



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKÂN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

76



Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

*Bulletin of Earthquake Research
(Bull. Earthq. Res.)*



Nisan [April] / 1998
Cilt [Volume]: 25

Sayı [Issue]: 76

İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Kuzey Anadolu Fay Zonunun Doğu Kesiminin Deprem Riskinin Stepp Analizi Yöntemi İle Belirlenmesi [Seismic Risk Investigation of Eastern Region of North Anatolian Fault Zone by Stepp's Analysis]
Günruh BAĞCI 5-19

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Anadolu'da Yer Alan On-Line Deprem İstasyonların Magnitüd Denklemlerinin Çıkarılması [Derivation of Magnitude Equations of On-Line Earthquake Stations in Anatolia]
Doğan KALAFAT, Gülay ÖZ, Mehmet KARA 20-30

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

14 Ağustos 1996 Salhançayı (Çorum-Amasya) Depremi [The Salhançayı Earthquake of 14 August 1996, Çorum-Amasya]
Ramazan DEMİRTAŞ 31-46

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

09 Ekim 1996 Paphos (Baf) Depremi, GB Kıbrıs [The Paphos Earthquake of October 09, 1996, SW Cyprus]
Ramazan DEMİRTAŞ 47-62

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Batı Anadolu Kıyılarının Tarihsel Dönem Deprem Etkinliği [Historical Period Earthquake Activity of Western Anatolian Coasts]
Fatih M. ADATEPE 63-87

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Rayleigh Yüzey Dalga Spektrumu, Cisim Dalgaları ve İlk Hareket Yönlerinden 1992-1997 Yıllarında Türkiye ve Civarında Oluşan Depremlerin (Ms=5-8-6.8) Analizi [Analysis of Earthquakes (Ms=5-8-6.8) Occurring in and Around Turkey in 1992-1997 from Rayleigh Surface Wave Spectrum, Body Waves and Initial Motion Directions]
Ali PINAR, Doğan KALAFAT, S. Balamir ÜÇER 88-122



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKAN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

76



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKAN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

76

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ



Üç Ayda Bir Yayınlanır
Bilim ve Meslek Dergisi



Sahibi
Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Adına
Oktay Ergünay
Afet İşleri Genel Müdürü



Yazı İşleri Müdürü
Erol Aytaç
(Jeomorfolog)
Afet İşleri Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı



Posta Kutusu 763
Kızılay - ANKARA



Telefon : 287 36 45 - 287 36 46

ÖZYURT MATBAACILIK
Tel: 230 76 31
ANKARA

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

YIL 25

SAYI 76

1998

BU SAYIDA

Kuzey Anadolu Fay Zonunun Doğu Kesiminin
Deprem Riskinin Stepp Analizi Yöntemi İle BelirlenmesiDr. G. BAĞCI

Anadolu'da Bulunan On-Line Deprem
İstasyonların Magnitüd Denklemlerinin Çıkartılması D. KALAFAT
G. ÖZ
M. KARA

14 Ağustos 1996 Salhançayı
(Çorum-Amasya) DepremiR. DEMİRTAŞ

09 Ekim 1996 Paphos Depremi, GB KıbrısR. DEMİRTAŞ

Batı Anadolu Kıyılarının Tarihsel Dönem Deprem EtkinliğiF. M. ADATEPE

Rayleigh Yüzey Dalga Spektrumu, Cisim Dalgaları ve
İlk Hareket Yönlerinden 1992-1997 Yıllarında Türkiye ve
Civarında Oluşan Depremlerin ($M_s=5.5-6.8$) Analizi A. PINAR
D. KALAFAT
S.B. ÜÇER

KUZEY ANADOLU FAY ZONUNUN DOĞU KESİMİNİN DEPREM RİSKİNİN STEPP ANALİZİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

SEISMIC RISK INVESTIGATION OF EASTERN REGION OF NORTH ANATOLIAN FAULT ZONE BY STEPP'S ANALYSIS

Dr. Günruh Bağcı
Afet İşleri Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi, ANKARA

ÖZET

Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde 1900-1990 yılları arasında olmuş $M \geq 4.0$ olan depremlerin yersel ve zamana göre dağılımları bölgenin sismik bakımdan çok aktif olduğunu göstermektedir. Bu çalışmada, Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde, $36^\circ - 42^\circ$ D boylamları ve $39^\circ - 41^\circ$ K enlemleri ile sınırlı olan alanda meydana gelen depremlerin verileri kullanılarak, bölgenin depremselliği ve Stepp analizi yöntemiyle deprem riski çalışılmıştır.

Deprem episantırlarının dağılımından, büyük depremlerin olduğu Kuzey Anadolu Fay zonu boyunca belirgin kümelenme gözlenmiştir. Deprem magnitüd gruplamasıyla, depremlerin zamana göre dağılımlarından her 10 senede kaydedilen magnitüdü 5.4'e kadar olan depremlerin sayılarında dalgalanmalar olmuş ve homojen sayı dağılımı olmadığı tesbit edilmiştir. Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde çalışılan zaman aralığında $5.0 \leq M \leq 5.4$ magnitüd gruplamasındaki deprem sayılarında 1950'ye kadar her 10 senede bir devamlı artış gözlenmiştir.

Analitik bir çözüm yöntemi olan Stepp analizi, belirli bir magnitüdde meydana gelmiş depremin belirlenmesinde ve aynı magnitüdeki depremin tekrarlanması için geçmesi gereken sürenin bulunmasında kullanılmaktadır. Stepp analiziyle, Kuzey Anadolu Fay zonunda, en büyük magnitüdüleri 5.4 olan depremlerin σ_2 değerlerinde çok az bir sapma görülmesine rağmen diğer magnitüd değerlerinde tümüyle kaydedilmiş depremlerin kayıt periyodlarının artmadığı gözlenmiştir. Depremlerin tekrarlanmaları için gereken zaman periyodunda, en büyük magnitüdüleri 4.4 olan depremlerin tekrarlanması için 5-30 yıllık, 4.9 olan depremlerin tekrarlanması için 10-40 yıllık, 5.4 olan depremlerin tekrarlanması için 25-45 yıllık, 5.9 olan depremlerin tekrarlanması için 40-55 yıllık ve 6.0 olan depremlerin tekrarlanması için 25-60 yıllık homojen bir gözlemin yeterli olacağı tesbit edilmiştir.

ABSTRACT

The spatial and temporal distribution of earthquakes with magnitude of 4.0 and greater occurred in the eastern region of North Anatolian Fault zone between 1900-1990 was showed higher seismic activity. In this study, seismicity of region and seismic risk with Stepp Analysis method were studied using earthquakes which occurred in 36° - 42° E longitudes and 39° - 41° N latitudes in eastern region of North Anatolian Fault zone.

Higher seismic activity was observed throughout the region from the epicenter distributions of earthquakes. There was trend in the fluctuation in the number of earthquakes of magnitude 5.4 from magnitude classes and no homogeneous distribution of earthquakes with $5.0 \leq M \leq 5.4$ was increased in every 10 years period in eastern region of North Anatolian Fault zone. Stepp's Analysis was used to determine the recurrence rate of a particular magnitude of earthquake and the return period of a same magnitude of earthquake. The discrepancy was observed for earthquakes with a maximum magnitude of 5.4 throughout the North Anatolian Fault zone with Stepp's Analysis while the discrepancy for other magnitude classes was not observed.

It was concluded that, the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 4.4, 5-30 years, the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 4.9, 10-40 years, the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 5.4, 25-45 years, the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 5.9, 40-55 years and the recurrence of earthquakes with a maximum magnitude of 6.0, 25-60 years of homogeneous observations were sufficient to establish a stable mean rate.

GİRİŞ

Türkiye'nin en aktif deprem kuşağını oluşturan Kuzey Anadolu Fayı yaklaşık 1200 km uzunluğunda olup Karadeniz kıyısına paralel uzanan birçok kırktan oluşmuş, sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Ketin, 1966). Kuzey Anadolu Fayı'nın sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu olduğu ilk kez 27 Aralık 1939 Erzincan depreminden ve onu izleyen 1942, 1943 ve 1944 depremlerinden sonra anlaşılmıştır (Ketin, 1968; McKenzie, 1972).

Kuzey Anadolu Fay zonu batıda Biga Yarımadasından başlayıp Yenice, Gönen ve Manyas'tan geçerek Bursa ve Yenişehir üzerinden Kargı-Havza dolaylarına kadar

uzanmaktadır. Buradan GD'ya kıvrılarak Erzincan üzerinden Karlıova yakınında sol yönlü Karlıova-Bingöl fayını 40°'lik bir açı ile kesmektedir (Ketin, 1969; 1976; 1983). Kuzey Anadolu Fayı tek bir kırık düzlemi olmayıp birbirine paralel veya kademeli faylardan oluşmuş bir fay zonu durumundadır ve belirli bir doğrultuda devam etmeyip bazı bölgelerde daha geniş açılar yaparak bükülmekte ve Van Gölü kuzey kenarından geçerek İran sınırına varmaktadır (Ketin, 1968). Kuzey Anadolu Fay zonu doğu kesiminde oluşan depremlerin odak mekanizmaları üzerinde yapılan çalışmalarda hareketlerin mekanizması sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma şeklinde bulunmuştur (Öcal, 1968; Canitez, 1969; McKenzie, 1972; Alptekin, 1973).

Bu çalışmada, Kuzey Anadolu Fay Zonunun doğu kesiminde, 36° - 42° D boylamları ve 39° - 41° K enlemleri ile sınırlı alanda 1900-1990 yılları arasında olmuş $M \geq 4.0$ olan depremlerin verileri kullanılarak, bölgenin depremselliği ve Stepp Analizi yöntemi ile deprem riski çalışılmıştır. Bunun için deprem parametreleri (oluş tarihi, enlem, boylam, derinlik, magnitüd) değişik kataloglardan derlenmiştir. Bu kataloglar; Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu (Ergin ve diğ., 1967; 1971), Deprem Kataloğu (Shebalin ve diğ., 1974), Türkiye'nin Deprem Kataloğu (Alsan ve diğ., 1975), ISC (International Seismological Centre), ISS (International Seismological Summary), BISC (Bulletin of the International Seismological Centre) ve PDE (Preliminary Determination of Epicenters) dir.

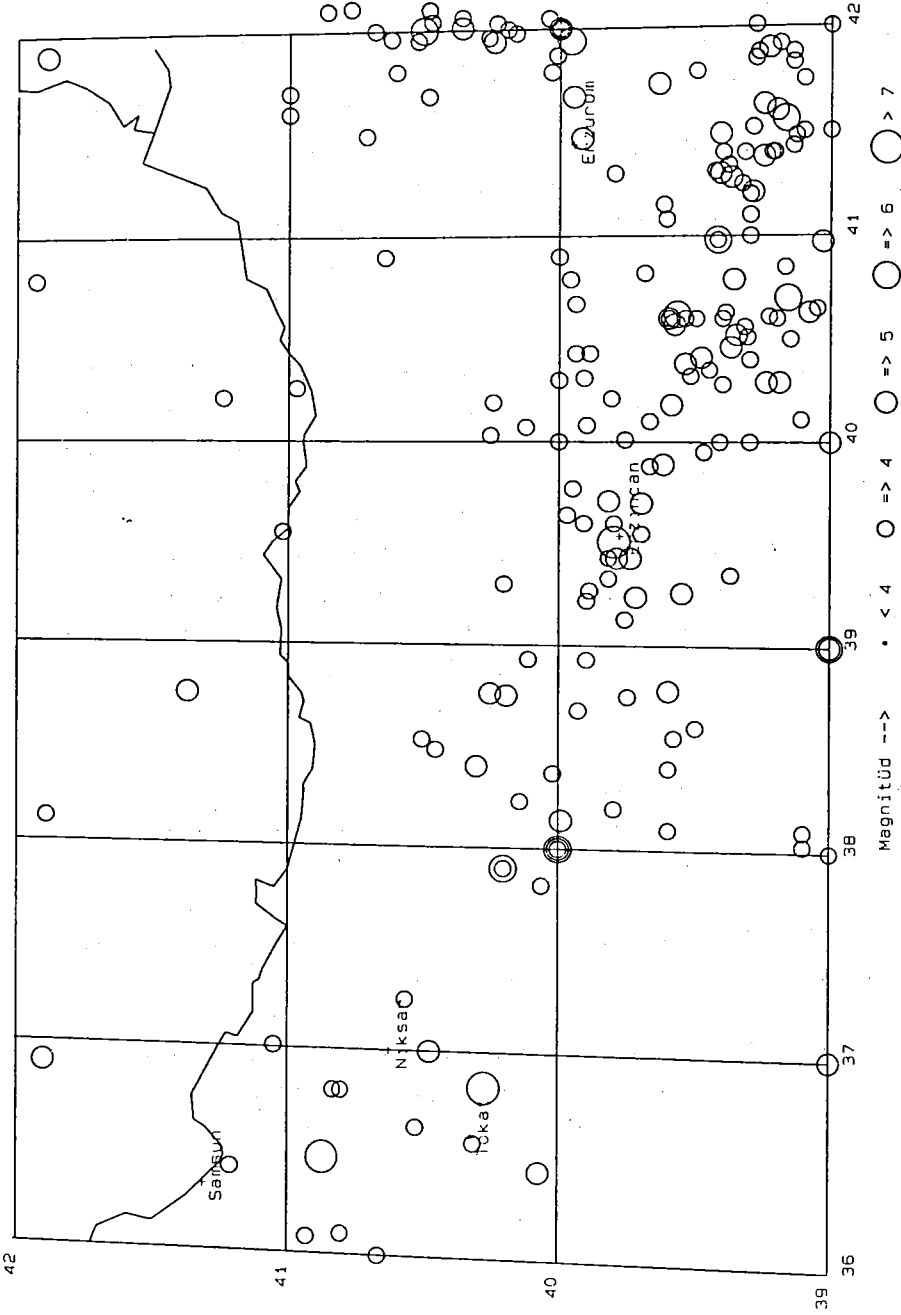
DEPREMLERİN YEREL DAĞILIMI

Burada belirtilen kaynaklardan derlenen 1900-1990 yılları arasında olmuş magnitüdü $M \geq 4.0$ depremlerin parametreleri kullanılarak magnitüde göre episantr haritası Şekil 1'de ve sismotektonik harita Şekil 2'de verilmiştir. Şekil 1'de görüldüğü gibi, Kuzey Anadolu Fay zonu doğu kesiminde deprem etkinliğinin yoğun olduğu gözlenmektedir.

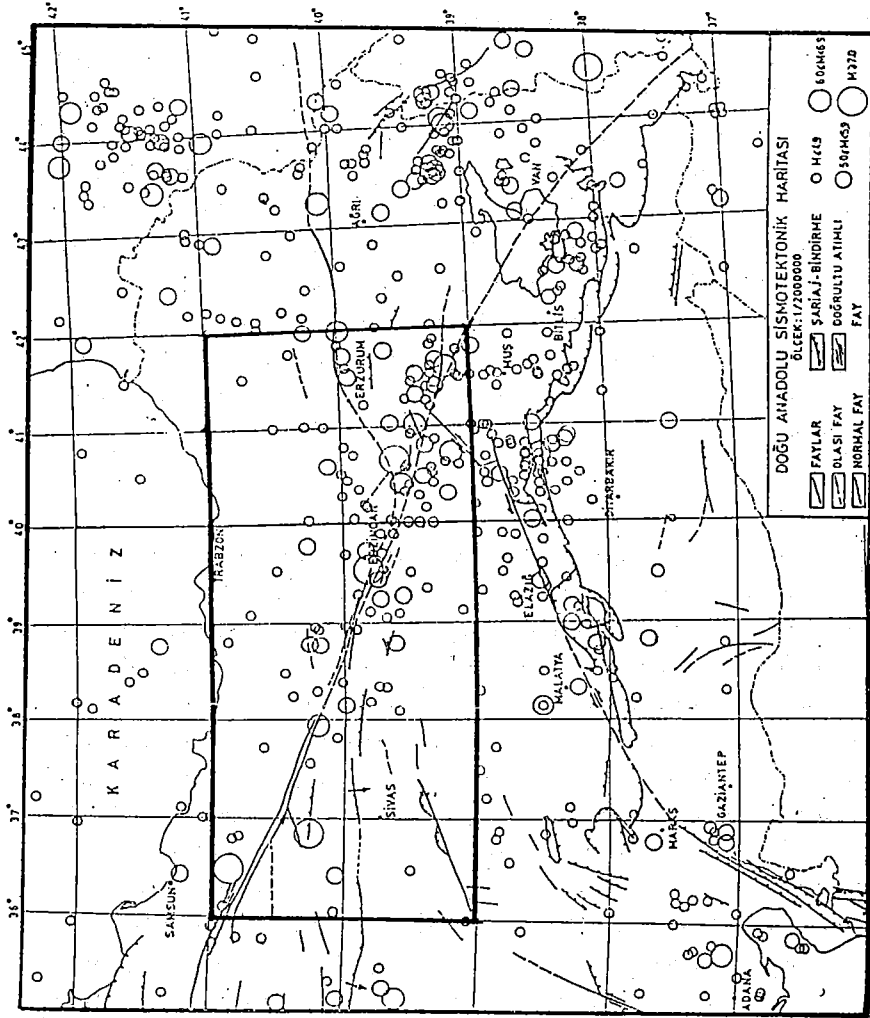
Kuzey Anadolu Fay zonu doğu kesiminde deprem etkinliğini ortaya koymak için depremlerin zaman içerisindeki dağılımları ve enerji boşalmaları incelenmiştir. Enerji boşalmalarının hesaplanmasında, Bath (1979) tarafından verilen

$$\text{Log}E = 12.24 + 1.44 M \quad (1)$$

enerji formülü kullanılmıştır.



Şekil 1. Depremlerin magnitüdüne göre episantr haritası.



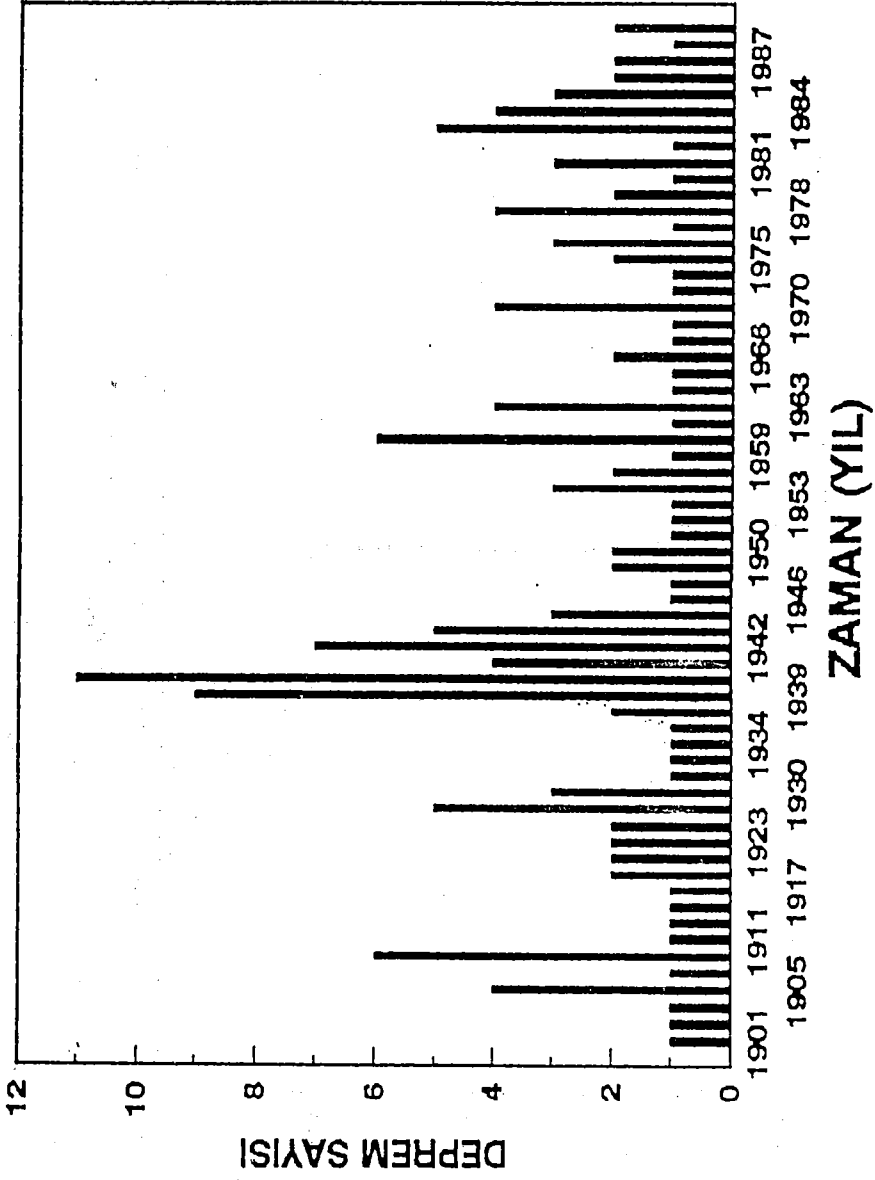
Şekil 2. Sismotektonik harita (İrdik ve Marthur, 1980).

Kuzey Anadolu Fay zonunda yıllara göre deprem sayıları grafiği Şekil 3'de gösterilmiştir. Bu grafik incelendiğinde bölgede sürekli bir deprem etkinliği görülmektedir. Bölge için etkinlik 1901 yılında ilk kez başlamış, bu etkinlik 9 Şubat 1909 depremiyle kendini göstermiŐ, 26 Aralık 1939 ve 2 Ocak 1940 depremleriyle maksimum değere ulaŐmıŐtur. 26 Kasım 1942, 26 Ocak 1960 ve 18 Kasım 1983 depremleriyle deprem sayısı ve deprem etkinliği artmıŐtur. Bu tarihten itibaren 1990 yılına kadar kısmen durgun bir döneme girmiŐtir. Şekil 4'de verilen toplam enerji boşalımı grafiği incelendiğinde, belli zaman aralıklarında enerji birikimi olmuş ve bu birikim belli tarihlerde büyük magnitdl depremlerle açığa ıkmıŐtur. Bu bölgede biriken enerji, sırasıyla 4 Aralık 1905 (M=5.9), 9 Şubat 1909 (M=5.8), 24 Ocak 1916 (M=6.2) ve 26 Aralık 1939 (M=7.1) Erzincan depremiyle açığa ıkmıŐtur. Daha sonra 2 Aralık 1942 (M=6.3) depremiyle tekrar enerji boşalımı olmuştur. Şekil 4'n incelenmesiyle 24 Nisan 1960 (M=5.5) depremiyle yine enerji boşalımı olmuş ve daha sonra durgunluk dönemine girmiŐtir. Toplam enerji boşalımı 4379.38×10^{20} erg olarak hesaplanmış ve 1990 yılının sonuna kadar küçük magnitdl depremlerle enerji boşalımı devam etmiştir.

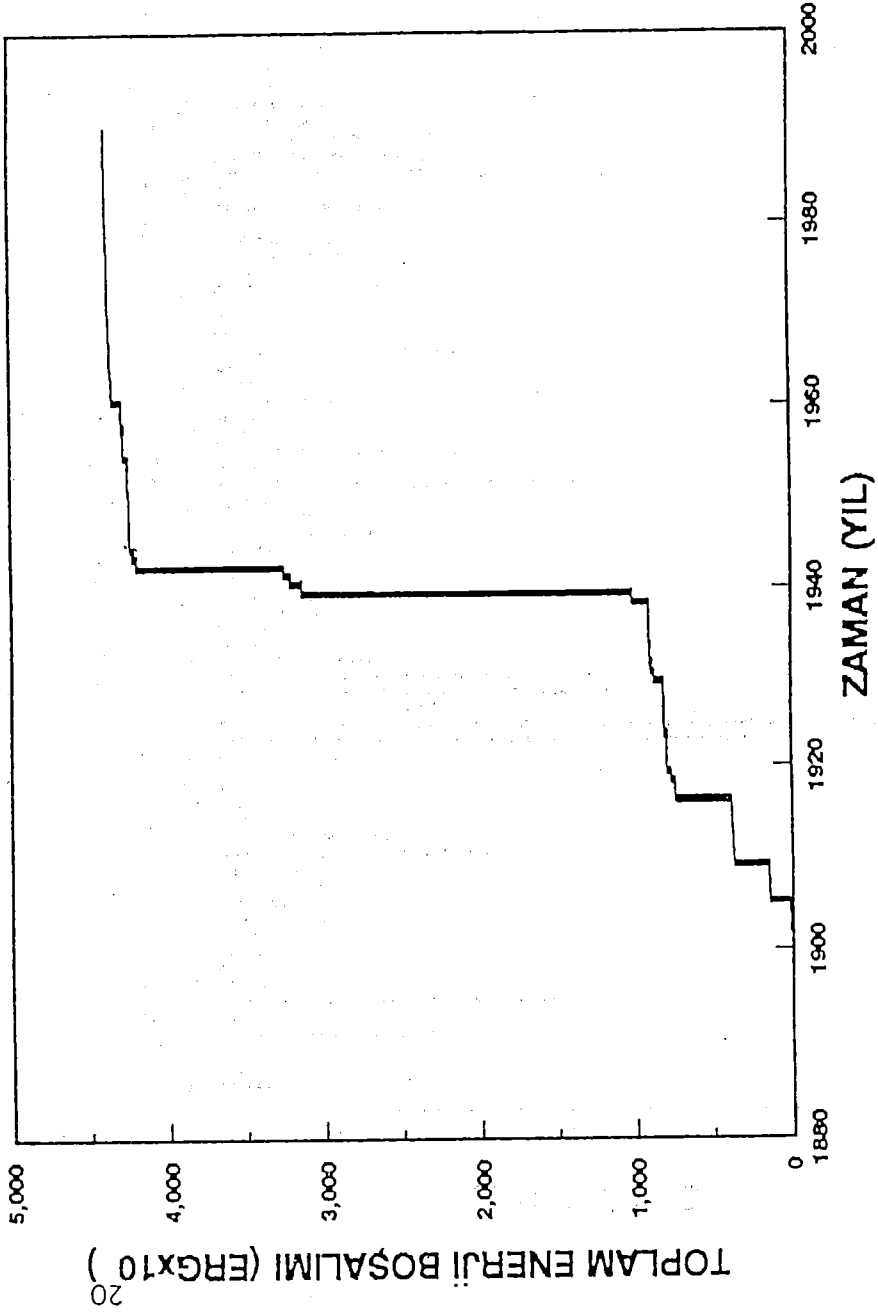
STEPP ANALİZİ

Deprem oluŐumlarının veya tekrar olma riskinin dönüŐüm periyodlarının belirlenmesi, sismik çalışma yapılan veya sismik aktivitesi halen devam eden bölgeler için çok önemlidir. DönüŐüm periyodlarının belirlenmesinde kullanılan birçok istatikselsel çalışma neticesinde deprem oluŐumları ve deprem olma riski ile ilgili farklı sonuçlar elde edilmiştir. Stepp analizi, analitik çözüm yöntemidir(Stepp, 1971) ve belirli bir magnitdde meydana gelmiş depremin belirlenmesinde "oluŐabilmeyi" tesbit etmek için kullanılmaktadır. Stepp(1971) bir depremin oluşabilme oranı $\lambda(M)=N(M)$ olarak modellenmiŐ(5 ayrı gruptaki M magnitdl N tane depremin) ve T zaman periyodunda $\lambda(M)$ 'in varyansı σ_λ^2 , λ/T 'ye eŐit olduğunu belirtmiştir. Burada, σ_λ ile $1/\sqrt{T}$ grafiksel anlatımda birbirlerine paraleldirler ve aralarında farklılıklar, eğer kısa zaman aralıkları $\lambda(M)$ ortalamasının iyi bir tahminini sağlayacak kadar uzun değilse veya bu kısa zaman aralıklarında meydana gelmiş deprem verilerinde eksiklikler varsa, meydana gelmektedirler (Makropoulos ve Burton, 1981).

