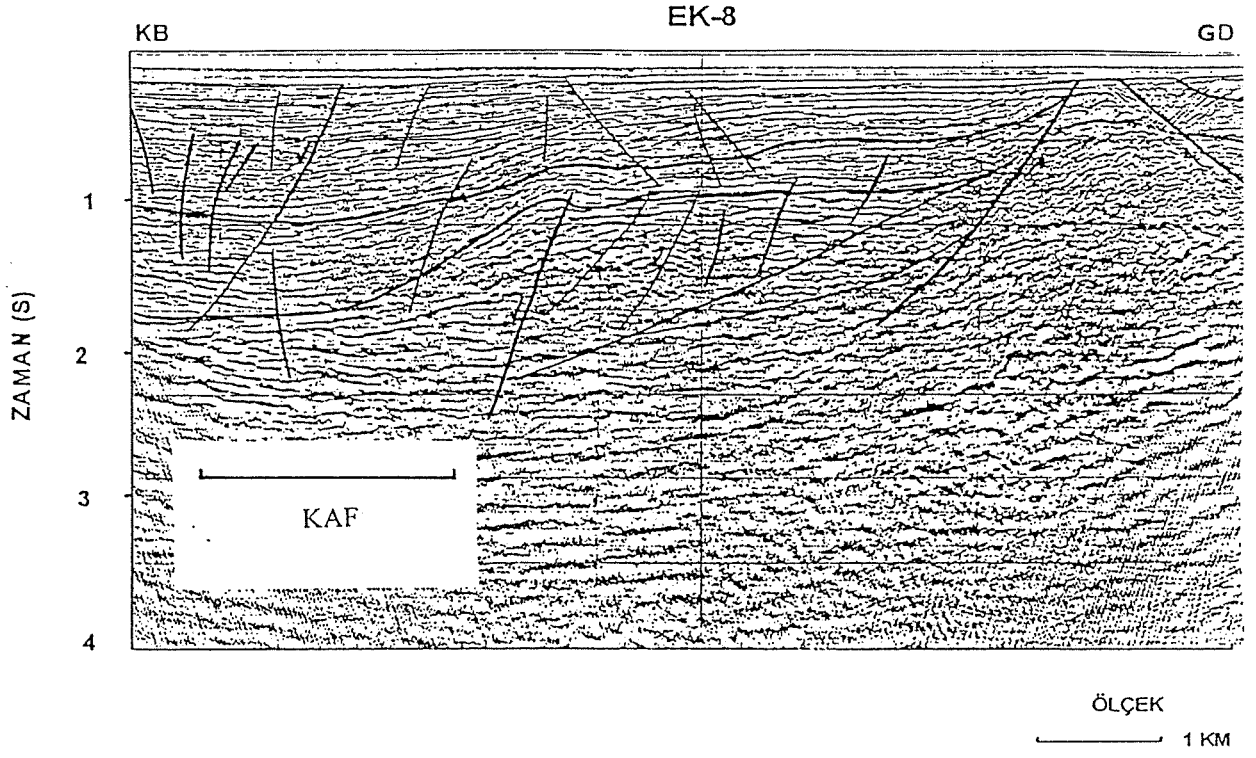
Şekil-6. Saroz körfezinin batimetri haritası.



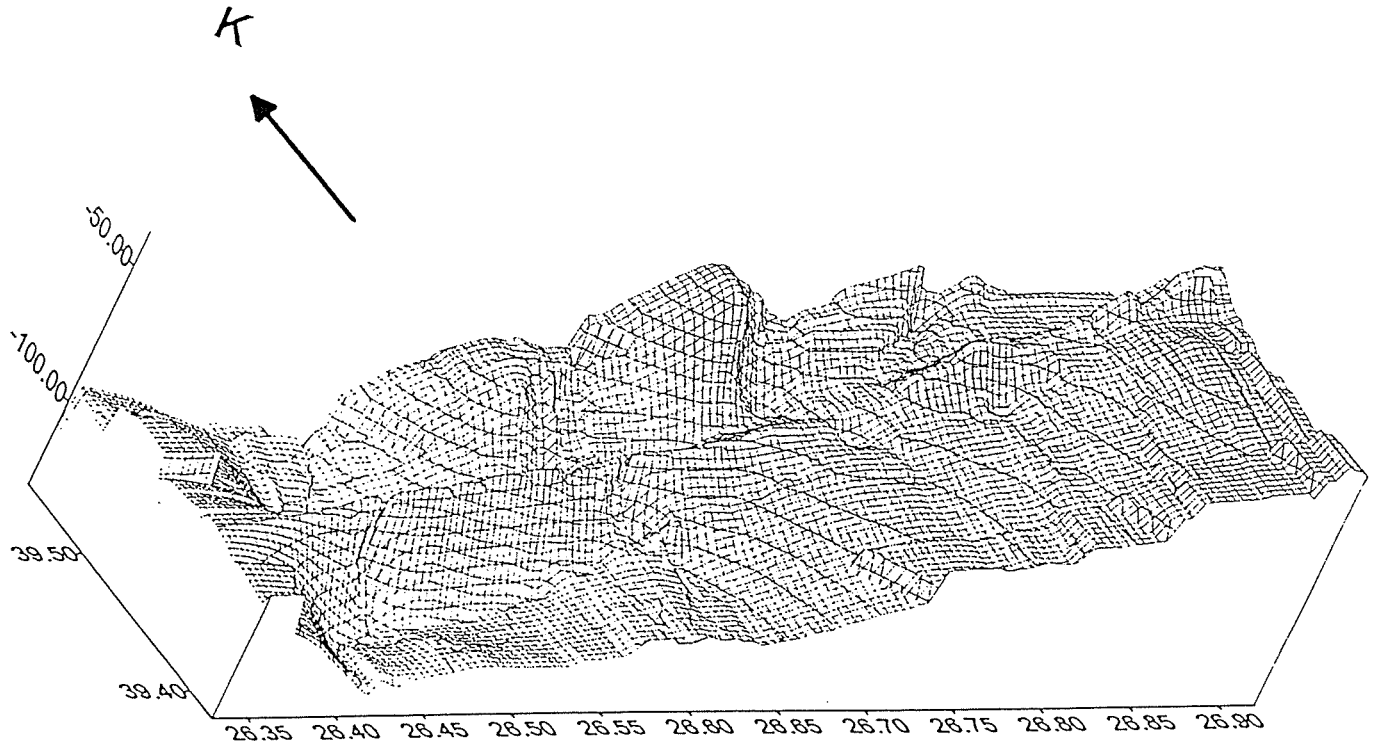
Şekil-7. EK-4 nolu sismik kesit.



Şekil-8. EK-6 nolu sismik kesit.



Şekil-9 . EK-8 nolu sismik kesit.



Şekil-10. Edremit körfezinin batimetri haritası.

Dereye ait kanyonlar rahatlıkla görülebilmektedir. Bu akarsuların böylesine belirgin kanyonlar oluşturmalarının en önemli nedeni, ortalama 1770 m yüksekliğe sahip Kazdağ' dan körfeze dik bir şekilde dökülmeleridir. Bunun yanı sıra, batimetri haritası incelendiğinde, KAF' nın doğrultu atımlı hareketi nedeniyle bu derelere ait kanyonların ötelenmeleri de açıkça izlenebilmektedir. Batıdan doğuya doğru incelediğimizde, Ilıca Dereye ait kanyondaki yanal atım miktarı ≈ 17 km ölçülmüştür. Doğuya doğru ilerledikçe, Mihli Dere için ≈ 16 km ve Küçüksu Dere içinde ≈ 16 km atım ölçülmüştür. Bu değerler, Armijo ve diğ., (1999) ve Yılmaz ve diğ., (1994) ile karşılaştırıldığında (sırası ile 15-20 km ve 20 km), yukarıdaki toplam atım değerleri ile son derece uyumlu olduğu göze çarpmaktadır. Bu araştırmacıların ortaya koyduğu bu değerler, somut veriye dayandırılmayan tahmini değerlerdir. Körfezin Ege denizine açılan kesiminin Midilli adası tarafından kapatılmış olmasında çökelmeyi hızlandırmaktadır. Eryılmaz ve diğ., (1998) tarafından da belirtildiği gibi, Midilli ile İpsara adaları arasındaki bölge çok kalın bir çökel topluluğundan oluşmaktadır. Gerek sismik kesitlerden ve gerekse Edremit-1 kuyusuna ait verilerden Üst Miyosen yaşlı çakıltaşlarından oluşan Adatepe formasyonu ile Alt-Orta Miyosen yaşlı Doyran volkaniklerinden oluşan temel arasındaki sınırı genel olarak faylar oluşturmaktadır.

KAF bütün sismik kesitlerde rahatça izlenebilmektedir. Sismik kesitlerin her iki uçlarında da, doğrultu atımlı harekete bağlı olarak meydana gelen yükselime rastlanmaktadır. Benzer şekilde, sismik kesitlerin kanatları boyunca da listrik karakterli faylanmalar görülmektedir. Körfezin kuzeyindeki D-B yönünde sahile paralel bir şekilde uzanan çok sayıdaki listrik yapılı bu normal fayların, deniz içindeki uzantıları kolaylıkla izlenmektedir. Grabenin oldukça kırıklı bir görünüme sahip olmasına neden olan bu faylar, çiçek yapısı (flower structure) özelliği göstermektedir.

Böylece Edremit körfezinde, kuzey ve güneyden geçen oblik atımlı (çiçek yapısı özelliği gösteren doğrultu atımlı + normal faylar) faylarla sınırlanmış bir havza yapısı açıkça görülmektedir.

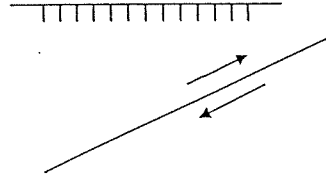
Sonuçlar

Bu çalışmada, sismik yansıma verileri kullanılarak Saroz körfezi ve Edremit körfezinin tektonik yapısı incelenmiştir. Elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibi sıralanabilir;

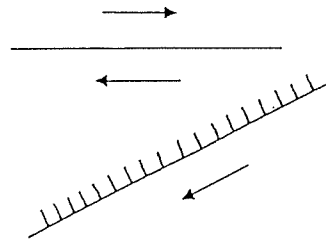
- 1- Batimetrik olarak her iki basende birbirinden farklıdır. Örneğin, Saroz körfezi asimetrik iki şelfe sahip olup, basen batıya doğru derinleşmektedir. Dar olan güney şelften Kuzey Anadolu Fayı' nın kuzey kolu olan Gelibolu segmenti geçmektedir. Buna karşılık, Edremit körfezi batimetrik olarak sığ bir yapıya sahiptir. Ancak, kuzey kenar derelerinin açtığı kanyonların Kuzey Anadolu Fayı' nın güney kolu tarafından ötelenmeleri açıkça görülmektedir. Bu ötelenmelerden, fayın 16-17 km kadar toplam atıma sahip olduğu ve ortalama hızın da 4-5 mm/yıl olabileceği anlaşılmaktadır.
- 2- Sismik kesitlerden elde edilen veriler, kuyu verileri ve çevre jeolojisi ile beraber değerlendirildiğinde, Saroz baseni çökellerinin ince (≈ 150 m) ve Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşta olduğu, Edremit baseni çökellerinin ise, daha kalın (≈ 800 m) ve

daha eski yaşta (muhtemelen Miyosen sonları ve Pliyo-Kuvaterner) oldukları anlaşılmıştır.

- 3- Her iki basene ait temel yapılar, gerek yaş ve gerekse köken itibarıyla farklı özelliklere sahiptir. Saroz körfezinin temelini Alt Eosen yaşlı sedimanter tabakalar, Edremit körfezinin temelini ise Alt-Orta Miyosen yaşlı masif volkanik tabakalar oluşturmaktadır.
- 4- Körfezlerin oluşumunu sağlayan faylar da farklı mekanizmalara sahiptir. Saroz körfezinde ana fay güney kenarda ve doğrultu-atımlı (Kuzey Anadolu Fayı' nın kuzey kolu), ikincil faylanma kuzey kenarda ve normal faylardan (Şekil 11a); Edremit körfezinde ise ana fay kuzey kenarda ve doğrultu-atımlı (Kuzey Anadolu Fayı' nın güney kolu), ikincil faylanmalar güney kenarda ve doğrultu-atımlı + normal faylardan (çiçek yapısı-flower structure) oluşmaktadır (Şekil 11b).
- 5- Hernekadar bu basenler geometrik olarak benzerlikler gösterebilirler de, tektonik köken, tektonik hızlar, sedimantasyon hızları ve yaşları açısından bakıldığında hepsinde de farklılıklar görülmektedir. Saroz ve Edremit körfezleri, Kuzey Anadolu Fayı' nın kolları tarafından oluşturulan ikiz basenler olmayıp simetrik basen özelliği göstermektedirler.



(a) Saroz körfezi



(b) Edremit körfezi

Şekil-11. Saroz ve Edremit körfezlerinin tektonik mekanizmalarının şematik olarak gösterimi. (a) Saroz körfezi, (b) Edremit körfezi.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambraseys, N. N. and Finkel, C. F., 1987. The Saros-Marmara earthquak Eng. Struct.Dyn., 15, 189-211.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A., 1999. Westward propagation of the NAF in to the North Aegean. Timing and Kinematics. Geologie (in press).
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activitiy, Tectonics, 3, 663-684.
- Barka, A.A., 1992. The North Anatolian Fault zone. Ann. Tectonicae, Spec. Issue-Supplement to V, VI, 164-195.
- Çağatay, M. N., Görür, N., Alpar, B., Saatçılar, R., Akkök, R., Sakınc, M., Yüce, H., Yaltırak, C. and Kuşçu, İ., 1998. Geological evolution of the Saros, NE Aegean Sea. Geo-Magazine Letters, 16. (In press).
- Eryılmaz, M., Doğan, E., Alpar, B., 1998. Ege Denizi fay tektoniği ve çökel kalınlığı, Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları: WORKSHOP IV, 14-15 Mayıs 1998, İstanbul.
- Genç, Ş. C., Karacık, Z., Yılmaz, Y., 1998. Edremit körfezi kuzeyinin jeolojisi. Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları Workshop IV, 14-15 Mayıs, İstanbul.
- Jackson, J. A. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J.R.astr. Soc., 77, 185-264.
- Kalafat, D., 1989. Son yıllarda oluşmuş bazı depremlerin odak mekanizm açısından irdelenmesi: Deprem Araştırma Bülteni, 66, 6-20.
- Lybérís, N. 1984. Tectonic evolution of the North Aegean trough, in Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., vol. 17, pp. 709-725, eds Dixon, J. E. & Robertson, A. H. F., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Önal, M., 1986. Gelibolu yarımadası orta bölümünün sedimanter fasiyesleri ve tektonik evrimi, KB Anadolu, Türkiye: Jeoloji Müh. 29, 37-46.
- Pınar, N., 1943. Marmara Denizi Havzasının sismik jeoloji meteorolojisi: İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, 5, 64 s.
- Saatçılar, R., Ergintav, S., Demirbağ, E., İnan, S., 1999. Active faulting geometry of the Aegean Sea from seismic reflection data. Marine Geology (In press).
- Sakınc, M., Yaltırak, C., 1996. Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası: Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, 3 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-Kırklareli, 38.
- Saner, S., 1985, Sedimentary sequences and tectonic setting of saros Gulf area, Northeast Aegean Sea, Turkey. Geol. Soc., Turkey, Bull., 28, 1-10.
- Taymaz, T., Jackson, J. A., McKenzie, D.P., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean, Geophys. J. Int. 106, 433-490.
- Yaltırak, C., 1996. The tectonic history of the Ganos fault system. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni: 8/1, 137-150.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. and Yılmaz, K., 1994. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin, NW Anatolia (in Turkish). In Proceedings of the 10th Petroleum Congress of Turkey, pp.37-55.

Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara denizi ve çevresindeki yaşı, toplam atımı ve kinematığı

The Age, total displacement and kinematics of the North Anatolian fault in the Marmara Sea region

Rolando Armijo*, Bertrand Meyer*, Aykut Barka**,***, Aurelia Hubert*

*IPG, Paris (UMR 7578 CNRS), + Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, Fransa

**İTÜ, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Ayazağa, 80626 İstanbul, Türkiye

*** TÜBİTAK, MAM, Yer Bilimleri Araştırma Enstitüsü, Gebze, İstanbul, Türkiye

Öz

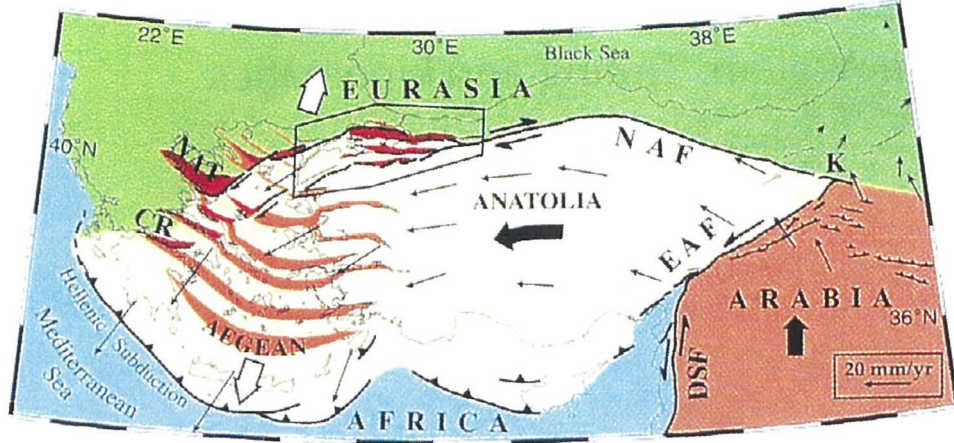
Bu çalışmada Kuzey Anadolu fayının zaman içinde büyümesi hakkında yeni veriler ortaya konulmaktadır. Çanakkale Boğazı çevresindeki kıvrımlanmalar bize fayın büyüyen ucunun yayılma zamanını ve atımın belirlenmesini sağlamaktadır. Fayın bu yöredeki yaşı Messiniyen regresyonu ve Pliyosen transgresyonu kapsayan deniz seviyesi değişimleri ile ortaya konulmuştur. Son 5 Ma da 85 km lik atım veren Marmara pul-part'ın uzun dönem kinematığı ile günümüzde elde edilen GPS verilerinin uygunluğu bize zaman içinde kinematığın fazla değişmediğini göstermektedir.

Abstract

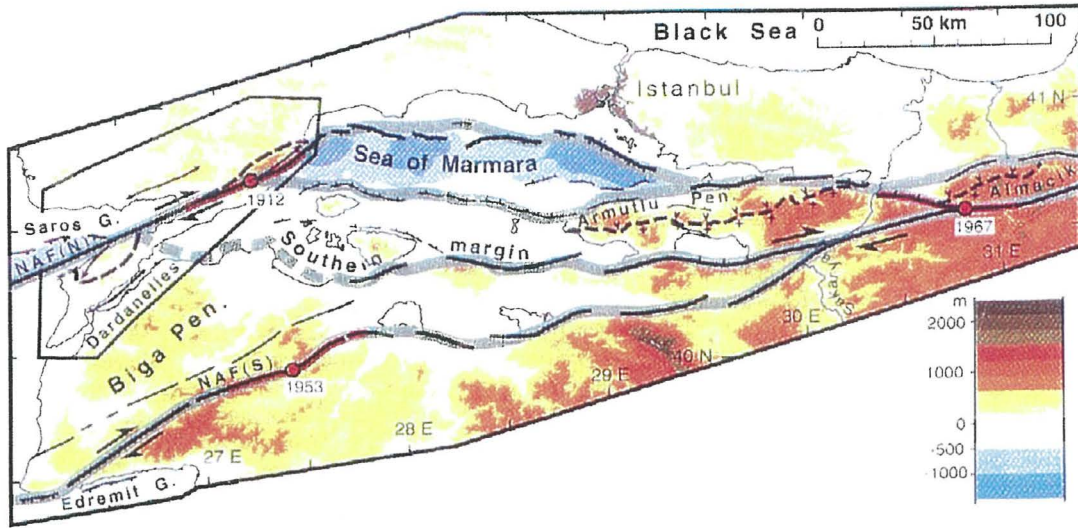
We present new evidence for the propagation processes of the North Anatolian fault. Folding in the Dardanelles Straits region allow us to document timing of the deformation proceeding, and the finite displacement after, the passage of the propagating tip of the fault. The accuracy of the observation is due to interplay between deformation and the sea-level changes in the Mediterranean (the well known Messinian regression followed by the Pliocene transgression). The long term kinematics around the Sea of Marmara pull-part (total displacement of about 85 km over the past 5 Ma) is similar to the present-day kinematics deduced from space geodesy.