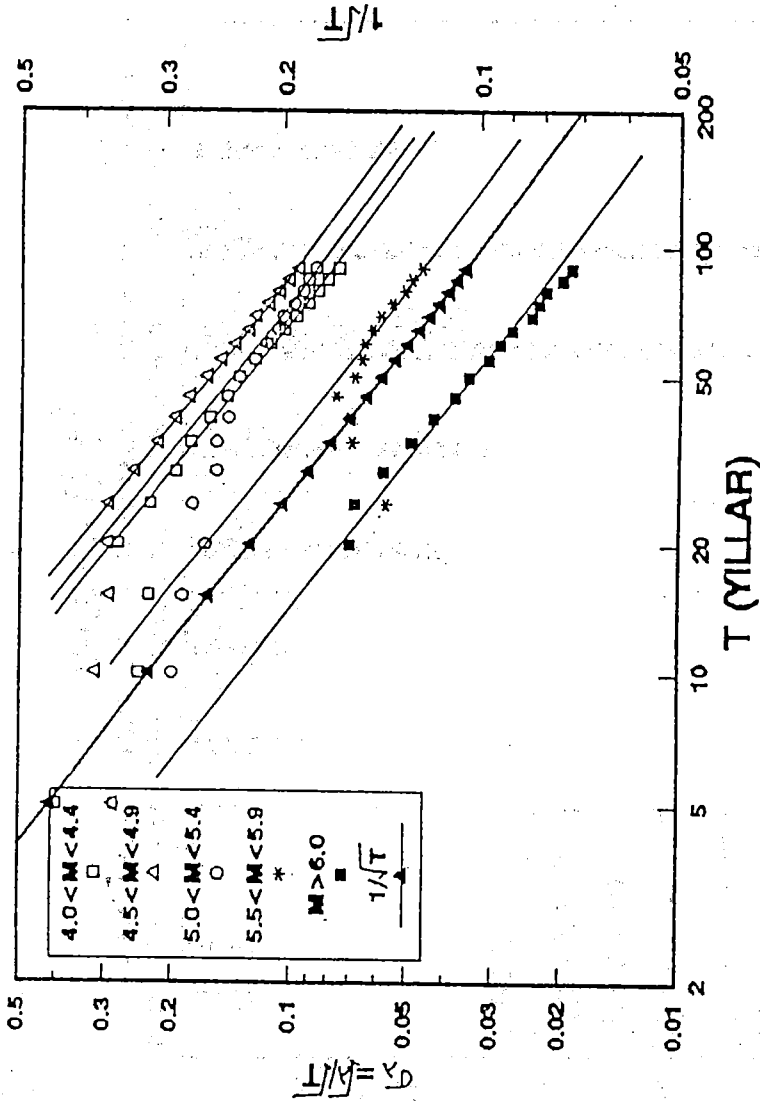
5 magnitüd grublaması için elde edilen oluşabilme grafiği Şekil 5'de gösterilmiştir. Bu grafik için kullanılan σ_λ değerlerinin hesaplamaları izelge 1'de, Stepp analizinin neticesinde, çalışılan bölgede elde edilen sonuçlar izelge 2'de verilmiştir. 90 yıllık süre içerisinde 5Şer yıllık zaman aralıklarında σ_λ 'nın değerlerinden Őunları



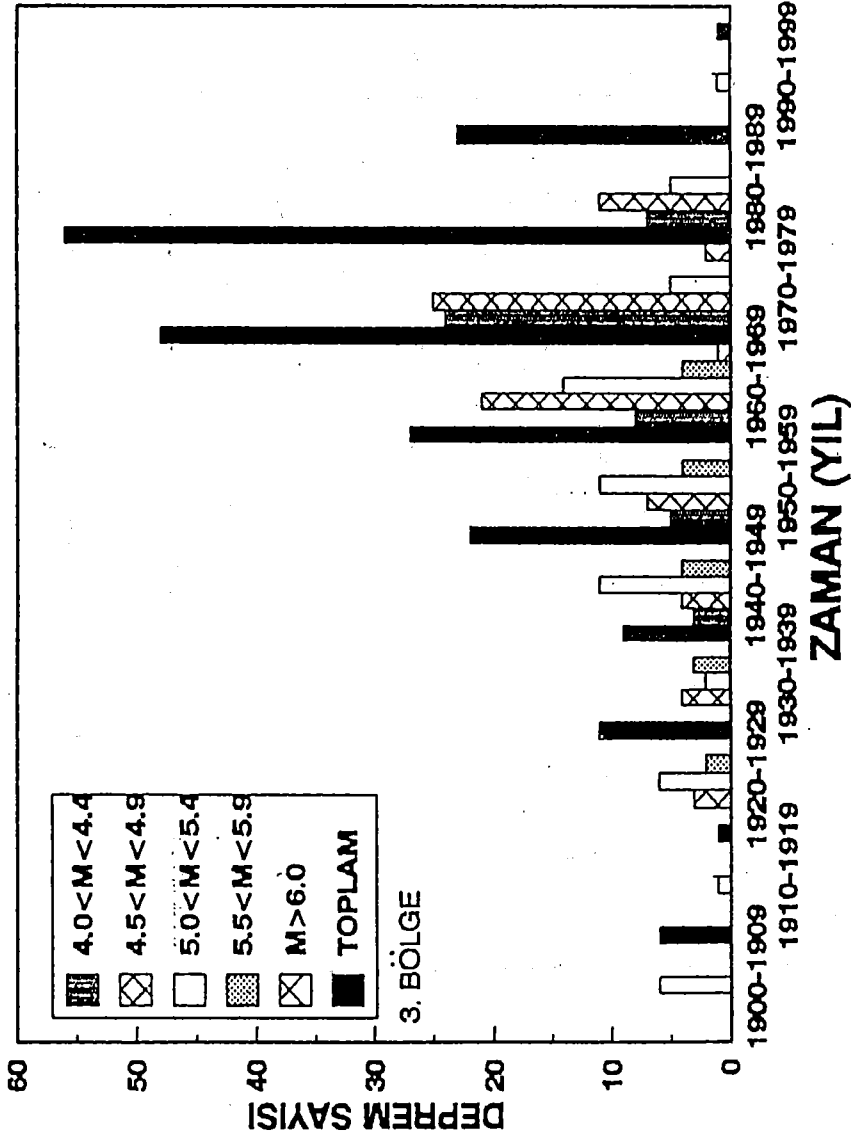
Şekil 3. Yıllara göre deprem sayıları.



Şekil 4. Toplam enerji boşalımının zamanla değişimi.



Şekil 5. Oluşabilme testinde σ_x 'in zamanla değişimi.



Şekil 6. Magnitüd gruplamasıyla depremlerin zamana göre dağılımları.

Zaman Periyodu	T (yıl)	1/√T	4.0 ≤ M ≤ 4.4			4.5 ≤ M ≤ 4.9			5.0 ≤ M ≤ 5.4			5.5 ≤ M ≤ 5.9			M ≥ 6.0		
			N	λ	σ _λ	N	λ	σ _λ	N	λ	σ _λ	N	λ	σ _λ	N	λ	σ _λ
1990-1986	5	0.4472	4	0.80	0.40	2	0.40	0.28	2	0.40	0.28	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
1990-1981	10	0.3162	6	0.60	0.25	10	1.00	0.32	4	0.40	0.20	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
1990-1976	15	0.2582	12	0.80	0.23	19	1.27	0.29	8	0.53	0.19	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
1990-1971	20	0.2236	31	1.55	0.28	35	1.75	0.30	11	0.55	0.17	0	0.00	0.00	2	0.10	0.07
1990-1966	25	0.2000	33	1.32	0.23	54	2.16	0.29	20	0.80	0.18	2	0.08	0.06	3	0.12	0.07
1990-1961	30	0.1826	35	1.17	0.20	57	1.90	0.25	22	0.73	0.16	3	0.10	0.06	3	0.10	0.06
1990-1956	35	0.1690	40	1.14	0.18	59	1.69	0.22	30	0.86	0.16	6	0.17	0.07	3	0.09	0.05
1990-1951	40	0.1581	42	1.05	0.16	62	1.55	0.20	34	0.85	0.15	8	0.20	0.07	3	0.08	0.04
1990-1946	45	0.1491	44	0.98	0.15	67	1.49	0.18	44	0.98	0.15	12	0.27	0.08	3	0.07	0.04
1990-1941	50	0.1414	47	0.94	0.14	68	1.36	0.17	47	0.94	0.14	12	0.24	0.07	3	0.06	0.04
1990-1936	55	0.1348	47	0.85	0.13	70	1.27	0.15	48	0.87	0.13	13	0.24	0.07	3	0.05	0.03
1990-1931	60	0.1291	47	0.78	0.11	71	1.18	0.14	49	0.82	0.12	15	0.25	0.07	3	0.05	0.03
1990-1926	65	0.1240	47	0.72	0.11	72	1.08	0.13	50	0.77	0.11	16	0.25	0.06	3	0.05	0.03
1990-1921	70	0.1195	47	0.67	0.10	75	1.07	0.12	55	0.79	0.11	17	0.24	0.06	3	0.04	0.02
1990-1916	75	0.1155	47	0.63	0.09	75	1.00	0.12	55	0.73	0.10	17	0.23	0.05	3	0.04	0.02
1990-1911	80	0.1118	47	0.59	0.09	75	0.94	0.11	56	0.70	0.09	17	0.21	0.05	3	0.04	0.02
1990-1906	85	0.1085	47	0.55	0.08	75	0.88	0.10	60	0.71	0.09	17	0.20	0.05	3	0.04	0.02
1990-1901	90	0.1054	47	0.52	0.08	75	0.83	0.10	62	0.69	0.09	17	0.19	0.05	3	0.03	0.02

Çizelge 1. Stepp analizinde hesaplanan parametreler.

Magnitüd grupları	Kararlı ortalama tekrarlanma için gereken zaman (yıl)	Tamamiyle rapor edilen depremlerin periyodu
$4.0 \leq M \leq 4.4$	5-30	45 (1990-1946)
$4.5 \leq M \leq 4.9$	10-40	55 (1990-1936)
$5.0 \leq M \leq 5.4$	25-45	65 (1990-1926)
$5.5 \leq M \leq 5.9$	40-55	70 (1990-1921)
$M \geq 6.0$	25-60	90 (1990-1901)

Çizelge 2. Oluşabilme testinin sonuçları.

çıkartabiliriz. En büyük magnitüdüleri 4.4 olan depremlerin oluşabilmesi için 5-30 yıllık bir gözlem yeterli olmaktadır. En büyük magnitüdüleri 4.9, 5.4, 5.9 ve 6.0 olan depremler için 10-40 yıllık, 25-45 yıllık, 40-55 yıllık ve 25-60 yıllık sürelerin geçmesi gerekmektedir.

Şekil 5'den görüldüğü gibi oluşabilme grafiği incelendiğinde σ_1 değerlerinin, $1/\sqrt{T}$ davranışından sapmaları en büyük deprem magnitüdüleri 5.4 olan magnitüd gruplamasında gözlenmektedir. En büyük magnitüdüleri 5.4 olan depremlerin yetersiz veriden, σ_1 değerlerinin $1/\sqrt{T}$ davranışından sapmasında, her magnitüd gruplamasında aynı zamanda meydana gelmesi gereklidir. Bu durum farklı zamanlarda meydana geldiği için, bu sapmanın nedeninin eksik veriden olduğu kolayca gözlenmektedir.

Deprem magnitüd gruplamasında depremlerin zamana göre dağılımları Şekil 6'da gösterilmiştir. Bu şekil incelendiğinde, her 10 sene de kaydedilen magnitüdü 5.4'e kadar olan depremlerin sayılarında dalgalanmalar mevcuttur ve homojen sayı dağılımı yoktur. Bu nedenle bu gruptaki depremlerin kataloglarda yeterli miktarda kayıtlarının olmadığı gözlenmiştir.

SONUÇLAR

Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kesiminde, deprem etkinliğinin sürekli olarak devam ettiği ve büyük magnitüdü depremlerle enerji boşalımının olduğu, sismik aktivitenin büyük magnitüdü depremlerden sonra azaldığı tesbit edilmiştir.

Çalışılan bölgede, $1/\sqrt{T}$ nin grafiksel davranışında paralellik elde edilmiş ve σ_1 değerlerinin $1/\sqrt{T}$ 'ye göre çizilen grafiğinde paralel olan davranış bazı magnitüd gruplamaları için sapmalar göstermiştir. En büyük magnitüdüleri 4.4 olan depremlerin tekrarlanması için 5-30 yıllık bir gözlemin yeterli olacağı tesbit edilmiştir. Aynı şekilde, magnitüdüleri 4.9, 5.4, 5.9 ve 6.0 olan depremler için 10-40 yıllık, 25-45 yıllık, 40-55 yıllık ve 25-60 yıllık sürelerde kayıt yapılması gerekmektedir. En büyük magnitüdüleri 5.4 olan depremlerin, her büyüklüğünde, rapor edilen depremlerin periyodu fazlalaştıkça σ_1 değerlerinin, $1/\sqrt{T}$ davranışından saptığı gözlenmiştir. Bu sapma olayının nedeni ise depremlerin yüksek frekanslarda kaydedilmesidir.

Deprem magnitüd gruplamasıyla, her 10 senede kaydedilen magnitüdü 5.4'e kadar olan depremlerin sayılarında dalgalanmalar olmuş ve bu gruptaki depremlerin kataloglarda yeterli miktarda kayıtlarının olmadığı tesbit edilmiştir.

KAYNAKLAR

Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanism of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications: Ph.D. Thesis, Mew Mexico Inst. of Mining and Tech., Socorro, New Mexico.

Alsan, E., Tezuçan, L. and Bath, M., 1975, An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913-1970, Report No. 7-75, Kandilli Rasathanesi, İstanbul.

Bath, M., 1979, Introduction to Seismology, 428 sayfa.

Canitez, N., 1969, Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri gerilme dağılımları: İ.T.Ü. Maden Fak. yayını, İstanbul.

Erdik, M.Ö. ve Marthur, S.K., 1980, M.E.T.U. Report No:4.

Ergin, K., Uz, Z. ve Güçlü, U., 1967, Türkiye ve civarının deprem kataloğu (M.S. 11 yılından 1964 sonuna kadar), İ.T.Ü. Maden Fak. Arz Fiziği Enst. Yayını, 24.

Ergin, K., Güçlü, U. ve Aksay, G., 1971, Türkiye ve dolaylarının deprem kataloğu (1965-1970): İ.T.Ü. Maden Fak. Arz Fiziği ens. Yayını, 28, 939s.

Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: M.T.A. Dergisi, 66, 20-34.

Ketin, İ., 1968, Türkiye'nin tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler: M.T.A. Dergisi, 71, 129-134.

Ketin, İ., 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında: M.T.A. Dergisi, 72, 1-25.

Ketin, İ., 1976, San Andreas ve Kuzey Anadolu faylarının karşılaştırılması: T.J.K. Bül., 19, 149-154.

Ketin, 1983, Türkiye jeolojisine genel bakış: İ.T.Ü. yayını.

Makropoulos, K.C. and Burton, P.W., 1981, A catalogue of seismicity in greece and adjacent areas: Geophys. J. R. Astr. Soc., 65, 741-762.

McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of Mediterranean region: Geophysics, 18, 1-32.

Öcal, N., 1968, 1938-1955 yılları arasında Anadolu'da vukubulan bazı şiddetli zelzelelerde faylanma doğrultuları, M.E.B. Kandilli Rasathanesi, Sismoloji Yayınları, No.12, İstanbul.

Shebalin, N.V., Karnik, V. and Hadzievski, D., 1974, Editors Catalogue of earthquakes, Part I, 1901-1970, and Part II, prior to 1901, UNUESCO Publ., Skopje.

Stepp, J.C., 1971, An investigation of earthquake risk in the Puget Sound area by use of the type I distribution of largest extremes, Ph.D. Thesis, Pennsylvania State University, 131 pp.

ANADOLU'DA YER ALAN ON-LINE DEPREM İSTASYONLARIN MAGNİTÜD DENKLEMLERİNİN ÇIKARTILMASI

Doğan KALAFAT B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220 Çengelköy-İSTANBUL
Gülşay ÖZ B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220 Çengelköy-İSTANBUL
Mehmet KARA B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220 Çengelköy-İSTANBUL

ÖZET

Bu çalışmada, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) Deprem Ağına ait ve büyük çoğunluğu Orta ve Doğu Anadolu'da olan 10 adet deprem istasyonunun süreye bağlı manyitüd denklemleri çıkartılmıştır.

Çalışmada 1 adet yerleşik, 9 adet on-line deprem istasyonunun verisinden yararlanılmıştır. KRDAE Deprem Ağına bağlı değişik istasyonlar tarafından verilmiş manyitüdüler (M_p) referans manyitüd olarak kullanılmıştır.

Özellikle 1995-1996 yılları arasında KRDAE Deprem Ağı tarafından kaydedilen depremler bu çalışmada kullanılmıştır. Çalışmada aşağıda verilen bağıntı kullanılarak her bir istasyona ait manyitüd denklemleri En Küçük Kareler Yöntemi (E.K.K.Y) kullanılarak çıkartılmıştır.

$$M = a + b \log \tau + c \Delta$$

Burada: M Deprem aletsel büyüklüğü (Süreye bağlı manyitüd),

τ Deprem sismogram üzerindeki kayıt süresi (saniye)

Δ Deprem dış merkez uzaklığı (km),

a, b, c ise istasyona ait regresyon katsayılarıdır.

Her istasyona ait a, b, c katsayıları ve manyitüd denklemleri hesaplanmış, ayrıca bu değerlerin standart hataları, standart sapma ve korelasyon katsayıları da hesaplanarak tablolar halinde verilmiştir. Böylece Anadolu'da olan tüm depremlerin büyüklüklerinin verilmesine olanak sağlanmıştır.

Doğu Anadolu'da KRDAE tarafından deprem istasyonlarının kurulmasıyla birlikte, Batı ve Doğu Anadolu arasındaki istasyonlar arasında 1000 km.' yi geçen uzaklıklar oluşmuştur. Bu sebepten dolayı, c katsayısının değeri de önem kazanmıştır. c katsayısı yapılan çalışmada genelde kullanılan istasyonlar için oldukça küçük çıkmasına rağmen özellikle episantr mesafesinin büyük olduğu durumlarda M_p manyitüd değerini etkilediği görülmüştür. Dolayısıyla c katsayısının ihmal edilemeyeceği ortaya çıkmıştır.

SUMMARY

Duration dependent magnitude equations of 10 seismic station run by Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) in Central and Eastern Anatolia were derived. In this study, from data 1 permanent and 9 on-line stations data were used. As a reference magnitudes, the M_b magnitudes determined from the other stations of KOERI were used.

Especially, the earthquakes recorded by KOERI Seismic Network during 1995-1996 were used to estimate the duration dependent coefficients.

The coefficients were determined using least-square fitting to the following equation.

$$M = a + b \log \tau + c \Delta$$

Where: M is the duration-dependent magnitude

τ is Duration of an earthquake (sec)

Δ is Epicentral distance (km)

a, b, c are regression constants for the stations.

The a, b, c duration-dependent coefficients together with their standard error, standard deviation and correlation coefficients were determined and are given in a table. Thus, now it is possible to give magnitude for all the events occurring in Anatolia.

After installing stations in Eastern Anatolia the distance between the stations located in Western and Eastern Anatolia increased to more than a 1000 km. This suggests that, although the c coefficients derived in this study are extremely small it will play an important role in estimating the M_b magnitudes from stations having large epicentral distances.

GİRİŞ

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) 1971 yılından itibaren ülkemizde ve yakın çevremizde olan depremleri kaydedebilmek, bunların etkili olduğu alanları belirleyebilmek için kurduğu deprem istasyonları ağı ile depremlerin parametrelerini (depremin oluş zamanı, büyüklüğü, dış merkez koordinatları, derinliği) hesaplamaktadır. Bu amaç ile 1972 yılından 1994 yılına kadar Batı Anadolu'da kurulmuş olan yerleşik düzendeki (permanent) istasyonlar ve Marmara bölgesinde kurulu radyo bağlantılı (MARNET telemetrik) ağa ilave olarak, özellikle 1994-1996 yılları arasında Orta ve Doğu Anadolu'da ON-LINE deprem istasyon ağı ile bölgedeki depremleri kaydetmeye başlamıştır. (Tablo 1). Bu sayede, yıllardır bu bölgelerin takip edilemeyen depremselliği sürekli olarak (real-time) izlenmeye başlanmıştır. Bu dönem içinde toplam 9 adet on-line istasyon faaliyete geçirilmiştir.

TABLO 1. Çalışmada denklemleri çıkartılan deprem istasyonları

İSTASYON ADI	İSTASYON KODU	KOORDİNAT		YÜKSEKLİK (m)	ALET TİPİ
		ENLEM K°	BOYLAM D°		
KAVAK	KVT	41.08	36.05	649	Permanent
YERKESİK	YER	37.13	28.23	729	On-line
MALATYA	MYA	38.35	38.32	1050	On-line
VAN	VAN	38.44	43.39	1750	On-line
IŞIKLI	IKL	36.24	33.68	120	On-line
HATAY	HTY	36.12	36.11	84	On-line
ERZİNCAN	ERZ	39.74	39.82	1500	On-line
TOKAT	TOK	40.32	36.54	620	On-line
MUDURNU	MUD	40.46	31.21	860	On-line
BOYABAT	BOY	41.47	34.77	200	On-line

Bilindiği gibi deprem sonucu açığa çıkan sismik enerjiyi doğrudan ölçme imkanı olmadığından, depremin büyüklüğü manyitüd ile tanımlanabilmektedir. Ülkemizin depremselliğinin belirlenmesinde en önemli parametrelerden biri de manyitüd değerlerinin belirlenmesidir. KRDAE deprem ağına ait tüm analog sismograf sistemlerinde kayıt hızının 60 mm/dakika oluşu genelde peryot okumalarına olanak sağlamamakta, dolayısıyla genlik ve peryoda bağlı manyitüd tayinlerinden kaçınılmaktadır.

Aletsel büyüklüğün tayini için deprem kayıt üzerindeki devam sürelerinin kullanılışı son yıllarda yapılan çalışmalarda fazlasıyla kullanılmaya başlanmıştır. Özellikle son yıllarda mikro-depremleri kaydetmek için yerel deprem ağları kurulmaya başlanmıştır. Bu ağlarda kaydedilen mikro-depremlerin manyitüdü, sinyalin genliğinden bağımsız olarak, sinyalin devam süresi (duration) ölçülerek yapılmaktadır. Sinyal süresinden yararlanarak manyitüd tayini ilk kez Bisztricsany (1958) tarafından verilmiştir. Bisztricsany bazı Avrupa istasyonları için süre-manyitüd formülü geliştirmiştir. Solov'ev (1965) Shalin adasındaki depremselliğin incelemesi esnasında yakın depremler için manyitüd tayininde toplam sinyal süresini kullanmıştır. Sinyalin devam süresinden yararlanarak manyitüd tayini, Tsumura (1967), Lee ve diğ. (1972), Real ve Teng (1973), Herrman (1980) gibi birçok araştırmacı tarafından da kullanılmıştır.

Ülkemizde de bu konuda Kandilli Rasathanesi'nde Üçer ve diğ. (1977), Alsan (1978), Üçer ve diğ. (1980), Sevimay (1983), Sevimay ve Güngör (1987), Ayhan (1988), Ögütçü (1988), Kalafat (1989), Ayhan ve Kalafat (1989) depremlere bu yolla manyitüd veren araştırmalar yapmışlardır.

Deprem sonucu oluşan sismik dalgaların kayıt üzerindeki devam süresi kullanılarak yapılan manyitüd tayinleri, yüksek kazançlı ve düşey bileşenli elektromanyetik sismograflardan elde edilen sismogramlardan gerçekleştirilmekte ve birçok mikro deprem araştırmalarında kullanılmaktadır. Özellikle Rasathane Sismolojisinde manyitüdü belli olmayan depremlere manyitüd verilmesi, bölgenin sismik etkinliğinin araştırılmasında ve deprem kataloglarının oluşturulmasında önemi büyüktür.

VERİ ve YÖNTEM

Kullanılan veri seti KRDAE deprem ağı tarafından kaydedilen depremlerin sismogramlarından okunarak elde edilmiştir. Her istasyon için sismogramlardan o istasyonun aldığı depremin süresi, istasyonun depremin merkezine olan uzaklığı ve kullanılan referans manyitüd değerleri liste halinde oluşturulmuş ve E.K.K.Y uygulanarak katsayılar hesaplanmıştır. Referans manyitüd olarak daha önce KRDAE tarafından kurulmuş veri birikimi olan istasyonlar ve bu istasyonlardan elde edilen manyitüdüler (M_b) kullanılmıştır. Deprem şebekelerinde, depremin büyüklüğünü ifade eden deprem manyitüdülerinin tayini önemli uğraşlardan biri olmaktadır.

Manyitüd tayini:

$$M = a + b \log \tau + c \Delta \quad (1)$$

bağıntısından yararlanarak yapılmaktadır.

Burada; M Depremin aletsel büyüklüğü (Manyitüd),

τ Depremin sn. olarak kayıt süresi

Δ depremin km. olarak dış merkez uzaklığı

a, b, c ise katsayılardır.

Aletsel teknolojinin hızlı bir şekilde gelişmesi, mikro ve ultra-mikro depremlerin kaydedilme olanaklarını sağlamıştır. Bu bakımdan deprem istasyonuna belirli bir uzaklığın ötesinde oluşan çok küçük manyitüdü depremleri standart sismografla (max. büyütmesi 2800) kaydetme olanığı mevcut olamamaktadır. Özellikle mikro depremlerin kaydedilmesi amacıyla düzenlenen aletler ile çoğu kez yerin partikül hızına dayanan ve manyitüd hesabında gerekli olan maximum genlik ve çok yüksek frekanstaki sismik dalganın periyodunu okumak mümkün olamamaktadır. Bunun yanında, deprem istasyonuna yakın depremlerin ve büyük manyitüdü depremlerin kaydedilmesinde genliği traşlama devresinin

(cleeper) var olması nedeniyle, maximum genliği görmek çoğunlukla olanak dışı olmaktadır. Tüm bu sakıncalar göz önünde tutularak depremin kayıt üzerindeki devam sresinin kullanılmasıyla depremlere manyitüd verebilme olanağı sağlanmıştır. Böylece, her deprem istasyonu için manyitüd denklemleri hesaplanarak, o deprem için birden fazla istasyon tarafından elde edilen manyitdlerin ortalaması ile daha güvenilir manyitüd verilebilmiŐtir.

Manyitüd tayinlerinde yer hareketinin genliğine ve peryoduna dayanan Manyitüd-Genlik denkleminin Őekli muhafaza edilmiştir. τ sinyal süresi, genlik ve peryoda bağlı olduğundan, manyitüd denklemindeki Genlik/Peryot yerine τ getirilebilir. Ayrıca yapılan çalışmalar, sinyal sresinin episantr uzaklığına sıkı bir Şekilde bağlı olmadığını göstermiştir. Nitekin Aki (1969), koda dalgalarının spektrumlarının depremin başlangıç anından itibaren olan zamanın bir fonksiyonu olduğunu, episantr uzaklığına fazla bir bağımlılık göstermediğini ileri sürmüştür. a, b, c değerleri her istasyonun bulunduğu bölgenin jeolojik yapısı, ocak derinliği ve aletsel özelliğine bağlı olarak farklılık göstermektedir. a katsayısı istasyonla iliŐkili bir katsayı, b katsayısı azalım (attenuation) ile bir katsayı ve c ise mesafeye bağımlı bir katsayıdır. Bugüne kadar yapılan çalışmalarda genelde süreye dayalı manyitüd denklemlerinde üçüncü teriminin katsayısı çok küçük olarak elde edilmiştir.

Süreye bağlı manyitüd tayini yapabilmek için, sismogram üzerindeki deprem kayıt sresinin iyi okunabilmesi gerekmektedir. Deprem kayıt süresi, ilk P varıŐından itibaren deprem dalgalarının genliğinin ortalama olarak 2 mm.'ye kadar azalmasına dek geçen zaman olup, saniye cinsinden verilir. Süre okumaları sismogramlarda deprem dalgalarının genliklerinin net ve gürültüsüz olarak görülmesi halinde tercih edilmelidir. AraŐtırılan bağıntular için katsayıların hesaplanmasında En Küçük Kareler Yöntemi uygulanmıŐtır.

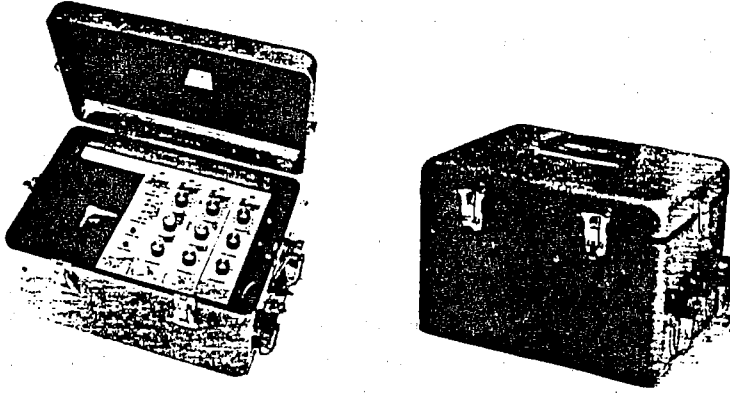
On-line istasyonlarda kullanılan sismik sistem, Teledyne Brown Engineering Geotech firması tarafından imal edilen taşınabilir sismik sistemler olup kısaca aşağıdaki ana parçalardan oluŐur;

1. Field Case (Model 49.50)
2. Seismic Amplifier (Model 42.50)
3. VCO Voltage Controlled Oscillator (Model 46.22)
4. Pulse Calibrator (Model PC-100)
5. Seismometer (Model SS-1, L4-C)

Taşınabilir sismik sistemin kısaca çalışma prensibi ise Őyledir;

± 12 V. besleme ile çalıŐmaktadır. Kullanılan sismometreler kısa peryotlu, düşey bileşen ve öz peryodu 1.0 sn'dir. Sismometre ve Field Case ortalama 1-1.5 m. derinliğinde açılmıŐ bir çukur içinde ana kaya üzerine oturtularak üzeri kapatılmıŐtır. Deprem sonucu sismometreden elde edilen analog sinyal, amplifier vasıtasıyla ykseltirilip 2 telli, üzerinde

voltaj olmayan telefon hatlarına girmektedir. Bu telefon hattından gelen sinyal İstanbul'daki veri toplama ve değerlendirme merkezinde kayıtçılar üzerine kaydedilmektedir. Bu sistemin en büyük avantajı değişik hassasiyetlerde kayıt alınabilmektedir. Amplifier kartında Gain Range anahtarı 60-120 dB arasında kayıt alabilmektedir. Cut off frekans kontrollü filtre mevcuttur. Low Cut (0.2-10.0 Hz) arası, High Cut (5-100 Hz) arası filtre seçenekleri ile amaçlanan biçimde sismik sinyal alınmasını sağlanmaktadır. 3 bileşen sismometre bağlanabilme olanağı mevcuttur. Kurulması çok pratiktir. Sistemin -20°C ile 60 °C arasında çalışma imkanı mevcuttur. Taşınabilir sismik sistem (Field Case) neme, aşınmaya ve uç meteorolojik şartlara mukavemet edecek şekilde cam elyafından yapılmış kutu şeklinde dizayn edilmiştir (Şekil 1).



Şekil 1: Taşınabilir sismik sistemin iç ve dış görünümü

SONUÇLAR

Toplam olarak 10 adet deprem istasyonunun süreye bağlı manyitüd denklemleri çıkarılmıştır. E.K.K.Y ile a, b, c katsayıları hesaplanmış ayrıca bu katsayıların standart hataları, standart sapma ve korelasyon katsayıları herbir istasyon için bulunmuştur (Tablo 2). Episantr mesafesine bağlı c katsayısı, denklemi çıkartılan 10 istasyonda da genelde çok küçük değerlere sahip olmasıyla birlikte, KRDAE Deprem Ağının Anadolu'da oldukça yaygın bir alanda olması ve deprem episantr masafelerinin zaman zaman yaklaşık 1000 km.'ye kadar olması, depremlerin manyitüd değerlerinin hesaplanmasında bu katsayının ihmal edilemeyeceğini ortaya koymuştur.

TABLO 2. Çalışmada kullanılan istasyonlara ait bilgiler

İSTASYON KODU	KULLANILAN VERİ SAYISI	STANDART HATA	STANDART SAPMA	KORELASYON KAYSAYISI
KVT	55	0.15	0.36	0.90
YER	436	0.14	0.45	0.95
MYA	54	0.17	0.40	0.91
VAN	45	0.03	0.41	0.99
IKL	86	0.06	0.17	0.93
HTY	76	0.15	0.34	0.90
ERZ	42	0.22	0.51	0.90
TOK	58	0.16	0.35	0.89
MUD	39	0.15	0.57	0.96
BOY	40	0.03	0.39	0.99

(1)'nolu bağıntının katsayılarının hesaplanabilmesi için sismogramlardan yapılan süre okumalarında; deprem istasyonunun zemin şartlarının değişmemesine, aletin maksimum büyütmesinin ve gain ayarlarının sabit kalmasına, Sinyal/Gürültü oranı dikkate alınarak belli bir genlik değerine kadar süre okumasının yapılmasına özen gösterilmiştir.

Tablo 2'den de görüldüğü gibi istasyonların çoğunluğunun 1995 ve 1996 yıllarında kurulmuş olması bazı istasyonların veri birikiminin fazla olmamasına neden teşkil etmiştir. Her deprem istasyonunun süreye bağlı manyitüd denklemi çıkartılmış, özellikle Orta ve Doğu Anadolu'da olan depremlere manyitüd verilebilme olanağı sağlanmıştır. İstasyonun bulunduğu yerdeki jeolojik formasyon ve koda dalgalarının böyle bir formasyondaki saçılma özelliği, ayrıca istasyon ve deprem kaynağı arasındaki uzaklık ve frekansa bağımlı azalmalar sonucu, her bir istasyon için manyitüd denkleminin çıkartılmasının gerekliliğini ortaya koymuştur.