Giriş

Levha tektoniğinin gelişmesi sırasında levha ölçeğindeki fayların kıtasal kabuk içinde nasıl geliştiği ve büyüdüğü konusu fazla ilgi görmemiştir. Bunun sebebi büyük ölçekteki fayların bu gözle detay incelenmemiş olmasından kaynaklanmaktadır. Kıtasal transform olarak kabul edilen Kuzey Anadolu fayı (Ketin, 1948; McKenzie, 1972) bu konunun incelenmesi açısından ideal örneklerden biridir. Kuzey Anadolu fayı daha önce biraraya gelmiş olan Anadolu bloğu ile Avrasya Levhası arasındaki sınırı oluşturmaktadır (Şek. 1). Fay boyunca hareketin Doğu Anadolu'da meydana gelen çarpışmayı takiben Üst Miyosen'de meydana geldiği ileri sürülmektedir (Şengör vd., 1985). Fayın batıda, Hellenik Yay'a yaklaştıkça Marmara Denizi, Kuzey Ege ve Korinth çevresinde transtentional bir yapıda geniş bir alana yayılması fayın gelişmesi ve Anadolu-Ege bloğunun saatin tersine hareketle kaçıışı ile ilgilidir (Armijo vd., 1996; Reilinger vd., 1997). Bununla beraber Karlıova ile Korint arasında 2000 km uzunluğundaki fayın büyümesi esnasında fay boyunca farklı atım miktarlarının yer alması söz konusudur. Bu makalede Kuzey Anadolu fayı'nın Ege denizine ulaştığı Marmara Denizi ve Çanakkale boğazı çevresinde fayın bu gelişmesi ile ilgili yaptığımız yeni tektonik gözlemleri ortaya koymaktayız.



Şekil 1. Doğu Akdeniz bölgesinde tectonic konum. Anadolu ve Ege bloğunun Doğu Anadolu'daki Arabistan/Avrasya çarpışmasında kaçarak Hellenik yaya doğru saatin tersine dönüşü. Vektörler GPS ve SLR ölçümlerinden elde edilmiştir (Reilinger vd., 1997). Ege'de daha önce başlayan geniş alanlı yavaş gerilme (kavuniçi rengi alanlar ve beyaz oklar) ve sonra başlaya ve hızlı trantensional Kuzey Anadolu fayı hareketi Ege Denizi ve çevresinde buluşmaktadır. NAF-Kuzey Anadolu fayı. EAF- Doğu Anadolu fayı, NAT-Kuzey Ege çukurluğu, K-Karlıova üçlü eklemi, CR-Konrinth rift.



Şekil 2. Geometry of the active tectonics of the Marmara Sea region. Kuzey Anadolu fayı batıya doğru birbirinden 100km uzak iki kola ayrılmaktadır. Kuzeydeki kol gelibolu yarımadası kuzey kenarı boyunca uzanmakta olup Saros Körfezi ile Marmara Denizini birbirine bağlamaktadır. Kutu içine alınmış ala Şekil 3'ün yerini göstermektedir. Marmara Denizi içindeki önemli faylar normal faylardır ve derin basenleri sınırlamaktadırlar. Güney shelf boyunca yayılmış bir faylanma görülmektedir. Sinüzoidal bir yapı gösteren güney kol yer yer pull-apart yapılar oluşturmaktadır. Kırmızı çizgiler 1912, 1953 ve 1967 depremlerinin yüzey kırıklarını göstermektedir. Gri çizgiler yeniden kurma için kullanılan kesme çizgilerini göstermektedir. Yaklaşık olarak İntra-Pontid kenet kuşağına karşılık gelen Sakaya metmorfikleri (+) ve Eosen volkanikleri arasındaki (v) kontak Armutlu yarımadasında ve Almacık bloğu üzerinde işaretlenmiştir.

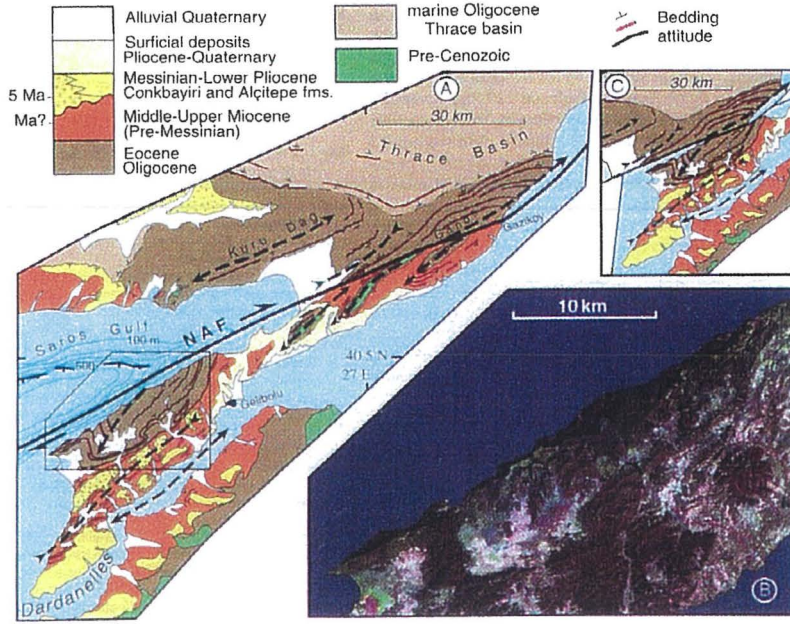
Gaziköy-Gelibolu Arasındaki Kesilip Ötelenmiş Kıvrım

Marmara Denizi çok açıkça görülen pull-apart bir yapı oluşturmaktadır (Şek. 2), (Barka ve Kadinsky-Cade 1988). Bu yapı, sismik profillerle doğrulanan (Wong vd., 1995; Ergün ve Özel, 1995; Smith vd., 1995) birbirleri arasında yaklaşık 100 km basamak olan master fay segmentleri ve kuzeye ve güneye eğimli normal faylarla sınırlı rombik basenlerden oluşmaktadır. Bu bölgede birçok fay segmenti ve bu segmentlerin activitiesini kanıtlayan bir çok deprem meydana gelmiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Örneğin 1912 ve 1953 Mürefte-Şarköy ve Yenice Gönen depremleri, $M=7.4$, 50 km den fazla uzunlukta yüzey kırıkları meydana getirmiştir. Marmara doğusunda en son meydana gelen 1967 Mudurnu depremi 7.1 büyüklüğündedir. Bununla beraber, yerdeğiştirmenin fay boyunca Marmara Denizinde nasıl transfer edildiği pek açık değildir. Ayrıca toplam atım ve Marmara denizindeki genişleme miktarı henüz hesaplanmamıştır. Buna paralel olarak Marmara batısında fayın Ege denizine girdiği bölgede atımın kuzey ve güney kollar arasındaki ne oranda paylaşıldığı bilinmemektedir.

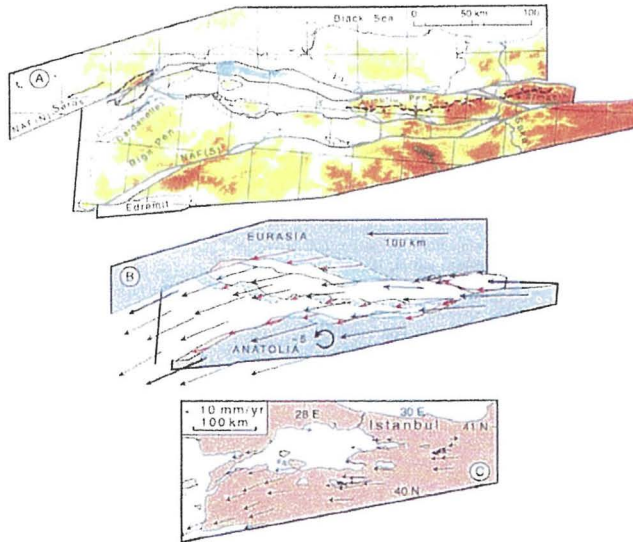
Kuzey Anadolu fayının kuzey kolu Marmara denizi hemen batısında K70D doğrultusunda K110°E olan doğrultu atım bileşenli normal faylara göre ani bir yön değiştirmektedir (Şek. 2 ve 3). Fay Gaziköy ve Gelibolu yarımadası kuzeyinde çizgisel özellik göstermektedir. Gelibolu yarımadası ve Çanakkale Boğazı çevresinde bir kıvrımlanma yer almaktadır. Bu kıvrımların detay haritalanması bize kıvrımlanmanın yaşı geometrisi, yaşı ve Kuzey Anadolu fayı ile olan kinematik ilişkisi hakkında önemli ip uçları vermektedir.

Kıvrımlar faydan yaklaşık 30 km mesafeye kadar uzanmaktadır. Ortalama doğrultuları N45°E olup fay üzerindeki sağ-yanal hareketi doğrular niteliktedir. Eksenler 20 km uzunluğunda olup eksenler arasındaki uzaklık yaklaşık 10 km dir. Ganos dağı güneyinde Gaziköy ve Gelibolu yarımadasında faya yakın alanlarda daha dar kıvrımlarda görülmektedir (Şek. 3). Fayın kuzeyinde kalan kıvrımlar daha çok Trakya basenine ait Eosen ve Oligosen yaşlı birimler içinde yer almaktadır. Güneydeki kıvrımlar benzer karakterde olup Miyosen birimlerini de kapsamaktadır ve Eocene-Miyosen birimleri arasında farkedilir bir açısal uyumsuzluk görülmemektedir. Paleojen ve Miyosen birimlerinin her ikisi de yer yer 90° eğimlidir ve dar ikincil kıvrımlar sıkça gözlenmiştir. Bölgenin en yüksek (924 m) kubbelerini oluşturan Ganos antiklinalinin güney yarısı Kuzey Anadolu fayı tarafından oblik olarak kesilmiştir.

Fayın güneyinde dört ana antiklinal gözlenmektedir. Ganos ile Gelibolu arasında kalan üçü, parçalanmış pre-Senozoyik memmer ve serpantinlerden (İntra-Pontid kenet kuşağı, Yılmaz vd., 1997) oluşan dar bir çekirdek ve Eosen ve daha az dayanımlı Miyosen sedimanları ile zarflanmış benzer yapı gösterir. Bununla beraber bu üç kıvrım farklı morfolojilere sahiptir. KD'da Gaziköy yakınında meydana gelen en yüksek antiklinal iyi korunmuş olup yumuşak Miyosen kayalarında kubbe şekli bozulmamıştır. Orta antiklinal daha az yükseltidedir (444 m) ve açıkça daha fazla erozyon geçirmiştir. GB'ya üçüncü antiklinal en çok erozyon geçiren antiklinal olup en az yükseltiye sahiptir (280 m) ve hemen tamamı aluviyon ve yamaç molozları ile örtülmüştür. Bu bize Ganos antiklinali güneyinde yer alan enaz aşınmış olan günümüzde halen aktif antiklinalin en genç olduğunu göstermektedir. Yine bu görüş bize fayın güneyinde fay boyunca güneybatıya doğru kıvrımlanma aktivitesinin gittikçe yok olduğunu ve kıvrımlarının yaşının arttığını ifade etmektedir.



Şekil 3. Çanakkale Boğazı çevresinde ötelenmiş olan Ganos ve Gelibolu yarım antiklinalleri. A: Basitleştirilmiş jeoloji haritası (Sümengen ve Terlemez, 1991'den değiştirilmiştir). Kıvrımlanma Üst Miyosen'e kadar olan birimleri etkilemektedir. Çanakkale boğazında kıvrılanmış birimler derin bir şekilde aşındırılmıştır ve Messiniyen-erken Pliyosen yaşlı (≈ 5 Ma) klastikler ve transgresyonla gelen denizel sedimanlarla uyumsuzlukla örtülmüştür. B: Landsat thematic mapper kesik Saroz körfezi güneyinde Kuzey Anadolu fayı tarafından kesilmiş olan Gelibolu antiklinali göstermektedir. C: Ganos ve Gelibolu yarım antiklinallerinin biraraya getirilmesi 70 ± 5 km sağ-yanal ötelenme olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 4. Marmara Bölgesi için kinematik model. A: Son 5 Ma için Gelibolu ve Ganos antiklinallerinin fay boyunca 70 km ötelenme ile biraraya getirilmesi (Şekil 3c). Bu modellemede bir önceki şekilde gösterilen gri fay hatları boyunca kesilen bloklar jeolojik kılavuzlar kullanılarak ve üstüste gelen alanlar (genişleme) ve boşluklar (sıkışma alanları) minimize edilerek elde edilmiştir. Bu yeniden kurma sonucunda 5 bir Anadolu rotasyonu elde edilirken Almacık bloğunun dönmesinin 10 olduğu saptanmıştır. Sakarya Metmorfikleri ve Eosen volkanikleri kontakının ötelenmesi ile Sakarya nehrinin eski güzergahı ötelenmesinin uyum olduğu görülmektedir. B: Yukarıdaki modellemeden elde edilen yer değiştirme vektörleri. Siyah vektörler Kuzey bloğa göre. Kırmızı vektörler ise komşu bloklara göre hareketleri göstermektedir. Mavi alanlar üstüste çakışan alanları ve pembe alanlar ise boşlukları ifade etmektedir. Modelin doğu kısmında toplam atım 85 km ve 15-20 km kısılma olduğu anlaşılmaktadır. Güney kolda sağ-yanal atım yaklaşık 15-25 km dir ve fayın geometrisi dolayısı ile fay boyunca sıkışma ve genişleme alanları görülmektedir. Marmara Denizi derin basenleri boyunca ortalama %300 ve güney selfte ise %30 luk bir genişleme görülmektedir. C: GPS vektörleri (Straub vd., 1997).

Daha güneyde Gelibolu yarımadasında Ganos antiklinaline benzer başka bir büyük Eosen antiklinali yer alır. Ancak bu antiklinalin daha çok erozyona uğradığı görülmektedir (Fig. 3 a ve b). Bu antiklinalin güney kenarında bir senklinal yer alır ve senklinal içinde orta üst Miyosen çökelleri yer alır(karasal Gazhane ve bunu takipeden fluviyal-gölsel ve denizel Kirazlı formasyonları). Senklinal derince erozyona uğramış olup GD'ya eğimli Gelibolu antiklinali yakınlarında klastik çökellerden oluşan Conbayırı formasyonu ve daha uzaklarda ise yatay konumdaki Alçıtepe formasyonu ile uyumsuzlukla örtülmektedir. Alçıtepe formasyonu Çanakkale Boğazının iki tarafını örtmektedir ve dar kıvrımlı Miyosen çökelleri içinde yer alan ve bugünkü Çanakkale Boğazına yaklaşık paralel 200 m derinliğindeki kanyonu doldurmaktadır. Alçıtepe formasyonu yaygın bir "macra" faunasını (Sümengen ve Terlemez, 1991) kapsamaktadır ve buda Akdenizin Ege ve Marmara denizi üzerinden Karadenize bağlanması ile ilgili önemli bir transgresyonu ifade etmektedir. Bu kanyon dolgusu Alçıtepe Formasyonu, Akdenizde iyi bilinen Mesiniyen krizi (Ryan ve Cita, 1978) sırasında meydana gelen regresyon ve erozyonu takiben oluşan Pliyosen transgresyonu temsil etmektedir. Eğer bu doğruysa, Gelibolu çevresindeki kıvrımlanmanın yaşı 7-5 Ma arasında dar bir zaman dilimde olduğu ortaya çıkmaktadır. Son olarak, Kuzey anadolu fayı, Gelibolu antiklinalin kuzey kanadı ve transtensiyonel özellikteki Saros körfezini arasından yaklaşık 1 km yüksekliğindeki dik bir şev oluşturarak geçmektedir.

Çanakkale boğazı çevresindeki bu olaylar basit olarak Şekil 3c de gösterildiği gibi, Kuzey Anadolu fayının üzerinde meydana gelen yaklaşık 70 km sağ-yanal atımla izah edilebilir. Bu iki kesik antiklinalin fay boyunca biraraya getirilmesi, fay tarafından kesilemeden önceki kıvrım yapısının geometrisini göstermektedir. Bu yoruma ve morfolojik özellikleri göz önüne aldığımızda, fayın güneyinde Ganos antiklinalin önünde fayın sağ-yanal haketini devam etmesi ile genç kıvrımlar oluşmakta olduğu ve Ganos antiklinalinin fayın bükümünden kaynaklanan uzun yaşayan bir sıkışma bükümü gibi davrandığı anlaşılmaktadır.

Marmara Pull-Apart Kinematığı ve Anlamı

Yukarıdaki açıklamalar kullanılıp Marmara Denizi ve çevresinin Kuzey Anadolu fayının Ganos-Gelibolu antiklinalini kesmeden, yaklaşık 5 Ma, önceki şeklini kurmak mümkün olabilmektedir (Fig. 4a). Burada iki basit hipotez öne sürülmektedir; (1) deformasyon uzun dönemde bilinen faylar boyunca consantre olmuş olup atım ve rijid blok rotasyonu olarak ortaya çıkmaktadır, ve (2) fay boyunca hareket genişleme ve sıkışma görülmediği sürece Kuzey Anadolu fayına paraleldir. Bu ön yeniden kurma (reconstruction) için sabit konik projeksiyonlu harita kullanılmıştır ve bu haritalar küresel kabuk için daha kolay kullanım getirmektedir. Bu kullanım 400 km genişliğinde bir alan için 0.5° doğrultuda ve %2 magnitüde bir hataya sebep olmaktadır.

Şekil 4a da verilen model tek değildir fakat atım ve rotasyon hakkında ön tahminleri vermesi ve bu incelemenin daha ileri aşamaları için fikir vermesi açısından önemlidir. Bununla beraber Marmara Denizini pull-apartının iki tarafında yapılan gözlemlerle uyumlu olması bu modelin çarpıcı olduğunu göstermektedir. Marmara batısında bu model, Ganos-Gelibolu antiklinalinin Çanakkale kanyonunun erken Pliyosen

trasgresyonu ile dolmasından önce birarada olduğunu ortaya koymaktadır. Erken Pliyosen Saros körfezi kıyı çizgisi daha basitti ve bugünkü Edremit körfezine benzer bir görünümdeydi. Marmara doğusunda bu model Sakarya metomorfikleri ve Eosen volkanikleri arasındaki 150 km uzunluğundaki, yüksek açılı güvenilir yapısal kontağı (Yılmaz vd., 1997) uygun geometri ve büyüklükte biraraya getirmektedir. Son olarak bu model jeomorfolojik olarak Sakarya nehrinin eski yatağını inşaa etmektedir (Westaway, 1994).