Manyitüd değerlerinin bilinmesi ile daha sağlıklı ve kullanabilir veri grubuna ulaşmak mümkün olmaktadır. Böylece depremselliğin takibi ve kataloglama çalışmalarında manyitüd değerlerinin bilinmesinin katkısı büyüktür. Manyitüd denklemleri hesaplanan 10 adet deprem istasyonunun Anadolu'nun depremselliğinin izlenmesinde önemli rolü olmaktadır. Ülkemizde insanlar tarafından hissedilen depremlerin anında yerinin ve büyüklüğünün belirlenmesinde On-line deprem istasyonlarının ve bu istasyonların manyitüd denklemlerinin önemli rolü vardır (Tablo 3, 4).

TABLO 3. Çalışmada bulunan katsayılara ait bilgiler

İSTASYON KODU	HESAPLANAN KATSAYILAR ve STANDART HATALARI					
	a	±sda	b	±sdb	c	±sdc
KVT	-0.582	0.78	1.988	0.31	0.00070	0.0003
YER	0.443	0.20	1.380	0.11	0.00177	0.0002
MYA	0.657	0.55	1.326	0.28	0.00134	0.0006
VAN	0.678	0.52	1.400	0.30	0.00088	0.0007
IKL	0.887	0.38	1.532	0.18	-0.00070	0.0002
HTY	0.427	0.43	1.623	0.22	0.00041	0.0002
ERZ	-0.186	0.92	1.894	0.45	0.00044	0.0005
TOK	0.864	0.43	1.274	0.24	0.00116	0.0006
MUD	0.052	0.51	1.617	0.31	0.00058	0.0005
BOY	0.858	1.04	1.257	0.35	0.00128	0.0051

TABLO 4. Çalışmada kullanılan istasyonlara ait manyitüd denklemleri

*** MANYİTÜD DENKLEMLERİ ***	
KVT	$M_p = -0.582 + 1.988 \text{ Log } \tau + 0.00070 \Delta$
YER	$M_p = 0.443 + 1.380 \text{ Log } \tau + 0.00177 \Delta$
MYA	$M_p = 0.657 + 1.326 \text{ Log } \tau + 0.00134 \Delta$
VAN	$M_p = 0.678 + 1.400 \text{ Log } \tau + 0.00088 \Delta$
IKL	$M_p = 0.887 + 1.532 \text{ Log } \tau - 0.00070 \Delta$
HTY	$M_p = 0.427 + 1.623 \text{ Log } \tau + 0.00041 \Delta$
ERZ	$M_p = -1.186 + 1.894 \text{ Log } \tau + 0.00044 \Delta$
TOK	$M_p = 0.864 + 1.274 \text{ Log } \tau + 0.00116 \Delta$
MUD	$M_p = 0.052 + 1.617 \text{ Log } \tau + 0.00058 \Delta$
BOY	$M_p = 0.858 + 1.257 \text{ Log } \tau + 0.00128 \Delta$

KRDAE veri toplama ve işleme merkezindeki bilgisayarlarda, deprem parametrelerinin çözümünde HYPO71 episantr programı 1990'lı yıllardan beri başarı ile kullanılmaktadır ve ülkemizde olan depremlerin manyitüdüleri bu yöntemle hesaplanan katsayılar ile hesaplanmaktadır. Çözüm sonucunda verilen manyitüd değeri tüm deprem istasyonlarından elde edilen manyitüdülerin aritmetik ortalamasıdır. Dolayısıyla ortalama manyitüd değeri istasyonların zaman içerisinde elektronik bazı değişmelerinden dolayı çıkabilecek hataları da elemine etmeyi sağlamaktadır. İstasyon-manyitüd denklemlerinin zaman içerisinde değişmesi mümkündür. İstasyonların büyütme değerlerinin zaman içerisinde değişmemesi ve duraylı olarak kalması gerekmektedir. Sismografların elektronik devrelerinde yapılan değişikliklerin ve kalibrasyon değerlerinin çok büyük ölçüde değişmesi o istasyon için yeniden manyitüd denklemleri ve katsayılarının çıkarılması zorunluluğunu gerekli kılmaktadır. Özellikle yakında oluşan ve çok küçük manyitüdü depremlere ait verilerin bazı istasyonlarda az sayıda olması, öte yandan bazı istasyonlar için veri birikiminin az olması daha duyarlı bağıntıların elde edilememesine neden olabilmektedir. Bu istasyonlarda daha fazla ve sağlıklı veri seti oluşturulduğunda manyitüd denklemlerinin yeniden çıkarılması yerinde olacaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın yapılmasında Enstitünün tüm imkanlarını sağlayan Müdürümüz Sayın Prof.Dr. A. Mete IŞIKARA'ya, On-line deprem istasyonlarının kurulmasındaki değerli katkılarından dolayı Türkiye Deprem Şebekesi Sorumlusu Prof.Dr. Niyazi Türkelli' ye ve Sismoloji Servisi Şefi Şerafettin İnce'ye teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves., *J. Geo. Res.*, 74, 616-631.
- Alsın, E. (1978). İstanbul Kandilli deprem istasyonu için süreyle bağımlı magnitüd denklemleri, *DAE Bülteni*, Sayı 21, 34-42.
- Ayhan, E. (1988). Kavak Deprem İstasyonuna ait Süreyle Dayalı Magnitüd Denklemi Kullanılarak Doğu Anadolu Depremlerinin Magnitüdülerinin Saptanması, *DAE Bülteni*, Sayı 62, 111-123.

- Ayhan, E., D. Kalafat (1989). Türkiye ve yakın çevresinde 1949-1980 yılları arasında oluşan ve manyitüdüleri saptanamamış depremlerin Kayıt Süresi-Manyitüd ilişkisi ile manyitüdülerinin tayini, *DAE Bülteni*, Sayı 65, 18-56.
- Bisztricsany, E. (1958). A new method for the determination of the magnitude of the Puget Sound Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1133-1171.
- Herrman, R.B. (1980). Q Estimates using the coda of local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 447-468.
- Kalafat, D. (1989). İznik deprem istasyonu için yerel manyitüd denklemlerinin saptanması, *DAE Bülteni*, Sayı 65, 57-68.
- Kalafat, D. (1989). Batı Anadolu'da yer alan sismik istasyonların süreye bağlı yerel manyitüd denklemlerinin çıkarılması, *DAE Bülteni*, Sayı 65, 83-94.
- Lee, W.H.K., R.E. Benner and K.L. Meagher (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, U.S. Geological Survey, Open File Report.
- Ögütçü, Z. (1988), Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti Lefkoşe Deprem İstasyonu Süreye bağlı Manyitüd denklemi, *DAE Bülteni*, Sayı 62, 96-110.
- Real, C.R. and T.L. Teng (1973). Local Richter magnitude and total signal duration in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1809-1827.
- Sevimay K. (1983), Kandilli Rasathanesi deprem ağı için yerel manyitüd denklemlerinin saptanması, *DAE Bülteni*, Sayı 40, 65-85.
- Sevimay, K., A. Güngör (1987), Kandilli Rasathanesi Deprem ağı için Yerel Magnitüdüleri Saptanması, *DAE Bülteni*, Sayı 57, 56-67.
- Solov'ev, S.L. (1965). Seismicity of Sakhalin, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43, 95-102.
- Tsumura, K. (1967). Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 15, 7-18.

Üçer, S.B., E. Ayhan, E. Başarır, N. Sancaklı, E. Alsan, L. Tezuçan (1980), 1979 yılı Batı Türkiye Deprem Etkinliği, *DAE Bülteni*, Sayı 31, 1-72.

Üçer, S.B., E. Alsan, N. Ulusan, E. Başarır, E. Ayhan, L. Tezuçan ve C. Kaptan (1977), Batı Türkiye Deprem Etkinliği (Eylül-Aralık 1976), *DAE Bülteni*, Sayı 19, 45-93.

14 AĞUSTOS 1996 SALHANÇAYI (ÇORUM-AMASYA) DEPREMİ The Salhançayı Earthquake of 14 August 1996, Çorum-Amasya

Ramazan Demirtaş Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı

ÖZ: 14 Ağustos 1996 tarihinde yerel saat 04:55 ve 06:00 da, Amasya ve Çorum illeri arasında uzanan Salhançayı fayı üzerinde orta büyüklükte iki deprem oldu. Deprem Araştırma Dairesi (Ankara) tarafından depremlerin magnitüdüleri, $M_l = 5.4$ ve 5.2 , ilk şokun odak derinliği ise 7 km, ikinci şokun odak derinliği 10 olarak belirlendi. Depremlerin sabaha karşı meydana gelmesi ve ilk depremden sonra halkın dışarıda bulunması nedeniyle yaralanan insan ve can kaybı olmadı.

Anaşokdan önce herhangi bir öncü deprem olmadı. 14.08.1996 ile 10.09.1996 tarihleri arasında magnitüdüleri $1.8 \leq M_L < 4.0$ arasında değişen 790 civarında artçı deprem kaydedildi. İki ana şok arasında saat 05:27'de $M_l=4.1$ olan bir deprem oldu. Ana şokun oluşum zamanından itibaren izleyen günler içerisinde, Episantra 40 km uzaklıkta bulunan Çatak istasyonunda kaydedilmiş artçı depremlerin S-P zaman farkları, 6 saniyeden 4.5 saniyeye doğru azalmıştır. Bu azalma kırığın doğudan batıya doğru ilerlediğine işaret etmektedir. Ana şokun odak mekanizması çözümlü, D-B doğrultulu sağ-yönlü doğrultu atımlı faylanmalar verdi. Depremde, 26.08.1996 günü itibariyle Amasya iline bağlı köylerde 460 ev ağır, 409 ev orta ve 970 ev hafif ve Çorum iline bağlı köylerde 246 ev ağır, 303 ev orta ve 706 ev hafif derecede hasar gördü.

Depremde, 35-40 km uzunluktaki sağ-yönlü doğrultu atımlı Salhançayı fay hattının Çaybaşı (Amasya)-Karasar (Çorum) köyleri arasında kalan yaklaşık 5 km'lik bir kısmı hareket etti. Deprem, yüzeyde herhangi bir yüzey faylanması meydana getirmedi. Bununla birlikte, bu iki köy arasında Salhançayı boyunca birçok yerde oldukça büyük kireçtaşı bloklarından oluşan kaya düşmeleri olmuştur. Depremin episantrı, Çaybaşı ile Pekmezi köyleri arasında fayın sıçrama yaptığı bir bölgede yer aldı. Fayın bu bölgede sağa doğru basamak yapması, Çaybaşı köyü civarında küçük bir çek-ayır havza gelişimine sebep olmuştur. Deprem ana kırığın yerin derinliklerinde fayın bu sıçrama yaptığı bölge ile Karasar köyü yakınında fayın D-B'dan GB'ya Dövenci ovasına doğru doğrultusunu değiştirdiği fay büyüklüğü arasında geliştiği tahmin edilmektedir. Kaya düşmeleri, hasar dağılımları, S-P zaman farkları ve halktan elde edilen bilgilere göre deprem ana kırığının fay sıçrama bölgesinden fay büyüklüğüne yani doğudan batıya doğru ilerlediğini göstermektedir. Bu, deprem kırığının başlangıç ve bitiş noktaları ile hiposantr bölgesinin geometrik olarak denetlendiğini göstermektedir.

Deprem Araştırma Dairesi, Deprem Mühendisliği Şube Müdürlüğü (Ankara) tarafından işletilen ve deprem episantrından 26 km uzaklıkta bulunan Merzifon Meteoroloji istasyonunda kurulu kuvvetli yer hareketi kayıtdan, ilk deprem ($M_l=5.4$) ile ilgili olarak K-G yönde 0.022 g, D-B yönünde 0.0595 g ve dişey yönde ise 0.005 g maksimum ivme değerleri elde edildi. Kuvvetli yer hareketin süresi 7 saniye civarında tahmin edildi. Depremin en büyük şiddeti VI (MSK) olarak belirlendi.

ABSTRACT: Two moderate earthquakes, $M_l=5.4$ and 5.2 , with focal depths of 7 km and 10 km took place on the Salhançayı fault extending between Amasya and Çorum, north-central Türkiye, at 04:55 a.m. and 06:00 a.m. (local time) on 14 August 1996. Since the first shock did not cause so damage and all people were outside after this shock, nobody was killed and injured by these earthquakes. No foreshock occurred before the main shocks. More than 790 aftershocks with magnitudes ranging from 1.8 to 4.0 were recorded in the days between August 14, 1996 and October 10, 1996. S-P time differences of the aftershocks recorded in Çatak station, which is 40 km far from the epicenter, range from 6 second to 4.5 second in the following days after occurrence time of main shock. This indicates that the rupture propagated from the east to the west. One earthquake with magnitude 4.1 happened at 05:27 between two main shocks. Fault plane solutions of both main shocks have showed that the fault has a character of right lateral strike-slip faults. As of 28 August 1999, Salhançayı earthquake caused 460 heavily, 409 moderately and 970 slightly damaged houses in the villages of Amasya and 246 heavily, 303 moderately and 706 slightly damaged houses in the villages of Çorum.

The 5-10 km part of the 35-40 km Salhançayı fault, which is right lateral strike-slip fault moved in these earthquakes. This part extends between Çaybaşı (Amasya) and Karasar (Çorum) villages. No surface cracks was observed on the ground. However, the quakes caused many rock falls, which are composed of huge Jurassic-Cretaceous limestones and Eocene conglomerates blocks, along the Salhançayı river having very steep valley between Çaybaşı and Pekmezi villages. These blocks blocked and dammed the course of the river. Epicenters of these two earthquakes were located in a region between Çaybaşı and Pekmezi where the fault makes step to the right. This step

has developed a small pull-apart basin in the vicinity of Çaybaşı village. The fault changes its strike from D-B to SW near Karasar village and continues to the another pull-apart basin called Diivenci. As a result, it is estimated that the main rupture occurred in this region between the fault step and the fault bend. Distribution of rock falls and heavily damaged houses, S-P time differences and information on wave propagation from villagers have showed that the main rupture propagated from the step to the east to the fault bend to the west. Consequently this indicates that the initiation and termination points of the main rupture were controlled by geometrical features of the region.

Ground motion record of the first main shock ($M=5.2$) nearest to the epicenter, which is 26 km far from it, was obtained at Merzifon station belonging to Strong Ground Motion Network of ERD. Peak ground accelerations at Dinar Station were 0.022 g in the north-south direction, 0.0595 g in the east-west direction and 0.005 g in the vertical direction; duration of strong shaking was around 7 sec. Maximum intensity for these earthquakes has assigned as VI (MSK) on the basis of damage distributions and rock falls.

GİRİŞ

Anadolu Bloku, birbiriyle birleşik fay sistemi oluşturan ve sismik olarak oldukça aktif olan sağ-yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fayı ile sol-yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu fayı boyunca günümüzde halen batıya doğru kaçışı devam etmektedir. Ancak, bu kaçışın Yunan Makaslama Zonu tarafından engellenmesi, Anadolu blokun güneybatıya okyonusal kabuktan oluşan Helenik-Kıbrıs yayının üzerine doğru hareket etmesine sebep olmuştur. Bu hareketin sağlanması sırasında Anadolu Bloku içsel olarak deformasyona uğramaya başlamış ve Kuzey Anadolu fayının büyük bir kavis yaptığı merkezi kısmında güneybatıya doğru rotasyona maruz kalmıştır. Bu hareketinin güneybatıya doğru yönlendirilmesi, blok içerisinde birtakım blokcukların çıkması sayesinde gerçekleştirilmiştir. Bu blokcukların kenarları doğrultu atımlı faylar ile sınırlandırılmıştır. Bu faylara örnek olarak, Niksar'dan ayrılarak Amasya ve Çorum yakınından geçip Kırıkkale'ya kadar uzanan Ezinepazarı fayı, bu fayın hemen doğusunda yer alan Almus fayı ve 14 Ağustos 1996 depreminin oluştuğu ve ilk defa bu çalışmada adlandırılan Salhançayı fayı gibi faylar verilebilir (Şekil 1).

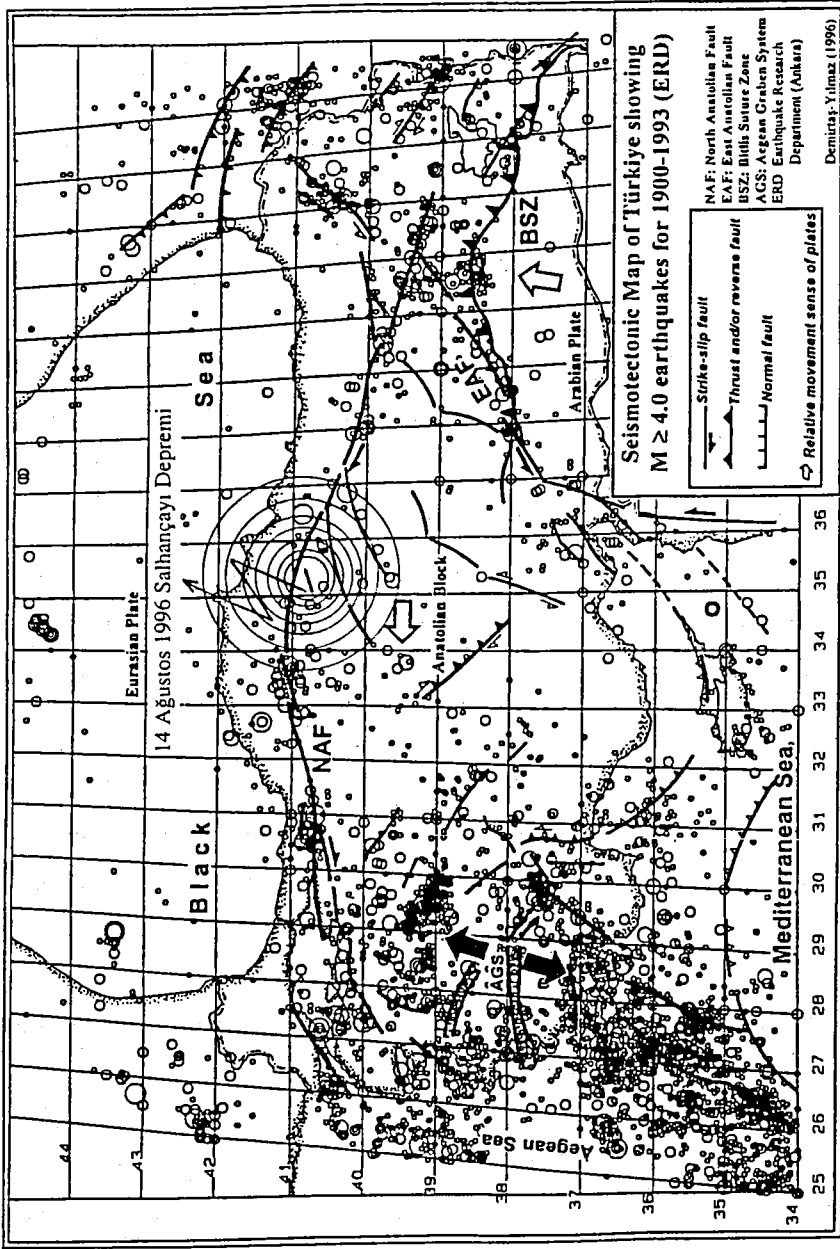
Kuzeyde Kuzey Anadolu fayı, doğuda Doğu Anadolu fayı, güneyde Helenik-Kıbrıs yayı, ve batıda Ege Graben Sistemi tarafından sınırlandırılan Orta Anadolu Ovası bölgesi KD-GB ve KB-GD doğrultulu oldukça uzun doğrultu atımlı faylar bulunmasına rağmen, tarihsel deprem kayıtlarına göre bu aktif faylar üzerinde son 200-300 yıldan beri herhangi bir büyük deprem meydana gelmemiştir (Demirtaş ve Yılmaz 1996). Bu faylar, sismik boşluklar olarak gösterilmemiş, ancak bu fayların oldukça yüksek deprem potansiyellerine sahip oldukları belirtilmiştir (Demirtaş ve Yılmaz 1996). 14 Ağustos 1996 ve 15 Şubat 1992 Amasya depremleri, Çorum ve Amasya yakınlarından geçen yukarıda bahsedilen fayların günümüzde oldukça fazla aktivite kazanacaklarını göstermektedir.

14 Ağustos 1996 depremi, 1 Ekim 1995 Dinar depreminde (Demirtaş vd. 1996b) olduğu gibi Türkiye Diri Fay Haritasında (Şaroğlu vd. 1991) gösterilmeyen oldukça uzun bir fay üzerinde meydana gelmesi, haritada olmayan daha birçok fayın varlığına işaret etmektedir (Şekil 1). Bu yüzden Türkiye'de var olan tüm fayların haritalanmalı, bu fayların yaşları, atımları ve hangi birimleri kestikleri gibi tüm özelliklerin tanımlanmalı ve bu fayların diri olup olmadıklarına ait tüm kriterlerin belirlenmelidir. Böylelikle depremlerin önceden tahmin edilmesi ile ilgili daha gerçekçi çalışmalar yapılabilir.

Bu çalışmada 14 Ağustos 1996 depremlerine sebep olan fay araştırılmış, artçı depremler incelenmiş ve fay mekanizması ortaya konmaya çalışılmıştır. Deprem kırığının başlangıç ve bitiş noktaları ve episantr yeri, fayın arazideki özellikleri, artçı depremlerin dağılımları ve hasar görmüş köylerin durumları incelenerek, fayın gelecekteki davranışı ile ilgili uzun-süreli deprem tahmini yapılması amaçlanmıştır.

SALHANÇAYI FAYI

Merzifon ovasının güneyini sınırlayan 25-30 km uzunlukta bir fay geçmektedir. Fay, dağ eteklerinde bulunan Pliosen yaşlı birimler ile ova içerisinde depolanmış Kuvaterner



Şekil 1. Türkiye'nin sismotektonik haritası ($M_s \geq 4.0$ ve 1900-1993) ve 14 Ağustos 1996 Salhançayı depremi (Çorum-Amasya). Dairelerin büyüklükleri deprem magnitudeleri ile orantılı olarak gösterilmiştir. NAF: Kuzey Anadolu Fayı, EAF: Doğu Anadolu Fayı, AGS: Ege Graben Sistemi, BSZ: Bitlis Bindirme Kuşağı, ERD: Deprem Araştırma Dairesi, Strike-slip fault: Doğrultu atımlı fay, Thrust and/or reverse fault: Bindirme ve/veya ters fay, Normal fault: Normal fay, Relative movement sense of plates: Plakaların göreçeli hareket yönleri.

yaşlı genç tortullar arasında uzanmaktadır. Fay, bu bölümde fay bankları (fault bench) oluşturmuştur. Fay, bu bölümde D-B doğrultuludur (Şekil 2).

Bu fay, Sarıbuğday yakınında fay iki kola ayrılmaktadır. Kuzeydeki kol, Kireymir ve Karacakaya köylerinin içerisinde geçmektedir. Karacakaya köyünün hemen doğusunda fay izini takip etmek zorlaşmaktadır. Karacakaya köyü içerisinde fay breşleri açık bir şekilde görülmektedir. Kuzeydeki kol, KB-GD doğrultuya sahiptir (Şekil 2).

Güneydeki kol, hemen hemen tüm uzunluğu boyunca Salhançayı deresini izlediği için ve 14 Ağustos 1996 depremlerinde bu fayın küçük bir bölümü oynadığı için, bu çalışmada Salhançayı fayı olarak adlandırıldı. Güneydeki kol, Saraycık yakınından geçerek, Kamışlı köyünü izlemektedir ve oradan Çaybaşı köyüne kadar devam etmektedir. Bu bölüm içerisinde fay, Pliyosen yaşlı genç birimler içerisinde uzanmaktadır. Çaybaşı köyü içerisinde Pliyosen yaşlı killi ve siltli birimler içerisinde fayın diri olduğuna ait izler açık bir şekilde gözlenmektedir. Bu bölümde tabakalar, kıvrımlanmış ve faylanmış durumdadır. Bu izler, yüzeye kadar devam etmektedir. Bu kısımda fay, KD-GB doğrultuludur. Çaybaşı köyü civarında fay, sola doğru bir sıçrama yaparak sağa bir basamak yaparak küçük bir çek-ayır havza gelişimine neden olmuştur (Şekil 3). Bu havza içerisinde, kayma vektörünün çekme etkisi sonucu, heyalanların oluşumuna neden olmuştur. Bu çek-ayır havzanın kuzeyinde normal bileşenli 3 km uzunluktaki bir faylanma uydu görüntülerinde bariz olarak görülmektedir. Bu havza içerisinde yukarıdaki fay bölümü boyunca faya paralel olarak akan Salhançayı deresi aniden yön değiştirerek KB'ya doğru 2 km devam eder. Pekmezci köyü yakınında fay D-BGB doğrultusunda Büyükçay köyüne doğru uzanır. Karasar köyünün 4 km kuzeyine kadar bu doğrultuda devam eder. Bu hat boyunca fay, derin ve dik bir vadiyi izler ve Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları ile Eosen yaşlı volkanik malzeme kökenli fliš türü birimlerin dokanığını keser. Fay, Karasar Köyü yakınında 45 dereceden daha büyük bir açılı bölümlü yaparak GB'ya Dövençi ovasına doğru uzanır. Yine bu hat boyunca Salhançayı deresi faya uyumlu olarak akar. Fay, bu bölümde Dövençi ovasının doğu kenarını izler ve Kuşsaray köyüne kadar devam eder. Bu köy civarında fayın bu segmenti sona erer ve Değirmendere köyünden başlayacak şekilde sola doğru bir sıçrama yapar. Fayın batıdaki segmenti Değirmendere, Güney ve Rızvanlar köyü arasında topografyadaki çizgiselliği ile tanımlanmaktadır. Bu kol, Çorum merkezden 10 km uzaklıkta bulunmaktadır. Fayın bu bölümde sağa doğru bir basamak yapması sonucu Dövençi çek-ayır havzası gelişmiştir (Şekil 3). Fay, bu havza boyunca Eosen yaşlı birim ile Kuvaterner yaşlı havza tortulları arasında uzanmaktadır.

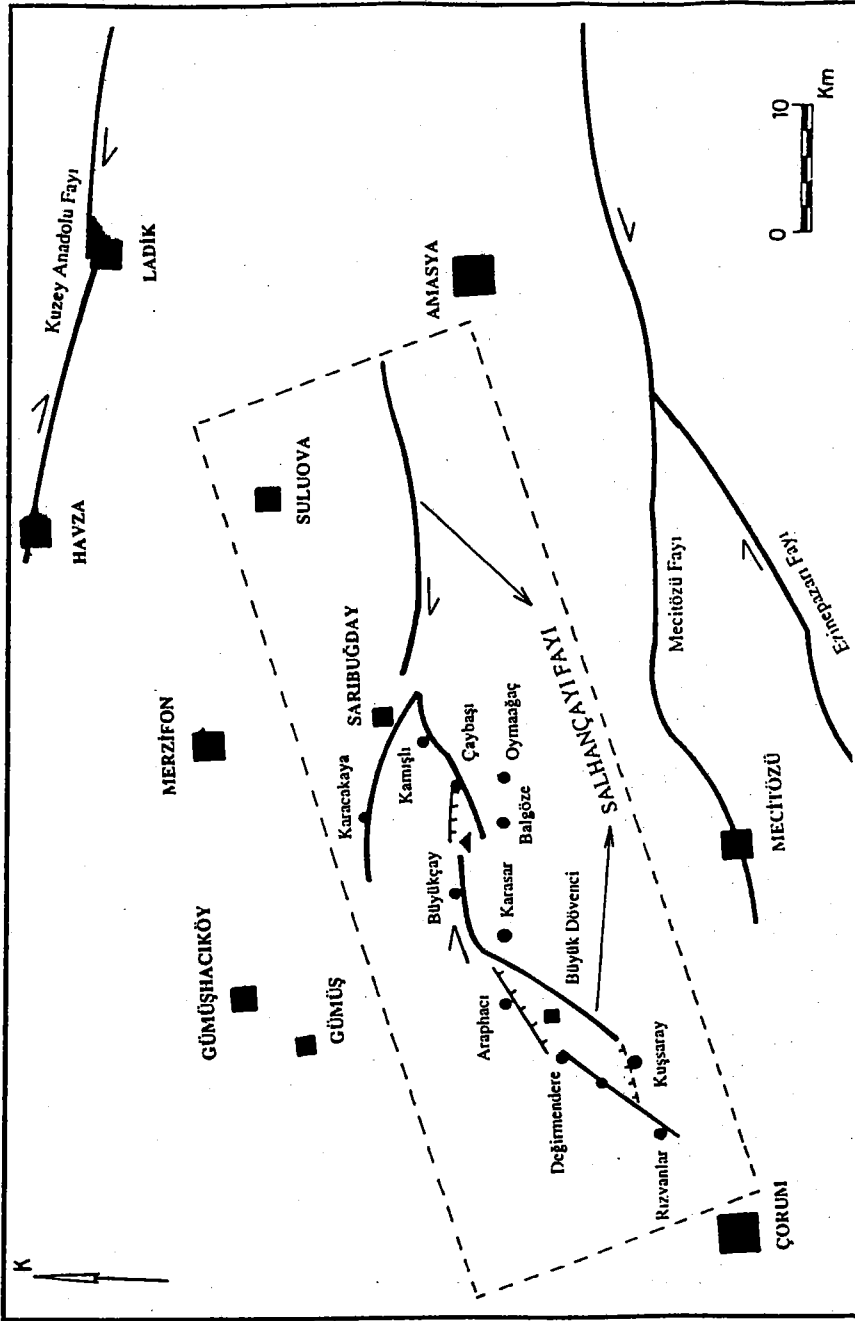
Salhançayı fayın yaşı ve atımı hakkında yaşı ve atımı konusunda detaylı bir arazi çalışması gerekmektedir. Ancak, fay Pliyosen yaşlı birimleri kesdiği için Pliyosen'den daha genç olduğu söylenebilir. Fay boyunca gözlenen iki çek-ayır havza, fayın sağ yönlü doğrultu atımlı fay olduğunu göstermektedir.