5 Ma önceki yeniden kurma bize Anadolu bloğunun Avrasya ya göre 85 km sağ-yanal hareket ettiğini göstermektedir (Şek. 4b). Bunda belirsizlik yaklaşık 10 km dir. Bunun sebebi güney kol üzerindeki yer değişiminin iyi bilinmemesidir (15-25 km). Ancak kuzey kola göre atım miktarı 3-5 katı daha az olduğu söylenebilir. Bu model Anadolu'nun Avrasya'ya göre saatin tersine 5 döndüğünü göstermektedir. Almacık bloğunun Anadolu bloğunun iki katı kadar dönmesi dışında Marmara Denizi ve yakın çevresindeki diğer küçük blokların dönme miktarları çözümlenmemiştir. Bu model Marmara Denizi ve çevresinde, Ege Denizi ve Batı Anadolu'da hakim olan genişlemeden bağımsız sadece sağ-yanal hareketle ilgili bir genişleme ortaya koymaktadır. Marmara Denizinde bu yaygın fakat düzensiz bir dağılım göstermektedir; %25 güney kıyıları ve şelf çevresinde, ve %75 'I kuzeydeki derin basenlerde yer almaktadır ve burada uzama miktarı yaklaşık %300 civarındadır. Bunun tersine sıkışma alanları çok yerseldir. Buna bir örnek Ganos bükümüdür ve burada görülen kıvrımlarla kendini gösterir. Bunun dışında güney kollar üzerinde fayın geometrisindeki değişimler nedeni ile fay boyunca alternatif düzende sıkışma ve genişleme alanları vardır.

Bu yeniden kurma modelinden elde edilen ve son 5 Ma ait yerdeğiştirme vektörleri ile 6 yıllık GPS ölçüleri karşılaştırıldığında kinematik motifin benzer olduğu ortaya çıkmaktadır (Şek. 4b ve c). Burada görülen küçük farklar modeldeki bilinmeyenlerden kaynaklanmaktadır. Gelibolu'daki 70 km veya Marmara Denizi ve çevresindeki 85 km atım son 5 Ma göz önüne alındığında, Kuzey kol üzerinde 14mm/yıl ve Kuzey Anadolu fayında ise 17 mm/yıl gibi bir hız elde edilmektedir. Bu değer Marmara Denizi ve çevresinde yapılan GPS ölçümlerinden elde edilen 22 ± 3 mm/yıl değerinden (Starub vd., 1997) bir miktar azdır. Bununla beraber 5 m.y. yerdeğiştirme vektörleri, Anadolu'nun batıya kaçışını gösteren ve daha geniş alanı kaplayan GPS vektörleri ile büyük bir uyum içindedir (Şek. 1 ve 4c). Uzun dönem ve kısa dönem vektörleri Marmara Denizi doğusunda önemli bir sıkışma bileşeninin varlığını göstermektedir.

Bu uyumlu hareket eden rijid blok hareketlerinden oluşturulan yukarıdaki modellemenin önemli sonucu, Marmara Denizi ve çevresinin son 5 m.y. kinematığını ortaya koymasındır. Bu sebeple, hakim mekanik işlevin deformasyonun faylar boyunca yoğunlaşması olduğu anlaşılmaktadır. Bununla beraber, fayın oluşması her yerde aynı zamanlı değildir. Doğuda fay büyük bir olasılıkla 10 Ma önce oluşmuştur (Şengör vd., 1985; Barka, 1992), Gelibolu'ya ulaşması ve Ege denizine girmesi 5 Ma ve Korinth ve orta Yunanistana ulaşmasında 1 Ma önce gerçekleşmiştir. Bu bize levha ölçeğindeki bu fayın batıya doğru gelişmesinin son 10 Ma yıl içinde olduğunu göstermektedir. Bu farklı oluşum zamanlarına rağmen fayın Anadolu Yarımadası üzerindeki atımları doğuda daha az bilinsede 80-90 km arasında değişmektedir (Şengör vd., 1985), buda bize Marmara Denizi ve çevresindeki hızların doğu kesimine göre iki katı daha fazla olması gerektiğini gösterir. Ancak bugün hızların benzer

olması bu hız farkının günümüzden önce kapatıldığını ve uzun dönem elastik yamulmanın bir tamamen rahatladığını göstermektedir.

Değerlenen Belgeler

- Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. ve Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implication for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Gephysical Journal International*, 126, 11-53.
- Barka, A. A., 1992. The North Anatolian fault zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Barka, A. A., ve Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Ketin, İ., 1948. Über die tektonisch-mechanischen folgerungen aus den grossen anatolischen erdbeben des letzten Dezzennium. *Geologische Rundschau*, 36, 77-83.
- Reilinger, R., McClusky, Oral, B., King, R., Toksöz, Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O. and Sanlı, I., 1997. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.* 102, 9983-9999.
- Ryn, W. B. F. ve Cita, M. B. , 1978. The nature and distribution of the Messinian erosional surfaces-Indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, 27, 193-230.
- Şengör, A. M. C. Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. I: Biddke, K.T. and Christie-Blick, N. (eds.). *Strike-slip Faulting and Basin Formation*, Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ. 227-264.
- Straub, C., Kahle, H.-G., ve Schindler, C. 1997. GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *GJR*, 102, 27587-27601.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi. *Bull Min. Res. Explor. Turkey*. 113, 17-30.
- Westaway, R. 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *JGR*, 99, 12071-12090.
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Ulug, A. and Görür, N., 1995, The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime: *Tectonophysics*, 244, 231-250.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, C., Şengör, A. M. C. 1997. Geology and tectonic evolution of Pontides. In A. G. Robinson, ed., *Regional and Petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*, AAPG Memoir 68, 183-226.

Baba Burnu (Çanakkale) ve civarındaki kıta şelfinin sismik özellikleri

Seismic characteristics of the continental shelf of Baba Burnu (Çanakkale)

Aysun Boztepe-Güney^{*}, Emin Demirbağ^{*}, Erdinç Yiğitbaş^{**}, Berkan Ecevitoglu^{*},
Sadun Arzuman^{*}, Barış Yüceer^{*}, İsmail Kuşçu^{***}, Şahin Karagöz^{***} ve Cemal Göçmen^{***}

^{*}İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul

^{**}İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

^{***}Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara

Öz

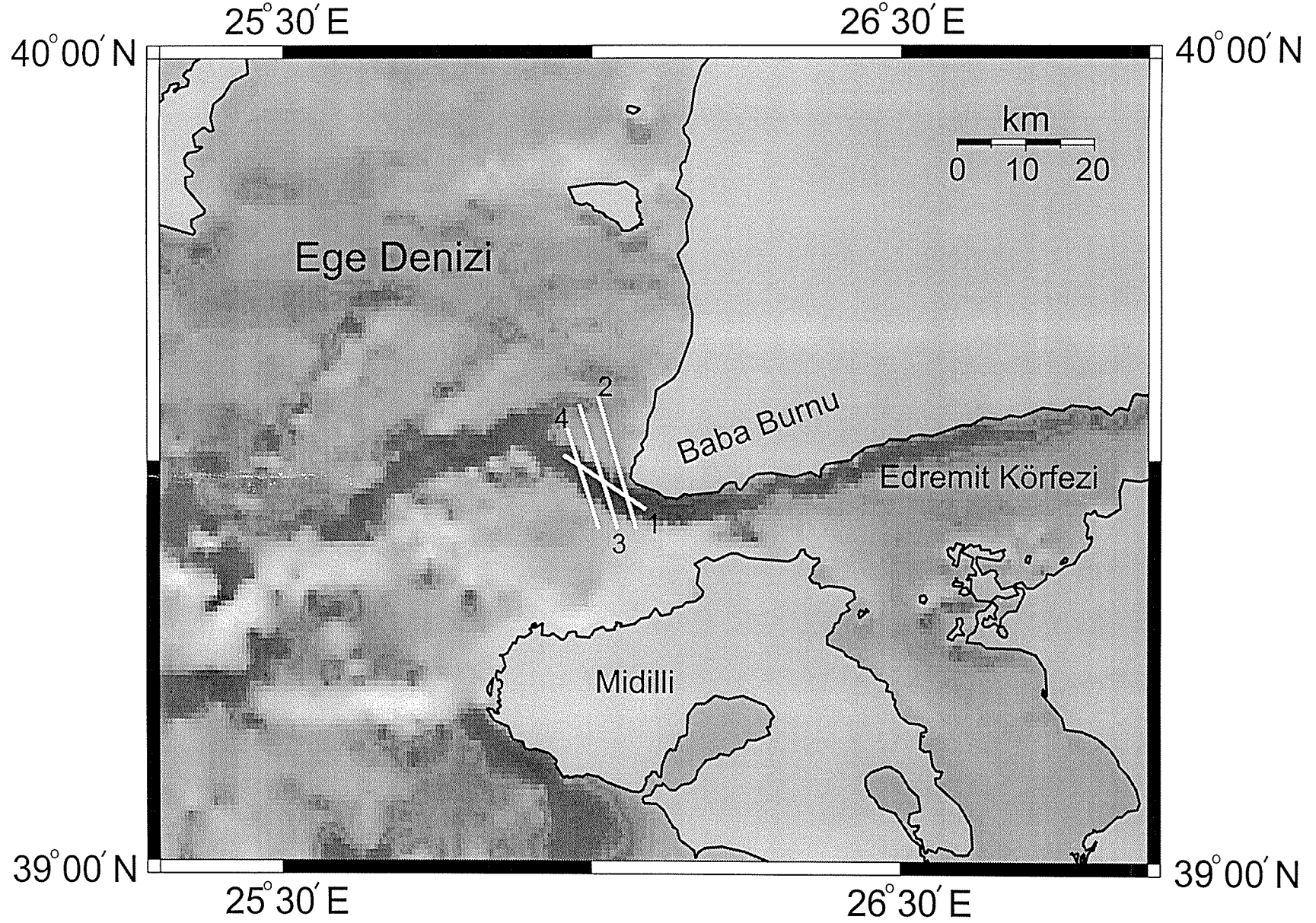
Baba Burnu açıklarındaki kıta şelfinin sismik özellikleri KKB-GGD uzanımlı 4 adet hat boyunca toplanan çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmiştir. Sismik göç işlemi yapılmış olan kesitlerin güneydoğu ucunda KB-GD doğrultulu bir normal fayın varlığı ortaya konmuştur. Bu fayın Edremit Körfezini kuzeyde sınırlayan yaklaşık D-B uzanımlı fayın deniz içerisindeki devamı olduğu düşünülmektedir. Sismik kesitlerde temel kaya birimlerini yaşları Üst Miyosen (?) ve öncesi olan heterojen istifler oluşturmaktadır. Ana fayın tavan bloku altta temel kaya birimlerinden üstte ise açılan havzayı dolduran Üst Miyosen (?) -Pliosen-Kuvaterner yaşlı çökellerden oluşmaktadır. Havzayı dolduran çökellerin kalınlığının en fazla 1500 m olduğu kestirilmiştir. Sismik kesitlerde havza içinde çok sayıda sin-sedimenter fayların gelişmiş olduğu görülmektedir. Bu fayların varlığı gerilmenin devam ettiğine işaret etmektedir. Ana fayın kuzeyinde kalan bölgede de güncel çökelleri ve deniz tabanını kesen fayların varlığı izlenmektedir.

Abstract

The seismic characteristics of the continental shelf of Baba Burnu (northwest Anatolia) have been investigated by means of multi-channel seismic reflection data collected on four profiles in NNW-SSE. At the southeastern end of the migrated seismic sections (Profile 1, 2, 3, and 4), a NW-SE trending major normal fault has been observed. We think that this fault is the continuation of the E-W trending fault that bounds the Gulf of Edremit in the north. The basement rock at the seismic sections consists of heterogeneous units of Late Miocene (?) and early age. The hanging wall of the major fault is associated with the basement rocks at the base and sedimentary rocks of Late Miocene (?) -Pliocene-Quaternary age, which fill in opening basin, at the top of the stratigraphic section. The estimated thickness of the sedimentary sequence is about 1500 m. At the seismic sections, a large number of sin-sedimentary faults in the basin is seen. The existence of these faults indicates that the extension in the region is in progress. At the north of the major fault, the minor faults cutting recent sediments and the sea floor are observed.

Giriş

Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı ile ilişkili olarak Türkiye'nin Kuzey Ege Denizi'ndeki kıta şelfinin sismik özelliklerini inceleyerek stratigrafik ve tektonik yapısını aydınlatmak amacı ile 1998 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) işbirliğinde bir proje (YDABÇAG/198Y079) başlatılmıştır. Bu çalışmada, proje kapsamındaki Baba Burnu açıklarında MTA Sismik-1 Gemisi ile 1996 yılında toplanan çok kanallı sismik yansıma verileri incelenmiştir (Şekil 1). Sismik



Şekil 1. Baba Burnu açıkları ve çevresinin batimetri haritası ve sismik hatların konumu

hatların yer aldığı bölgeye ait Dz. K. K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesinden sağlanan batimetri verilerinde (Şekil 1) kıta şelfinin ortalama 156 m lik su derinliğine sahip olduğu gözlenmiştir.

Bölgedeki kıta şelfinin sismik imzasına karşılık gelen stratigrafik ve tektonik özelliklerin kara ile olan ilişkilerinin incelenmesi için kara jeolojisi çalışmaları incelenmiştir. Bu çalışmalara göre (Siyako vd., 1989; Yılmaz, 1997; Yılmaz vd., 1997; Karacık ve Yılmaz, 1998; Genç vd., 1998) bölgede alttan üste doğru gözlenen kaya toplulukları: a) Tersiyer öncesi temel; b) Küçükuyu formasyonu (Oligosen-Alt Miyosen); c) Granitik plütonlar (Üst Oligosen-Alt Miyosen); d) Ayvacık volkanik topluluğu (Alt-Orta Miyosen); e) Bayramiç formasyonu ve Taştepe bazaltıdır (Üst Miyosen-Pliyosen). Bölgede horst ve grabenlerin oluşturduğu bloklar yaygın olarak gözlenmektedir. Bu bloklar başlıca KKD-GGB ve yaklaşık D-B gidişli faylarla sınırlanmış kompozit bir horst-graben sistemi içinde yer alırlar. KKD-GGB gidişli faylar ve bunların belirlediği morfo-tektonik unsurlar Orta Miyosen'den itibaren oluşmuşlardır. Yaklaşık D-B gidişli fay sistemlerinin gelişimi ise Miyosen'den sonradır (Yılmaz, 1997; Yılmaz vd., 1997).

Bu çalışmada, Baba Burnu açıklarındaki kıta şelfinin yapısal ve stratigrafik özellikleri ve bunların oluşumunda Kuzey Anadolu Fay zonunun güney (Geyve-Edremit) kolunun (Dewey, vd., 1979; Şengör, vd., 1985) etkisinin araştırılması amaçlanmıştır.

Çok Kanallı Sismik Veri Toplama ve İşleme Çalışmaları

Sismik veriler toplam uzunluğu 67 km olan 4 hat boyunca hava tabancası enerji kaynağı kullanılarak toplanmıştır (Şekil 1). Atış aralığı 50 m, offset ise 237.5 m seçilmiştir. Alıcı olarak 96 kanal kullanılmış ve alıcı grup aralığı 12.5 m alınmıştır. Böylece elde edilecek katlama sayısı 12 olmuştur. Profiller boyunca yeriçi maksimum 5210 ms süresince 2 ms örnekleme aralığı ile dinlenmiştir.

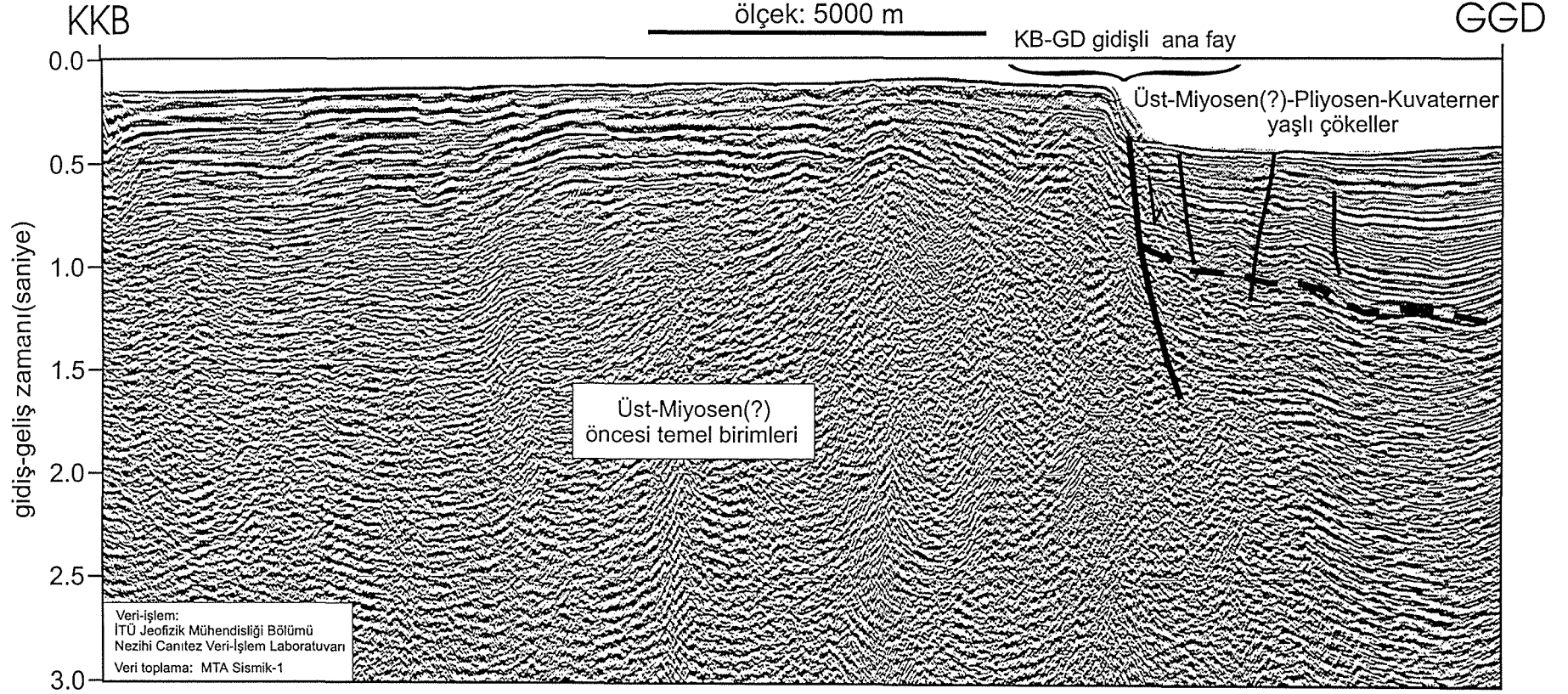
Sismik veriler İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Nezihi Canitez Veri İşlem Laboratuvarında *DISCO/FOCUS 4.0* yazılım paketi kullanılarak işlenmiştir. Veriler aşağıdaki işlemlerden geçirilmiştir : In-line atış-alıcı düzeni geometrisi tanımı, istenmeyen kalitedeki sismik izlerin ayıklanması, atış düzeninden Ortak Yansıma düzenine geçilmesi, küresel açılım düzeltmesi, yığma hızı analizi, NMO düzeltmesi ve düzeltme sonrası bozucu etkilerin giderilmesi, yığma işlemi, ters evrişim, otomatik genlik kazancı, zaman ortamında sismik göç. Baba Burnu açıklarındaki KKB-GGD doğrultulu sismik kesitlerden hat-2 ve hat-4 'e ait olanlar yorumlarıyla birlikte sırasıyla Şekil 2 ve Şekil 3 de verilmektedir.

Sismik Yansıma Verilerine Göre Baba Burnu Açıklarındaki Kıta Şelfinin Sismik Özellikleri

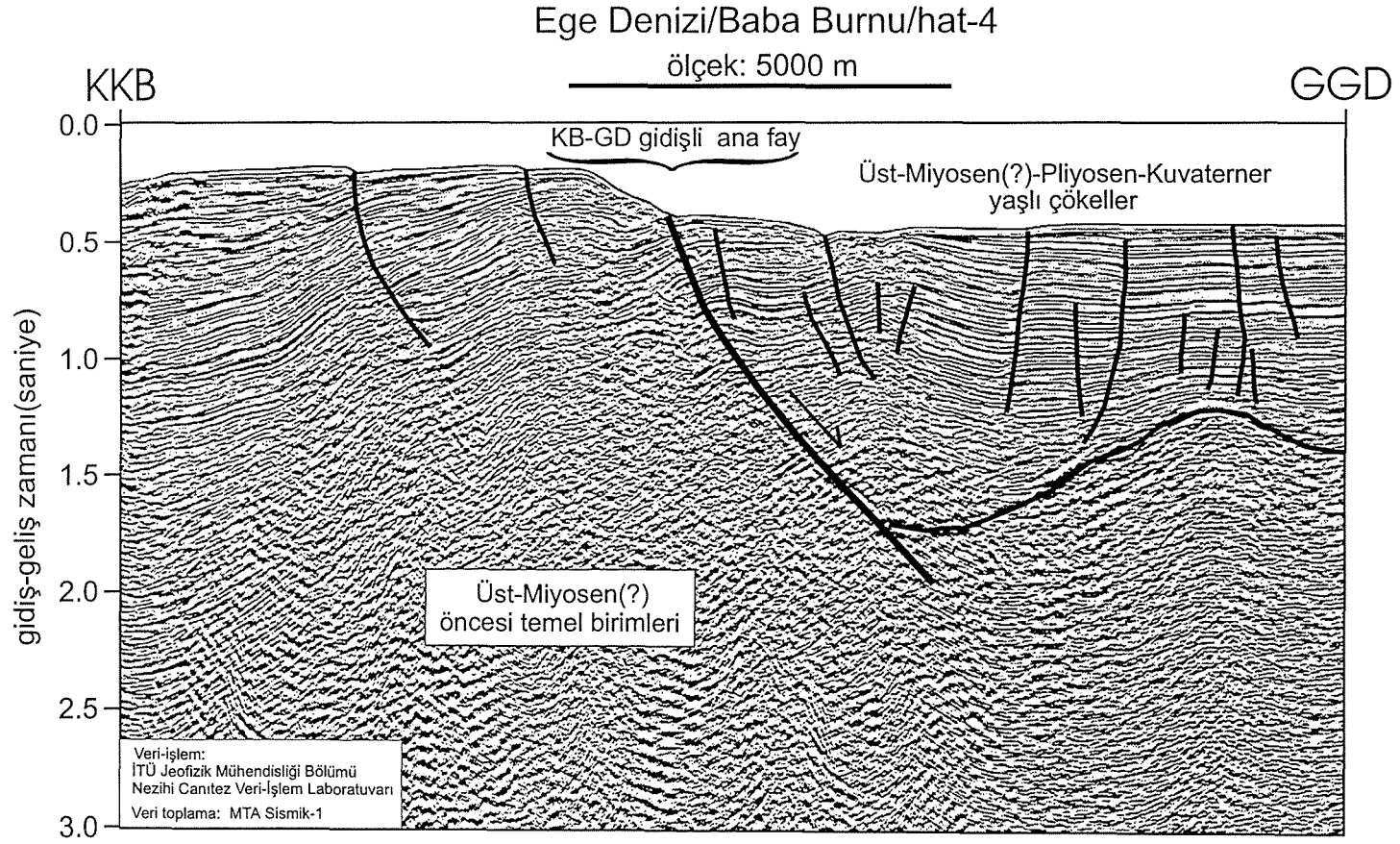
Sismik göç işlemi yapılmış olan 1, 2, 3 ve 4 no lu sismik kesitlerin (Şekil 2 ve 3) güneydoğu ucunda KB-GD gidişli ana fay ve havzanın varlığı izlenmektedir. Sismik kesit ve batimetri verilerinden bu fayın Edremit Körfezini kuzeyde sınırlayan fayın devamı olduğu düşünülmektedir. Ana fay düzleminin Şekil 2 ve 3 de gözlenen eğim farklılığı, sismik hatların yapıyı farklı açılarda kesmesinden kaynaklanmaktadır. Şekil 1 deki batimetri haritasında da görüldüğü gibi sismik hat-2 yapısını daha dik keserken, sismik hat-4 yapısını vevine kesmektedir. Tüm kesitlerde temel kaya topoğrafyasının ondülasyonlu bir yapıya sahip olduğu gözlenmektedir. Havza içerisindeki çökel kalınlığının maksimum

Ege Denizi/Baba Burnu/hat-2

ölçek: 5000 m



Şekil 2. Ege Denizi'nde Baba Burnu açıklarında alınmış bir sismik hat ve yorumu.



Şekil 3. Ege Denizi'nde Baba Burnu açıklarında alınmış bir sismik hat ve yorumu.

1500 m kadar olduğu kestirilmektedir. Bu çökel topluluğunun en üstünde yer alan birimler güncel çökellere ve hemen onun altında yer alan birimler ise bölgeye yakın kara jeolojisi çalışmalarından elde edilen stratigrafik sütuna göre Üst Miyosen (?) - Pliyosen yaşlı birimlere karşılık gelmektedir (Şekil 2 ve Şekil 3). Havza içerisindeki çökel toplulukları ardışıklı yansıma yüzeyleri vermekte ve bu çökel toplulukları içerisinde kıvrımlar ve faylanmalar özellikle kıyıda uzak olan sismik hatlara ait kesitler (Şekil 3) üzerinde daha belirgin olarak izlenmektedir. Bu hatlardaki fayların doğrultularından havza içerisindeki gerilme altında çökel topluluklarının kendi aralarında faylanma gösterdiği ve buna ilaveten rotasyona uğradığı da izlenmektedir. Sismik kesitlerdeki ana fay düzlemine nazaran tavan bloku içerisinde çok sayıda sin-sedimenter fayların gelişmiş olduğu gözlenmektedir. Çökel istiflerindeki bu faylar ana fay ile ilişkili kısmen rotasyona uğramış olan antitetik ve sentetik faylardır. Havzanın kuzeyinde kalan bölgede de genç çökelleri ve deniz tabanını kesen fayların varlığı izlenmektedir.

Tüm kesitlerde değerlendirmeye alınabilen kısım ilk 2 s lik gidiş-geliş zamanına karşılık gelmektedir. Bunun aşağısında kabuk sismik özellik olarak yansıma göstermemektedir. Alt-Orta Miyosen dönemindeki akarsu ve göl çökelleri içerisinde yaygın bir volkanizmanın ürünlerinin bulunması bu döneme ait kayaların sismik kesitlerde heterojen özellik göstereceği düşünülmektedir. Bu durumda taban blokunun Üst Miyosen (?) öncesi heterojen istifler ile temsil edilmiş olduğu söylenebilir.

Sonuçlar

Bu çalışmada Baba Burnu açıklarındaki ortalama 156 m lik su derinliğine sahip olan kıta şelfinin sismik özellikleri çok kanallı yansıma sismiği verileri kullanılarak işlenmiş ve yorumlanmıştır. KKB-GGD uzanımlı sismik kesitlerin güneydoğu ucunda KB-GD gidişli normal bir fayın varlığı ortaya konmuştur. Bu fayın Edremit Körfezi'ni kuzeyde sınırlayan yaklaşık D-B doğrultulu fayın deniz içerisindeki devamı olduğu düşünülmektedir. Kesitlerin güneydoğu ucunda yer alan ve içindeki çökel kalınlığının maksimum 1500 m olduğu kestirilen havzanın temel topoğrafyasının ondülasyonlu bir yapıya sahip olduğu tüm kesitlerde izlenmiştir. Kara jeolojisinden elde edilen bilgiler doğrultusunda temel kayanın Üst Miyosen (?) öncesi heterojen istiflerden havza içerisindeki çökel topluluklarının ise üstte Kuvaterner altta Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Bayramiç formasyonu olduğu düşünülmektedir. Bölgedeki kıta şelfi üzerinde saptanan sismik özelliklere karşılık gelen stratigrafik ve tektonik unsurlar ve bunların karadaki uzantıları konusundaki çalışmalar devam etmektedir.

Teşekkür

Bu çalışma (YDABÇAG/198Y079) TÜBİTAK, Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı (Koordinator: Prof. Dr. Naci Görür) kapsamında gerçekleştirilmiştir. Sismik veri toplama aşamasındaki özveri çalışmaları nedeni ile MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi personeline, batimetri haritasının oluşturulmasında verileri temin ettiğimiz Dz. K. K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığına, jeolojik konulardaki katkıları nedeni ile Prof. Dr. Yücel Yılmaz ve Doç. Dr. Can Genç'e teşekkürlerimizi sunarız. Haritalama işlemlerinde Generic Mapping Tools (Wessel ve Smith, 1995) program paketi kullanılmıştır.

Değinilen Belgeler

- Dewey, J. F., and Şengör, A. M. C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multi plate and continuum tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin, Part I, 90, 84-92.
- DISCO/FOCUS 4.0, 1996. Help Manual. Cogni Seis Development, Inc.
- Genç, Ş. C., Karacık, Z. ve Yılmaz, Y., 1998. Edremit Körfezi Kuzeyinin Jeolojisi. Deniz Jeolojisi Türkiye Deniz Araştırmaları. TÜBİTAK-ÜNİVERSİTE-MTA Ulusal Deniz Araştırmaları Programı, Workshop 4, 66-70.
- Karacık Z., and Yılmaz, Y., 1998. Geology of the ignimbrites and the associated volcano plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. J. Volcanol. Geotherm. Res., 85, 251-264.
- Siyako, M., Bürkan, K.A., Okay, A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu yarımadaının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1/3, 183-199.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., and, Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Biddle, K. T., and Christie-Blick, N., eds. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37, 227-264.
- Wessel, P. , and W. H. F., Smith, 1995. New version of the Generic Mapping Tools. EOS, Trans., AGU, 76(33), 329.
- Yılmaz, Y., 1997. Geology of Western Anatolia. Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project, A Multidisciplinary Approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology. Vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 31-53.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Güleç, N., 1997. Ayvalık-Dikili-Çandarlı-Bergama arasında (Edremit-Bergama grabenleri çevresinde) genç magmatizmanın jeolojik ve petrolojik araştırılması. TÜBİTAK Projesi, YDABÇAG-228/G, 74.

Pamukkale bölgesinde tektonik aktivitenin traverten morfolojisi üzerindeki rolü

Role of tectonic activity on travertine morphology in the Pamukkale area

Erhan ALTUNEL¹ ve Paul L. HANCOCK²

¹ Osmangazi Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ESKİŞEHİR

² University of Bristol, Department of Geology, Queen' s Road Bristol BS8 1RJ, UK.

Bu çalışma 16 Aralık 1998 tarihinde vefat eden çok değerli insan ve bilim adamı Sayın Prof. Paul Luis Hancock' un anısına atfedilmiştir.

Öz

Traverten, kalsiyum karbonatça zengin kaynak suyu veya diğer sulardan oluşan sert ve kompakt bir çeşit kireçtaşıdır. Traverten kütleleri ile tektonik yapılar arasında yakın bir ilişki vardır çünkü kırıklar yüzey altı su akışı için su yolları oluştururlar. Traverten kütleleri depolanma şekillerine göre sınıflandırıldığında Pamukkale bölgesinde görülen çeşitleri: (1) teras şeklinde depositler, (2) sırt şeklinde depositler, (3) kendiliğinden oluşan kanal şeklinde depositler, (4) fay önü depositleri ve (5) aşınmış örtü şeklinde depositlerdir. Bu depolanma şekillerinden iki tanesi tektonik aktivite tarafından kontrol edilmektedir, bunlar sırt şeklindeki depositler ve fay önü depositleridir. Sırt şeklindeki traverten kütlelerinin büyüklükleri ve depolanma yüzeylerinin eğimleri tektonik aktivite tarafından kontrol edilir. Sırt tipi travertenlerin profil görünümünde simetrik veya asimetrik oluşları, üzerinde depolandıkları yüzeyin eğimine bağlıdır. Asimetrik sırtlar genellikle hafif eğimli yüzeyleri kesen açılma çatlaklarının uçlarında depolanırken simetrik sırtlar yatay yüzeylerdeki açılma çatlaklarının uçlarında depolanırlar. Tektonik aktivite ayrıca tabakalı fay önü travertenlerinin eğimlerini ve eğim yönlerini de kontrol eder.

Abstract

Travertine is a hard compact limestone deposited from solution by spring or percolating waters. There is a close association between travertine deposits and tectonic structures because fractures are conduits for underground waters. Travertine deposits have been classified on the basis of their morphology and there are five different travertine categories in the Pamukkale area. These are: (1) terraced-mound deposits, (2) fissure-ridge deposits, (3) self-built channel deposits, (4) range-front deposits and (5) eroded-sheet deposits. Two of these depositional morphologies are controlled by tectonic activity, these are fissure-ridge deposits and range-front deposits. Both the size and the gradients of depositional surfaces of fissure-ridge travertines are controlled by tectonic activity. The slope of the ground on which a fissure-ridge sits controls the cross-sectional symmetry of a ridge. Symmetric ridges are located on level ground above vertical tension fissures whereas asymmetric ridges are generally form above fissures which cut gently sloping grounds. Tectonic activity also controls dips and dip directions of bedded range-front travertines.

Aktif Tektonik Araştırma Grubu İkinci Toplantısı, 1998, İTÜ, İstanbul

1. GİRİŞ

Traverten, kaynak veya süzülen sulardan çökelen bir çeşit sert ve kompakt kireçtaşıdır (Wyatt 1986). Traverten oluşumu ile tektonik aktivite arasında çok yakın bir ilişki vardır çünkü faylanmalar sıcak suların yüzeye transfer olmalarında anahtar rolü oynarlar (Sibson ve diğ. 1975, Barnes ve diğ. 1978). Kalsiyum karbonatça zengin sular tektonik kırıklar aracılığı ile yüzeye çıkarak yüzeyde traverten çökeltirler. Pamukkale bölgesinde yer alan traverten kütlelerinin morfolojileri göz önüne alınarak travertenler sınıflandırılmış ve bölgede beş değişik traverten çeşidi ayırt edilmiştir (Altunel ve Hancock 1993). Bunlar; (1) teras tipi travertenler, (2) sırt tipi travertenler, (3) kendiliğinden oluşan kanal travertenler, (4)) fay önü travertenleri ve (5) aşınmış örtü travertenlerdir.

Bu traverten çeşitlerinden sırt tipi travertenler ve fay önü travertenlerinin morfolojileri tektonik aktivite tarafından kontrol edilmektedir. Dolayısıyla diğer traverten çeşitlerinin ayrıtısına girilmeden sadece fay önü travertenleri ve sırt tipi travertenler ele alınacaktır. Bu çalışmanın amacı, Pamukkale bölgesinde morfolojileri tektonik aktivite tarafından kontrol edilen traverten kütlelerinin genel özelliklerini tanıtmak ve tektonik aktivitenin traverten oluşurken ve oluşuktan sonra traverten morfolojisi üzerindeki rolünü tartışmaktır.

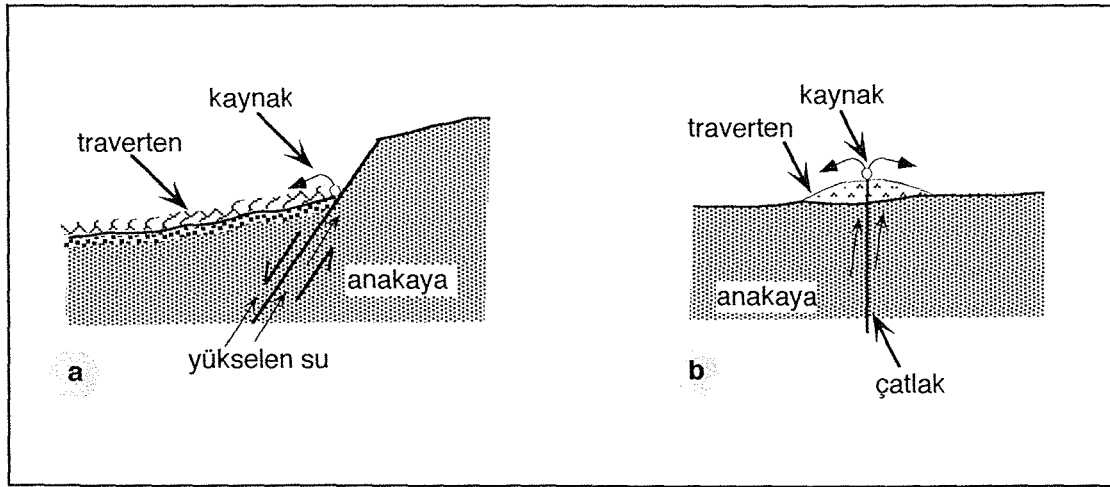
2. TRAVERTEN MORFOLOJİLERİ

Fay önü travertenler

Fay önü travertenler, normal fay olan Pamukkale fayının önünde yer alırlar. Fay zonunu takip ederek yüzeye çıkan sular, fayın düşen bloğu üzerinde yamaç aşağı akararak traverten biriktirirler (Şekil 1a). Fay önü travertenleri diye adlandırılan (Altunel ve Hancock 1993) bu travertenlerin depolanma anındaki eğimleri, üzerinde depolandıkları yamaç eğimine paraleldir. Tabanda yamaç molozu traverten ile çimentolanmıştır ancak üst kısımlara doğru kırıntılı malzeme miktarı azalır. Fay önü travertenleri masif veya tabakalı olabilirler. Tabakalı travertenlerin eğimleri birkaç derece ile 25° arasında yamaç eğimi ile aynı yönde veya faya doğru değişir. Tabaka kalınlığı değişen bu travertenlerin toplam kalınlıkları da 50 m nin üzerindedir.

Sırt tipi travertenler

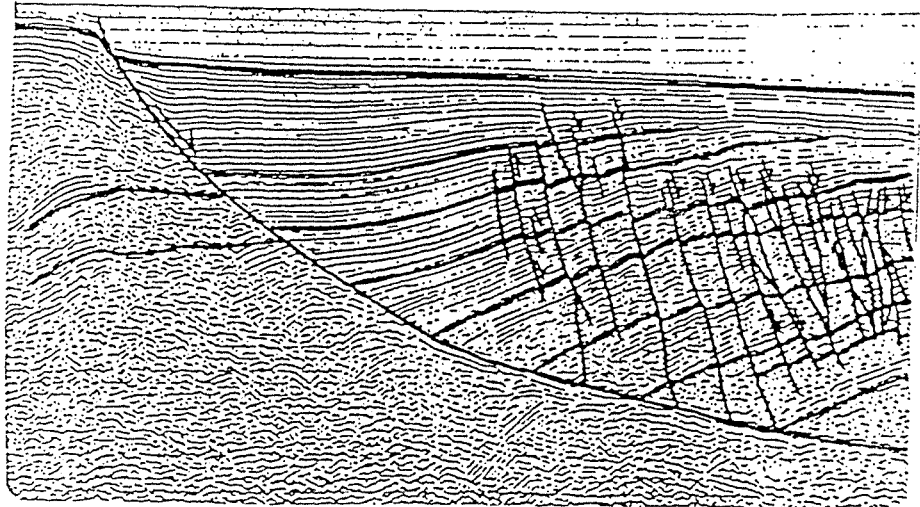
Çatlaklar boyunca yüzeye çıkan sular yüzeyde çatlağın her iki tarafında akarak traverten çökeltir ve çökelen travertenler zamanla çatlak boyunca sırt oluşturular (Şekil 1b). Traverten hem çatlak içinde (bantlı traverten) hem de yüzeyde çökeler (tabakalı traverten). Çatlağın her iki yüzeyinde çökelen bantlı travertenler çatlak duvarlarına paraleldirler. Yüzeyde depolanan tabakalı travertenlerin eğimleri çatlaktan dışı doğrudur, dolayısıyla sırt tipi travertenler çatı şeklinde bir görünüm verirler (Şekil 1b). Tabakaların eğimleri birkaç derece ile 70° arasında değişir. Pamukkale bölgesinde yer alan traverten sırtları merkezi çatlaklara göre simetrik ve asimetriklerdir. Traverten sırtlarının uzunlukları birkaç metreden birkaç yüz metreye, genişlikleri 1 m den onlarca metreye ve yükseklikleri 50 cm den 30 m ye kadar değişmektedir.



Şekil 1 (a) Fay önü travertenlerinin depolanmalarını gösteren şematik kesit. (b) Sırt şeklindeki travertenlerin oluşumunu gösteren şematik kesit.