ÇORUM ve AMASYA ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİ

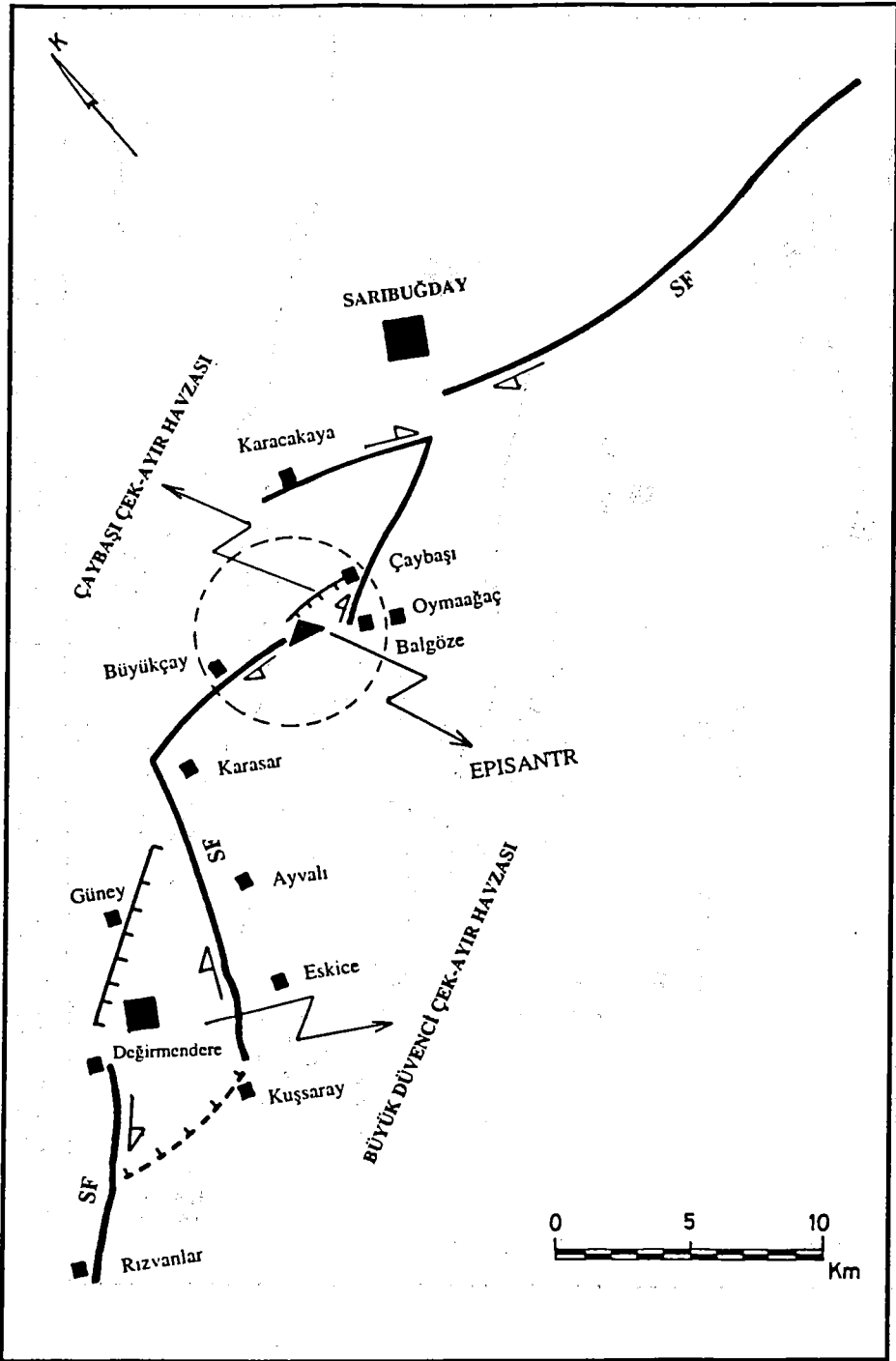
MS 109 yılından MS 1900 yılına kadar olan zaman içerisinde Çorum ve Amasya illeri civarında şiddetleri V ile IX arasında değişen toplam 17 deprem olmuştur (Şekil 4). Genellikle bu depremlerin makrosismik koordinatları 40:65 K ve 35:85 D olarak verilmiştir.

Çorum ve Amasya illerine içine alan 40:00-41:00 K ile 34:50-37:30 D koordinatları içerisinde yer alan bölgede 1900-1996 yılları arasında magnitüdüleri $M_s \geq 4.0$ olan 34 deprem kaydedilmiştir (Şekil 5). Bu depremlerden bir kısmı Amasya'nın hemen güneyinden geçen Ezinepazarı fayı üzerinde yoğunlaşmıştır. Diğer bir kısmı ise Amasya ve Çorum'u etkilemiş, Kuzey Anadolu fayının Niksar-Ladik-Havza-Avlağı arasında kalan bölümünde oluşmuş depremlerdir. Son yüzyıl içerisinde Salhançayı fayı üzerinde olmuş herhangi bir büyük deprem görünmemektedir.

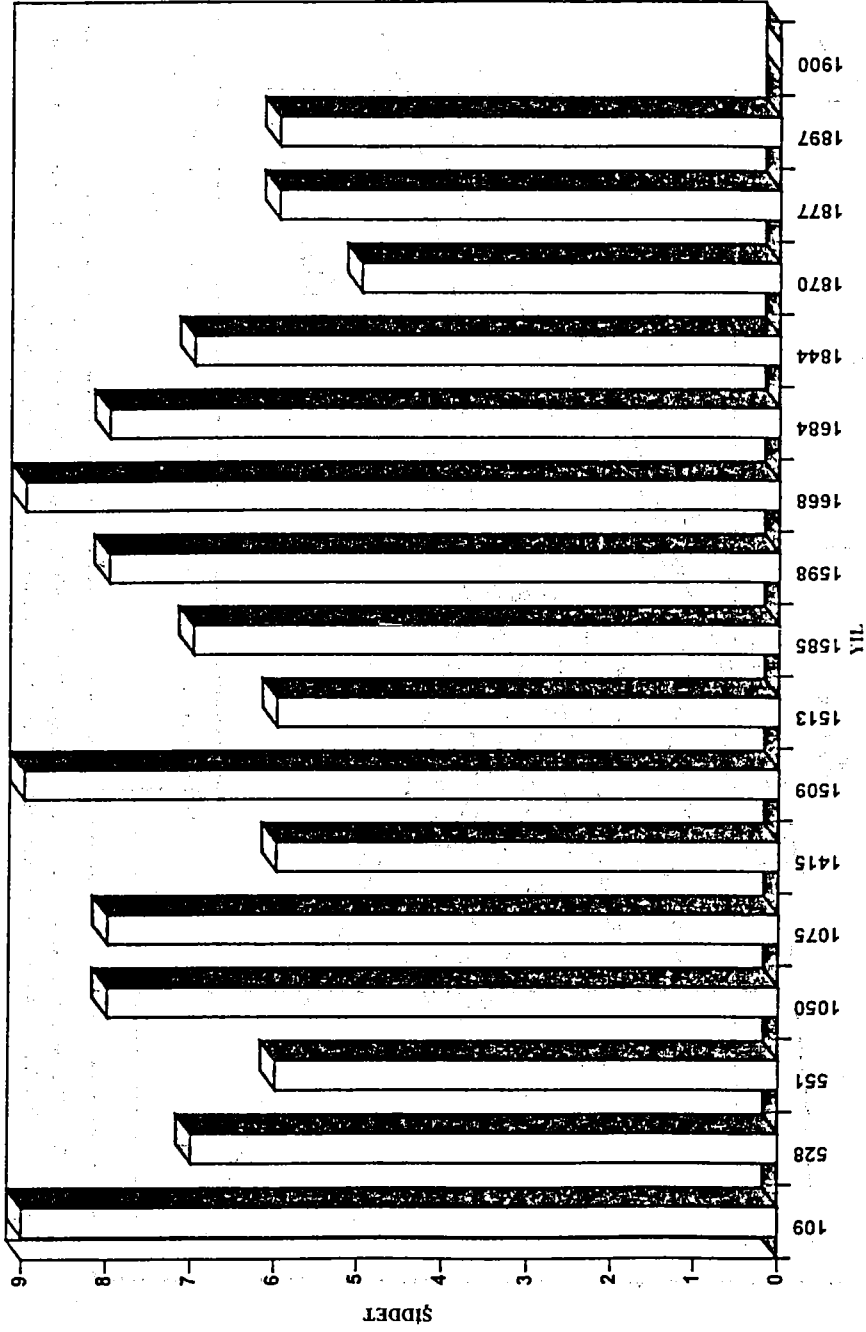
Çorum ve Amasya illeri bu yüzyıl içerisinde, 25.06.1910 Osmancık ($M_s=6.1$), 26.12.1939 Erzincan ($M_s=7.9$), 11.12.1942 Osmancık ($M_s=5.9$), ve 26.11.1943 Ladik-Tosya ($M_s=7.3$) depremlerinden oldukça şiddetli bir şekilde etkilenmiştir. Bu bölgede en son olarak Mecitözü'nden geçen fay hattının daha kuzeydoğusunda Amasya yakınlarında 12 Şubat 1992'de olan Richter ölçeğine göre 5.0 büyüklüğündeki bir deprem olmuştur. Bu



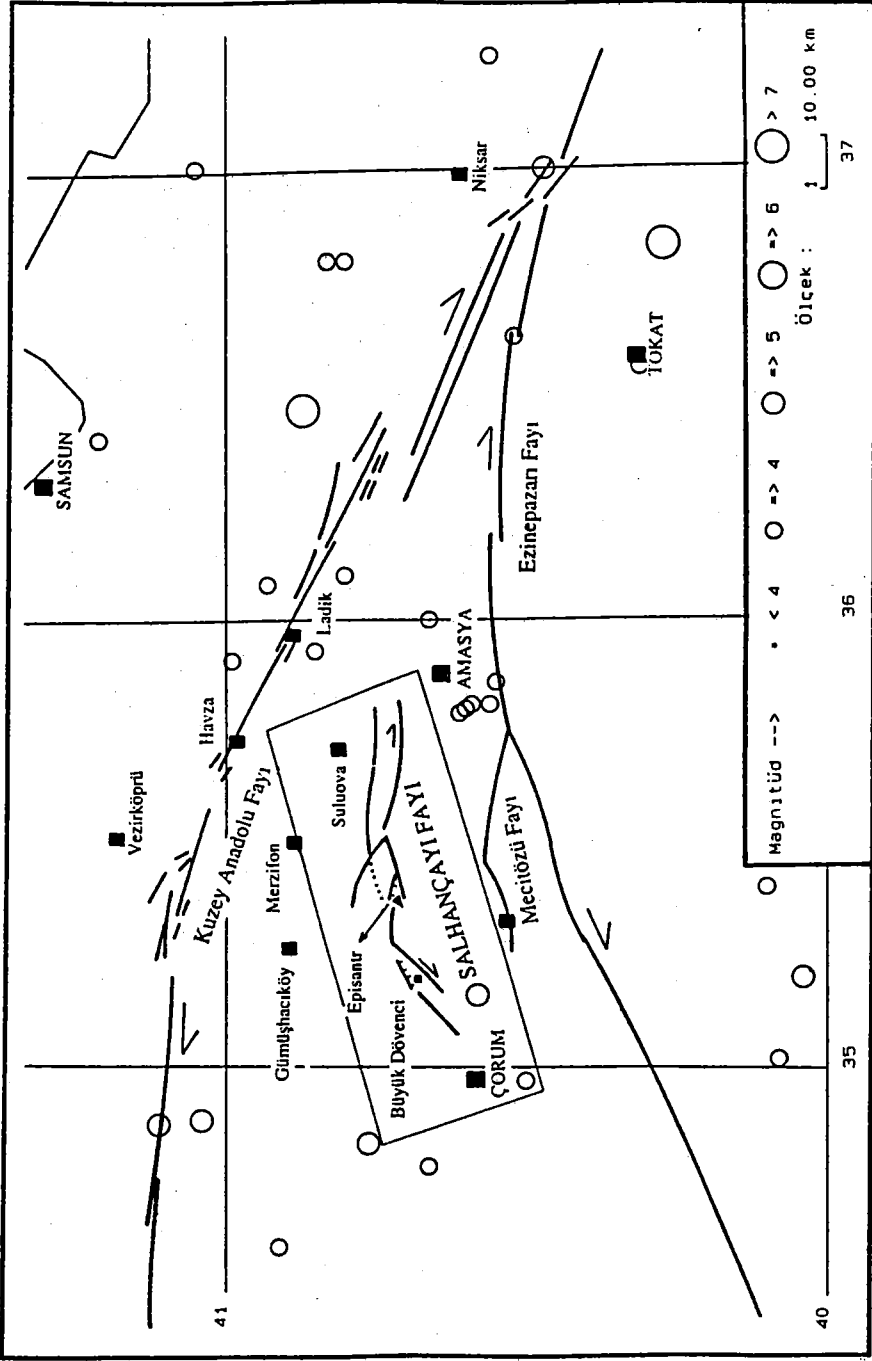
Şekil 2. Amasya-Çorum arasında uzanan diri Salkıncı Fayı. Fayın kuzeyinde Kuzey Anadolu fayı ile güneyinde Mecitözü fayı ve Erzurum fayı yer almaktadır. Okla kalın çizgiler doğrudan doğruya fayları ve ince çentikli hatlar doğrultu anım bileşenli normal fayları göstermektedir. Siyah üçgen 14 Ağustos 1996 depreminin epicentriyi göstermektedir.



Şekil 3. Doğrultu-atımlı fay segmentlerinin sağa ve sola basamak yapması sonucu Salhançayı Fayı üzerinde gelişen tektonik yapılar. Dairesel alan depremin odaklandığı bölümü göstermektedir. Siyah üçgen 14 Ağustos 1996 depreminin dışmerkezini belirlemektedir.



Şekil 4. MS 109 ile MS 1900 yılları arasında Çorum ve Amasya illeri civarında oluşmuş tarihsel depremlerin şiddet-zaman dağılımı.



Şekil 5. 1900-1996 yılları arasında Çorum ve Anıyasa illeri çevresinde oluşmuş $M_s \geq 4.0$ depremlerin diri fay hatlarına göre dağılımları. Dikdörtgen alan 14 Ağustos 1996 Salıñçıyay fayı depreminin meydana geldiği fay göstermektedir.

depremlerden sonra bu kırık hatlarının deprem bakımından şu yıllarda çok etkin olduğunu göstermektedir.

SİSMİK ŞİDDET VE EN BÜYÜK İVME DEĞERLERİ

14 Ağustos 1996 günü oluşan Salhançayı depremlerin ana şoklarının magnitüdüleri, 5.4, 4.1 ve 5.2, odak derinlikleri 7-10 km, arazide fayın geometrik özellikleri ve depremin etkileri göz önüne alınarak episantrların aletsel koordinatları, 40.70K-35.47D olarak belirlendi. Salhançayı depremi, Çorum iline bağlı Karasar, Büyük Dövençi, Konaklı, Ayvalı, Tanrıvermiş, Çitli, Işıklı, Gökçebel ve Pınarbaşı köylerinde ve Amasya ili Merzifon ve Gümüşhacıköy ilçelerine bağlı, Balgöze, Oymaağaç, Büyükçay, Küçükçay, Mahmutlu, Pekmezci, Akpınar, Güllüce, ve Gümüş nahhiyesinde ağır derecede hasarlar yapmıştır. Tablo 1 ve 2, depremdaki hasarların yerleşim yerlerine göre dağılımlarını göstermektedir. Bu tablolar, ağır (yıkık) hasar durumu göz önüne alınarak yapılmıştır. Tablonun en üst kısmında depremde en fazla yıkık bina sayısı ve en alt kısmında ise en az yıkık bina sayısı bulunan yerleşim yerleri bulunmaktadır. Bu dizilim eş-sismik harita ile iyi bir şekilde uyumluluk göstermektedir (Şekil 6). Bu tabloda açıkca görüldüğü gibi, depremde, Amasya iline bağlı köylerde 601 ev ağır, 551 ev orta ve 599 ev hafif ve Çorum iline bağlı köylerde 406 ev ağır, 460 ev orta ve 329 ev hafif derecede hasar gördü.

Depremde hasar görmüş köylerdeki yapıların çoğunun çamur harçlı moloz taş duvarlı ve kerpiç duvarlı yapılar olmasına rağmen, jeolojik faktörler ve topografik yapı, deprem hasarların daha az meydana gelmesinde oldukça büyük rol oynamışlardır. Hasar gören Oymaağaç, Balgöze, Mahmutlu, Karasar, Ayvalı, Pekmezci ve Büyükçay gibi köylerin çoğu, Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları ve ofiyolitik kayalar ile Eosen yaşlı Kumtaşı, silttaşı, marn ve çakıltası aralanmasından oluşan fliş türü birimlerden oluşan oldukça sert zeminler ve tepeler üzerinde bulunmaktadır. Bununla birlikte, Neojen yaşlı gevşek kumtaşı, silttaşı, çakıltası ve karbonatlı seviyeler ile Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç molozları üzerinde bulunan deprem episantrından uzakta bulunan köylerde, zeminden dolayı hasarda artırıcı rol oynamışlardır. Özellikle Merzifona bağlı köylerde ve Gümüşhacıköy ve Gümüş'de hasar gören yapıların çoğunda zeminin etkisi oldukça açık bir şekilde görülmektedir. Diğer yandan, deprem episantrına birkaç kilometre uzaklıkta, Dövençi çek-ayır havzasının Kuvaterner yaşlı oldukça gevşek birimler üzerinde bulunan Büyük Dövençi, Değirmendere ve Çaybaşı çek-ayır havzasında bulunan Çaybaşı köyünde hasar oldukça fazla olmuştur.

Ağır derecede hasar gören yapıların önemli bir bölümünü ahır ve samanlık oluşturmaktadır. Hasarlı yapıların çoğunda kullanılan ahşap elemanların zaman içerisinde çürümüş ve niteliğini yitirmiş olduğu görülmektedir. Yıkılan yapıların çoğunda çatıların duvarlara olan bağlantılarının çok zayıf ve yetersiz olduğu gözlenmektedir. Depremin merkezine çok yakın köylerdeki okul binalarında da ağır hasar vardır. Özellikle çimento-kireç harçlı da olsa taş duvarlı okullarda da ağır hasar vardır. Balgöze köyündeki taş duvarlı ilkokulun ahşap çatısı duvarları birbirine bağlayamadığı için ağır hasar olmuştur. Karasar köyündeki okulda 2 metre kadar yüksekliğinde üzerinde hatıl olmayan taş yığma kalkan duvara oturan ahşap çatı ile duvar bağlantısı tümü ile kaybolmuş ve yapıda ağır hasar olmuştur (Bayülke vd. 1996).

Bu durumda Çorum ve Amasya illeri için yapıların depreme dayanıklı yapı tasarımı ve yapıların projelerine göre yapılıp yapılmadığının sıkı bir biçimde denetlenmesi özellikle beton dayanımlarının proje dayanımlarında olması, donatılarının etriye sıklaştırması ve yeterli boyda ve yerde ankraj edilmesi gibi ayrıntılara dikkat edilmesi; 2-3 kattan daha yüksek yapılarda taşıyıcı sistemlerin perdeli-çerçevesi sistemler olması, asmolon döşemeli yapılarda kirişlerin sıg ve geniş yapılmasından kaçınılması ve ya da tümü ile asmolon döşemeden vazgeçilmesi gibi önlemlerin alınmasında yapıların güvenliği ve deprem zararlarının azaltılması için çok yararlı olacaktır (Bayülke vd. 1996).

Deprem tehlikesinin eskiden beri yüksek olduğu bilinen Amasya, Merzifon, Gümüşhacıköy ve Osmancık gibi yerleşim yerlerinde de yapı güvenliğini artıracak önlemler sıkı bir biçimde izlenmeli ve güvenlikten hiç bir ödün verilmemelidir (Bayülke vd. 1996).

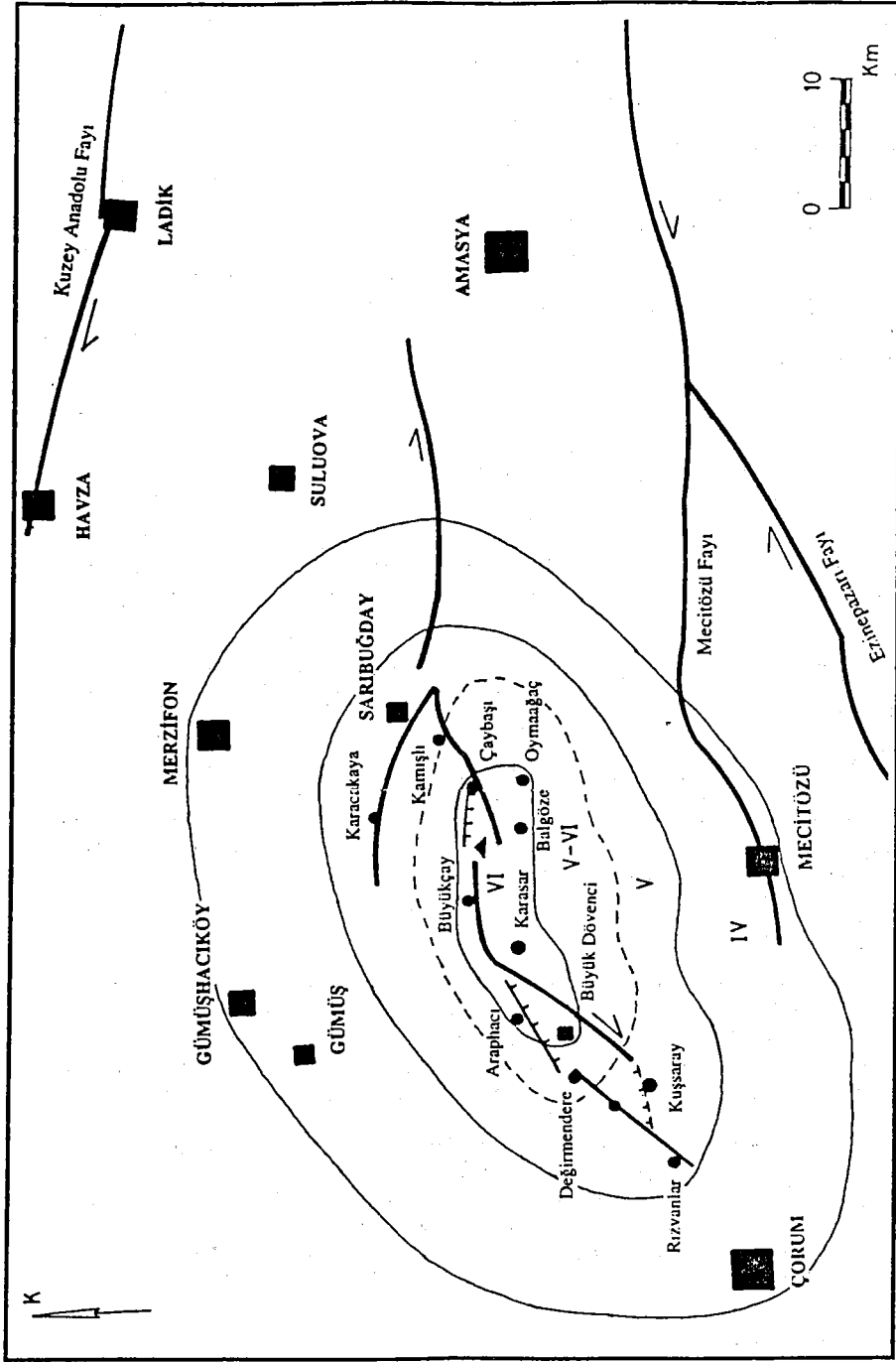
Depremin maksimum şiddeti, VI (MSK) olarak belirlendi (Şekil 6). Eşşiddet eğrileri, doğrultu atımlı faylarda olduğu gibi faya paralel olacak şekilde elips şeklinde

Tablo 1: 26.08.1996 günü itibarıyla Amasya ili ve çevresinde meydana gelen 14 Ağustos 1996 Salhançayı depreminde yerleşim yerlerine göre hasar dağılımları.

İL	İLÇESİ	KÖYÜ	HANE SAYISI	AÇIR	ORTA	AZ	HASARSIZ	DEĞERLENDİRMEYE ALINMAYANLAR
AMASYA	MERZIFON	Balgöze	143	67	16	22	7	26
	"	Oymağaç	98	50	12	30	6	-
	"	Dıbnacı	202	46	28	44	40	42
	"	Buvukçay	105	39	10	14	21	20
	"	Karıyılı	195	33	43	31	66	4
	"	Kuçukçay	70	30	7	11	10	7
	"	Çaybaşı	147	21	31	99	74	6
	"	Eymir	102	20	5	30	41	6
	"	Pınarçiftliği	41	19	12	4	5	-
	"	Kızılcık	122	18	7	19	73	-
	G.HACIKÖY	Ovakış	206	14	39	33	120	-
	"	Göllüce	25	14	7	-	-	4
	MERZIFON	Elmavolu	84	10	14	36	12	10
	"	Aberk	203	10	15	67	88	-
	G.HACIKÖY	Akpınar	29	10	3	5	3	8
	MERKEZ	Kavacık	160	9	6	22	113	9
	MERZIFON	Kuvu	40	8	10	11	7	-
	"	Hacıvakup	32	7	4	7	13	1
	G.HACIKÖY	Korkut	142	7	23	44	86	-
	MERZIFON	Akpınar	106	6	16	20	62	5
	"	Mahmutlu	34	4	13	10	7	-
	"	Karakaya	77	4	5	46	22	-
	"	Sarıca	48	3	7	15	25	-
	HAMANOĞUZU	Yeniköy	-	3	6	10	-	-
	MERZIFON	Demirpınar	47	2	5	19	10	13
	"	Kurevmir	46	2	7	11	24	-
	MERKEZ	Beke	84	1	2	22	38	21
	"	Yaylak	42	1	4	7	30	-
	MERZIFON	Çamlıca	39	1	6	24	8	-
	G.HACIKÖY	Çetmi	-	1	3	31	-	10
	MERKEZ	Selimve	37	-	-	5	25	7
	"	Yeyiltepe	23	-	1	7	14	-
	"	Koyçeliz	87	-	-	12	55	-
	MERZIFON	Kuç	33	-	8	9	17	-
	"	Hacı	6	-	1	5	-	-
	"	Uzunvazı	23	-	5	18	10	-
	"	Örnül	19	-	3	13	3	-
	"	Sarıhüday	105	-	3	30	72	-
	"	Yakup	127	-	7	39	81	-
	G.HACIKÖY	Çulhalıca	137	-	-	17	102	-
	"	Kozeler	168	-	-	24	139	5
	"	Keçiköy	222	-	11	27	174	-

Tablo 2: 26.08.1996 günü itibarıyla Çorum ili ve çevresinde meydana gelen 14 Ağustos 1996 Salhançayı depreminde yerleşim yerlerine göre hasar dağılımları.

İLİ	İLÇESİ	KÖY	MAHALLE	AÇIR KONUT İŞYERİ	ORTA KONUT İŞYERİ	AZ KONUT İŞYERİ	HASARSIZ KONUT İŞYERİ	DEĞ.-DIŞI KONUT İŞYERİ
ÇORUM	MECİTÖZÜ	Taovvermiş		86	1	32	1	17
	MERKEZ	Karabıyık		45	1	43	1	37
	"	Konaklı		25	1	39	1	117
	MECİTÖZÜ	Çalı		15	1	42	1	101
	MERKEZ	Ayvadı		14	1	6	1	4
	MECİTÖZÜ	İyikli		13	1	9	1	18
	MERKEZ	B Düvenci	M.Sinan	11	1	13	1	21
	MECİTÖZÜ	Pınarbaşı		11	1	3	1	9
	MERKEZ	B Düvenci	Faah	10	1	20	1	34
	MECİTÖZÜ	Taiken		5	1	19	1	35
	MERKEZ	Kajalemiş		3	1	3	1	15
	"	Gökbezi		3	1	8	1	29
	"	B Düvenci	Y Emre	3	1	12	1	60
	"	B.Palabıyık		1	1	4	1	18
	"	Ovacık		-	1	9	1	37
	"	K.Düvenci		-	1	5	1	26
	"	İkpinar		-	1	-	1	4
	"	Ataköy		-	1	-	1	25
	"	Güvenli		-	1	3	1	22
	"	Ekiçe		-	1	3	1	40
	"	Günev		-	1	6	1	8
	"	Değirmendere		-	1	-	1	-
	"	Kültak		-	1	-	1	-
	"	Kuşlaray		-	1	-	1	-
	MECİTÖZÜ	Sarıhasan		-	1	12	1	30
								67
								2



Şekil 6. 14 Ağustos 1996 Salhançayı depremi eş-şiddet haritası.

görülmektedir. Depremlerin şiddetli olmayışı, ve de merkezin büyük yerleşim yerlerinden oldukça uzak oluşu, Çorum ve Merzifon'dan yaklaşık 20-30 km, Amasya'dan 50-60 km uzakta çok katlı betonarme binaların hasar görecektir boyutta etkilenmelerini önlemiştir. Depremde Amasya, Merzifon, Gümüşhacıköyü, Çorum, Mecitözü, ve Gümüş gibi yerleşim yerlerinde az sayıda betonarme yapıda dolgu duvar ile betonarme çerçeve elemanları ara yüzlerinde kılcal çatlak biçiminde hasar olmuştur. Bu arada Merzifondaki Kara Mustafa Paşa ve Gümüş kasabasındaki Yergüç Rüstem Paşa tarihi camileri depremden etkilenmişlerdir (Bayülke vd. 1996).

14 Ağustos 1996 günü yerel zamana göre saat 04:55, 05:27 ve 06:00'da Richter ölçeğine göre $M_l=5.4$, 4.1 ve 5.2 büyüklüklerinde oluşan üç depremden ilk ve üçüncü depremin kuvvetli yer hareketi, Amasya, Tokat, Merzifon ve Osmancık'taki Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi'nce işletilen kuvvetli yer hareketi ivme kaydedicileri tarafından ölçülmüştür. Bu cihazlar tarafından ölçülen maksimum yer ivmeleri aşağıdaki gibidir (Bayülke vd. 1996).

04:55 depremi

İstasyon	Uzaklık (km)	Doğu-Batı	Kuzey-Güney	Düsey
Amasya	48	0.053	0.027	0.026
Tokat	115	0.0075	0.015	0.0035
Osmancık	51	0.0309	0.0157	0.0116
Merzifon	26	0.0595	0.022	0.005

06:00 depremi

İstasyon	Uzaklık (km)	Doğu-Batı	Kuzey-Güney	Düsey
Amasya	54	0.033	0.020	0.0165
Tokat	123	0.012	0.015	0.005
Merzifon	21	0.102	0.0334	0.0285

Deprem Araştırma Dairesi Kuvvetli Yer Hareketi Şebekesi tarafından bu depremlerin ve artçılarına ait toplam 21 adet kuvvetli yer hareketi kaydı alınmıştır. Bunların diğerleri daha küçük genliktedir (Bayülke vd. 1996).