3. TARTIŞMA VE SONUÇ

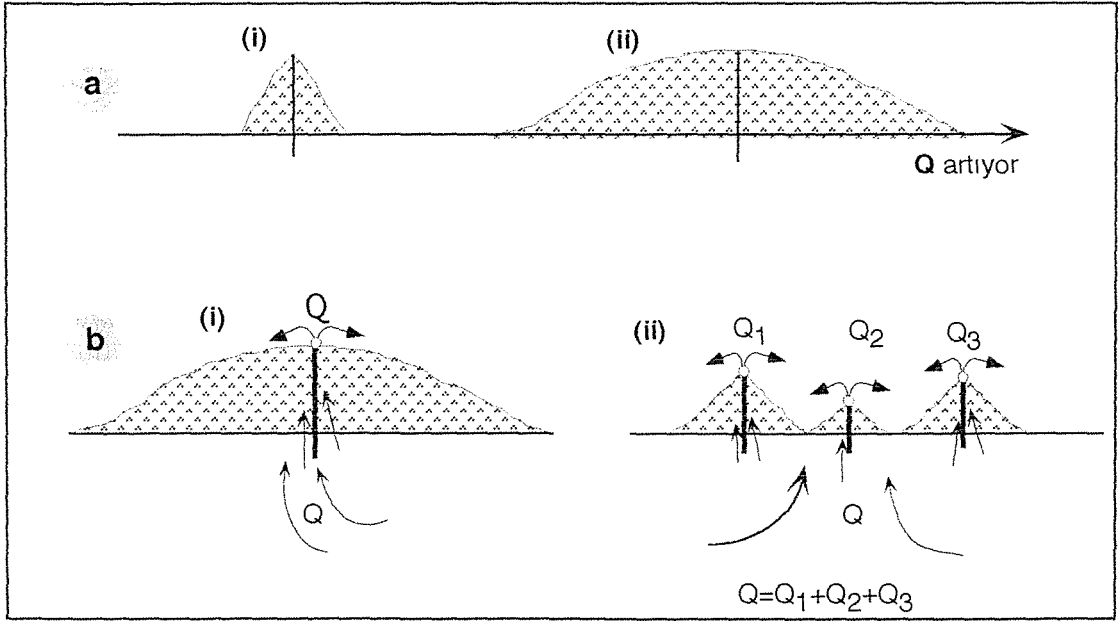
Fay önü travertenlerin oluştukları bölgeler göz önüne alındığında traverten tabakalarının orijinal eğimleri, üzerinde depolandıkları yamaç eğimine paraleldir (Şekil 1a). Ancak, Pamukkale fayının önünde yer alan traverten tabakaları 5° ile 25° arasında değişen eğimler ile faya doğru eğimlidirler. Faydan uzakta yer alan tabakaların eğimleri faya yakın olan tabakaların eğimlerine göre daha fazladır. Örneğin, faya yakın yerlerde traverten tabakaları $5-10^{\circ}$ lik eğimler ile faya doğru eğimli iken faydan yaklaşık 500 m uzaklıktaki tabakalar yaklaşık 25° lik eğimle faya doğru eğimlidirler. Tabakaların faya doğru eğimli olmaları normal faylarda yaygın olarak görüldüğü gibi, bunları sınırlayan ve traverten oluşturan suların yüzeye çıkmasında rol oynayan Pamukkale fayının aktivitesi ile ilgilidir. Pamukkale fayının traverten oluşumu sırasındaki ve traverten oluşumu durduktan sonraki aktivitesi tabakaların faya doğru eğim kazanmalarına neden olmuştur. Fayın uzağında yer alan tabakaların daha fazla eğime sahip olmaları Pamukkale fayının muhtemelen listrik normal fay olduğunu göstermektedir. Çünkü Wernicke ve Burchfiel (1982)' nin de belirttiği gibi, faya doğru dönen tabakaların eğimleri fayın eğiminin fazla olduğu yerde az, fayın eğiminin az olduğu yerde tabakalar daha fazla eğim kazanmışlardır (Şekil 2). Ayrıca, fay doğrultusu boyunca travertenler ile fay düzlemi arasında genişliği 3 m ye varan açıklıklar mevcuttur. Listrik normal faylarda yaygın olarak görülen bu durum Pamukkale fayının listrik normal fay olduğunu desteklemektedir.



Şekil 2 Listrik normal fayın sismik kesit profili. Fayın eğiminin az olduğu yerin üzerindeki birimlerin daha fazla geriye döndüğüne dikkat ediniz. (Wernicke ve Burchfiel 1982' den alınmıştır).

Fay boyunca yüzeye çıkan suların tavan blok üzerinde traverten oluşturmadan önce yamaç eğiminin yaklaşık 10° olduğu kabul edilirse, Şekil 1(a) da görüldüğü gibi traverten tabakalarının depolanma eğimleri yamaç eğimine paralel olacaktır. Ancak, traverten tabakalarının 25° ye varan eğimlerle faya doğru eğimli olmaları traverten tabakalarının yaklaşık 35° geriye doğru döndüğünü göstermektedir. Altunel (1994) fay önu travertenlerinin depolanmalarının günümüzden $56\ 000 \pm 9\ 000$ yıl önce durduğunu ortaya koymuştur. Bundan yararlanarak Pamukkale fayı önünde yer alan traverten tabakalarının yaklaşık her 1600 yılda 1° faya doğru döndükleri söylenebilir.

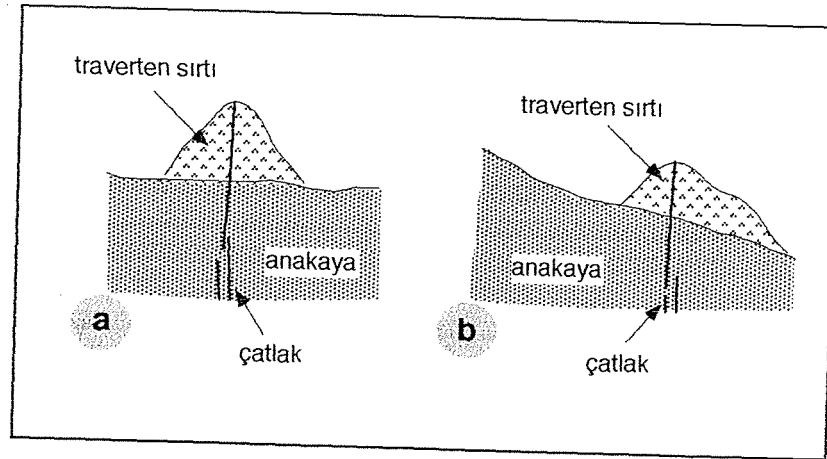
Sırt tipi travertenlerde, merkezi çatlakın her iki tarafında depolanmış traverten tabakalarının eğimleri merkezi çatlaktan boşalan suyun miktarına bağlıdır. Şekil 3(a) da görüldüğü gibi, eğer çatlaktan boşalan su miktarı az ise depolanmış traverten tabakalarının eğimleri büyük ($30 - 70^\circ$) olacak (Şekil 3a[i]), çatlaktan boşalan su miktarı fazla ise depolanmış traverten tabakalarının eğimleri düşük ($5 - 20^\circ$) olacaktır (Şekil 3a[ii]).



Şekil 3 (a) Çatlaktan boşalan suyun debisi ile traverten sırtının depolanma eğimi arasındaki ilişki. (i) Debi az olunca kanatları daha fazla eğimli traverten sırtları, (ii) debi çok olunca kanatları daha az eğimli traverten sırtları oluşmaktadır. (b) Çatlak sayısı ile traverten sırtı büyüklüğü ve depolanma eğimi arasındaki ilişki. (i) Su, az sayıda çatlaktan boşalınca yayvan ve büyük sırtlar, (ii) su, çok sayıda çatlaktan boşalınca küçük traverten sırtları oluşmaktadır.

Sırt tipi travertenlerin büyüklüklerini etkileyen iki faktör vardır. Bunlardan birincisi traverten sırtının aktif kalma süresidir. Eğer sırt uzun süre aktif kalmış ise yani çatlaktan çok uzun bir dönem boyunca su boşalımı olmuş ise büyük sırtlar oluşacak, su boşalımı kısa bir süre için devam etmiş ise daha küçük traverten sırtları oluşacaktır. Traverten sırtlarının büyüklüğünü etkileyen ikinci faktör ise aynı bölgede bulunan çatlakların sayısıdır. Aynı alanda yüzeye doğru yükselen su az sayıda çatlaktan boşalırsa her bir çatlaktan fazla miktarda su boşalımı olacağından sonuçta kanatları daha düşük eğime sahip büyük traverten sırtları oluşacaktır (Şekil 3b[i]). Çünkü su boşalımı fazla olduğunda traverten birikimi geniş alanlara yayılacaktır. Aynı alandaki çatlak sayısı fazla ise her bir çatlaktan daha az miktarda su boşalacağından kanatları daha fazla eğime sahip küçük traverten sırtları oluşacaktır (Şekil 3b[ii]).

Traverten sırtlarının simetrik veya asimetrik oluşları da üzerlerinde depolandıkları yüzeylerin eğimleri ile ilgilidir. Eğer yatay bir yüzeyi kesen açılma çatlakları boyunca su boşalımı olmuş ise simetrik bir traverten sırtı oluşacaktır (Şekil 4a). Hafif eğimli yüzeyleri kesen çatlakların uçlarında oluşan traverten sırtları asimetrik olacaktır (Şekil 4b).



Şekil 4

Yüzey eğimi ile traverten sırtı arasındaki ilişkiyi gösteren şematik kesit. (a) Yataya yakın yüzeyleri kesen çatlakların uçlarında simetrik traverten sırtları, (b) hafif eğimli yüzeyleri kesen çatlakların uçlarında asimetrik traverten sırtları oluşmaktadır.

Değinilen Belgeler

- Altunel, E., 1994. Active Tectonics and the Evolution of Quaternary Travertines at Pamukkale, Western Turkey. Doktora Tezi, (basılmamış), University of Bristol, UK., 236s.
- Altunel, E. ve Hancock, P.L., 1993. Morphological features and tectonic setting of Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey, *Geol. J.* **28**, 335-346.
- Barnes, I., Irwin, W.P. ve White, D.E., 1978. Global distribution of carbon dioxide discharges and major zones of seismicity, USGS Water Resources Invs. 78-39 Open File Report.
- Sibson, R.H., Moore, J. McM. ve Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism, *J. Geol. Soc. London* **131**, 653-659.
- Wernicke, B. ve Burchfiel, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *Jour. Struc. Geol.*, **4**, 105-115.
- Wyatt, A. (ed.), 1986. Challinor's Dictionary of Geology, 6th ed., University of Wales Press, Cardiff.

Bursa bölgesi kabuk yapısının alıcı fonksiyonu analizi ile incelenmesi

Crustal structure of the Bursa area by using receiver function analysis

Ekrem Zor[†], Hayrullah Karabulut[†], Cemil Gürbüz[†], Eric Sandvol[‡]

[†] BÜ, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220, Çengelköy, İstanbul.
(E-mail: zor@boun.edu.tr)

[‡] Institute for the Study of the Continents, Cornell University, Ithaca, New York.

ÖZ

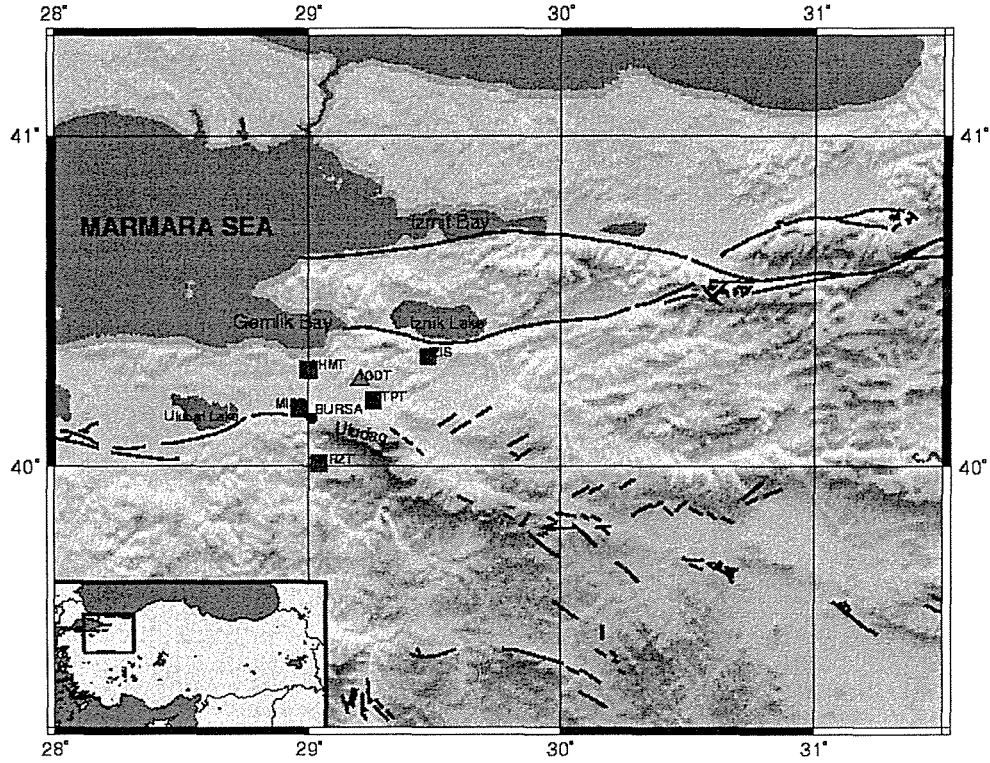
Marmara bölgesinin güneydoğusunda yeralan Bursa civarının kabuk yapısı ve moho derinliği hem üç bileşen kısa periyodlu hemde geniş band istasyonların alıcı fonksiyonları yardımı ile araştırılmıştır. Ortamın kabuk yapısının karmaşık olması ve bu karmaşık yapıya kısa periyodlu alıcıların duyarlı olması nedeni ile, öncelikle her telesismik alıcı fonksiyonundan elde edilen Ps-P zaman farkları kullanılmıştır. Bölgede yapılan önceki çalışmalardan, kabuktaki P dalga hızı 6.0 ± 0.24 km/s olarak alınmıştır. Kabuk homojen ve yön bağımsız kabul edilerek ($\sigma=0.25$) moho derinliği, belirlenen kabuk hızı kullanılarak, bölgede yeralan üç bileşen istasyonlar için hesaplanmıştır. Bununla birlikte, herbir alıcı fonksiyonu analizi bize bölgede yeralan düşük hızlı yapı ve eğimli moho yapısı hakkında kanıtlar sunmaktadır.

ABSTRACT

We investigated depth-to-Moho and crustal structure of the Bursa area of the Marmara Region using receiver functions of three short period and one broadband stations. Due to complexity of the crustal structure in the region and sensitivity of the short period data to complicated structures, we only use Ps-P differential time from individual teleseismic receiver functions. The depth-to-Moho is obtained using an average crustal velocity of 6.0 ± 0.24 km/s which was determined from previous studies. The depth-to-Moho was found for all the three component stations using homogeneous and isotropic crust with a poisson ratio of 0.25. In addition, analysis of the individual teleseismic receiver functions as a function of back-azimuth show some evidence about the dip of Moho, the existence of mid-crustal low velocity zone.

GİRİŞ

Bölgedeki K-G yönlü açılmanın sonucunda meydana gelen, Bursa düzlüğü civarında Marmara projesi kapsamında, bölgenin sismik aktivitesini dinlemek amacı ile küçük bir sismolojik ağ, 1992-1995 yılları arasında işletilmiştir. Kurulan Sismik ağ, oldukça aktif olan Kuzey Anadolu Fay Zonunun batı kısmında yer almaktadır (Şekil 1).



Şekil 1. Bursa düzlüğü civarına kurulan sismik istasyonların konumları. Haritada farklı özelliklere sahip alıcılar, farklı sembollerle ifade edilmişlerdir. Kısa periyodlu üç bileşen alıcıya sahip istasyonlar içi kare, geniş periyodlu alıcıya sahip olan ise üçgen ile gösterilmiştir.

Neo-Tetis' in kapanmasının ardından, Afrika-Arap levhası, Anadolu ve Ege levhacıklarına çarpmış ve dalmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bölgedeki çarpışmanın sonucu olarak, Anadolu levhacığı iki yanal yönlü fay arasında batıya doğru hareket etmektedir (Kaçma tektoniği). Bu faylar, sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Zonudur (KAFZ). Bu batıya doğru Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca olan hareket, Ege bölgesinde bugün hakim olan Açılma rejimine dönüşmektedir. Çalışma bölgemizin içinde yer aldığı Marmara bölgesi, Ege bölgesinin

kuzeyindedir ve D-B uzanımlı, KKD-GGB bir açılmanın yer aldığı bir bölgedir. Bu bölgede en iyi tanınan yapısal ve morfolojik ifadeler açılma bölgeleridir (Gemlik körfezi, Bursa düzlüğü, vs.). KAFZ Marmara bölgesine yaklaştığı zaman, fay zonu üç ayrı kola dönüşür ve Bursa düzlüğünde bunlardan Güney kolunun etkisi altındadır (Şekil 1). Bu bölgenin tektonik yapısını aydınlatmak amacı ile birkaç mekanizma önerilmiştir (McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Le pichon, 1996 vb).

Bu çalışmada, kurulan sismik ağda kaydedilen üç bileşen telesismik verilerden elde edilen alıcı fonksiyonlarının analizi yapılmıştır. Elde edilen herbir radyal alıcı fonksiyonu için Ps-P zaman farkına bakılarak moho derinliği ve kabuğun yapısal özellikleri hakkında bilgi sahibi olmaya çalışılmıştır. Moho derinliğinin saptanması için gerekli olan kabuktaki P dalga hızı, bölgede daha önce yapılmış olan çalışmaların (Kenar, 1977; Gurbuz ve Üçer, 1985; Kalafat et al., 1987; Bekler et al., 1997; Zor et al., 1997; Saunders et al., 1998) sonuçlarının derlenmesi ile 6.0 ± 0.24 km/s olarak belirlenmiştir.

VERİ

Bu çalışmada, Bursa bölgesine Marmara Projesi kapsamında yerleştirilen KRZT, CTPT ve MIST, üç bileşen kısa periyodlu istasyonlar (Şekil 1) ile aynı bölgeye TUBITAK tarafından 1996 yılında 6 aylığına yerleştirilen, üç bileşen geniş band (IGDT) istasyonundan elde edilen veriler kullanılmıştır.

Bu istasyonlarda toplanan, magnitüdü 5.2' den büyük ve $32^\circ - 85^\circ$ arasında olmuş telesismik depremler Tablo 1' de gösterilmiştir. KRZT, MIST ve CTPT, doğal frekansı 1 Hz olan aynı tip alıcıya (L4C3D) ve 14 bit sayısallaştırıcıya, IGDT ise üç bileşen geniş band Güralp alıcıya sahiptir. Bununla birlikte, herbir istasyon için, alıcı fonksiyonu elde edilen depremlerin back-azimuta göre haritaları Şekil 2' de gösterilmiştir.

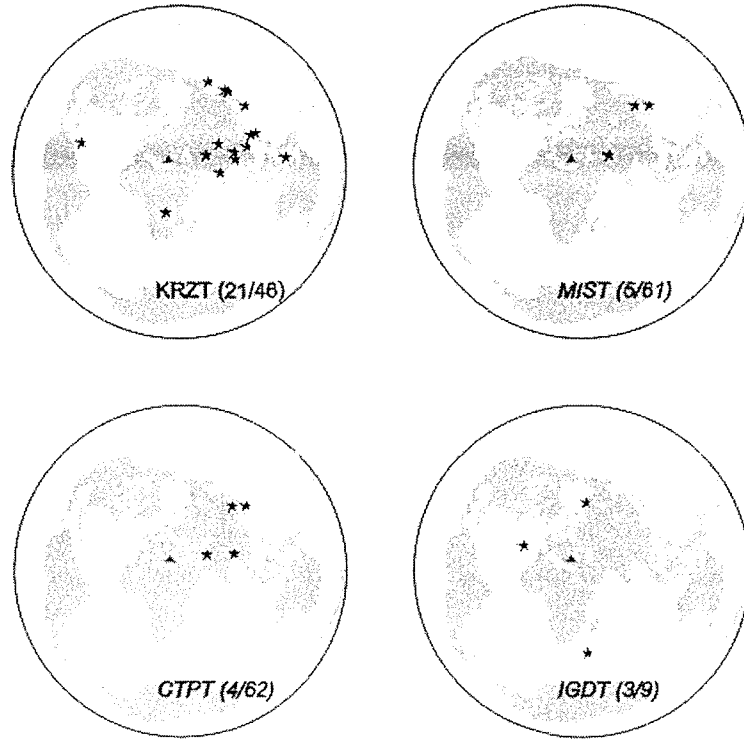
Yil	Jday	Time	Detph	Lat	Lon	Mag	Delta	Baz	KRZT	CTPT	MIST	IGDT
1992	255	35726.2	10	-6.09	26.68	6.7	45.91	183.21	o			
1993	138	101933.7	169	19.91	122.45	6.4	80.02	72.49	o			
1993	145	231643.4	37	55.02	160.51	6.2			o			
1993	204	115006.8	272	36.44N	70.42E	5.2					o	
1993	219	37	155	26.58	125.61	6	78.13	65.36				
1993	221	113830.5	204	36.44	70.71	5.8	32.75	82.69				
1993	221	124248.1	215	36.38	70.87	6.2	32.89	82.71		o	o	
1993	247	113838.9	195	36.43	70.81	5.9	32.83	82.65	o	o		
1993	272	222548.6	7	18.07	76.45	6.3	46.25	104.03	o			
1993	275	84232.7	14	38.19	88.66	6.2	45.58	72.22	o			
1993	284	155421.2	351	32.02	137.83	6.4	82.69	54.15	o		o	
1994	11	5159.7	33	25.2	97.22	5.9	58.04	82.54	o			
1994	149	141151.7	42	20.54	94.15	6.2	58.28	88.94	o			
1994	181	91838.2	106	-6.8	130.38	5			o			
1994	202	183631.7	473	42.3	132.89	6.4	72.99	48.86		o	o	
1994	220	210831.9	127	24.72	95.22	6	56.78	84.19		o		
1994	259	62018.3	12	22.55	118.74	6.5	75.68	72.57	o			
1994	277	132258.3	33	43.71	147.33	7.4	79.84	40.43	o		o	
1994	277	152417.7	33	43.49	147.92	6.2	80.29	40.27	o			
1994	277	155514.3	44	43.38	146.85	5.2			o			
1994	282	75538	23	43.9	147.9	6.5	79.98	39.99	o			
1994	289	51003.3	139	45.74	149.22	6.3	79.27	38.02	o			
1994	291	171251.4	66	43.55	147.12	6.1	79.85	40.65	o			
1994	298	5434.6	244	36.3	70.91	5.9	32.95	82.84	o		o	
1994	313	182103.4	61	43.52	147.19	6.1	79.9	40.63	o			
1994	365	25720.9	33	20.52	109.33	5.7			o			
1995	67	34558.6	8	16.56	-59.56	6.3	78.47	281.91	o			
1997	109	152633.4	10	78.44	125.82	5.7	52.21	15.68				o
1997	118	120737.8	10	-42.5	42.69	5.7	83.29	170				o
1997	178	43952.7	10	38.33	-26.68	5.6	42.68	286.16				o

Tablo 1. Alıcı fonksiyonu elde edilen telesismik depremler.

ALICI FONKSİYONU ANALİZİ

Üç bileşen istasyonlarda kaydedilen telesismik depremlerden, alıcı civarındaki hız yapısını, Langston (1979) tarafından önerilen bir teknikle elde etmek mümkündür. Alıcı fonksiyonlarını elde etmek için, dalga alanı verisinden kaynak yakınındaki etkileri ve derin Manto etkilerini gidermek gereklidir. Bunun için önerilen teknikte, düşey bileşen sismogramını radyal bileşen ve enine bileşenden ters evrişim işlemi ile ayırmalıdır. Bu işlem frekans ortamında şu şekilde verilebilir;

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{D_Z(\omega)}, \quad E_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)}{D_Z(\omega)} \quad (1)$$



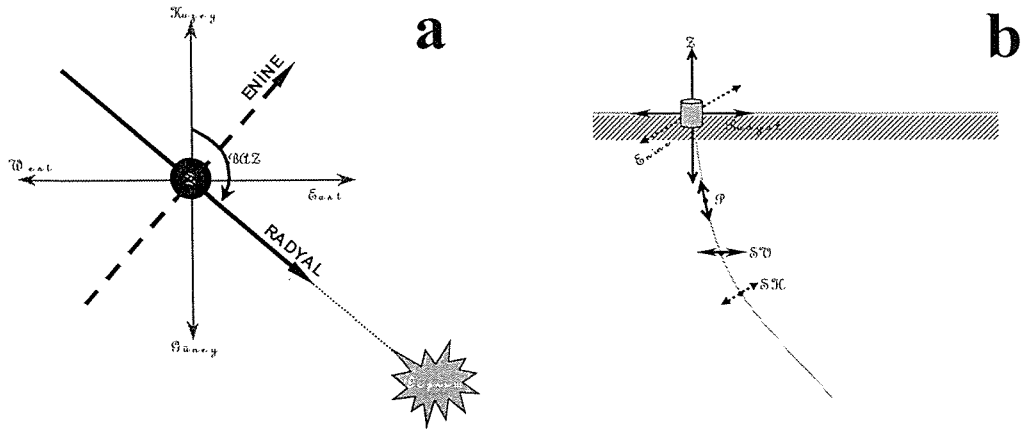
Şekil 2. Herbir harita istasyonlarda kaydedilen depremlerden alıcı fonksiyonu elde edilmiş olanların konumlarını gösterir. Haritaların altındaki sayılar, elde alıcı fonksiyonu sayısının, kaydedilen deprem sayısına oranını gösterir.

denklemdede $D_R(\omega)$, $D_T(\omega)$ and $D_Z(\omega)$, radyal, enine (transverse) ve düşey bileşenlerin frekans ortamındaki ifadeleridir. Gürültü ve sinyalin frekans içeriğinin sınırlı olması nedeni ile, verinin spektrumunda bazı frekanslarda sıfır veya sıfıra yakın değerler elde edilmekte ve bu durum frekans ortamındaki bölme işlemini duraysız hale getirmektedir. Spektrumda yeralan bu değerleri belirli bir seviyeye çekmek için, Clayton ve Wiggins (1976) tarafından önerilen su-seviyesi (waterlevel) olarak adlandırılan yöntem uygulanmaktadır. Bölme sonucu elde edilen verideki yüksek frekanslı gürültüleri ayırmak için de Gauss süzgeci uygulanmalıdır. Tanımlanan iki işlem $A(\omega)$ ile ifade edilmiştir (Cassidy, 1992).

$$\tilde{E}_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{D_Z(\omega)} A(\omega), \quad \tilde{E}_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)}{D_Z(\omega)} A(\omega) \quad (2)$$

Üç bileşen kayıtlarda dalga alanı, Düşey (Z) , Kuzey-Güney ve Doğu-Batı gibi farklı yönlerde örneklenmektedir. Bunun amacı bir yer hareketi sonucunda oluşan, dalga alanının birbirini takip eden ve titreşim yönleri farklı olan dalga tiplerini farklı bileşenlerde elde edip inceleme kolaylığı sağlamaktır. Alıcı fonksiyonu analizinde tercih edilen telesismik depremler kaynağa, 35° - 85° arasındaki uzaklıkta meydana gelen ve derinde olmuş depremlerdir. Bu depremlerde oluşan dalga alanı kaynak alanından da etkilenerek, kısmen homojen kabul edebileceğimiz mantoda ilerleyip, kabuğu dike yakın bir şekilde keserek alıcıya ulaşır.

Eğer Kuzey-Güney bileşeni Şekil 3a' da olduğu gibi depremin olduğu yöne backazimut dediğimiz açıyı kullanarak çevirirsek, radyal ve enine bileşen sismogramlarını elde etmek mümkündür. Alıcı fonksiyonu analizi, kabuktaki tabakalarda meydana gelmiş olan P' den S'ye dönüşmüş fazları ve tekrarlı yansımalarını incelemek için kullanılır. Telesismik depremlerde, P dalgası dike yakın bir açı ile baskın olarak düşey bileşende, P'den S'ye dönüşmüş fazlarda radyal ve enine bileşenlerde yer almaktadır (Şekil 3b). Bütün bunları basit bir yapı için yapay veride görmek mümkündür. Şekil 4, 6.0 km/s hıza sahip 31km kalınlığında tek katmanlı model ve elde edilen radyal alıcı fonksiyonunu göstermektedir.



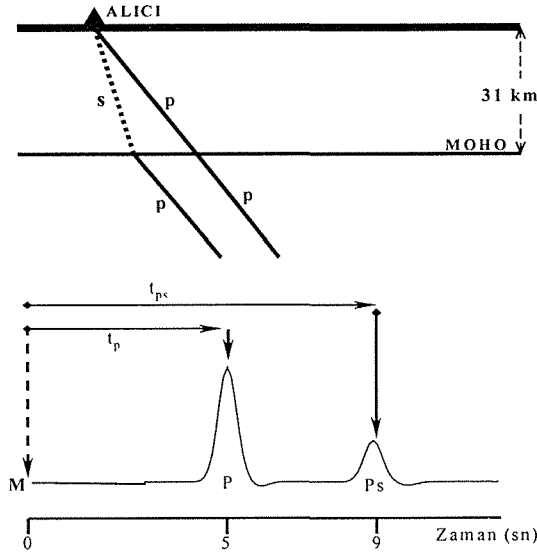
Şekil 3. Back-azimut ile Radyal ve Enine bileşenin fiziksel tanımı ve incelenen fazlar ve etkilediği bileşenler.

Eğer ortamın homojen ve yön bağımsız olduğunu kabul edersek, kabuk kalınlığını P ve Ps fazlarının arasındaki zaman farkı ve ortamın ortalama kabuk hızını

kullanarak, hesaplayabiliriz. Kabuk kalınlığı, Şekil 4' deki geometriden faydalanarak ve poisson oranı 0.25 kabul edilerek, aşağıdaki gibi verilebilir (Zandt et al., 1995):

$$h = \frac{(t_{ps} - t_p) \cdot V_p}{1,73 \cdot \cos(\theta_s) - \cos(\theta_p)} \quad (3)$$

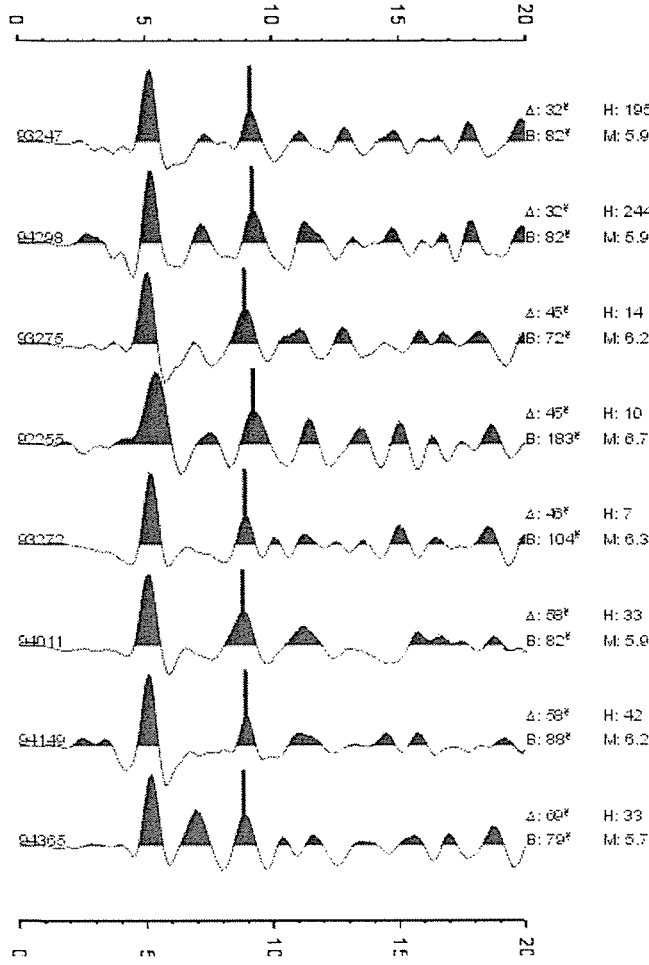
İfadede, ortalama P dalga hızı V_p , P_s varış zamanı t_{ps} ile, P varış zamanı t_p ile, P ve P_s dalgaları geliş açıları ise θ_p ve θ_s ile gösterilmiştir.



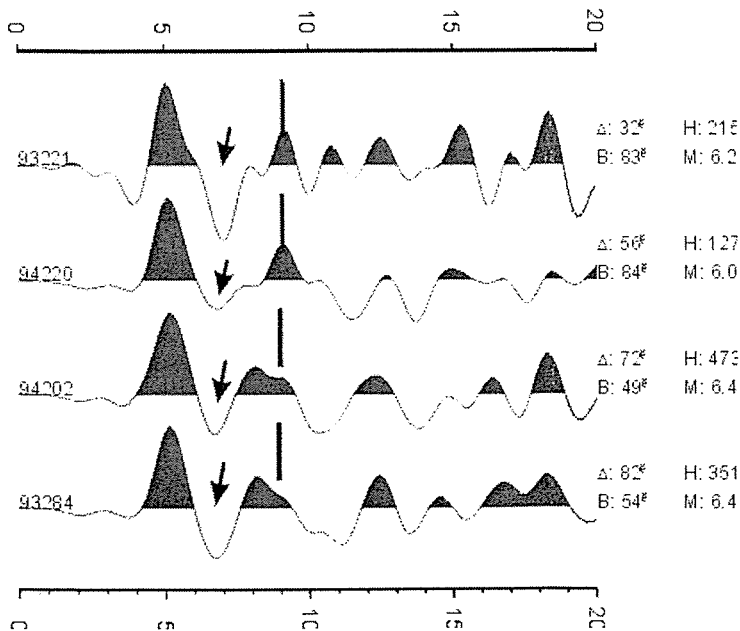
Şekil 4. P ve P_s ışınlarının geometrik görüntüsü ve fazların radyal alıcı fonksiyonundaki görünüşleri. Şekilde dalga alınımın Mohoya çarptığı an M ile ifade edilmiştir.

Bu çalışmada frekans ortamı ters evrişim işlemi, MIST, CTPT, KRZT ve IGDT istasyonları tarafından kayıtları edilen ve manyitüdü 5.2' den büyük ve 32° ile 85° arasında olmuş telesismik depremlere uygulanmıştır (Tablo 1). (2) numaralı ifadede kullanılan Gauss süzgeç parametresi 1.5 ile 2.5, su seviyesi parametresi ise 0.01 ile 0.001 arası denenmiş ve bu aralık içinde uygun olan parametreler kullanılmıştır. Ters evrişim işleminden önce veri, P dalgasından 5sn önce ve 20 sn sonra olmak üzere pencerelenip, 25sn uzunluğundaki bu veriye 0.8 veya 1 Hz köşe frekansına sahip alçak geçiren süzgeç uygulanmıştır. Sonuçta elde edilen tüm alıcı fonksiyonları Şekil 5 ile 8 arasında görüntülenmiştir. Daha sonra bölgede önceden yapılan çalışmaların

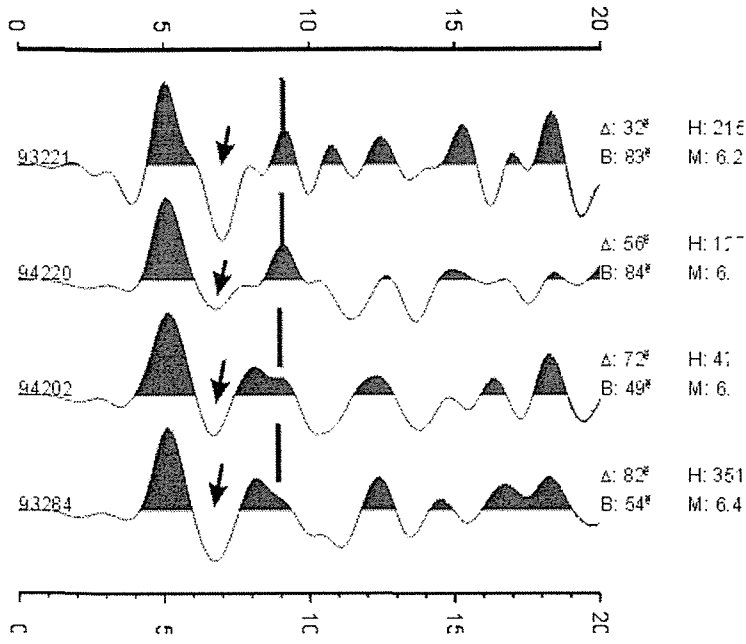
sonuçlarına bakılarak elde edilen, 6.0 ± 0.24 km/sn' lik P dalgası hızı, kabuk kalınlığını elde etmek için kullanılmıştır (Şekil 9).



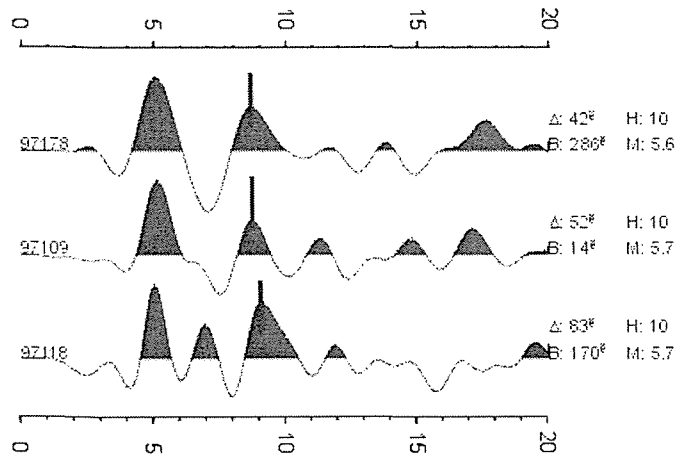
Şekil 5. KZRT alıcı fonksiyonları. Şekilde, Odak mesafesi Δ , back-azimut B, episantr derinliği H ve Manyitüd M ile gösterilmiştir. Bar işareti ile gösterilen faz Moho P to S fazıdır.



Şekil 6. MIST alıcı fonksiyonları. Şekilde kullanılan işaretler Şekil 5' daki ile aynıdır. Düşük hızın ifadesi olan negatif faz ok ile gösterilmiştir.



Şekil 7. CTPT alıcı fonksiyonları. Şekilde kullanılan işaretler Şekil 5' daki ile aynıdır. Düşük hızın ifadesi olan negatif faz ok ile gösterilmiştir.