ARTÇI DEPREMLER

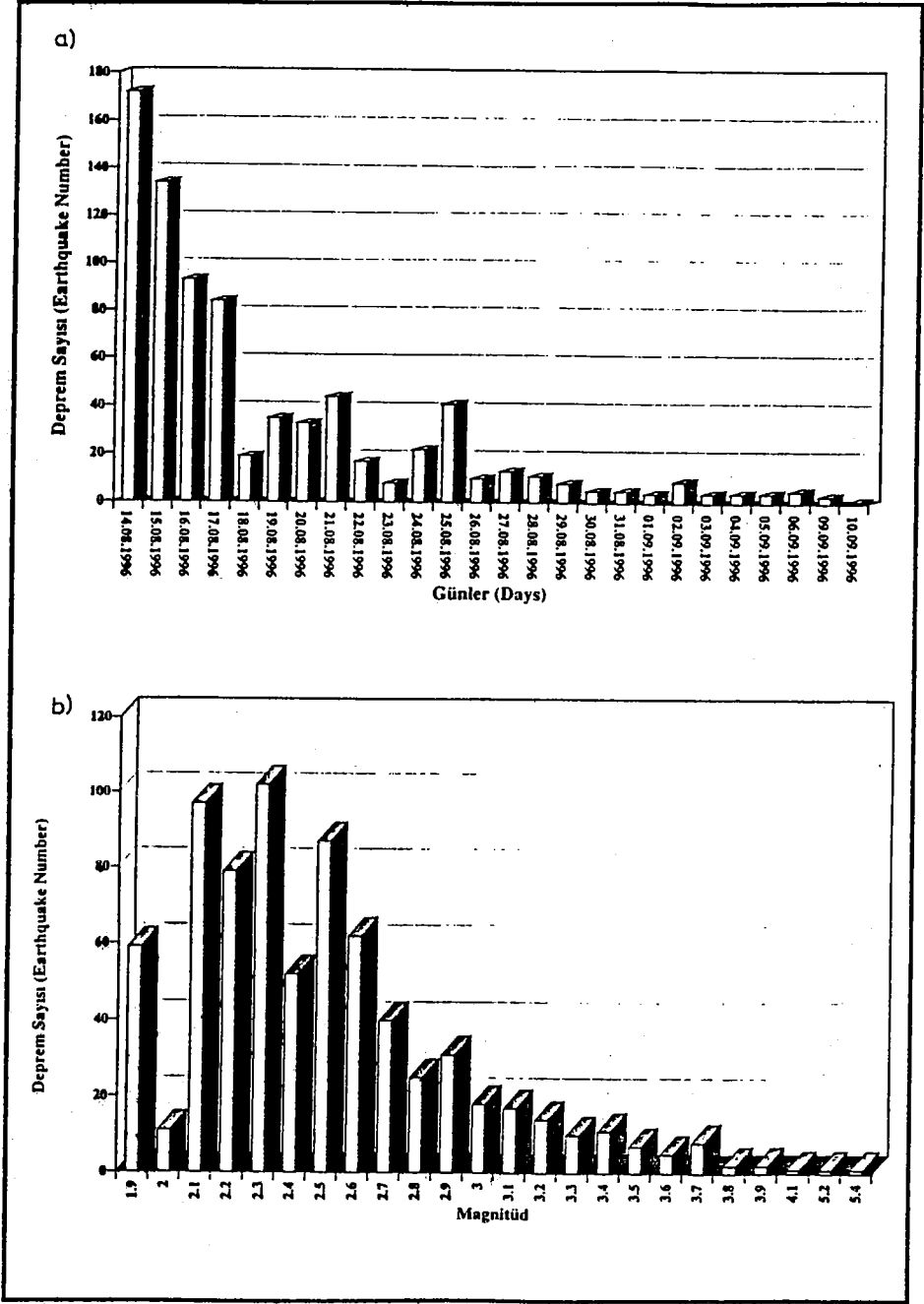
14 Ağustos 1996 Salhançayı depremlerinin ana şoklarından önce herhangi bir öncü deprem kaydedilmemiştir. 14 Ağustos 1996 günü oluşan üç şoktan sonra 10 Eylül 1996 gününe kadar $1.7 \leq M_l \leq 3.8$ arasında değişen toplam 790 artçı deprem olmuştur (Şekil 7b). Tüm bu depremler, Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı tarafından işletilen TÜRKNET (Türkiye Telemetrik Deprem Ağı) istasyonları tarafından kaydedilmiştir.

Ana şokun oluşum zamanından itibaren izleyen günler içerisinde, Episantra 40 km uzaklıkta bulunan Çatak istasyonunda kaydedilmiş artçı depremlerin S-P zaman farkları, 6 saniyeden 4.5 saniyeye doğru azalmıştır. Bu azalma 14 Ağustos 1996 Salhançayı deprem kırığının doğudan batıya doğru ilerlediğini desteklemektedir.

Artçı depremler, ana şoklardan sonra giderek azalan bir eğilim göstermiştir (Şekil 7a). Artçı depremler ile ilgili çözümler halen değerlendirilmektedir.

DEPREM MEKANİZMASI

14 Ağustos 1996 Salhançayı depremi, 1 Ekim 1995 Dinar depreminde olduğu gibi Türkiye Aktif Fay haritasında gösterilmeyen Salhançayı fayın üzerinde olmuştur. Deprem, bu fay hattının Çaybaşı ile Büyükçay arasında kalan 5 kilometreden daha küçük bir bölümünü kırdı.



Şekil 7. a) 14.08.1996-26.08.1996 günleri arasında oluşmuş artçı-depremlerin günlük dağılımları, b) 14.08.1996-26.08.1996 günleri arasında oluşmuş artçı-depremlerin magnitüd-deprem sayısı ilişkisi.

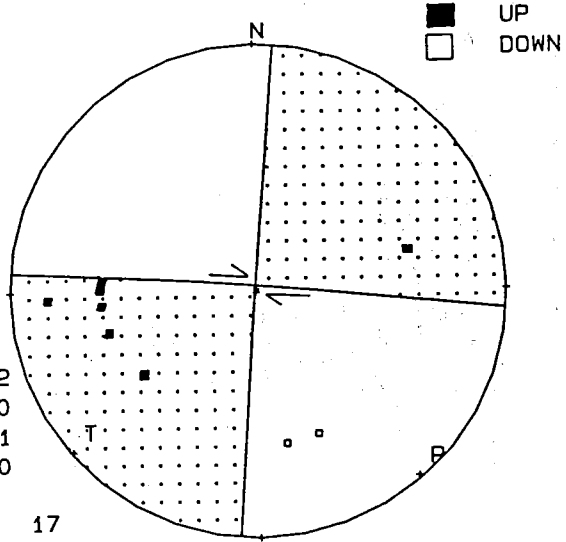
a)

Focal Mechanism Solution of the Salhançayı (Çorum-Amasya)
Earthquake on August 14, 1996

STRK1= 275
DIP1 = 88
RAKE1=-180
STRK2= 185
DIP2 = 90
RAKE2 = -2

P-axis: plunge= 2
azimuth= 140
T-axis: plunge= 1
azimuth= 230

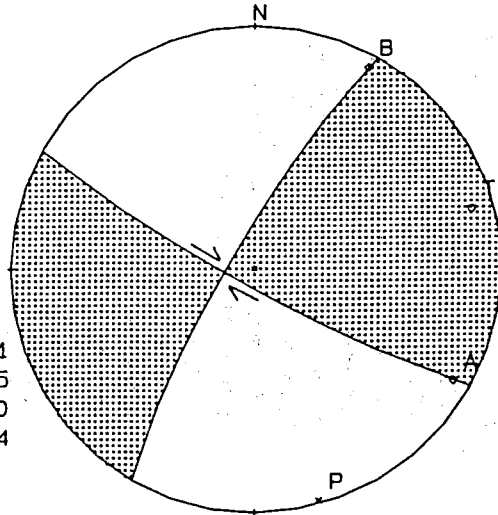
Consistent data: 17
Inconsistent data: 0



b)

STRK1 210
DIP1 82
RAKE1 6
STRK2 119
DIP2 84
RAKE2 172

P-axis: plunge= 1
azimuth= 165
T-axis: plunge= 10
azimuth= 74



Şekil 8. 14 Ağustos 1996 Salhançayı depremi ana şokuna ait a) Deprem Araştırma Dairesi (DAD), b) National Earthquake Information Center (NEIC) tarafından yapılmış odak mekanizması çözümleri.

Depremler, büyüklüklerinin ($M_l=5.4, 4.1, 5.2$) küçük olmasından dolayı yeryüzünde herhangi bir yüzey faylanması meydana getirmedir. Bununla birlikte deprem, fayın Çaybaşı ile Büyükçay köyleri arasında uzanan Salhançayı deresi boyunca oldukça büyük Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları ile Eosen yaşlı konglomeratik bloklardan oluşan birçok kaya düşmelerine neden oldu.

Kırık başlangıç ve bitiş noktalarını denetleyen faktörler açısından ele alınacak olursa, depremin episantrı, Salhançayı fay hattının Çaybaşı köyü yakınında sona eren KD-GB doğrultulu segmenti ile Büyükçay köyü yakınından geçen D-B doğrultulu segmenti arasındaki sağa basamak bölgesinde yer aldı. Bu yüzden, deprem Çaybaşı çek-ayır havzasında oluşmuştur. Fay hattı, Büyükçay ile Karasar köyleri arasında aniden doğrultu değiştirerek Büyük Dövençi çek-ayır havzasının doğusunu sınırlayacak şekilde uzanır. Fayın bu segmenti KD-GB doğrultuludur. Bu nedenle, deprem kırığı, bu fay bükümünden dolayı sona ermek zorunda kalmıştır. Diğer taraftan, hasar dağılımları, kaya düşmeleri ve Çorum'un batısında 40 km uzaklıkta yer alan Çatak istasyonundan ilk günlerde kaydedilen artçı depremlerin S-P farklarının 6 saniyeden 4.5 saniyeye düşmesi, deprem kırığının doğudan batıya doğru ilerlediğini göstermektedir. Kısaca, deprem kırığı, Çaybaşı çek-ayır havzasının kuzeyindeki D-B doğrultulu segmentinin doğu ucundan başlayıp, fay bükümünü yaptığı batı ucuna doğru ilerlediği şekilde yorumlanabilir.

Anaşokun odak mekanizma çözümü, Deprem Araştırma Dairesi (DAD) TÜRKNET (Türkiye Telemetrik Deprem Kayıt Şebekesi) telemetrik istasyonlarından kaydedilmiş depremlerin P dalgasının ilk vuruşlarından elde edilen veriler ile çözülmüş (Şekil 8a) ve aşağıdaki parametreler elde edilmiştir (Tablo 3). İlk depremin odak mekanizması çözümü sağ yönlü doğrultu atım faylanma mekanizması vermiştir. Bu parametreler NEIC (National Earthquake Information Center) tarafından elde edilmiş QED (Quick Epicenter Determinations) sonuçları ile karşılaştırılmıştır (Şekil 8b) (Tablo 4).

Tablo 3: Deprem mekanizmasına ait parametreler (DAD)

Fayın Doğ.	275°	Y.Düzlem Doğ.	185°	T Eksenli Azimut	230°	P Eksenli Azimut	140°	Mo	Değerlendirilmekte
Fayın Eğimi	88°	Y.Düz. Eğimi	90°	Dalım	1°	Dalım	2°	Mw	Değerlendirilmekte
Kayma Açısı	-180°	Y.Kayma Açısı	-2°					Derinlik	7

Tablo 4: Deprem mekanizmasına ait parametreler (NEIC)

Fayın Doğ.	210°	Y.Düzlem Doğ.	120°	T Eksenli Azimut	75°	P Eksenli Azimut	165°	Mo	4.8x10 ¹⁷
Fayın Eğimi	82°	Y.Düz. Eğimi	84°	Dalım	9°	Dalım	1°	Mw	5.7
Kayma Açısı	6°	Y.Kayma Açısı	172°					Derinlik	13

DAD tarafından yapılan fay düzlemi çözümü, Salhançayı fayının bu depremde yırtıldığı varsayılan bölümünün arazide gözlenen doğrultusu ve eğimi ile daha uyumlu olduğu görülmektedir. Fayın eğimi, NEIC çözümünde gösterdiği gibi GD'ya doğru olmayıp, KB-KKB'ya doğru değişmektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

14 Ağustos 1996 Salhançayı depremi episantrı, Çaybaşı çek-ayır havzasının kuzeyini sınırlayan segmentin doğu ucunda yer aldı. Fay, Kamışlı ile Çaybaşı köyleri arasında KD-GB doğrultuya sahipken, Çaybaşı-Karasar köyleri arasında doğrultu değiştirerek D-B doğrultusu kazanması, bu bölümde gerilme birikimine neden olmuş ve bu kısmın yırtılması ile sonuçlanmıştır. Artçı depremlerin dağılımları, hasar durumları, kaya düşmelerinin

dağılımları ve artçı depremlerin S-P zaman farkları, deprem kırığının 5 kilometreden daha az olduğu ve kırığın Çaybaşı çek ayır havzasından başladığı ve batıda fayın büklüm yaptığı Karasar köyü yakınında sona erdiğini göstermektedir.

Diğer yandan Salhançayı fayının 35-40 km uzunluğa sahip olduğu hatırlanacak olursa ve Karasar köyü yakınında fayın tekrar doğrultu değiştirerek KD-GB doğrultu olması bu kısımlarda gerilme birikimine sebep olabilir ve orta büyüklükte depremler üretebilir.

14 Ağustos 1996 depremleri ve en son Amasya'nın hemen güneyinde 12 Şubat 1992 günü oluşan 5.0 büyüklüğündeki deprem, Çorum ve Amasya illeri yakınından geçen ve Anadolu blokundan çıkan birtakım blokcukların sınırlarını oluşturan ve Anadolu bloku içerisindeki içsel deformasyonları karşılamaya çalışan Ezinepazarı fayı, Salhançayı fayı ve daha doğuda yer alan Almus fayının günümüzde ve önümüzdeki yüzyıl içerisinde aktif olacaklarını ve orta-büyüklikte depremler üretebilecek potansiyellere sahip olduklarını göstermektedir. Bu yüzden Çorum ve Amasya illeri oldukça yüksek deprem risklerine sahiptir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde her türlü destek ve yardımlarda bulunan Afet İşleri Genel Müdürü sayın Oktay Ergünay'a, Sismolojii Şube Müdürü sayın Rüçhan Yılmaz'a,

Arazi çalışmaları sırasında depremlere sebep olan fayın haritalanmasında büyük katkılarda bulunan ve depremde yıkılan binaların açıklanmasında değerli bilgiler veren Deprem Mühendisliği şube müdürü sayın Nejat Bayülke'ye

Depremlerin değerlendirilmesinde katkıları bulunan Sismoloji Şube Müdürlüğü Fizikçi sayın Aysel Yatman'a, Artçı depremler ile ilgili değerlendirmelerde bulunan Jeofizik Mühendisi sayın Ali Zeynel Denizlioğlu'na ve odak mekanizması çözümü yapan Jeofizik Mühendisi sayın Salih Karakısa'ya teşekkürlerimi bildiririm.

DEĞİNİLEN BELGELER

Demirtaş, R., ve Yılmaz, R., 1996, Türkiye'nin Sismotektoniği; Sismisitedeki Uzun Süreli Değişim ve Güncel Sismisiteyi Esas Alarak Deprem Tahminine Bir Yaklaşım. Bay. ve İskan. Bak. Afet İşleri Genel Müd. Deprem Araştırma Dairesi Yayınları, Ankara, Temmuz 1996.

Demirtaş, R., Karakısa, S., and Yılmaz R., 1996b, Artçı depremler ile 1 Ekim 1995 Dinar deprem kırığının yorumlanması. Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, IX Mühendislik Sempozyumu, Jeofizik Mühendisliği Bildirileri Kitabı, 29-31 Mayıs 1996, sayfa 31-38.

Şaroğlu, F., Kuşçu, İ., ve Emre, Ö., 1991, Türkiye'nin Diri Fay Haritası, MTA.

Bayülke, N., Demirtaş, R., ve İnan, E., 1996, 14 Ağustos 1996 Salhançayı Depremi. İnşaat Mühendisleri Odası, Ankara Şubesi Bülteni, Eylül 1996 sayısı, Ankara.

09 EKİM 1996 PAPHOS DEPREMİ, GB KIBRIS

The Paphos Earthquake of October 09, 1996, SW Cyprus

Ramazan Demirtaş

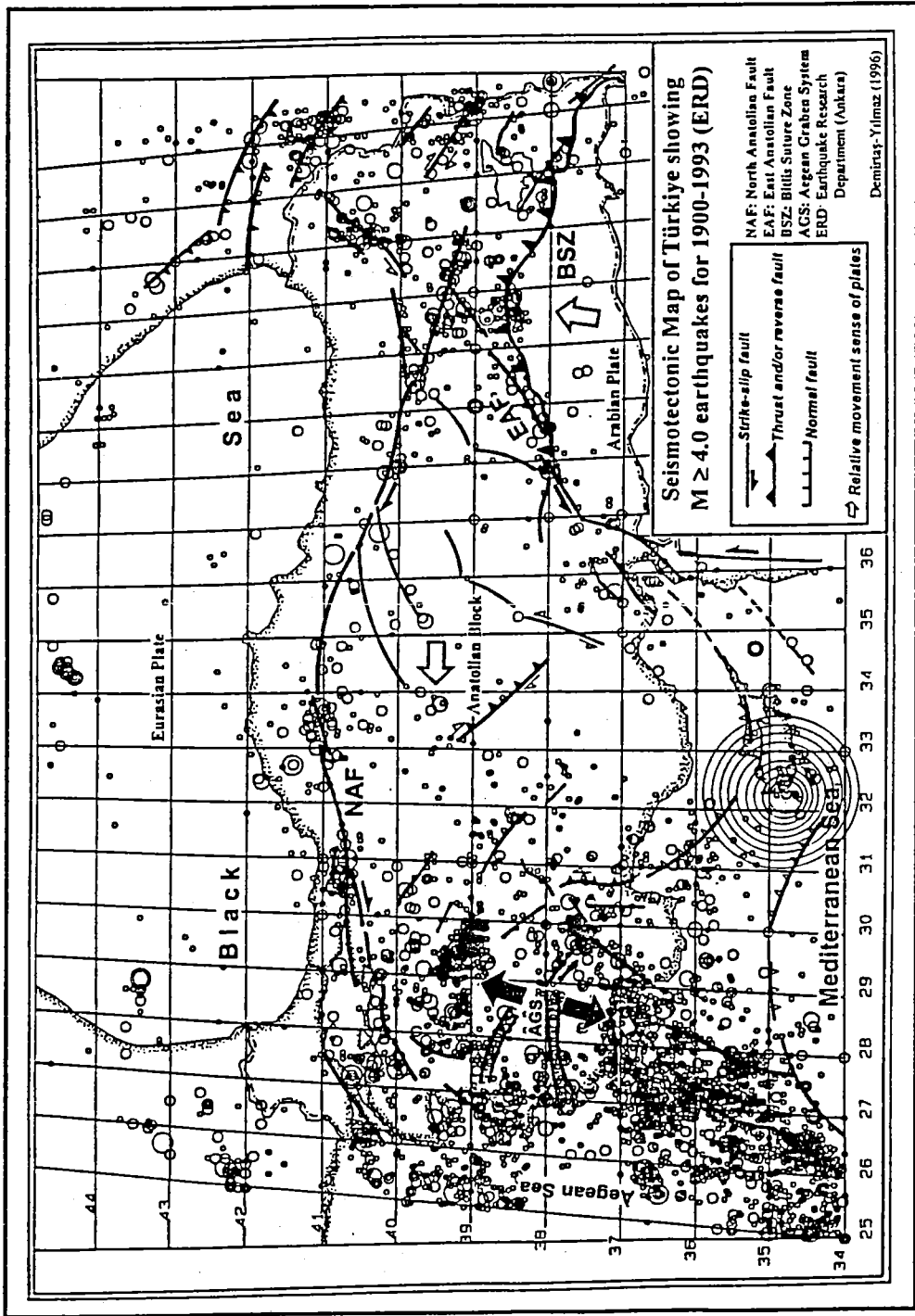
Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi
Başkanlığı, Sismoloji Bölümü, ANKARA

ÖZ: 09 Ekim 1996 tarihinde saat 16:11'de Kıbrıs'ın hemen güneybatısında Helenik-Kıbrıs yayı üzerinde orta büyüklükte bir deprem meydana gelmiştir. Depremın magnitudü CSEM tarafından 6.2 ve derinliği 33 km olarak saptanmıştır. Deprem Türkiye'nin güney kıyılarında, Levant Sahili ve Afrika'nın kuzey kıyıları boyunca şiddetli bir şekilde hissedilmiştir. Depremde biri Güney Kıbrıs'da diğeri Mısır'da olmak üzere iki kişi hayatını kaybetmiştir. Deprem Kıbrıs'ının güneybatısında oldukça şiddetli olarak hissedilmiş ve birçok evlerde çatlaklar meydana gelmiştir. Depremın episantrı 34.80 K ve 32.15 D (CSEM) olarak bulunmuştur. Deprem episantrının deniz içerisinde yer alması sebebiyle depremin meydana getirdiği faylanma hakkında henüz bir bilgi olmaması ile birlikte depremin odak mekanizması çözümü yapılmıştır. Fayın doğrultusu hemen hemen D-B olup 80 derece kuzeye eğimli olarak elde edilmiştir. Bu çözüm, Kıbrıs'ın hemen güneyinde uzanan Kıbrıs Yayının doğrultusu ile oldukça iyi bir uyumluluk göstermektedir.

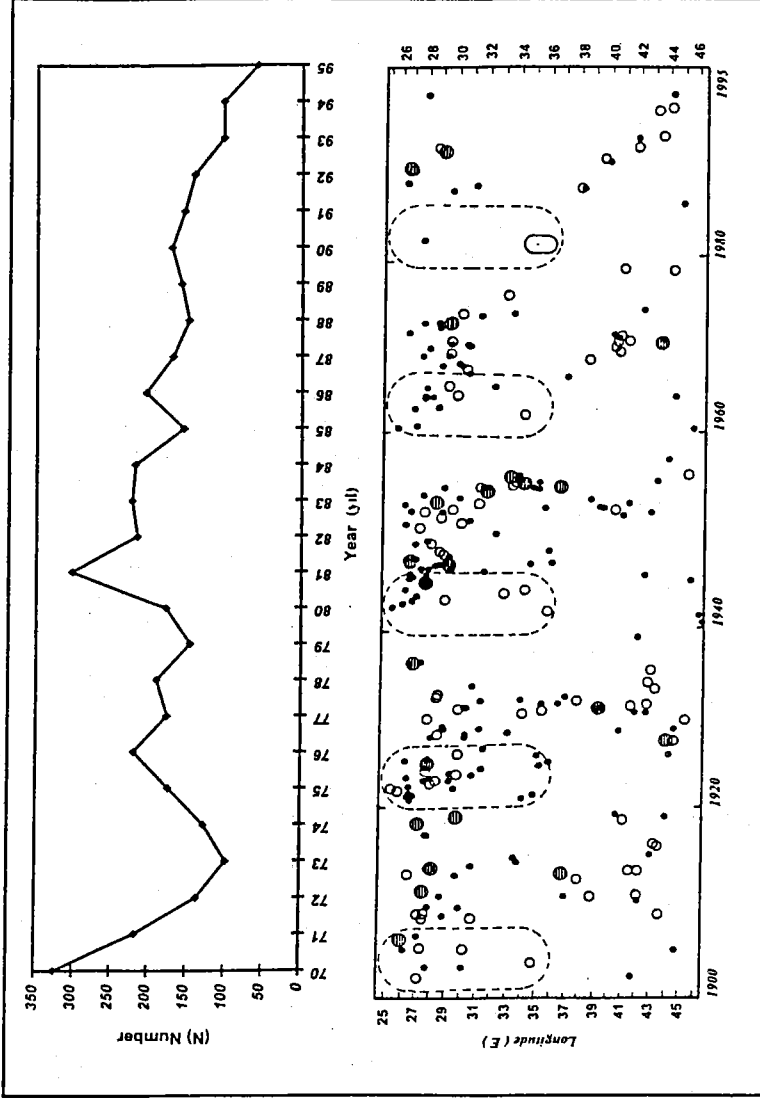
GİRİŞ

Türkiye, 1900 yılından beri sürekli olarak hasar yapıcı ve yüzey faylanmasına neden olmuş büyük depremlere maruz kalmıştır. Şekil 1, 1900-1995 yılları arasında oluşmuş magnitudü $M_s \geq 4.0$ depremlerin dışmerkezleri (episantrları), dağılımlarını göstermektedir. Bu depremlerin dışmerkezleri, ana tektonik hatlar boyunca yoğunlaşmışlardır. 1970-Günümüz arasında aletsel dönemin ikinci yarısında kaydedilmiş deprem sayılarının yıllara göre dağılımları ayrı olarak incelenmiştir (Şekil 2a). Bu grafikde 1965 yılından sonra depremlerin sayılarında dereceli olarak bir artış olmuştur. Bu artış, 1970-1984 yılları arasında maksimum değerlere erişmiş ve 1984 yılından sonra yıllık deprem sayılarında göreceli olarak bir azalma eğilimi görülmüştür. Günümüzde, tüm Türkiye'de sakin bir dönem gözlenmektedir (Demirtaş ve Yılmaz 1996). Helenik-Kıbrıs Yayı bölgesi ile Ege Graben Sistemi içerisinde meydana gelmiş depremlerin sayıca oldukça fazla oldukları gözlenmektedir.

Kısa süreli deprem tahminine esas teşkil edecek uzun süreli deprem tahmininde bulunabilmek için, Türkiye ve civarında son yüzyıl içerisinde oluşmuş $M_s \geq 5.5$ depremlerin, 20'şer yıllık dönemler halinde yer ve zaman içerisindeki değişimleri incelenmiştir. Kısaca özetlenecek olunursa; (1) 1900-1920 ilk dönem içerisinde, Plini ve Strabo çukurlukları boyunca yoğun bir aktivite, (2) 1921-1940, Helenik-Kıbrıs yayında artan bir aktivite (3) 1941-1960 Helenik-Kıbrıs yay bölgesinden kuzeye Ege Graben Sistemi içerisine doğru aktivitenin kayması, (4) 1961-1980, Helenik-Kıbrıs yayında azalmış bir aktivite ve (5) 1981-Günümüzde, tüm Türkiye'de olduğu gibi Helenik-Kıbrıs yayı boyunca da oldukça suskun bir dönem yaşanmaktadır (Demirtaş ve Yılmaz 1996). Sismik aktivitedeki bu suskunluk Tarihsel geçmişte özellikle yıkıcı depremlere maruz kalmamış ana tektonik hatların kırılmamış kısımları boyunca depremlerin olma olasılıklarının oldukça kuvvetli olduğuna işaret etmektedir. Son zamanlarda meydana gelen 12 Şubat 1992 Amasya depremi ($M=5.0$), 13 Mart 1992 Erzincan depremi ($M=6.8$) (Demirtaş ve Yılmaz 1993; Demirtaş vd., 1994), 1 Ekim 1995 Dinar depremi ($M=5.9$) (Demirtaş vd., 1996a,b,c), 14 Ağustos Salhançayı (Çorum-Amasya) depremi (Demirtaş, 1997) ve 09 Ekim 1996 Kıbrıs depremi ($M=6.2$) tarihsel geçmişte büyük yıkıcı depremlere maruz kalmamış tektonik hatların kırılmamış kısımları boyunca meydana gelmiştir. Bu tür depremler uzun süredir üzerinde büyük hasar yapıcı depremler olmayan uzun fayların (Doğu Anadolu fayı, Tuzgözü fayı, Ecemiş fayı, Ezinepazarı



Şekil 1. Türkiye'nin sismotektonik haritası ve 09 Ekim 1996 Paphos depreminin dışmerkez yeri.
 Figure 1. Seismotectonic map of Türkiye for 1900-1993 and epicenter site of the Paphos earthquake of October 09, 1996.



Şekil 2. (a) 1970-1995 yılları arasında Türkiye ve çevresinde oluşmuş büyük depremlerin frekans dağılımı, (b) 1900-1995 yılları arasında Türkiye ve yakın çevresinde oluşmuş depremlerin yer-zaman içerisindeki dağılımı. Kesik çizgili elipsler Hellenik-Kıbrıs yayını içine alan bölgeyi, son evredeki küçük elips ise 09 Ekim 1996 Paphos depremini göstermektedir.

Figure 2. (a) Frequency distribution of earthquakes with magnitudes equal or greater than 4.0 in and around Türkiye for 1970-1995, (b) Time-space distribution of earthquakes with magnitudes equal or greater than 5.5 in and around Türkiye. Dashed ellipses show Hellenic-Cyprus arc and small ellipse inside the last period denote the Paphos earthquake of 09 October, 1996 (Demirtaş ve Yılmaz, 1996).

fayı, Salhançayı fayı, Helenik-Kıbrıs yayının doğu (Kıbrıs) bölümü, Kuzey Anadolu Fayının doğu ve batı uçları, Doğu Anadolu Sıkışma bölgesinin Van gölü civarı (Ana Güncel Fay) ve Kuzeydoğu Anadolu fayının kuzeydoğu ve güneybatıdaki bölümleri gibi) yüksek deprem potansiyellerine sahip olabileceklerine işaret etmektedir. Şekil 2b, yukarıda bahsedilen birbirini izleyen 5 (1900-1995) dönemi temsil eden depremlerin yer-zaman içerisindeki dağılımlarını toplu olarak göstermektedir. Açık renkli daireler $5.5 \leq M_s \leq 6.0$, siyah daireler $6.0 \leq M_s \leq 7.0$ ve taralı daireler $7.0 \leq M_s \leq 8.0$ depremleri belirtmektedir. Şekil 2b'de, 1900 yılından günümüze doğru sismik etkinliğin, Helenik-Kıbrıs yayından kuzeye Ege graben sistemine doğru kayması açık bir şekilde görülmektedir. Bu bölgede 1900-1920 yılları arasındaki evrede sismik etkinlikte göreceli bir artış, 1920-1960 yılları arasındaki evrede sismik etkinlikte önemli bir artış ve 1960-Günümüz arasında ise sismik etkinlikte göreceli bir azalma görülmektedir (Demirtaş ve Yılmaz 1996). Son evreyi gösteren elips içerisindeki küçük elips son oluşmuş 09 Ekim 1996 Paphos depremini temsil etmektedir.