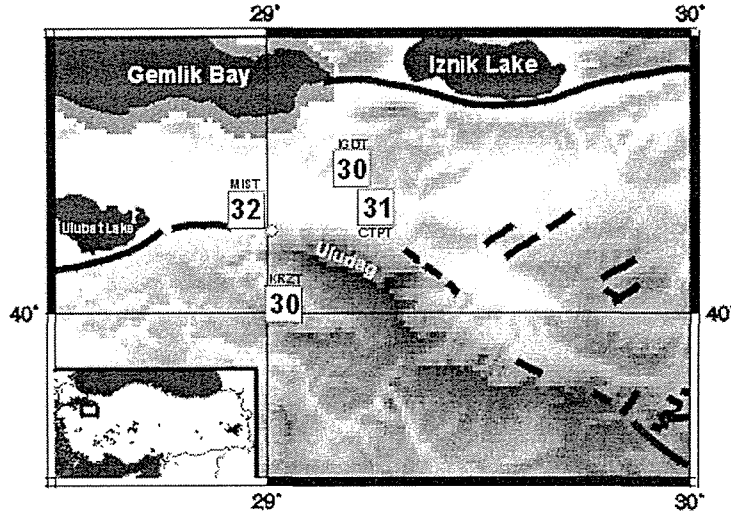


Şekil 8. IGDT alıcı fonksiyonları. Şekilde kullanılan işaretler Şekil 5' daki ile aynıdır.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Yapılan analiz sonucunda elde edilen alıcı fonksiyonları Şekil 5-8 ' da verilmiştir. P ve Ps varış zamanları arasındaki fark herbir alıcı fonksiyonu için hesaplanmış ve her istasyon için ortalaması ve standard sapması hesaplanmıştır. Bulunan ortalama değer ve standart sapma KRZT için 3.76 ± 0.20 s, MIST için 4.02 ± 0.04 s, CTPT için 3.94 ± 0.12 s ve IGDT için ise 3.76 ± 0.33 s ' dir. Bu farklılardan, (3) numaralı ifade ve bölge için elde edilen ortalama kabuk hızı ve ona yakın iki farklı

hız değeri kullanılarak derinlik hesabı yapılmış ve Şekil 9’ da bu değerler hem tablo ile hemde harita üzerinde görüntülenmiştir. Kıtasal kabuk için düşük olan bu hız,



STATIONS	N. of R.F.	Ps-P Times	Velocity	Depth-to-Moho
KRZT	21	3.79 +/- 0.14	5.7	28.7 +/- 1.0
			6.0	30.1 +/- 1.5
			6.3	31.5 +/- 1.8
CTPT	4	3.94 +/- 0.12	5.7	29.6 +/- 0.4
			6.0	31.1 +/- 0.5
			6.3	32.5 +/- 0.6
MIST	5	4.05 +/- 0.08	5.7	30.3 +/- 1.1
			6.0	31.7 +/- 1.6
			6.3	33.1 +/- 2.1
IGD	3	3.76 +/- 0.33	5.7	28.2 +/- 2.2
			6.0	29.6 +/- 3.2
			6.3	30.9 +/- 4.1

kabukta yeralan silikat içeriğinin fazla olması ve yükselmiş olan alt kabuk sıcaklığına bağlanabilir (Saunders et al., 1998).

Şekil 9. Bölgede bulunan istasyonların alıcı fonksiyonlarında okunan Ps-P zaman farkları, derinlik hesabında kullanılan hızlar ve elde edilen derinlikleri gösteren Tablo ve ilgili harita. Haritada görüntülenen derinlikler 6.0 km/s ortalama P dalga hızı için bulunan derinliklerdir.

Bunlara ek olarak, alıcı fonksiyonları üzerinde farklı bir takım gözlemler yapmakta mümkündür. Örneğin, CTPT ve MIST istasyonlarından elde edilen alıcı fonksiyonlarında (Şekil 6-7), hepsinde uyumlu bir şekilde ok işareti ile gösterilen negatif bir faz vardır. Bu belirti, orta kabukta 10-15 km arasında yeralan bir düşük hızlı bir yapıyı işaret etmektedir.

Sonuç olarak, Şekil 9’ da gösterilen derinliklere bakacak olursak derinlikler Uludağ’ a yaklaştıkça artmakta ve Uludağ’ ın arkasında ise azalmaktadır. Bu belirtiyi Uludağ’ ı kökü olmayan ve taşınıp gelmiş bir nap paketi olarak kabul edip, litosferin yaptığı bir bükülme hareketi sonucu olmuştur denilebilir. Buna karşın, bölgede

yeralan fay zonları nispeten hırpalanmış zonlar olduğu için ortalama hızın daha düşük olması beklenebilir. Nitekim MIST istasyonu fay zonu üstünde yeraldığından dolayı Ps-P zaman farkı daha yüksek çıkıyor olabilir. Bunların yanında, CTPT ve MIST istasyonları alıcı fonksiyonları görülen düşük hız zonu belirtisini, bölgede bu derinliklerde son tektonik döneme ait herhangi bir sokulum gibi düşük hız oluştura-

bilecek belirti gözlenemediğine göre başka şekilde açıklamak mümkündür. Bölgede bulunan fay zonlarının hepsinde kabuğu kestiğini düşünmezsek, Uludağ'ın önünden geçen fay zonunu bölgede esas olarak kabul edilen Kuzey Anadolu Fay Zonunun üst koluna bir ayrılma zonu ile (detachment) bağlantı kurduğunu düşünebiliriz. Bu durumda, oluşan bu ayrılma zonu düşük hız zonu belirtisi verebilir. Bu ve benzeri belirtilerin daha iyi bir şekilde analiz edilebilmesi bölgede, bu amaca yönelik hazırlanan bir ağ ile gözlemler yapılması ile mümkün olacaktır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada, alıcı fonksiyonu analizi konusunda takıldığım noktalarda verdiği kritik bilgiler, program desteği ve dostluğu ile beni sıkıntıdan kurtaran TÜBİTAK MAM Yerbilimleri Enstitüsü Araştırmacılarından Sayın Serdar Özalaybey'e ve verilerden elde edilen sonuçların değerlendirilmesi aşamasında bilimsel ilgisini esirgemeyen ve verilere jeolojik açıdan nasıl bakılacağını öğrenmeye devam ettiğim, kurumumuz öğretim üyesi Sayın Esen Arpat'a sonsuz teşekkürler ederim. Çalışmada kullanılan verilerin bana sağlanmasında yardımcı olan ve sinyal işleme bilgisinden faydalandığım hem kurumumuz öğretim üyesi hemde TÜBİTAK MAM Yerbilimleri Enstitüsü Üyesi olan Sayın Prof. Dr. Mustafa Aktar'a ve verilerin toplanması aşamasında çalışan TÜBİTAK MAM Yerbilimleri Enstitüsü çalışanlarına teşekkürü bir borç bilirim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktar, M., 1997, Alıcı Fonksiyonu Yönteminde Ters Evrişim, 5. Sinyal İşleme ve Uygulamaları Kurultayı Bildiriler Kitabı, Cilt II, s. 861-866.
Bekler, T., Kuleli, H.S. and Gürbüz, C., 1997, Crustal Modelling of The Western Turkey By The Reflectivity Method, AGU Spring Meeting Abstract.

- Cassidy, J., 1992, Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bull. Seismol.Soc.Am.*, v. 82, pp. 1453-1474.
- Clayton, R.W. and R.A. Wiggins, 1976, Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, v. 47, pp. 151-177.
- Dewey, J. F. and Şengör A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: *Geological Society of America Bulletin, Part I*, v. 90, pp. 84-92.
- Gürbüz, C. and Üçer, S.B., 1985. Anadolu Kavağında yapılan taşocağı patlatmalarından elde edilen sismik kayıtların değerlendirilmesi, *Deprem Araştırma Bülteni*, v. 49, pp. 39-49.
- Kenar,O., 1977, Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak İstanbul ve civarında yer kabuğu yapısı, İTÜ Doktora Tezi.
- Kalafat, D., Gürbüz, C. and Üçer, S.B., 1987, Batı Türkiye’de kabuk ve üst manto yapısının araştırılması, *Deprem Araştırma Bülteni*, v. 59, pp. 43-64.
- Langston, C.A., 1979, Structure under Mount Rainer, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, V. 84, pp. 4749-4762.
- McKenzie, D.P., 1978, Active tectonic of the Alpine-Himalayan belt, the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys.J.R. Astron.Soc.*, v. 55, pp. 217-254.
- Saunders, P., Priestley, K. and Taymaz T., 1998, Variations in the crustal structure beneath western Turkey, *Geophys. J. Int.*, v. 134, pp. 373-389.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, v. 75, pp. 181-241.
- Zor, E., Kuleli, H.S. and Gürbüz, C., 1997, A Seismic Refraction Study in The Marmara Region, Turkey, AGU Spring Meeting Abstract.
- Zandt, G., Myers, S.C. and Wallace, T.C., 1995, Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37° N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism, v. 100, pp. 10259-10548.

Aktif Tektonikte Tansör Alanları

The Contribution of Tensor Fields to the Active Tectonic

Mehmet UTKU

İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, 80626, Maslak-İSTANBUL

ÖZ

Tansör, parametreleriyle birlikte konumun fonksiyonu olarak tanımlanan matematik büyüklüklerdir. Bir vektör alanı için bir anlamda uzay ya da koordinat sistemi değiştirme işlemidir.

Fonksiyon karakterindeki her matematik tanıma bir tansör karşılık getirilebilir. Fizik ve matematik modelin birlikte, tansör tanımına olan **yakınlığı** en önemli ve en hassas noktadır. Bir olayın fizik anlamını veren matematik model bir "tansör"ü gerektiriyorsa, haklı veya haksız çeşitli nedenlerle bundan kaçınmak, sonuçta ulaşılması beklenen bilgi kazanımını kısıtlar, bilgi sınırlaması getirir.

Yerbilimlerinde çok sık kullanılan gerilme, deformasyon (strain) ve sismik moment, **tansör kimliği** taşıyan fizik karşılıklı matematik büyüklüklerdir. Bir bölgedeki gerilme dağılımı, gerilme tansörü yapısıyla asal gerilme eksenlerinin belirlenmesini sağlar. Sismik moment, deprem hakkında bilgi veren önemli bir parametre olup uzun yıllar sayısal bir büyüklük olarak kullanılmıştır. Böyle olunca da işlevi, bir depremin gücü hakkında bilgi verme özelliğinden öteye geçememiştir. Fakat tansör olarak kullanıldığında ise deprem kaynağını tam olarak tanımlayan bir matematik büyüklük karakterini alır. Kaynaktaki fizik mekanizmaya eşdeğer kuvvet sistemini tanımlar. Eşdeğer kuvvetlerin kaynak üzerindeki katkı oranlarını verir. Ayrıca, kıtasal deformasyon miktarlarının saptanmasını sağlamak suretiyle deformasyon tansörünü, yani bölgedeki deformasyon mekanizmasını ortaya çıkarır. Tüm bunlar, aktif tektonik hareketlerin aydınlanması için matematik kökenli önemli delillerdir.

ABSTRACT

Tensor is a mathematical quantity that is defined as a function of the position together with parameters. In other words, this mathematical operation is a transformation process for the space or the coordinate system.

Each mathematical expression characterized by a function may be corresponded to the tensor. In this case, the phenomenon of mathematical expression is very important. For an event, if it is necessary to define as a tensor, to keep away from this reality is not a reasonable approximation. Otherwise, it becomes going away from its main identity, and this limits the knowledge.

In Earth sciences, mathematical quantities such as stress, strain and seismic moment are frequently used. Essentially, each of these is a tensor. Stress tensor is used to obtain the principal axes in the study field, and this tensor reveals the stress mechanism in a region of interest. Likewise, the strain tensor provides the kinematic parameters in rupture. In conventional focal mechanism solutions or in most of the studies associated with seismic source, usually, a seismic moment which consists of a scalar is assumed. On the other hand, it is known that seismic moment is a tensor. When seismic moment is used as a tensor, it is shown that the seismic moment tensor perfectly represents a seismic source. It describes the equivalent force system acting at the earthquake source. However, seismic moment tensor provides the contribution rates to the source of equivalent forces. Consequently, all of these informations are very important role for describing the active tectonic, and these are important mathematical proofs for active tectonic.

1. GİRİŞ

Doğa nonlineerdir, fakat kuralları basittir. Bir sorunun doğru çözümü, herbiri basit kurallarla işleyen elementer sorunların, bütünü, doğru temsil etmesiyle mümkündür. Ayırıştırma işlemi ne kadar doğru bir yaklaşımla yapılırsa, çözüm o kadar az hatalı olur.

Fiziksel olaylar; magnitüd, yön, doğrultu ya da bunların bazı kombinasyonları gibi matematik büyüklüklerle karakterize edilirler. Öyle olaylar vardır ki bu matematik büyüklüklerle tanımlanamazlar. Örneğin, bir \vec{F} kuvveti bir vektör ile tanımlanabilirken, bir faylanmayı yalnız vektörlerle tanımlamak yeterli değildir. Klasik fay mekanizması çözümlerinde sismik moment bir **sayısal büyüklük** olarak kullanılmasına rağmen, aslında bunun bir **tansör** olduğu, fiziksel konumu ve özelliklerinin ortaya koyduğu kuramsal bir gerçektir. **Tansörler, olayı tanımlayan diğer matematik araçlarla birlikte konumu da kapsayan ve vektörden daha yüksek mertebeden matematik büyüklüklerdir.**

Sismik moment tansörlerin ilk tanıtımı, daha sonra kullanımına da öncülük etmiş olan Gilbert (1970) tarafından yapılmıştır. Daha sonra Backus ve Mulcahy (1976) ile Backus (1977a,b) ise sismik moment tansör kavramını daha da genişletmişlerdir. Ayrıca, gerilme (stress) tansörü ve deformasyon (strain) tansörü, benzer fiziksel esaslara dayanılarak Yer Bilimleri'nde kullanılmakta olup sismolojiye ve dolayısıyla aktif tektoniğe önemli bilgiler sağlamaktadır. Eğer yapılabilirse, **daha yüksek mertebeden tansörlerin kullanılması daha ayrıntılı bilgilere ulaşılması avantajını getirecektir.**

Bu çalışmada, aktif tektonik hareketleri aydınlatıcı tansörler ele alınarak, sağlanan önemli bilgilerin neler olduğu ve ne kadar olduğu, matematik esaslarına girilmeden, anlam ve örnekleriyle birlikte verilecektir.

2. AKTİF TEKTONİK HAREKETLERİ AÇIKLAYICI TANSÖRLER

Doğadaki tüm cisimler belli bir denge halinde bulunurlar. Bu denge, cisimi etkileyen bir kuvvet sistemiyle sağlanır. Aktif tektonik, bir takım levha hareketleriyle yönlendirilir. Bu hareketler, kaynağı merak edilen olaylarla meydana gelir. Çoğunlukla bunlar **depremlerdir**. Deprem kaynağının iyi tanımlanması, odaktaki fiziksel mekanizmaya eşdeğer bir kuvvet sisteminin tanımlanması demektir.

Aktif tektoniğin aydınlatılması amaçlı çalışmalarda çok sık kullanılan tansörler, 2. mertebeden tansörler olup 9 bileşenden oluşurlar. Simetri özelliği, 9 bileşenin 6 bileşene düşmesini sağlar. Bir tansörün kıymetlendirilmesi, tansörün ayrıştırılması (decomposition) ile olur. Ayırıştırma işlemi ise tansöre uygulanan özdeğer/özvektör analiziyle yapılır. 2. mertebeden bir tansörün 3 özdeğeri (eigenvalue) ile bunlara karşılık gelen 3 özvektörü (eigenvector) vardır. Bu matematik büyüklüklerden, sözkonusu tansörle tanımlanan kaynağın **geometrik ve fiziksel parametreleri** saptanır.

2.1. Sismik Moment Tansör

Sismik moment tansör bir deprem kaynağını tam olarak tanımlayan matematik bir büyüklüktür. **O, sismolojideki kaynak tanımlamaları için gerek ve yeter şarttır.** Moment tansör 2. mertebeden simetrik bir tansör olup 6 bileşenden oluşur. Bunlardan 3

bileşen birer **dipol**, diğer 3 bileşen ise birer **kuvvet-çifti** (couple) tanımlar. Bir moment tansör,

$$m_{ij} = f(\phi, \delta, \lambda; M_0) \quad (1)$$

şeklinde; fay düzlemine ait doğrultu (ϕ), eğim (δ), kayma açısı (λ) ve skaler momentin (M_0) fonksiyonudur. Düz çözüm (forward solution) olarak hesaplanabileceği gibi ters çözüm (inverse solution) olarak sismogramdan da kestirilebilir. Genel anlamda

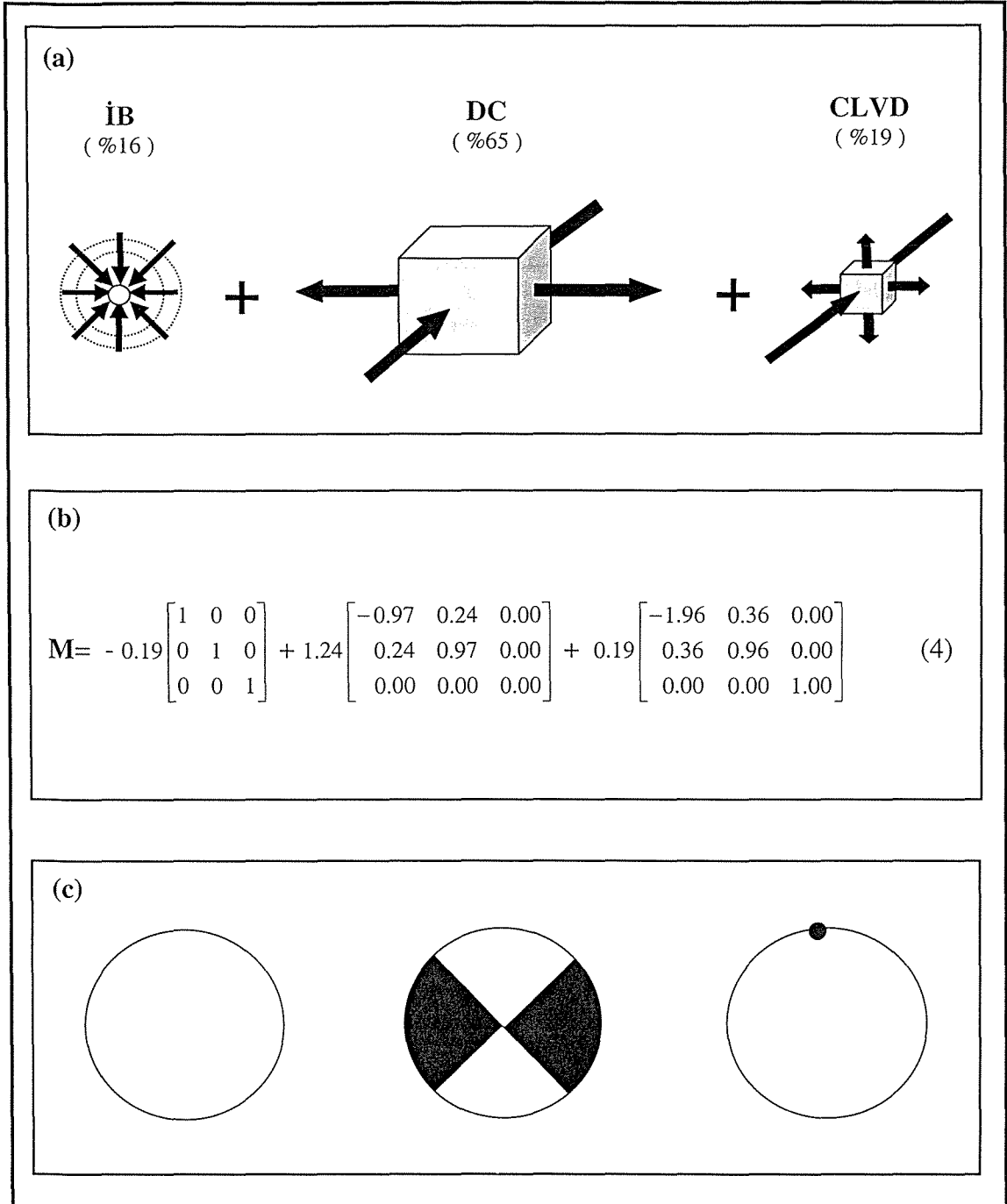
$$u = Gm \quad (2)$$

şeklinde bir denklem takımı, bir sismogram ifade eder. (2) denkleminde u sismogramı, G yer içini, m de kolon vektörü biçimli moment tansör elemanlarını karakterize eder. Bir moment tansör (M), matris biçiminde

$$M = \begin{bmatrix} m_{xx} & m_{xy} & m_{xz} \\ m_{yx} & m_{yy} & m_{yz} \\ m_{zx} & m_{zy} & m_{zz} \end{bmatrix} \quad (3)$$

şeklinde yazılır. (x, y, z) koordinat eksenlerini gösterir. **Moment tansörün analiziyle deprem odağındaki fizik mekanizmaya eşdeğer kuvvet sistemi saptanır.** Analiz işlemi, tansörün özdeğer/özvektör analizi yardımıyla ayrıştırılması şeklinde gerçekleşir.