Helenik-Kıbrıs yayının tektonik konumu

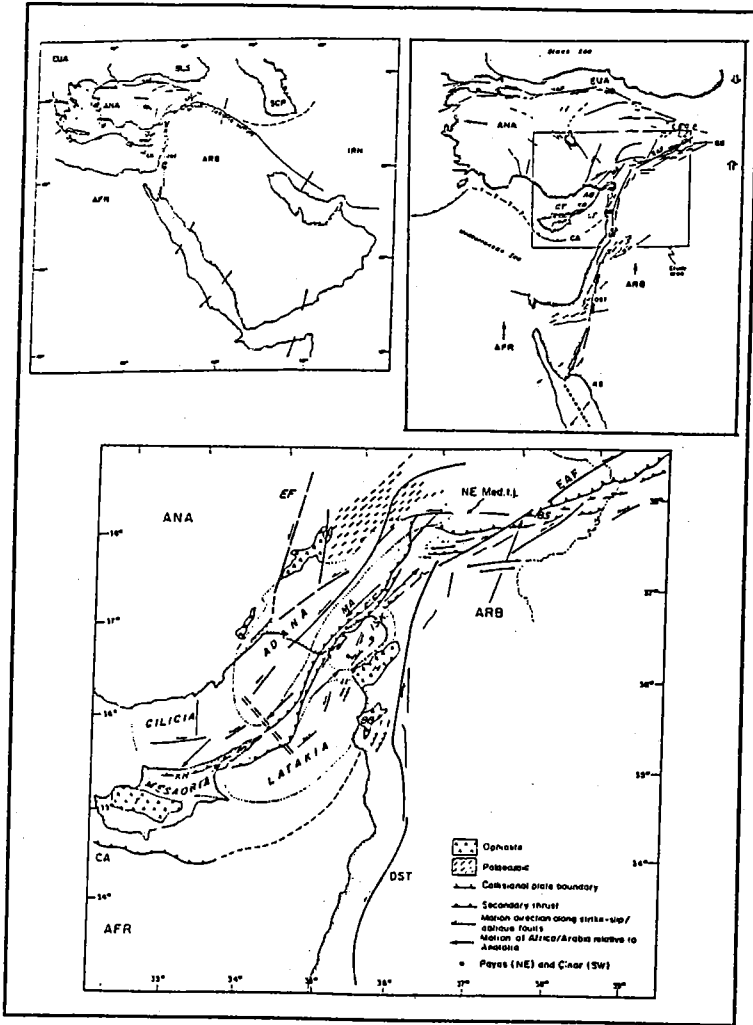
Doğu Akdeniz havzası, Mesozoyik başlarından bu yana Avrasya ile Afro-arap plakaları arasındaki yaklaşım sonucu gelişen Neotetiz okyonusunun bir kalıntısıdır (Şekil 3a) (Smith 1971; Dewey vd., 1973; Savostin vd., 1980, Kempler 1994). Bu iki plaka arasındaki hareket bu plakalar arasında yer alan birçok mikropalakaların varlığı ile oldukça kompleks bir hal almıştır. Doğu Akdeniz bölgesindeki bugünkü tektonik rejim, Arab-Avrasya plakalarının çarpışmasından ileri gelen gelen küçük mikropalakaların Helenik-Kıbrıs yayına doğru kaçması şeklinde gerçekleşmektedir (McKenzie, 1970; 1972; Dewey vd., 1986). Doğu Akdeniz havzası içerisinde bu iki plaka arasındaki sınırı Kıbrıs yayı oluşturmaktadır (McKenzie 1970; 1972; Rotstein ve Kafka 1982; Jackson ve McKenzie 1984; Kempler 1986). Kıbrıs'ın güneyinde ve batısında bu sınır, Neojen ve Güncel birimlerin deformasyona uğradığı uzamış zonlar şeklinde temsil edilmektedir. Fakat bu sınır, Kıbrıs ile Levant sahili arasında açık bir şekilde görünmemektedir (Şekil 3b ve c).

Helenik-Kıbrıs yayı, Türkiye'nin güney kıyısı yakınlarında, Girit adasının güneyinden geçerek kuzeydoğu yönünde Rodos adasının güneyinden Fethiye Körfezi'ne doğru uzanır. Helenik-Kıbrıs yayı, Girit adası ile Fethiye Körfezi arasında Plini ve Strabo çukurlukları boyunca ters fay bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakteri gösterir (Şekil 3a ve b). Diğer taraftan, Helenik-Kıbrıs yayı, Antalya Körfezi, Kıbrıs kuzeyi ve İskenderun Körfezi arasında içbükey bir kavis yapar. Bu yayın kuzeybatıya doğru devamı, Antalya Körfezinden başlayan ve kuzeybatı doğrultusunda devam eden ters fay niteliğinde olan Aksu bindirme fayı temsil eder. Diğer bir çukurluk, Plini ve Strabo çukurluklarından başlar ve Kıbrıs güneyine doğru dışa doğru bir yay yapar. Yukarıda bahsedilen çukurluklar boyunca Afrika plakası, Anadolu bloğunun altına doğru KKD doğrultusunda dalmaktadır.

Helenik-Kıbrıs Yayını boyunca geçmiş yüzyılda oluşmuş depremlerin bazılarının fay düzlemi çözümlerinden elde edilmiş P ve T eksenlerinin yönlerinin, yay boyunca farklı segmentlerde farklı olarak geliştikleri görülmektedir. Bölgede farklı sıkışma ve çekme yönleri, dalan plaka sınırlarının her yerde aynı olmaması ve kavis yapmasından kaynaklanmaktadır.

Helenik-Kıbrıs yayının tarihsel sismisitesi

Geçmiş yüzyıl içerisinde Türkiye ve yakın civarında hasar yapıcı ve yüzey faylanması meydana getirmiş toplam 118 tane deprem olmuştur. Helenik-Kıbrıs yayının Türkiye'nin güneyinde uzanan bölümü boyunca, 1900-1995 yılları arasında toplam 13 hasar yapıcı deprem ($M_s \geq 5.5$) meydana gelmiştir (Şekil 4). Bu hasar yapıcı depremlerden 11'i oldukça yoğun



Şekil 3. (a) Doğu Akdeniz bölgesinin tektonik çatısını gösteren şematik harita (Kempler, 1994). AFR: Afrika plakası, ANA: Anadolu plakası, ARB: Arab plakası, BLS: Kara Deniz, EUA: Avrasya plakası, IRN: İran, SCP: Güney Hazar, CA: Kıbrıs yayı, DST: Ölü Deniz Fayı, EAF: Doğu Anadolu Fayı, HA: Helenik Yayı, NAF: Kuzey Anadolu Fayı, CY: Kıbrıs, ve ER: Eratostenes, (b) Doğu Akdeniz havzasının yapısal elemanları (Kempler, 1994). AB: Adana Havzası, BB: Baer- Basit ofiyoliti, BS: Bitlis Kenet Kuşağı, CT: Kilikya Çukurluğu, EACP: Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi, H: Hatay ofiyolitleri, IB: İskenderun Havzası, KR: Kyrenia zinciri, LT: Latakya Çukurluğu, LZ: Hazar Gölü, MA: Misis-Andrın Kuşağı, MP: Mesoria düzlüğü, RS: Kızıl Deniz, T: Troodos ofiyoliti, (c) Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan sedimanter havzalar ve pozitif yapılar. EF: Ecemiş Fayı.

Figure 3. (a) A regional tectonic framework for the Eastern Mediterranean (Kempler, 1994), (b) Structural elements of the Eastern Mediterranean (Kempler, 1994), (c) Sedimentary Basins and positive structures and ophiolites (Kempler, 1994).

sismik etkinlik görünen Plini ve Strabo sol yönlü doğrultu atımlı faylarında meydana gelmiştir. Bununla birlikte, son yüzyıl içerisinde Helenik-Kıbrıs yayının, Antalya Körfezi ile İskendurun Körfezi arasında kalan bölümü boyunca herhangi bir yıkıcı deprem meydana gelmemiştir. Ancak, Kıbrıs'ın güneyinde yalnızca orta büyüklükte iki deprem ($M_s \geq 5.5$) oluşmuştur.

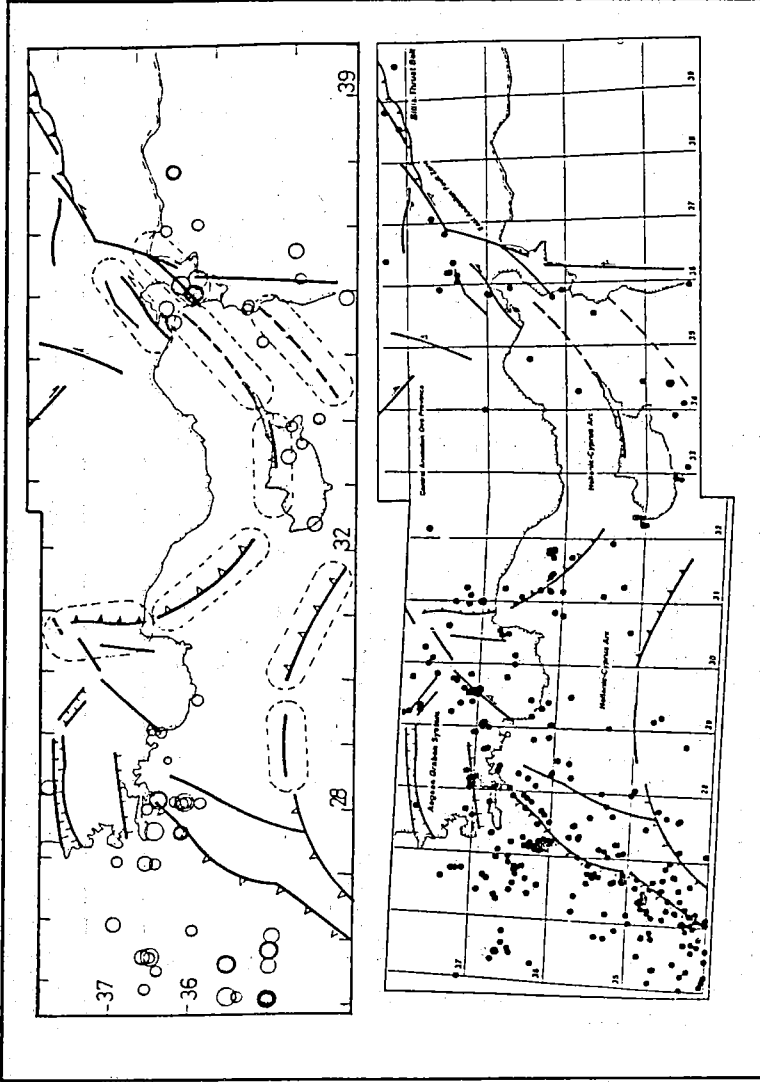
Helenik-Kıbrıs yayı boyunca M.Ö. 2100 ile M.S. 1899 yılları arasında geçen dönem içerisinde şiddetleri VII ile X arasında değişen toplam 150 civarında deprem meydana gelmiştir (Şekil 5a) (Ergin vd., 1967 ; Soysal vd., 1981). Şekil 5a'da depremlerin genellikle iki önemli kısımda yoğunlaştığı açık bir şekilde görülmektedir. İlk olarak depremlerin çoğunluğu Helenik-Kıbrıs yayının Plini ve Strabo çukurlukları boyunca meydana gelmiş. Diğer yandan ikinci olarak depremler Doğu Anadolu Fayının güneybatı ucunda yoğunlaşmışlardır. Uzun süredir depremlerin hiç meydana gelmediği yayın Plini ve Strabo çukurlukları ile Kıbrıs arasında kalan kısımlar elipsler ile gösterilmiştir. 09 Ekim 1996 Paphos depremi bu bahsedilen orta kısımlarda meydana gelmiştir. Bu deprem, elipsler ile gösterilen alanların da her an büyük bir deprem oluşturabilecek yüksek potansiyellere sahip olduklarını göstermektedir.

Şekil 5b, 1989 ile 1996 yılları arasında oluşmuş magnitudü 4.0 ve daha büyük depremlerin episantr dağılımlarını göstermektedir. Depremler, yine Plini ve Strabo çukurlukları boyunca yoğunlaşmıştır. Diğer taraftan Antalya Körfezi boyunca oldukça yüksek bir sismik aktivite gözlenmektedir (Şekil 5b).

Helenik-Kıbrıs yayındaki sismik boşluklar

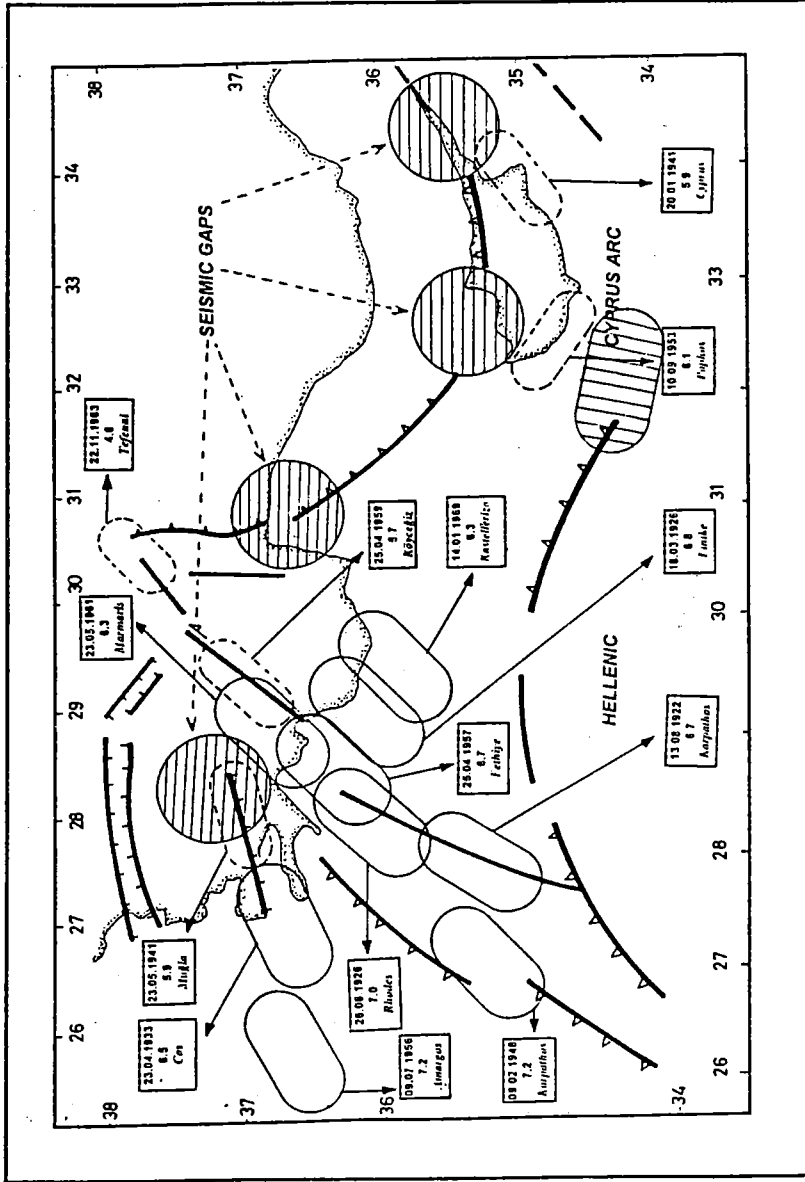
Oldukça uzun faylar boyunca, uzun süredir depremlerin olmadığı kısımlar, gelecekte deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan yerler olarak tanımlanmaktadır. Mogi (1979a) tarafından bu kırılmadan kalan kısımlar birinci tip sismik boşluk olarak (First kind of seismic gap=Spatial gap) tanımlanmıştır. Omori (1909), İtalya'nın güneyinde 28 Aralık 1908 de oluşmuş Messina depremini ve geçmiş depremleri incelemiş ve gelecekteki bir depremin bu bölgede kırılmadan kalmış bir segmentte oluşabileceğini ileri sürmüştür. Nihayet 13 Ocak 1915'de bu boşluk olarak gösterilenlerden bir tanesi üzerinde büyük bir deprem meydana gelmiştir. Fedotov (1965), Pasifik sismik kuşağının Kamçatka ile Hokkaido arasında yer alan bölümünde, artçı depremlerin yayıldığı bölgelerden ve tsunami kayıtlarından $M \geq 7.7$ olan depremlerin odak bölgelerini tahmin etmiş ve bu odak bölgelerinin birbirleri ile çakışmadıklarını ve gelecekteki depremlerin bu boşluklar arasında meydana gelebileceklerini belirtmiştir. Diğer taraftan, bir sismik kuşakta büyük depremlerin artçı şokların yayıldığı bölgelerin harita üzerine işaretlenmesi sonucu, arada yer alan boşlukların hepsinin gelecekte deprem oluşturması şartının olmadığını belirtmek yerinde olacaktır. Çünkü bu kuşakların bazı kesimlerinde asismik kayma sonucu sürekli deformasyon boşalımı olabilir ve çok sık olarak mikro-depremlere maruz kalırken büyük magnitudlü depremler oluşturamazlar. Bu kısımlar, fayların kripi gösterdiği segmentleri olarak bilinir. Japonya'da Kanto bölgesinin doğu kıyısında yer alan segment (Mogi 1979a), San Andreas fayının Parkfield segmenti (Allen 1968) ve Kuzey Anadolu fayında İsmetpaşa segmenti (Ambraseys 1970 ve Ketin 1976) örnek olarak verilebilir.

Bazı durumlarda, büyük bir deprem oluşmadan önce, büyük depremin odak bölgesinden uzakta yer alan bölgelerde yoğun mikro deprem etkinliği görülür. Büyük bir depremden önce odak bölgesinde bir çeşit haberci olaylara işaret eden bu sismik suskunluk, ilk defa Inouye (1965), tarafından ikinci tip sismik boşluk (Second kind of seismic gap=temporal gap) olarak tanımlanmıştır. Araştırmacı, 1938 Fukushima-ken-oki, 1952 Tokachi-oki ve 1964 Nigata



Şekil 5. (a) M.Ö. 2100 ile M.S. 1899 yıllarını kapsayan dönemde Hellenik Kıbrıs yayının tarihsel sınısıtesi, Elipsler: Uzun süredir kırılmayan bölümleri temsil etmektedir, (b) 1899-1996 yıllarını içeren dönemde Hellenik-Kıbrıs yayının güncel sınısıtesi. boyunca lasar yapıcı ve yüzey faylanması meydana getirmiş depremler ile multitemel sismik boşlukların diri fay segmentleri ile ilişki (Denirtaş ve Yılmaz, 1996).

Figure 5. (a) Seismotectonic map of the Hellenic-Cyprus arc for BC 2100-AD 1899, ellipses denote unruptured segments of this arc for a long time, (b) Recent seismotectonic map of the Hellenic-Cyprus arc for 1899-1996.



Şekil 4. Hellenik Kıbrıs yayı boyunca hasar yapıcı ve yüzey faylanması meydana getirmiş depremler ile muhtemel sismik boşlukların diri fay segmentleri ile ilişkisi (Denirtaş ve Yılmaz, 1996).
 Figure 4. Distribution of damaging earthquakes and probable seismic gaps along the Hellenic Cyprus arc (Denirtaş ve Yılmaz, 1996).

depremlerinden önce, depremlerin odak bölgelerinde, civardaki bölgelere nazaran sismik suskunlukların varolduğunu belirtmiştir. Diğer taraftan Mogi (1969a), Inouye'nin (1965) görüşüne paralel olarak, büyük bir depremin odak bölgesinde sismik aktivitenin azaldığını, tersine civar bölgelerde arttığını belirtmiş ve bunu gözleme modeli (doughnut pattern) olarak tarif etmiştir. Araştırmacı, 1923 Kanto, 1933 Sanriku-oki, 1944 Tonankai, 1946 Nankaido ve 1968 Tokachi-oki depremlerinden önce bu tür bir paternin gözlendiğini söylemektedir.

1900-1995 yılları arasındaki depremlerin yer-zaman aralığı içerisindeki dağılımları, tüm Türkiye'de kırılmadan kalan (yersel boşluk=spatial gap) ve günümüzde zamansal bir boşluk modeli (temporal gap=doughnut pattern) gösteren muhtemel 15 yer olduğunu göstermektedir. Helenik-Kıbrıs Yayılı bölgesi boyunca 1900-1995 yılları arasında oluşmuş yıkıcı ve yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin yer-zaman diyagramları Şekil 6'de verilmektedir. Helenik-Kıbrıs Yayınının diyagramın doğuda kalan kısmı boyunca batısına göre oldukça az depremin olduğu görülmektedir. Dolayısıyla, bu diyagramda belirgin bir farklılık dikkati çekmekte ve depremlerin olmadığı sağ tarafta sismik boşluk olarak yorumlanabilecek 3 yer gözlenmektedir (Şekil 6). Dolayısıyla, Helenik-Kıbrıs yayı boyunca 3 ve güneybatı Türkiye'de 1 olmak üzere farklı 4 yer sismik boşluk olarak değerlendirilmiştir. Bunlar;

- 1- Zafer Sismik Boşluğu [İskendurun Körfezi ile Zafer Burnu (Kıbrıs) arasında]
- 2- Antalya Sismik Boşluğu [Arnavut Burnu (Kıbrıs) ile Antalya Körfezi arasında]
- 3- Aksu segmenti [Antalya Körfezinin kuzey kısmı, Aksu bindirme fayı]
- 4- Gökova Segmenti [Gökova Körfezi boyunca]

Bu sismik boşluklardaki 1970-1995 ile 1900-1995 yılları arasındaki iki farklı dönemdeki sismik etkinliklerin zaman içerisindeki değişimleri, Şekil 7a,b ve 8a ve b'de gösterilmektedir.

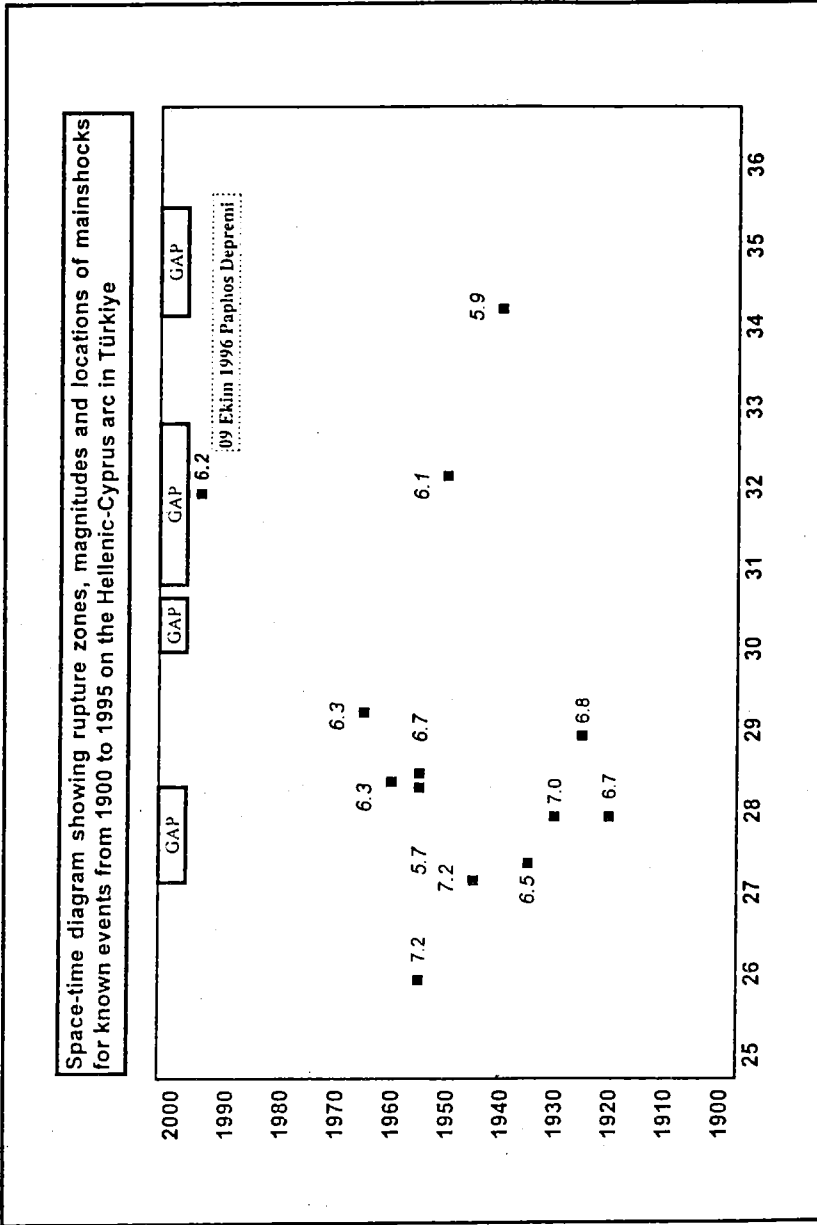
Antalya Körfezi ile Arnavut Burnu arasında yer alan sismik boşlukta ise, 1964'den bu yana magnitüdüleri 4 ile 5 arasında olan oldukça yoğun bir deprem etkinliği gözlenmektedir ve bu boşluk boyunca bu zaman aralığı içerisinde toplam 111 deprem ($M_s \geq 4.0$) meydana gelmiştir (Şekil 7a).

Zafer sismik boşluğu boyunca, 1970-1995 yılları arasında $M_s \geq 4.0$ olan 18 deprem meydana gelmiştir. 1900-1995 yılları arasında bu boşluk üzerinde oldukça az bir sismik etkinlik görülmektedir. Yani, 1968-1982 yılları arasında suskun bir dönem, 1982-1988 arasında üç deprem, 1988-1994 yılları arasında tekrar suskun bir dönem ve 1994 yılından sonra artan bir sismik etkinlik olmuştur (Şekil 7b).

Gökova Körfezi boyunca muhtemel bir sismik boşluğun olup olmadığı tartışmalı olup, Cos adasında 1933 yılında $M_s = 6.5$ ve Muğla civarında 1941 yılında $M_s=5.9$ olan iki deprem meydana gelmiştir (Şekil 4). 1970-Günümüz arasında $M_s=4.0$ ile $M_s=5.0$ arasında değişen 194 deprem meydana gelmiştir (Şekil 7c).

Aksu bindirme fayı boyunca, 1964-Günümüz aralığı içerisinde 53 deprem ($M_s \geq 4.0$) oluşmuştur. Bu boşlukta boyunca, 1967 yılından itibaren belirgin bir sismik etkinlik artışı gözlenmiştir (Şekil 7d). Son yüzyıl (1900-1995) içerisinde bu boşluk boyunca herhangi büyük bir deprem meydana gelmemiştir.

Zafer Burnu ve Antalya sismik boşluğunu içeren İçel-Kıbrıs-Antalya arasındaki bölümde, 76, 342, 343, 417, 534, 1144, 1183, 1222, 1491, 1543, 1567, 1718 ve 1735 yıllarında şiddetleri V ile X arasında değişen birkaç önemli büyük deprem meydana gelmiştir (Ergin vd. 1967).



Şekil 6. 1900-1995 yılları arasında Hellenik-Kıbrıs yayı boyunca hasar yapıcı ve yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin yer-zaman diyagramı (Demirtaş ve Yılmaz, 1996)

Figure 6. Time-space diagram showing rupture zones, magnitudes and locations of mainshocks for known events from 1900 to 1995 along the Hellenic-Cyprus arc (Demirtaş ve Yılmaz, 1996).

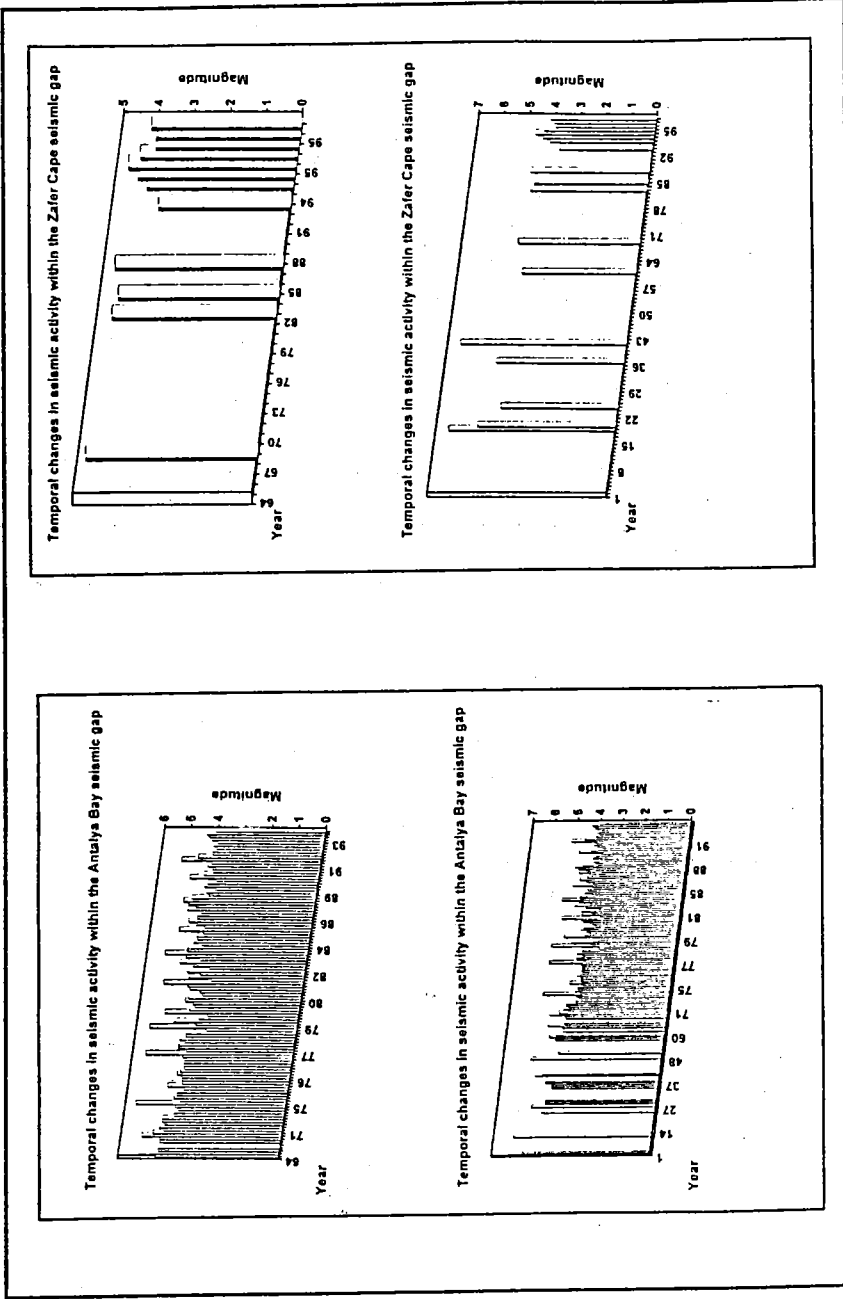
Gökova Köfezi sismik boşluğunda ise 1869 ve 1896 yıllarında VII ve VIII şiddetinde iki büyük deprem olmuştur (Şekil 5a)(Öcal 1968).

Türkiye'nin güneyinde uzanan Helenik-Kıbrıs yayı bölgesi içerisinde, 1989-1995 arasında meydana gelen $M_s \geq 4.0$ depremlerin episantr dağılım haritası Şekil 5b'de gösterilmektedir. Son yüzyıl içerisinde (1900-1995) çok sayıda yıkıcı depremlere maruz kalmış Plini ve Strabo fayları boyunca günümüzde de oldukça yoğun bir sismik etkinlik gözlenmektedir. Bununla birlikte, bu her iki fayın kuzeyinde yani Türkiye'nin güneybatısında ve Gökova Körfezi boyunca da belirgin bir sismik etkinlik görülmektedir. Diğer taraftan, son yüzyıl içerisinde (1900-1995) herhangi bir hasar yapıcı deprem olmamış olan Helenik-Kıbrıs yayının Antalya Körfezi ile Arnavut Burnu arasında kalan segmenti ile Aksu bindirme fayı boyunca önemli sayılabilecek bir sismik etkinlik artışı gözlenmektedir (Şekil 5b). Ancak, yayın İskendurun Körfezi ile Zafer Burnu arasında kalan segmenti, günümüzde oldukça suskun bir görünüm sunmaktadır (Şekil 5b). 1900-1995 yılları arasında herhangi bir büyük yıkıcı depreme maruz kalmaması ve günümüzde kümülatif olarak sismisite artışları göstermesi, Helenik-Kıbrıs yayının Antalya Körfezi ile İskendurun Körfezi arasında yer alan bölümü boyunca yüksek deprem oluşturma potansiyeline sahip olduğunu işaret etmektedir. Bu nedenle, bu sismik boşlukların yeteri derecede gözlem altında bulundurulması deprem tehlike belirleme ve zararlarının azaltılması açısından oldukça büyük önem taşımaktadır.

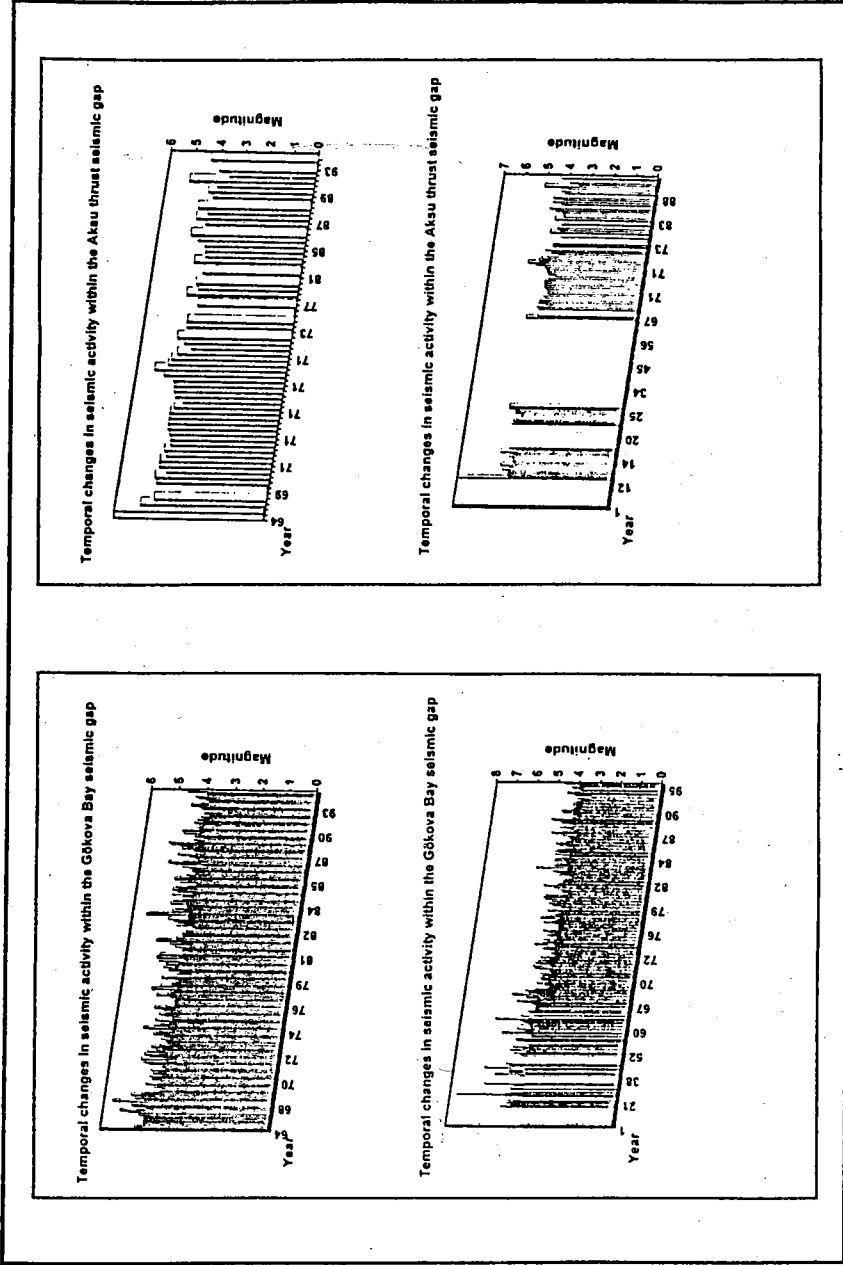
Dünyadaki diğer dalma-batma zonları boyunca, özellikle Pasifik plakası boyunca oluşmuş depremler incelediğinde, plakanın yıllık kayma hızına bağlı olarak depremlerin aynı segmentler üzerindeki tekrarlanma aralıklarının diğer doğrultu atımlı ve normal atımlı faylara göre oldukça kısa olduğu gözlenmiştir. Benzer özellikler, Afrika plakasının Avrasya plakasının altına daldığı Helenik-Kıbrıs Yayı boyunca geçmiş yüzyılda oluşmuş depremlerde gözlenmektedir.

Fay Mekanizması

Fay düzlemi çözümünde TURKNET tarafından işletilen sekiz sismik istasyondan elde edilen P dalgasının ilk hareket yönleri kullanılmıştır. Bu düzlemin elde edilmesinde Suetsugu'nun FOCAL94 (1994) 11li odak mekanizması programı kullanılmıştır. 09 Ekim 1996 Paphos depreminin odak düzlemi çözümü aşağıdaki şekilde verilmektedir. Fayın doğrultusu hemen hemen doğu batı doğrultulu olup 83° KB'ya doğru eğimlidir (Şekil 8). Fayda ters atımlı bir hareket hakim olup, Kıbrıs'ın hemen güneyinden geçen dalma-batma zonunun doğrultusu ile oldukça iyi bir uyumluluk göstermektedir.



Şekil 7. (a) Antalya Körfezi, (b) Zafer Burnu (Kıbrıs) sismik boşlukları ve civarında 1970-1995 ve 1900-1995 yılları arasındaki iki farklı dönemdeki sismik etkinliklerin zaman içerisindeki değişimleri (Demirtaş ve Yılmaz, 1996)
 Figure 7. Temporal changes in seismic activity within the seismic gaps of (a) Antalya Bay and (b) Zafer Cape (Cyprus) for the two periods of 1970-1995 and 1900-1995 (Demirtaş ve Yılmaz, 1996).



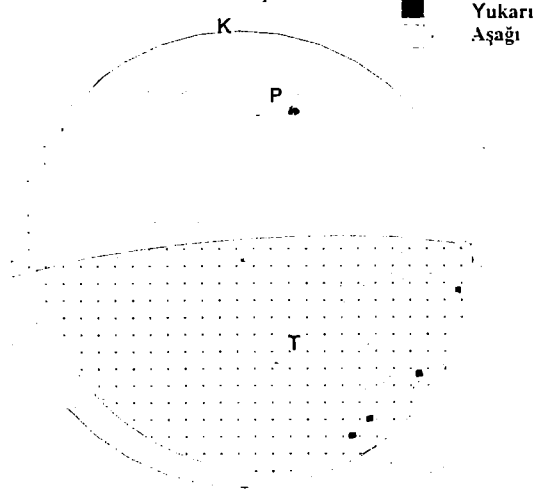
Şekil 7. (c) Gökova Körfezi, (d) Aksu sismik boşlukları ve civarında 1970-1995 ve 1990-1995 yılları arasındaki iki farklı dönemdeki sismik etkinliklerin zaman içerisindeki değişimleri (Demirbaş ve Yılmaz, 1996)
 Figure 7. Temporal changes in seismic activity within the seismic gaps of (c) Gökova Bay and (d) Aksu for the two periods of 1970-1995 and 1990-1995 (Demirbaş ve Yılmaz, 1996).

09 EKİM 1996 PAPHOS DEPREMİ ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ

Doğrultu1 145
Eğim1 14
Kayma açısı1 148
Doğrultu2 266
Eğim2 83
Kayma açısı2 78

P-ekseni; dalmı= 37
azimut= 7
T-ekseni; dalmı= 51
azimut= 163

Uyumlu veri: 6
Uyumsuz veri: 2



Şekil 8. 09 Ekim 1996 Paphos depremi ana şokunun odak düzlemi çözümü.

Figure 8. Fault plane solution of the main shock of the Paphos earthquake of the October 09, 1996.

Tartışma ve sonuçlar

09 Ekim 1996 Paphos depremi, 2000 yıl öncesinden bu yana mevcut tarihsel depremler ve güncel sismisite, Helenik-Kıbrıs yayının Plini ve Strabo çukurlukları ile Levant sahili arasında kalan bölümünün önümüzdeki yüzyıllar içerisinde sismik olarak oldukça aktif olacağına işaret etmektedir.

Depremi hemen Kıbrıs'ın güneyinde uzanan Kıbrıs yayı üzerinde meydana gelmesi, Afrika ile Anadolu plakaları arasındaki sınırın bu yay boyunca olduğunu desteklemektedir.

Diğer yandan odak mekanizması çözümü bu bölümün oblik olarak KD-GB yönünde sıkıştığını göstermektedir.

Değerlendirilen Belgeler

- Allen, C.R., 1968, The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. Stanford University, Publ., Geol. Sci. 11, 70-82.
- Ambraseys, N.N., 1970, Some characteristic features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- Ambraseys, N.N., 1988, Engineering Seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, vol. 17, p. 1-105, 1988.
- Demirtaş, R., Yılmaz, R., 1993, 13 Mart 1992 Erzincan Depremi raporu, Bay. ve İsk. Bak. Afet İşleri Genel Müd., Deprem Arş.Dai.Bşk. yayını, Haziran 1993, Ankara.
- Demirtaş, R., Yılmaz, R., Berchemer, H., and Baier, B., 1994, 13 Mart 1992 Erzincan Depremi yüzey kırıkları, artçı sarsıntıları ve 17 Ekim 1989 Loma Prieta depremi ile karşılaştırılması, TJK Bül., Sayı 9, 77-90.
- Demirtaş, R., Karakısa, S., Yatman, A., Baran, B., Zünbül, S., İravul, Y., Altın, N., ve Yılmaz R., 1996a, 1 Ekim 1995 Dinar depremi mekanizması, DAD Bül., sayı 74, yıl 23.
- Demirtaş, R., Karakısa, S., and Yılmaz R., 1996b, Artçı depremler ile 1 Ekim 1995 Dinar deprem kırığının yorumlanması. Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, IX Mühendislik Sempozyumu, Jeofizik Mühendisliği Bildirileri Kitabı, 29-31 Mayıs 1996, sayfa 31-38.
- Demirtaş, R., Karakısa, S., and Yılmaz R., 1996c, The mechanism of The Dinar Earthquake, October 1, 1995, Bulletin of International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, IISEE, BRI, Ministry of Construction, Tsukuba-Japan (In press)
- Demirtaş, R., Yılmaz, R., 1996, Seismotectonic map of Türkiye showing $M_s \geq 4.0$ for 1900-1993 (ERD), International Symposium, Earthquake Research in Türkiye, State of Art, 30 October-5 September, Ankara-Türkiye.
- Demirtaş, R., ve Yılmaz R., 1996, Türkiye'nin Sismotektoniği; Sismisitedeki uzun süreli değişim ve Güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı yayını, s.91, Temmuz 1996, Ankara.
- Demirtaş, R., and Yılmaz R., 1996, Seismotectonics of Türkiye; Preliminary approach to earthquake forecasting based on long-term variations in seismic activity and present seismicity. Publication of Earthquake Research Department, General Directorate of Disaster Affairs, the Ministry of Public Works and Settlement, Ankara, p. 95. June 1996.
- Demirtaş, R., 1997, 14 Ağustos 1996 Salhançayı Depremi (Çorum-Amasya); Deprem Araştırma Dairesi Bülteni, Sayı 75, Yıl 24, (Baskıda).
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., and Şengör, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia- a young collision zone, in *Collision Tectonics*, M.P.Coward and A.C.Ries (eds.), Geological Society Special Pub. 19, pp. 3-36.
- Dewey, J.F., Pitmann, W.C., Ryan, W.B.F., and Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *G.S.A. Bull.*, 84, pp. 3137-3180.
- Ergin, K., Güçlü, U., ve Uz, Z., 1967, Türkiye ve civarının deprem kataloğu, İTÜ., Maden Fakültesi yayını.
- Ergin, K., Güçlü, U., ve Aksoy, G., 1971, Türkiye ve dolaylarının deprem kataloğu, İTÜ., Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü yayını.
- Fedotov, S. A., (1965), Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile Islands and northeast Japan. *Tr. Ins. Fiz. Zemli, Akad. Nauk SSSR* 36 (203), 66-93.

- Inouye, U., (1965),** On the seismicity in the epicentral region and its neighbourhood before the Niigata earthquake. *Q. J. Seismol.* 29, 139-144.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1984,** Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geoph. J.R. astr. Soc.*, pp. 185-264.
- Ketin, İ., 1976,** San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma, *Türkiye Jeoloji Kuruu Bülteni*, 19, 149-154.
- Kempler, D., 1994,** **Tectonic patterns in the Easternmost Mediterranean**, Ph degree, Hebre University of Jerusalem.
- Kempler, D., 1986,** The tectonic evolution of the Cyprean Arc, M.Sc. thesis, Tel Aviv University, 138 pp.
- McKenzie, D.P., 1970,** The plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, 226, p. 239.
- McKenzie, D.P., 1972,** Active tectonics of the Mediterranean region, *Geoph., J.R.astr.Soc.*, 30, pp. 109-185.
- Mogi, K.,1979a,** Two kinds of seismic gaps. *Pure Appl. Geophys.* 117, 1172-1186.
- Mogi, K., 1985,** *Earthquake Prediction.* Academic Press.
- Omori, F., (1909),** Outline of the large Messina earthquake. *ToyoGakugei Zasshi* 26, 377-389, 435-445, 491-496.
- Öcal, N., (1968),** Türkiye'nin sismisitesi ve zelzele coğrafyası. 1850-1960 yılları için zelzele kataloğu, *Kandilli Rasathanesi Yayınları*, No.8, İstanbul.
- Rotstein, Y., and Kafka, A.L., 1982,** Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean region: subduction, collision and arc jumping, *J.G.R.*, 87, B9, pp. 7694-7706.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P, Le Pichon, X., and Roulet, M.J., 1986,** Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, 123, pp. 1-35.
- Smith, A.G., 1971,** Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic, *G.S.A. Bull.*, 82, pp. 2039-2070.
- Suetsugu, D., 1994,** Lecture notes of the Seismology Course, International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, Ministry of Construction, Tsukuba, JAPAN.

BATI ANADOLU KIYILARININ TARİHSEL DÖNEM DEPREM ETKİNLİĞİ

X

Fatih M. ADATEPE

ÖZET

Batı Anadolu kıyılarının geçmişe ait tarihsel dönem deprem etkinliğinin belirlenmesi amacıyla, 36° - 40° N paralelleri ile 26° - 28° E meridyenleri arasındaki bölge inceleme alanı olarak seçilmiştir.

Sınırları belirlenen bölgenin önce yapısal jeoloji özellikleri tartışılmış, daha sonra tarihsel dönem depremleri deprem kataloğundan derlenmiştir. Çıkarılan depremlerin zaman ve uzay dağılım özelliklerini yansıtabilmek için; dış merkez dağılım haritası düzenlenmiş ve gerekli tablolar hazırlanmıştır.

Böylece tarihsel dönem deprem etkinliğinin nitelik ve niceliği, yer ve zamana bağlı olarak inceleme olanağı bulunmuştur.

ABSTRACT

A area lying in between latitudes 36° - 40° N and longitudes 26° - 28° E has been selected for determining historical earthquake activities of the past at the West Anatolian and its surroundings.

In the above mentioned region first historical data about pre-1900s have been compiled from earthquake catalogue. In order to reflect time and space distribution characteristics of historical earthquakes from the date of catalogue an epicentral distribution map has been compiled together with related tables.

Thus we found the possibility of tracing earthquake activities according to their quality and quantity depending on location and time.

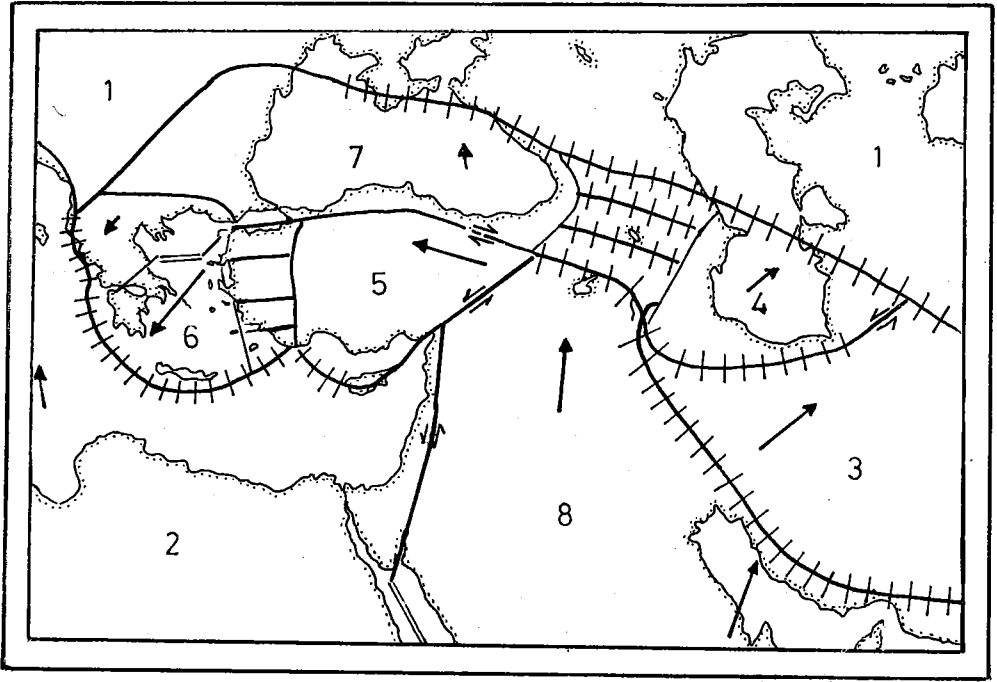
X İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü,
Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı, Yrd.Doç.Dr.

1. GİRİŞ: BÖLGENİN YAPISAL JEOLJİSİ VE BATİMETRİSİ

Bölgenin yapısal jeolojisi önce levha tektoniği açısından ele alındığında, bölgeye ait gerek yabancı, gerekse de Türk birçok araştırmacının çalışmaları olduğu görülür (Mc Kenzie 1972, Tapponnier 1977, Dewey ve Şengör 1979, Şengör 1980, 1985a, 1985b, Le Pichon ve Angelier 1981, Bayraktar 1990).

Bunların hemen hemen hepsindeki ortak görüşe göre bölgenin bugünkü yapısal konumunun başlangıcı, orta miyosen sonrasında Arabistan-Avrasya levhalarının çarpışması sonrası oluşan Anadolu levhasının batıya hareketi ve Ege makaslama zonunun bu hareketi frenlemesi sonucu oluşmuştur. Bunun sonucunda bölgede genel bir doğu-batı yönlü sıkışma olmuş ve bu durum kuzey-güney yönlü açılma ile karşılanmaya çalışılmıştır.

Ayrıca bölge ile ilgili bir başka husus da; Afrika plakasının (Akdeniz plakasıyla birlikte) Ege-Anadolu levhası altına Girit adasının güneyinde belli bir açıyla dalması sonucu, bölgede bir dalma-batma zonu oluşturmasıdır. Yine Ege levhası rijit bir blok olarak güney-batıya doğru hareket etmekte ve güney Ege ada-yayı bir trench durumu almaktadır. Sonuçta güney Yunanistan-Ege Denizi ve Batı Anadolu tansiyonel bir gerilme rejimi ile karakterize olmakta ve Egedeki gerilmeler yitme zonu ile sınırlanmış görülmektedir (Şekil 1).



Bölgenin kısaca tanıtılan levha tektoniğinin yanında, yapısal jeolojinin karadaki görünümünü de bilmek, sismolojik etkinliğin tektonikle ilgisi açısından önemlidir. Buna göre bu aşamada bölgede daha önce yapılan çalışmalardan bazılarının kısaca özetleyerek sunulması uygun görülmüştür.

MTA (1973) paftasının açıklamasında; Ege Bölgesi ile ilgili olarak şu hususlar belirtilmiştir. Neojende meydana gelen E-W ve ESE-WNW yönlü kırıklar Menderes Kalkanı diye isimlendirilen bloğu değişik bloklara bölmüştür. Gerçekten Paleozoikten itibaren bölgenin en önemli tektonik olayı; rijid ve dirençli bu kalkanın genç paleojen ve neojen faylanmaları ile ilksel konumunu kaybetmiş olmasıdır.

Erinç ve diğ. 1984'de inceleme Alanının genç faylarla yoğun bir şekilde parçalanmış olduğu belirtilerek, sahanın genel olarak bilindiğinden de daha yoğun biçimde faylandığı vurgulanmaktadır.

Ardos (1979)'da Menderes Masifinin, kuzeyde Bozdağ, güneyde Aydın Dağları ile çevrili olan kesiminde; kabaca E-W yönünde kırılmış olduğunu, masifin bazı yüzlerinin yükselmiş, bazı kısımlarının da alçalmış bloklardan oluştuğu belirtmiştir. Böylece bu bölge faylı yapının tipik bir örneği olarak sunulmuştur. Aydın civarında fayların defalarca hareket geçirdiği, böylece basamaklı ve tali faylardan oluşan bir yapının ortaya çıktığı anlaşılmaktadır. Şekil 2'de Batı Anadolu'nun başlıca eğim atımlı fayları ile grabenleri Ketin 1983'den alınarak sunulmuştur.



Yine Ardos (1979)'a göre de bölgenin bugünkü reliefi üzerinde rol oynayan etkenlerin başında Neojen ve Kuvaterner tektoniği gelmektedir. Sıcak su kaynaklarının çokluğu, oluşum halindeki sıcak su travertenleri gibi unsurlar da bu hareketin devam ettiğinin göstergeleridir. Aynı zamanda bölgedeki peneplenlerin ve aşınım satırlarının birincil durumlarını koruyamayarak oldukça deforme oldukları görülmüştür. Bu deformasyonların daha çok dikey dislokasyonlar şeklinde ve fayların eşliğinde meydana geldiği görülmektedir. Bu durumun örnekleri İzmir ve yakın çevresinde (Buca, Cuma Ovası, Bornova civarı) görülür. Buna göre üst kretase ve gölsel Neojen-Pliyosen formasyonlarını kesen yüzeyin kabaca E-W yönlü birbirine paralel iki basamak fayı ile parçalanmış olduğu görülmektedir. Ardos (1979)'a göre yine Mesozoik formasyonlardan oluşmuş Manisa Dağı da, Neojen yaşlı bir peneplen tarafından kesilmiş ve daha sonra kuzey kısmı E-W yönlü bir fay ile parçalanarak çökmüştür. Bu bölge ile hemen, hemen benzer bulgulara Yalçınlar (1953-54)'de de rastlanmaktadır. Bu çalışmaya göre de Manisanın 7-8 km. doğusundaki fay dikliğinin varlığı, bölgede yer alan E-W ve N-S yönlü faylar ile havzanın yakın zamana kadar dislokasyonlara uğradığını göstermektedir.

Batimetri: Ege Denizi coğrafik açıdan Akdenizin bir parçası olarak görülürse de bölgenin jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri daha önce de kısaca değinildiği gibi farklılıklar gösterir. Girintili, çıkıntılı kıyılar, çok sayıda irili ufaklı ada ve ada-yayı düzeninde dizilmiş olup, bu özellikleri jeolojik yapı ile sıkı, sıkıya bağlantılıdır.

Özellikle deniz tabanının görüntüsü Akdenizden farklıdır. Doğu Akdeniz az engebeli olmasına karşın Ege'de Girit adası civarında dip morfolojisi giderek sarplasmaktadır. Girit'in güneyinde ve kuzeyinde yer yer 2500 m. derinliğe kadar ulaşan çukurluklar yer almaktadır. Bir

diğer önemli çukurluk ise Saroz körfezinden başlayarak batı-güneybatı yönünde uzanmakta ve Yunanistan'a kadar devam etmektedir. Ege Denizi'nin geri kalan kısmı da yine çok sayıda yayvan kapalı çukurluklar ve bunlar arasında yer alan yüksek düzlüklerden oluşmuştur. Bunlar yer yer adaları oluşturmaktadır. Sözü edilen çukurlardan Ege Denizi'nin Anadolu kıyılarına yakın olanları sığdır. Su derinliği genellikle 200 m.yi aşmamaktadır. Derin olan çukurlar ise batı taraftadır. Bütün bu çukurların dik yamaçlı olması nedeniyle buraların eğim atımlı normal faylarla geliştiğini söylemek olanaklıdır.

Ülkemize oldukça yakın konumda olan Midilli ve Sakız adaları incelendiğinde de bu adalarla Türkiye'yi oluşturan platform arasında kalan çukurların 200 m.den daha sığ oldukları ve Türkiye'den ayrı bir sürüklenmeye uğramadıkları görülmektedir. Bu durumda bu adaların Türkiye üzerindeki çökme havzalarının devamı oldukları açıkça bellidir. Ayrıca kabuk kalınlığı ve niteliği ile ilgili çalışmalar incelendiğinde; Ege Denizi tabanında gerçek anlamda Okyanus türü kabuğun olmadığı veya olsa bile yaygın olmadığı ortaya konmuştur (Hisarlı, 1989).

2. DEPREM VERİLERİ VE ÖZELLİKLERİ

Bu çalışmada inceleme alanının tarihsel dönem depremleri "Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu" (Sosyal ve diğ. 1981)'den derlenmiş olup, söz konusu katalog M.Ö. 2100 ile M.S. 1900 yılları arası deprem verilerini içermektedir. Yararlanılan katalogda şiddet, MSK (Medvedev, Sponheuer, Karnik) skalasına göre değerlendirilmiştir. Depremlerin dış merkez koordinatları ise gözlenen maksimum hasara göredir. Belirlenen sınırlar içinde tarihsel dönemde olduğu saptanan 177 deprem derlenmiştir.

Inceleme bölgemizde olduğu saptanan depremler M.Ö. 412 yılı ile M.S. 1898 yılları arasındaki sürecin sismolojik etkinliğini yansıtmaktadırlar.

Sözü edilen katalogdan depremler, aşağıda belirtilen parametrelere göre saptanmış ve Tablo 1'de gösterilmiştir.

- No: Depremler çalışma sırasında kolay izlenebilmesi amacıyla tarih sırasına göre sıralanmıştır.

- Tarih: Depremlerin oluş tarihleri, belirlenebildikleri kadariyle yıl, yıl-ay veya gün-ay-yıl olarak verilmiştir.

- Zaman: Belirlenmişse saat-dakika veya sabah-akşam şeklinde gösterilmiştir.

- Gözlemsel Olasıl Dış Merkez: Enlem (N), Boylam (E) ile yer veya etkilenen alan olarak verilmiştir. Enlem ve boylamlar derece cinsinden gösterilmiştir.

- Şiddet: Tarihsel depremlerin dış merkezlerinin MSK-64 eşeline göre saptanan değerlerini göstermektedir.

- Veri Kalitesi (V.K.): Diğer kolondaki verilerin kaliteleriyle ilgili olup verilerin kalitelerine gore; 3 gruba ayrılmıştır, bunlar;

A: Yuksek guvenirlilikli (3'den fazla kaynaktan bulunan depremler)

B: Orta guvenirlilikli (3 veya daha az kaynaktan bulunan depremler)

C: En az guvenirlilikli (Tek bir kaynaktan bulunan depremler)

- Açıklama: Verilerle ilgili açıklamaların olduğu bilgileri içerir.