Ayrıştırma ile tansör, küresel (izotropik) ve dislokasyon bileşenlerine ayrılır. Böylece, kaynaktaki herhangi bir hacim değişiminin olup-olmadığı ve kaynaktaki makaslama hareketinin oranı belirlenir. Şekil 1, 22 Mayıs 1971 $m_b=5.9$ Bingöl depremi için böyle bir analiz sonucunu göstermektedir (Utku, 1997). Şekil 1a'da deprem kaynağını meydana getiren eşdeğer kuvvet dağılımı, kaynağın oluşumundaki katkı oranları ölçüsünde şematik olarak verilmektedir. Buna göre Şekil 1a 'daki elementer kuvvet sistemleri; %16 katkı oranıyla bir sıkışmayı karakterize eden izotropik bileşen (İB), %65 katkı oranıyla bir çift kuvvet-çifti (double-couple: DC) ve %19 katkı oranıyla bir sıkıştırılmış lineer vektör dipol (compensated linear vector dipole: CLVD)'den ibarettir. DC bir tektonik hareketi karakterize ederken, CLVD **büyük** eksen boyunca bir sıkışmayı sergiler. Şekil 1b, Şekil 1a 'daki elementer kuvvet sistemlerini tanımlayan ve toplam 3 terimden oluşan bir **moment tansör ayrışımını** verir. (4) denklemindeki bu tansör ayrışımı ters çözümle kestirilen moment tansöre eşdeğerdir. Her terim, birer elementer moment tansör olup birer elementer kaynağı temsil eder. Elementer tansörlerin önlerinde bulunan katsayılar, ölçek (10^{19} N-m) ile birlikte elementer skaler momentleri verir. Şekil 1c 'de bu elementer kaynaklara karşılık gelen **mekanizma** çözümleri vardır. Mekanizma diyagramları, alt yarımküre eşit alan projeksiyonuna göre çizilmiş olup koyu renkli bölümleri kaynaktaki çekme gerilmesi bölgelerini, açık renkli bölümleri ise kaynaktaki basınç bölgelerini gösterir. Buradan birinci elementer kaynağın (İB) sıkışma karakterli hacim değişikliği yaratan bir mekanizma ile diğer iki elementer kaynağa göre en az katkı sağlayan bir özellik taşıdığı anlaşılmaktadır. İkinci elementer kaynak (DC) ise doğrultu atımlı bir mekanizma sergilemektedir. İki düğüm düzleminden (nodal plane) biri $\Phi_1=225^\circ$ diğeri $\Phi_2=135^\circ$ doğrultulara sahiptir. Sadece üçüncü elementer moment tansöre (CLVD) ait mekanizma diyagramı, sıkıştırılmış lineer vektör dipolün büyük ekseninin yönelimini gösterir. Buna göre üçüncü elementer kaynak, y(doğu) ve z (düşey) eksenleri doğrultusundaki **minör gerilmeleri** (çekme), $\sim 360^\circ$ yönlümlü (trend) ve 0° dalımlı (plunge) bir büyük eksen (x: kuzey) boyunca



Şekil 1. 22 Mayıs 1971 Bingöl depreminin sismik moment tansör ayrışımı ve eşdeğer kuvvet dağılımı (Utku,1997 'den değiştirilerek hazırlanmıştır). (a) Deprem kaynağını oluşturan eşdeğer kuvvetler. İB izotropik bileşen, DC çift kuvvet-çifti (double-couple), CLVD sıkıştırılmış lineer vektör dipol olarak tanımlanan **elementer kaynaklardır**. Yüzde değerleri elementer kaynakların katkı oranlarıdır. (b) Eşdeğer kuvvetleri tanımlayan elementer moment tansörler. **M** kestirilen moment tansöre eşdeğer ayrıştırılmış moment tansördür. (c) Elementer kaynakların mekanizma diyagramları. Mekanizma diyagramları alt yarım küre eşit olan projeksiyonuna göre hazırlanmış olup, koyu renkli bölümler kaynaktaki çekme gerilmesi bölgelerini, açık renkli bölümler kaynaktaki basınç bölgelerini gösterir.

dominant bir sıkışma ile karşılayan bir mekanizmaya sahiptir.

Tüm bu analizden, 22 Mayıs 1971 Bingöl depreminin GB-KD ($\phi=220^\circ$) doğrultulu sol yönlü bir fayla karakterize edilen, oluşumunda %65 oranında çift kuvvet-çifti kuvvet katkısı bulunan, tektonik kökenli ve sıkışma karakterize eden bir kaynak tarafından meydana getirildiği ortaya çıkmaktadır. Bu yorum, yapılan ters çözüm ve analiz işlemlerindeki hata hesapları toleransına dayanılarak yapılan bir değerlendirmedir.

Şekil 2, Türkiye’de meydana gelen ve magnitüdüleri (m_b) ~6.0 civarında olan 6 adet depremin telesismik istasyon kayıtlarına göre yapılan moment tansör kestirimleri ile moment tansör analizlerinden elde edilen CLVD bileşenlerine ait büyük eksenlerin yönelim ve karakterini göstermektedir. Bu depremler; (1) 14.06.1964 $m_b=5.5$ Malatya, (2) 25.03.1969 $m_b=5.5$ Demirci, (3) 28.03.1969 $m_b=5.9$ Alaşehir, (4) 06.04.1969 $m_b=5.6$ Karaburun, (5) 28.03.1970 $m_b=6.0$ Gediz ve (6) 22.05.1971 $m_b=5.9$ Bingöl depremleridir. Şekil 2 ’den Malatya ve Bingöl depremlerine ait CLVD bileşenlerindeki büyük eksenlerin sıkışma karakterinde olduğu; Demirci, Alaşehir, Karaburun ve Gediz depremlerine ait büyük eksenlerin ise gerilme karakterinde olduğu izlenmektedir. CLVD bileşenlerindeki diğer eksenlerin Malatya ve Bingöl depremleri için gerilme; Demirci, Alaşehir, Karaburun ve Gediz depremleri için ise sıkışma türünde olacağı CLVD kuvvet sisteminin doğası gereğidir.

2.2. Gerilme Tansörü

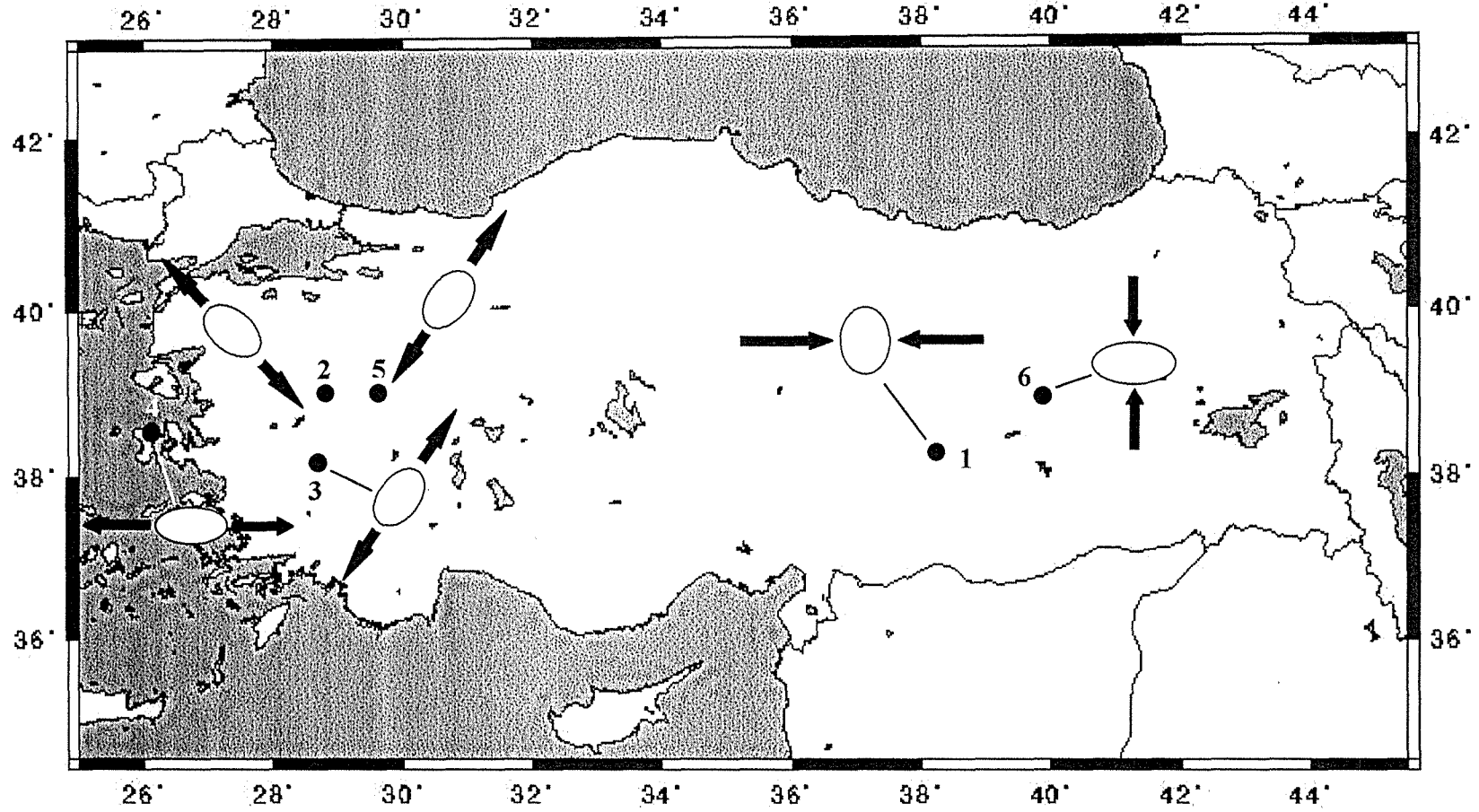
Belli gerilme kuvvetleri altında bulunan bir cismin gerilme durumu, gerilme tansörüyle tanımlanır. Söz konusu gerilme kuvvetleri, koordinat eksenleri doğrultusundaki **normal gerilmeler** ile aynı eksenlere göre tanımlanan **teğetsel gerilmelerden** oluşur. Gerilme tansörü cismin saran yüzey boyunca gerilme yoğunluğunun integrasyonuna dayanır. Böylece 6 bileşenden oluşan, koordinatların ve şekil faktörünün (R) fonksiyonu olan 2. mertebeden simetrik bir tansör meydana gelir. Gerilme tansörü (T), matris biçiminde

$$T = \begin{bmatrix} t_{xx} & t_{xy} & t_{xz} \\ t_{yx} & t_{yy} & t_{yz} \\ t_{zx} & t_{zy} & t_{zz} \end{bmatrix} \quad (5)$$

şeklinde ifade edilir. (x, y, z) koordinat eksenlerini belirtir. Asal gerilme bileşenleri gerilme tansörünün özdeğerleri tarafından tanımlanır. Asal gerilmeler cinsinden (5) eşitliği,

$$T = \begin{bmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{bmatrix} \quad (6)$$

olarak yazılır. σ_i koordinat eksenleri yönündeki asal gerilme bileşenlerini gösterir. (6) denkleminde verilen gerilme tansörü (5) denkleminde eşdeğerdir. σ_i özdeğerlerine karşılık gelen özvektörlerden, karakterize ettikleri asal gerilme eksenlerinin yönelim parametreleri saptanır. Bunlar bir gerilme mekanizması diyagramı üzerinde gösterilir. Asal gerilme bileşenlerinin bir gerilme mekanizması diyagramı üzerindeki gösterimi



Şekil 2. (1) 14.06.1964 $m_b=5.5$ Malatya, (2) 25.03.1969 $m_b=5.5$ Demirci, (3) 28.03.1969 $m_b=5.9$ Alaşehir, (4) 06.04.1969 $m_b=5.6$ Karaburun, (5) 28.03.1970 $m_b=6.0$ Gediz ve (6) 22.05.1971 $m_b=5.9$ Bingöl depremlerinin episantır dağılımları ve sismik moment tansör analiziyle saptanan CLVD (sıkıştırılmış lineer vektör dipol) bileşenlerine ait **büyük eksen** yönelimleri.

Şekil 3 'de verilmektedir.

Gerilme diyagramları çoğunlukla alt yarım küre eşit alan projeksiyonuna göre çizilir. Asal eksenlerin gerilme diyagramı üzerindeki konumlarını, sözkonusu eksenin yönlem ve dalımı belirler. Şekil faktörü,

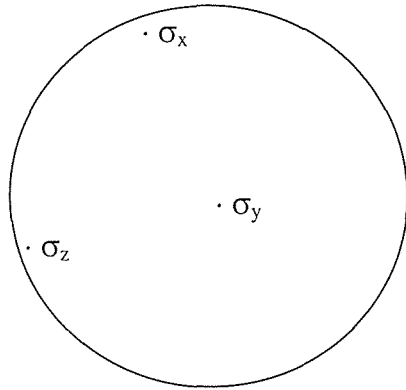
$$R = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}, \quad \sigma_y > \sigma_x \quad (7)$$

bağıntısıyla tanımlanır (Rivera ve Cisternas, 1990). R asal gerilme eksenlerinin birbiriyle ilişkisini gösterir. Gerilme diyagramı ile R parametresinin birlikte değerlendirilmesi, ortamdaki gerilme mekanizmasını ortaya çıkarır. İşlemin belirli bir bölge ya da kuşak için genişletilmesi durumunda tüm ortamda hüküm süren gerilme rejimi belirlenir. Şekil-3, tamamen açılma rejimi gösteren bir gerilme diyagramıdır.

2.3. Deformasyon Tansörü

Aktif tektonikte deformasyon tansörü, deformasyon zonunun **fiziksel** ve **geometrik** parametreleri (p_i) ile zonu oluşturan olayı tanımlayan **moment tansörünün** (M) fonksiyonu olarak hesaplanır. Deformasyon tansörü (ϵ) kapalı bir ifade ile

$$\epsilon = f(p_i, M) \quad (8)$$



Şekil 3. Bir gerilme mekanizmasını tanımlayan gerilme diyagramı. σ_i asal gerilme eksenleridir.

şeklinde yazılabilir. (8) denkleminin matris biçiminde gösterimi de mümkündür. Hesaplanan tansör bileşenlerinden, tektonik elemanın ilgili bileşen doğrultusundaki hızı ve deformasyon miktarı ortaya çıkar. Birimleri sırasıyla mm/yıl ve $1/sn$ 'dir. Böylece, sözkonusu sismotektonik zondaki kıtasal deformasyonun türü ve miktarı saptanır. Jackson ve McKenzie (1988), böyle bir çalışmanın sonucunda son 70 yıllık sismisiteye göre Kuzey Anadolu Fay zone için D-B (doğu-batı) doğrultusundaki ortalama sağ yanal hareketi $\sim 25 - 80$ mm/yıl olarak hesaplamışlar, muhtemel değer (md) olarak ~ 40 mm/yıl almışlardır. Aynı araştırmacılar Batı Anadolu ve Ege için K-G

(kuzey-güney) yönlü açılmayı $\sim 30 - 110$ mm/yıl (md: ~ 63 mm/yıl) olarak bulmuşlar ve bölgede D-B doğrultulu çok küçük hareketle birlikte K-G doğrultulu açılma ve kabuksal incelmelerin hakim olduğunu görmüşlerdir. Çünkü sismojenik katmanın kalınlaşma oranı -0.6 ile -2.3 mm/yıl arasında (md: -1.2), kabuk kalınlaşması da -1.9 ile -6.8 mm/yıl arasında (md: -3.7) değişmektedir. Jackson ve McKenzie (1988) 'de kullanılan koordinat sisteminin düşey eksenini, yukarıya doğru pozitif olduğuna göre negatif işaretli sonuçların incelmeye karşılık geldiği açıktır. Ortalama deformasyon miktarları ise K-G ve düşey doğrultularda sırasıyla ($\times 10^{-15}$) olarak $2.1 - 7.2$ sn^{-1} (md: 4.0) ve $-2.0 - -7.3$ sn^{-1} (md: -3.9) arasında değişmektedir. Doğu Anadolu ve

Kafkaslar (36–44°K, 42–49°D) için yaptıkları hesaplamalarda K–G doğrultusunda ~3.0 mm/yıl değerinde sıkışma ile bunu karşılayan D–B doğrultusunda değeri ~2.0 mm/yıl olan bir açılma bulmuşlardır. K–G doğrultusundaki deformasyon oranı da $\sim -1.0 \times 10^{-16} \text{ sn}^{-1}$ 'dir.

3. SONUÇ VE ÖNERİLER

Aktif tektonik hareketleri aydınlatıcı önemli doğal olaylardan olan depremlerle ilgili kaynak çalışmalarında, **tansör** adı verilen matematik araçların kullanılması herşeyden önce olayın fizik esaslarının bir gereğidir. Bunun sonucunda sağlanan avantajlar ve öneriler şöyle sıralanabilir:

- 1) Klasik fay mekanizması çözümlerinde, sismogramın sadece ilk hareket polaritesi kullanılırken, tansör hesabıyla **genlik bilgisi**, hatta tüm **dalga şekli** kullanılmaktadır. Bu, ulaşılmaya çalışılan bilginin doğruluğundaki isabet yönünden önemlidir.
- 2) Tansör, daha yüksek mertebeden bir matematik büyüklük olduğundan **daha fazla ve daha ayrıntılı bilgiye ulaşma** olanağı ortaya çıkmaktadır.
- 3) Klasik fay mekanizması çözümleriyle yalnız fayın yönelim parametreleri elde edilirken, tansörlerle odaktaki **fiziksel mekanizmanın analizi** yapılabilmekte ve eşdeğer kuvvet sisteminin saptanması sağlanmaktadır.
- 4) Tansör çözümleri, gerekli **istasyon sayısını en aza indirmektedir**.
- 5) Daha yüksek mertebeden tansörlerle kaynak tanımlamaları **gerçekleştirilmelidir**.
- 6) Bugüne kadar “Odak mekanizması çözümü” ile “fay düzlemi çözümü”, **eş anlamlı** olarak kullanılmıştır. Fakat bu iki kavram özellikle **büyük depremler** için ortak noktaları daha az olan iki farklı işlevi ifade etmektedir. Çünkü fay düzlemi çözümü, sadece fay yönelim parametrelerinin saptanmasından ibaret iken, **odak mekanizması çözümü ise fay düzlemi çözümüyle birlikte kaynaktaki fizik mekanizmaya eşdeğer kuvvet sisteminin tanımlanmasını da sağlar**. Yani **odak mekanizması çözümü daha geniş kapsamlı bir tanımlamadır**. Dolayısıyla, yalnız fay yönelim parametrelerinden ibaret olan çözümlere odak mekanizması çözümü denmeyip, fay düzlemi çözümü denilmesi daha doğru olacaktır. Hatta, bu tür çözümler için “fay mekanizması”da denebilir, fakat “**odak mekanizması**” demek **çok abartılı** olmaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

BACKUS, G.E. (1977a). Interpreting the seismic glut moments of total degree two or less, Geophys. J.R. Astr. Soc., vol.51, pp.1-25.

BACKUS, G.E. (1977b). Seismic sources with observable glut moments of spatial degree two, Geophys. J.R. Astr. Soc., vol.51, pp.27-45.

- BACKUS, G. and MULCAHY, M. (1976).** Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources-I. continuous displacements, Geophys. J.R. Astr. Soc., vol.46, pp.341-361.
- GILBERT, F. (1970).** Excitation of the normal modes of the earth by earthquake source, Geophys, J.R. Astr. Soc., vol.22, pp.223-226.
- JACKSON, J. and McKENZIE, D. (1988).** The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, Geophysical Journal, vol.93, pp.45-73.
- RIVERA, L. and CISTERNAS, A. (1990).** Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am., vol.80, No.3, pp.600-614.
- UTKU, M. (1997).** Sismik Moment Tansör Ters Çözümüyle Türkiye Depremlerinin Analizi. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 215 sayfa, Türkiye.