TABLO 1: İnceleme Alanının Tarihsel Dönem Depremleri

No	Tarih	Zaman	GÖZLEMSEL OLASIL DİŞMERKEZ		Etkilene Alan	Şiddet	V.K.	Açıklama
			Enlem (N)	Boylam (E)				
1	M.Ö. 412	-	36.50	27.00	İstanköy'ün Güneybatısı	VIII	B	-
2	M.Ö. 303	-	36.30	28.00	Rodos	V	C	-
3	M.Ö. 222	-	36.50	28.00	Rodos, Kıbrıs, Korint	X	B	Tsunami
4	M.Ö. 197	-	36.00	28.00	Rodos	VIII	B	-
5	M.Ö. 185	-	36.00	28.00	Rodos, Kıbrıs ve Bazı Anadolu Şehirleri	IX	B	-
6	M.Ö. 31	-	37.85	27.85	Aydın	VIII	C	-
7	M.Ö. 26	-	37.85	27.85	Aydın, Efes, Nazilli	IX	B	-
8	M.Ö. 5	-	37.00	27.00	İstanköy ve Rodos	VIII	B	-
9	11	-	37.80	27.80	Aydın	VIII	B	-
10	17	Akşam	38.40	27.50	Manisa, Sart, Muradiye, Aydın	IX	A	Batı Anadolu'da Efesle birlikte 13 il tamamen yıkıldı.
11	44	-	38.50	27.40	Manisa	VIII	B	-
12	105	-	38.90	27.00	Çandarlı krf. kıyısındaki tüm kentler	IX	B	Yunanistan Upunte ve Onte illeri yıkıldı.
13	110	-	37.00	26.00	Siklatlar, İzmir, Efes	IX	B	-
14	13,12,115	-	36.00	28.00	Rodos	VIII	B	-
15	138	-	36.30	28.00	Rodos ve İstanköy Adaları	VIII	A	-
16	155	-	36.30	28.00	Rodos, Muğla, Fethiye	X	B	-
17	160	-	38.41	27.20	İzmir	VI	B	-
18	165	-	38.41	27.20	İzmir	VIII	B	-
19	177	-	38.40	27.10	İzmir, Milet, Sakız, Sisam	X	A	-
20	190	-	38.70	26.75	Foça	VI	B	-
21	253	-	39.10	27.15	Bergama ve Yöresi	IX	B	-
22	336	-	36.00	28.00	Rodos	VIII	C	-
23	11,04,344	-	36.00	28.00	Rodos	VIII	B	-
24	505	-	36.30	28.00	Rodos	VIII	B	-
25	515	-	36.30	28.00	Rodos	VII	C	-

26	516	-	36.30	28.00	Rodos	VII	C	-
27	520	-	36.30	28.00	Rodos	VI	C	-
28	688	-	38.40	27.00	İzmir	LX	B	-
29	02.02.1040	-	38.40	27.15	İzmir	VII	B	-
30	1056	-	38.40	27.15	İzmir ve geniş yöresi	VIII	C	-
31	08.08.1304	-	36.50	27.50	Rodos, Girit, Kıbrıs	X	B	-
32	20.03.1389	-	38.40	26.30	İzmir ve Sakız Adası	LX	B	Tsunami
33	15.03.1481	-	36.00	28.00	Rodos, Güneybatı Anadolu, Girit	VIII	B	-
34	03.10.1481	-	36.00	28.00	Rodos, Güneybatı Anadolu, Girit	LX	A	Tsunami
35	18.10.1483	-	36.25	27.50	İstanköy, Kalimnos, Leros	VIII	B	-
36	18.08.1493	-	36.75	27.00	İstanköy Adası	LX	A	-
37	05.01.1495	-	37.00	27.00	Kalimnos ve Leros Adaları	VI	C	-
38	.09.1592	-	38.50	27.90	Turgutlu, Salihli-Manisa	VIII	C	10 km. uzun. faylanma
39	1635	-	36.30	28.00	Rodos	VII	B	-
40	1639	-	38.40	27.20	İzmir	VI	C	-
41	1644	-	38.40	27.20	İzmir	VII	C	-
42	22.05.1654	-	38.40	27.20	İzmir	VI	B	-
43	1660	-	36.20	28.00	Rodos	VII	B	-
44	1664	-	38.41	27.20	İzmir	VII	C	-
45	.11.1667	-	38.40	27.20	İzmir	VIII	B	-
46	.04.1672	-	40.00	26.00	Bozcaada Kuzeyi-Ege Dz.	VIII	C	Tsunami
47	09.09.1685	-	38.40	27.15	İzmir	VI	B	-
48	18.12.1687	-	38.40	27.20	İzmir	VI	B	-
49	05.06.1688	-	38.40	27.20	İzmir	V	C	-
50	10.07.1688	11.00	38.40	27.20	İzmir	X	A	15-20 bin ölü, Tsunami
51	10.09.1688	-	39.15	26.50	Midilli, Sakız, Santorin	VIII	A	-
52	13.01.1690	-	38.40	27.20	İzmir	VI	B	-
53	.03.1719	-	38.50	27.00	İzmir	VIII	C	-
54	07.06.1751	-	37.75	27.00	Sisam Adası-Ege Dz.	X	C	-

55	.07.1754	-	38.40	27.15	İzmir	VII	B	-
56	13.01.1763	-	38.40	27.15	İzmir	VII	C	-
57	05.09.1766	-	38.41	27.20	İzmir	VI	C	-
58	08.08.1771	-	38.40	27.20	İzmir	VI	C	-
59	16.06.1776	-	38.40	27.20	İzmir	VIII	B	-
60	16.06.1778	18.00	38.40	27.20	İzmir	VI	C	-
61	03.07.1778	02.30	38.40	27.00	İzmir	VIII	A	-
62	01.10.1778	12.45	38.40	27.20	İzmir	VIII	B	-
63	26.04.1785	-	38.40	27.15	İzmir	VI	B	-
64	30.01.1786	-	38.40	27.15	İzmir	VI	B	-
65	1809	-	38.25	26.25	Sakız Adası-Ege Dz.	VII	C	-
66	1817	-	37.75	27.00	Sisam Adası-Ege Dz.	VII	C	-
67	31.10.1817	-	38.40	27.20	İzmir	VI	C	-
68	17.03.1820	-	38.40	26.10	Sakız Adası-Ege Dz.	VII	A	-
69	07.01.1825	-	38.40	27.20	İzmir	VI	C	-
70	08.02.1826	20.30	39.50	28.00	Balıkesir	VIII	B	İst. ve İzmirde de duyuldu.
71	12.05.1826	-	39.10	26.50	Midilli, İzmir	VI	B	-
72	15.06.1828	05.00	38.40	27.20	İzmir	VII	A	-
73	23.02.1829	-	38.40	27.20	İzmir	V	C	-
74	03.04.1831	-	37.75	27.00	Sisam Adası-Ege Dz.	VIII	A	-
75	08.08.1836	-	38.40	27.15	İzmir	V	C	-
76	29.10.1839	-	38.40	27.15	İzmir	VI	C	-
77	23.02.1840	-	38.40	27.15	İzmir	VI	C	-
78	27.11.1841	-	38.40	27.20	İzmir	VII	C	-
79	15.10.1842	-	38.40	27.20	İzmir	V	C	-
80	06.10.1843	-	36.90	27.25	İstanköy Ad.-Ege Dz.	VI	C	-
81	18.10.1843	-	36.25	27.50	Khalki ve Rodos Adaları Ege Denizi	IX	A	6000 ölü
82	09.02.1845	-	39.25	26.50	Midilli Adası	V	C	-
83	23.06.1845	-	38.60	27.50	Manisa ve Yöresi, İzmir	VIII	B	-

84	09.10.1845	-	39.30	26.30	Midilli Adası	VII	B	-
85	12.10.1845	-	39.10	26.20	Midilli Adası	X	A	-
86	01.12.1845	-	39.10	26.50	Midilli Adası, Sakız Adası Karaburun-Izmir	VIII	C	-
87	11.03.1846	-	38.50	26.50	Karaburun-Izmir, Midilli ve Sisam Adaları	VI	C	-
88	13.06.1846	-	37.75	27.00	Sisam Adası-Ege D.	VIII	C	-
89	21.06.1846	-	37.75	27.00	Sisam Adası, Söke Yöresi	IX	A	-
90	29.06.1847	-	37.85	27.80	Aydın, Tire	VI	B	-
91	27.10.1848	-	37.84	27.80	Aydın	V	C	-
92	03.04.1850	03.10	38.40	27.45	İzmir, Kemalpaşa, Turgutlu	VIII	A	-
93	07.07.1850	06.30	37.80	27.80	Aydın	VI	B	-
94	13.10.1850	09.23	38.40	27.20	İzmir, Manisa, Turgutlu, Ödemiş	VIII	A	-
95	18.12.1855	01.20	38.40	27.20	İzmir	VII	B	-
96	12.10.1856	00.45	36.25	28.00	Rodos, Karpatos, Kasos, Girit	X	A	Tsunami
97	13.11.1856	-	38.25	26.25	Rodos Ad. - Ege Dz.	IX	C	-
98	12.02.1857	03.00	38.40	27.20	İzmir	VII	B	-
99	16.06.1858	06.50	38.90	27.80	Akhisar, Manisa, İzmir	VI	B	-
100	20.09.1859	-	38.50	26.00	Sakız Adası, Ege Dz.	VI	C	-
101	03.11.1862	03.00	38.40	27.70	Turgutlu-Manisa	IX	A	-
102	22.04.1863	20.30	36.50	28.00	Rodos Adası ve Geniş Yöresi	IX	A	-
103	16.08.1863	-	38.25	26.10	Sakız Adası, Ege Dz.	VIII	B	30000 kişi evsiz kaldı. İki yeni sıcak su kaynağı oluştı.
104	23.02.1865	-	39.30	26.20	Midilli Ad., Çanakkale	VIII	A	80 ölü
105	23.07.1865	21.30	39.40	26.20	Midilli Ad., Çanakkale, Gelibolu	IX	A	İstanbulda da duyuldu.
106	11.01.1866	-	36.20	28.00	Rodos	VIII	B	-
107	13.01.1866	-	38.25	26.20	Sakız Ad. Gelibolu, Bursa, Edirne	VII	B	-
108	19.01.1866	-	38.25	26.20	Sakız Ad.-Ege Dz.	VII	B	-
109	02.02.1866	-	38.25	26.25	Sakız Adası - Ege Dz.	VIII	B	-

110	25.04.1866	-	38.40	27.20	İzmir, Selçuk	VI	B	-
111	07.03.1867	06.00	39.10	26.50	Midilli ve geniş yöresi	IX	A	500'den fazla ölü
112	10.03.1867	09.00	39.30	26.20	Midilli Ad.-Ege Dz.	VII	B	-
113	11.04.1867	-	39.30	26.50	Midilli Ad., Edremit, Ayvalık	VII	B	-
114	22.07.1867	03.00	39.30	26.20	Midilli Ad., İzmir	VII'	A	-
115	20.04.1868	-	36.00	28.00	Rodos Ad.	VIII	B	-
116	23.04.1868	-	39.30	26.40	Midilli Ad., Çanakkale	VI	B	-
117	03.05.1868	-	37.75	27.00	Sisam Ad., Ege Dz.	VII	B	-
118	18.04.1869	04.00	36.60	27.80	Sömbekr, Rodos ve Kalinos Ad. Ege Denizi	VIII	A	-
119	01.12.1869	18.90	36.80	27.90	Kerme Körf. Çevresi, Marmaris, Ula, Murla	VIII	A	-
120	11.07.1870	02.40	38.40	27.15	İzmir	VIII	B	-
121	11.07.1870	03.30	39.25	26.50	Midilli Ad.	VI	B	-
122	10.08.1870	11.10	39.90	27.30	Balıkesir, Çanakkale	VII	B	-
123	08.10.1871	11.10	38.40	26.10	Sakız Ad.-Ege Dz.	VIII	A	-
124	26.02.1872	-	37.80	26.80	Sisam Ad.-Ege Dz.	VI	B	-
125	06.03.1872	-	37.80	26.80	Sisam Ad.-Ege Dz.	VII	B	-
126	07.04.1872	03.00	37.70	26.90	Sisam Ad.-Ege Dz.	VI	C	-
127	01.02.1873	01.00	37.75	27.00	Sisam Ad. Ege Dz. ve İzmir Aydın	IX	B	-
128	02.06.1873	-	36.50	27.20	Nisiros Ad., Ege Dz.	VII	B	-
129	28.06.1874	-	37.80	26.80	Sisam Ad., Ege Dz.	VII	B	-
130	05.07.1874	-	39.20	26.30	Midilli Ad., Ege Dz.	VII	A	-
131	16.11.1874	06.00	38.40	27.20	İzmir, Rodos Ad.	VIII	B	-
132	18.11.1874	05.00	39.10	26.90	Dikili-İzmir ve Midilli Ad.	VII	A	-
133	11.05.1875	05.00	38.40	27.20	İzmir	VII	B	Rodosta da duyuldu.
134	07.07.1875	-	37.75	26.90	Sisam Ad., Ege Dz.	VIII	A	150 ev tahrip oldu.
135	17.07.1875	-	37.75	26.90	Sisam Ad., Ege Dz.	VI	C	-
136	31.08.1875	-	37.80	26.80	Sisam Ad., Ege Dz.	VI	B	-
137	01.11.1875	-	38.60	26.50	Karaburun ve Mordoğan-İzmir	VII	A	-

138	05.11.1875	09.45	38.60	26.00	Sakız Ad., Ege Dz. ve Karaburun-İzmir	VI	B	-
139	01.01.1876	-	37.70	26.80	Sisam Ad., Ege Dz.	VI	B	-
140	09.04.1878	-	37.85	27.85	Aydın, İzmir	VI	B	-
141	22.07.1880	-	38.10	27.80	Tire yöresi, İzmir	VIII	A	-
142	29.07.1880	04.40	38.60	27.10	Menemen ve Emiralem-İzmir	IX	A	10 km.den büyük faylanma, pek çok ölü.
143	3.12.1880	-	39.20	26.50	Midilli Ad., Ege Dz.	V	B	-
144	03.04.1881	11.30	38.25	26.10	Sakız Ad., Ege Dz. Çeşme-İzmir-Aydın	X	A	Sığ deprem
145	21.03.1882	-	38.40	26.10	Sakız Ad., Ege Dz.	VII	B	-
146	08.04.1883	-	37.70	26.80	Sisam Ad., Ege Dz.	V	C	-
147	15.10.1883	15.30	38.30	26.30	Çeşme Y.ad., Sakız Ad.-Ege Dz.	IX	A	15000 ölü
148	01.11.1883	-	38.30	26.30	Çeşme Y.ad. ve yöresi	VIII	A	-
149	23.01.1884	-	39.80	26.30	Ezine-Çanakkale	VI	A	-
150	28.02.1884	-	38.40	27.00	Urla ve İzmir	VI	B	-
151	.10.1884	-	38.40	27.20	İzmir ve Çeşme	VII	B	-
152	04.12.1884	-	38.40	27.20	İzmir	VI	B	-
153	29.02.1885	18.30	37.20	27.20	Messene, Kalamai-Yunanistan	IX	B	-
154	04.09.1886	-	39.25	26.50	Midilli Ad., Ege Dz.	VII	B	İzmirde de duyuldu.
155	27.11.1886	08.05	38.25	26.10	Sakız Ad., Ege Dz. ve İzmir Çeşme-Aydın	VII	B	-
156	11.12.1886	-	38.40	26.10	Sakız Ad., Ege Dz. ve İzmir	VIII	B	-
157	17.07.1887	07.45	36.00	26.00	Rodos ve Girit Adaları, Ege Dz., Güneybatı Anadolu	VIII	A	-
158	15.03.1888	-	38.40	26.10	Sakız Ad, Ege Dz.	VI	B	-
159	.05.1888	-	38.40	26.10	Sakız Ad., Ege Dz. ve Çeşme Urla, Karaburun-İzmir	VIII	A	-
160	.10.1888	-	38.20	28.00	İzmir, Aydın, Ödemiş-İzmir	VII	A	-
161	25.10.1889	23.20	39.30	26.30	Midilli Ad., İzmir, Sakız Ad Çanakkale, Tekirdağ	IX	A	Muğla ve İstanbulda da duyuldu.
162	03.11.1889	-	39.30	26.30	Midilli Ad., Ege D.	VIII	C	230 ölü.
163	09.03.1890	-	36.80	27.25	İstanköy Ad. Ege D.	VII	B	-

164	25.04.1890	-	39.30	26.30	Midilli Ad., Ege D.	VI	B	-
165	14.12.1890	16.30	37.85	27.30	Selçuk, Kuşadası-İzmir	VIII	A	Sisam Adasında da kuvvetlice görüldü. 150-200 ev hasar gördü.
166	26.03.1891	-	38.40	26.10	Sakız Ad. ve Çevre Adalar Ege Denizi	VI	B	-
167	07.04.1891	-	38.40	26.10	Sakız Ad. ve Çevre Adalar Ege Denizi	IV	B	-
168	27.12.1892	18.30	37.75	27.00	Sakız Ad. Ege D.	VII	A	Deprem kümesi başlangıcı
169	12.03.1893	16.00	37.75	27.00	Sakız Ad., Ege D.	VII	B	-
170	19.08.1895	-	37.80	27.80	Aydın ve yöresi	IX	A	-
171	14.11.1895	-	39.10	27.10	Bergama-İzmir	VIII	A	-
172	1895	-	38.60	27.10	Menemen-İzmir	VIII	B	-
173	27.10.1896	-	36.50	28.00	Rodos Ad. ve Bodrum, Marmaris Köyceğiz-Muğla	VIII	A	-
174	11.11.1896	-	37.80	27.80	Aydın	V	B	-
175	.12.1897	-	39.60	27.90	Balıkesir ve yöresi	VIII	A	-
176	.02.1898	-	37.90	28.00	Aydın ve Köşk-Aydın	VI	B	-
177	28.02.1898	-	39.60	27.90	Balıkesir	VIII	A	-

Verilerin Özellikleri

Daha önceki bölümde ayrıntısıyla verilen katalogdan saptanan deprem verilerinin hangi güvenilirlik sınıflarında olduğu Tablo 2'de gösterilmiştir.

Tablo 2: İnceleme Bölgesi'nin Deprem Verilerinin Güvenilirlik Dereceleri

Güvenilirlik Sınıfı	Adet	Genel Toplama Göre %
A	44	24.9
B	91	51.4
C	42	23.7
TOPLAM	177	100.0

Tablodan A ve B güvenilirlik sınıfının, depremlerin % 75'ine karşılık geldiği görülmektedir.

Derlenen 177 deprem verisinden 96 tanesinin oluş tarihi; gün-ay-yıl ayrıntısıyla, 11'i ay ve yıl bilgileriyle geriye kalan 70 tanesi ise sadece yıllıyla birlikte sunulmuştur. Zamanı gösteren sütunda ise 41 deprem saat ve dakikasıyla verilmiş olup, bir depremin ise oluş saati Akşam olarak belirtilmiştir.

Deprem verilerinin şiddetlerine göre sayısal dağılımları da Tablo 3'de gösterilmiştir.

Tablo 3: İnceleme Bölgesinin Deprem Verilerinin Şiddetlerine Göre Oluşum Sayıları

Şiddet (I ₀)	V	VI	VII	VIII	IX	X	Toplam
Oluşum Sayısı	11	42	54	38	23	9	177

Tablo incelendiğinde küçük şiddet skalasındaki depremlerin (V, VI) nin sayısının büyüklere göre daha az olduğu dikkati çekmektedir. Bu durumun küçük depremlerin kaydına gösterilen ilgilinin azlığı ile açıklanır. Şüphesiz bazı depremler de alt ve üst gruplara konulmuş olabilir. Bu durum sonuçlarda ayrıca tartışılacaktır.

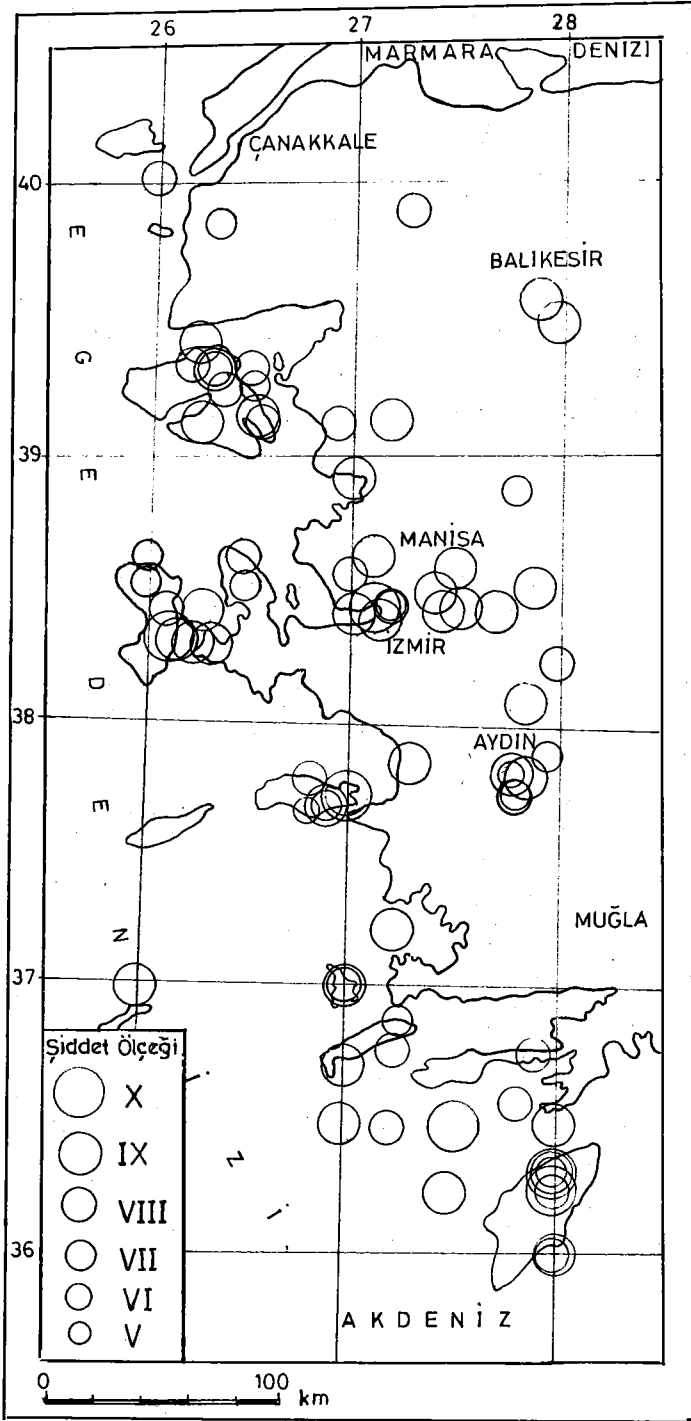
3. DEPREM VERİLERİNİN UZAY (MEKAN) DAĞILIM ÖZELLİKLERİ VE DEĞERLENDİRİLMESİ

Çalışmanın bu aşamasında katalogdan derlenen depremler şiddetlerine göre farklı büyüklükte daireler seçilerek enlem-boylama göre işaretlenmiştir (Şekil 3).

Şekilden de kolayca izlenebileceği gibi gözlemsel dışmerkezler, çok düzenli bir görünümde değildir. Buna karşılık bazı yörelerde ufak kümeleşmeler görülmektedir. İnceleme bölgemiz sınırları içinde depremlerin kümeleşme gösterdiği yöreler Tablo 4'de oluşum sayıları ile birlikte gösterilmiştir.

Tablo 4: Tarihsel Dönem Depremlerinin Kümeleşme Gösterdikleri Yerlerin ve Bunları Sayıları ile % Oranları

Sıra No	Kümeleşmenin Olduğu Yöre Adı	Deprem Sayısı	Genel Toplama Göre %
1	İzmir ve Civarı	49	27.6
2	Rodos Adası	26	14.7
3	Sakız Adası	22	12.4
4	Midilli Adası	20	11.3
5	Sisam Adası	18	10.2
6	Aydın ve Civarı	10	5.6
7	İstanköy ve Civarı	7	4.0
8	Manisa ve Civarı	7	4.0
	Sacılık	18	10.2
	Toplam	177	100.0



İnceleme Alanının depremlerinin % 90'ının Tablo 4'de görüldüğü gibi 8 yörede kümeleştiği saptanmıştır.

Çalışılan sahada büyük hasar yaratan ve binlerce kişinin ölümüyle sonuçlanan depremlerinin çoğunun İzmir, Rodos ve Midilli'de meydana gelmiş olduğu görülmektedir.

Buna göre X şiddetli depremlerin 4 tanesi Rodos'da, 2 tanesi İzmir civarında, diğerleri ise Sisam, Midilli ve Sakız adalarında tespit edilmiştir. Sözü edilen sahada özellikle bazı depremlerin sonucu önemli görülmektedir. Buna göre 50, 81, 103, 111, 142 ve 162 no.lu depremlerin sonucunda binlerce kişi hayatını kaybetmiştir. Ayrıca IX şiddetli iki depremden 10 ve 12 no.lu olanlarının sonucunda da Batı Anadolu'da Efes'de dahil olmak üzere 13 il ile Yunanistanda bazı iller yıkılmıştır. Yine 134 ve 165 no.lu Sisam Adasında meydana gelen her iki depremde 150'ye yakın evin yıkılmasına neden olmuştur.

Katalogdan derlenen depremler incelendiğinde Araştırma sahası içerisinde bazı önemli Tsunamilerin de varlığı görülmektedir. Buna göre belirlenen 6 Tsunamiden; 3 tanesi (3, 34, 96) Rodos Adasında, 2 tanesi (32, 50) İzmir civarında ve 1 tanesi (46) ise Bozcaada kuzeyindedir. Bunlardan son belirtilen hariç, diğerleri IX ve X şiddetli depremlere bağlı olarak meydana gelmişlerdir. Bu Tsunamilerin en önemlisi (50 no.lu) 1688 yılında meydana gelmiş olup, İzmir ve civarında depremin karadaki etkisiyle birlikte 15-20 bin kişinin ölümüne neden olmuştur.

4. SONUÇLAR

1. Tarihsel dönem deprem verilerinin şiddetlerine göre sayısal dağılımlarının sonuçları, ilk bakışta beklenenden farklı bir görünüm vermektedir. Buna göre büyük şiddetteki deprem oluşum sayısındaki fazlalık dikkat çekicidir. Bu durumun küçük depremlere olan ilgisizliğin nedeni olabileceği gibi, söz konusu depremlerin daha büyük deprem şiddet derecelerine konulmuş olmasıyla da açıklanabilir. Benzer sonuçlar aynı tür bir çalışmayı Kuzey Anadolu Fay Zonuna uygulayan Sipahioğlu, 1982 ile Sipahioğlu ve Gündoğdu 1982'de de vurgulanmıştır.

2. Değerlendirmede önemli görülen konulardan biri Rodos-Sakız-Midilli ve Sisam adalarındaki deprem etkinliğinin belirlenmesiyle ilgilidir. Bu durum sözü edilen adaların, morfolojik karakterlerinin yanında levha sınırlarıyla olan ilgileriyle de önem taşımaktadır.

3. Ayrıca gerek dışmerkez dağılım haritası, gerekse de ilgili tablolar incelendiğinde; en önemli sismik etkinliğin gözüktüğü İzmir merkezi ile yakın çevresi, Aydın ve Manisa yöreleri, çalışılan tarihsel süreç içinde oldukça fazla depreme sahne olmuş görülmektedir. Şüphesiz bu durum ilgili bölümde ayrıntısıyla verilen fayların, aktifliğini göstermesi açısından önemlidir.

4. Ayrıca yukarıda belirtilen durumun İzmir'in büyük yerleşim yeri olması nedeniyle komşu bölgelerde olan depremlerin de İzmir'e ait olarak gösterilmesi sonucu ortaya çıkmış olabilir. Özetle denilebilir ki büyük yerleşim yeri özelliği gösteren bölgelerin deprem sayılarını, derlenen deprem sayılarından daha az olması da olasıdır.

5. Yukarıdaki maddeyle ilgili olarak denilebilir ki hiç şüphesiz Tarihsel Dönem deprem verileri, sadece doğrudan

sismik rejimlerle ilgili değildir. Bu verilerin sayısı ayrıca yörelerin nüfus-yerleşim-kültür değerleriyle de ilgilidir.

6. Tarihsel dönem depremlerinin belirlenmesindeki koşullar dikkate alınırca, bu verilerle daha sağlıklı sonuçlara ulaşılamaması son derece normaldir. Buna karşılık inceleme alanının deprem etkinliğine ilk yaklaşım sağlaması ve istatistik çalışmalarda da kullanılma zorunluluğu açısından bu çalışmalara o denli anlamlıdır ve de gereklidir.

7. Şüphesiz yukarıda da belirtildiği gibi bölgede yapılan bu çalışmanın Aletsel Dönem (1900 sonrası) deprem verileriyle de yoğunlaştırılarak devam ettirilmesi önemlidir. Böylece deprem verilerinin tarihsel dönemden günümüze kadar olan etkilerinin daha sağlıklı olarak ortaya konularak, Aktif Fay Haritalarının hazırlanması söz konusu olacak, bunun sonucu da Bölgenin Sismo-Tektonik Yorumunun açıklıkla ve detaylı olarak yapılmasına olanak verecektir.

5. YARARLANILAN KAYNAKLAR

- ARDOS, M.: Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik, İst. Üniv. Yayın No: 2621, Coğrafya Enst. Yayın No: 113, İstanbul, 1979.
- BAYRAKTAR, T.: Kıta Sahanlığının Tespitine Yönelik Jeolojik ve Hukuksal Değerlendirmeler ve Ege Kıta Sahanlığı, Y. Lisans Tezi, İst. Üniv., Dz. Bil ve Coğr. Enst., İstanbul, 1990.
- DEWEY, J.F., ŞENGÖR, A.M.C.: Aegean and Surrounding Regions, Complex Multiplate and Continuum Tectonic in a Convergent Zone, Geol. Soc. America Bull., Part-I, 40, 1979.
- ERİNÇ, S., KURTER, A., EROSKAY, O. ve MATER, B.: Batı Anadolu ve Trakya Uygulamalı Jeomorfoloji Haritası (1/500.000) nın Kesin Raporu, Proje: TBAG-593, 1984.
- HİSARLI, M.: Ege Denizi Kabuk Kalınlığının Belirlenmesi, Y. Lisans Tezi, İst. Üniv., Dz. Bil. ve Coğr. Enst., İst., 1989.
- KETİN, İ.: Türkiye Jeolojisi, İ.T.Ü. Yayınları Sayı: 1259, İst. 1983.
- LE PICHON, X, ANGELIER, J.: The Aegean Sea, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. 300, 1981.
- MC KENZIE, D.: Active Tectonics of the Mediterranean Region, Geophys. J. Res, Astro. Soc., 30, 1972.
- M.T.A: 1:500.000 Ölçekli Jeoloji Haritası (İzmir Paftası) M.T.A. Enst. Yayını, Ankara, 1973.

- TAPPONNIER, P.: Evolution Tectonique du Systeme Alpin en Méditerranée, Poinçonnement et écrasement Rigide-Plastique, Bull. Soc. Geol. France Ser. 7, XIX, 1977.
- SİPAHİOĞLU, S.: Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Çevresinin Deprem Etkinliğinin İncelenmesi, Doktora Tezi, İst. Univ., Müh. Fak. İst., 1982
- SİPAHİOĞLU, S., GÜNDOĞDU, O.: Kuzey Anadolu Fay Zonunun İzmit-Kastamonu Kesiminin Tarihsel Dönem (1900 öncesi). Deprem Etkinliği, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı: 38, Temmuz, 1982.
- SOYSAL, H., SİPAHİOĞLU, S., KOLÇAK, D., ALTINOK, Y.: Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (M.Ö. 2100-M.S. 1900), TÜBİTAK, Proje No: TbAG-341, İst. 1981.
- ŞENGÖR, A.M.C.: Türkiye'nin Neotektoniği'nin Esasları, T.J.K. Konferanslar Serisi Yayını, Ankara, 1980.
- ŞENGÖR, A.M.C.: Türkiye'nin Tektonik Tarihinin Yapısal Sınıflanması, Ketin Simpozyumu, 20-21 Şubat 1984, Ankara, T.J.K. Yay., Ankara, 1985a.
- ŞENGÖR, A.M.C.: Türkiyenin Jeomorfolojik Evriminde Orta Miyosenin Önemi, Türkiye 9. Jeomorfoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 13-15 Mart 1985, Ankara, 1985b.
- YALÇINLAR, İ.: Türkiye Bünyesinin Ana Hatları, Coğrafya Enst. Yayını, No: 3-4, İst. 1953-54

RAYLEIGH YÜZEY DALGA SPEKTRUMU , CİSİM DALGALARI VE İLK HAREKET YÖNLERİNDEN 1992-1997 YILLARINDA TÜRKİYE VE CIVARINDA OLUŞAN DEPREMLERİN ($M_s=5.5 - 6.8$) ANALİZİ

Ali Pınar, Doğan Kalafat ve S. Balamir Üçer

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 81220, Çengelköy, İstanbul

ÖZET

Bu çalışma çerçevesinde 1992 ile 1997 yılları arasında magnitüdüleri $M_s=5.5$ ile $M_s=6.8$ arasında değişen 9 depremin moment tensörleri belirlenmiştir. Üç farklı yöntem kullanılmıştır. Bunlar, Rayleigh yüzey dalgası spektrumlarının ters çözümü, kompleks cisim dalgalarının analizi ve ilk hareket yönlerinin dağılımından mekanizma çözümleridir. Her yöntemde kullanılan verinin niteliği farklı olduğundan elde edilen sonuçlar daha güvenilir bir moment tensörün elde edilmesi için birlikte değerlendirildi. Yüzey dalgalarından elde edilen çözümler kullanılan yöntem itibarıyla stabil olmadığı gözlemlenmiştir. Yüzey dalgalarının dispersiyon özelliğinden olsa gerek ters çözümde kullanılan dalga boyu değiştikçe çözümünde değiştiğini gözledik. Bu problem ters çözüme başlangıç parametresi olarak verilecek bir düğüm düzleminin doğrultusu ve eğimi ile giderilmektedir.

ABSTRACT

The moment tensors of 9 earthquakes of magnitude range $M_s=5.5-6.8$ that had taken place in Anatolia during the period 1992-1997 were determined using three different techniques; inversion of surface wave spectra, inversion of complex body waves and first motion polarities. The fact that the information covered in the data set for each method is different is used to get better moment tensor solutions-using the result of one method as a constrain at other. The inversion results of the surface wave spectra were found to be unstable. Probably due to the dispersive character of the surface waves the results were sensitive to wavelength. This problem was attacked by constraining the strike and the dip of a nodal plane using information obtained from the other two methods.

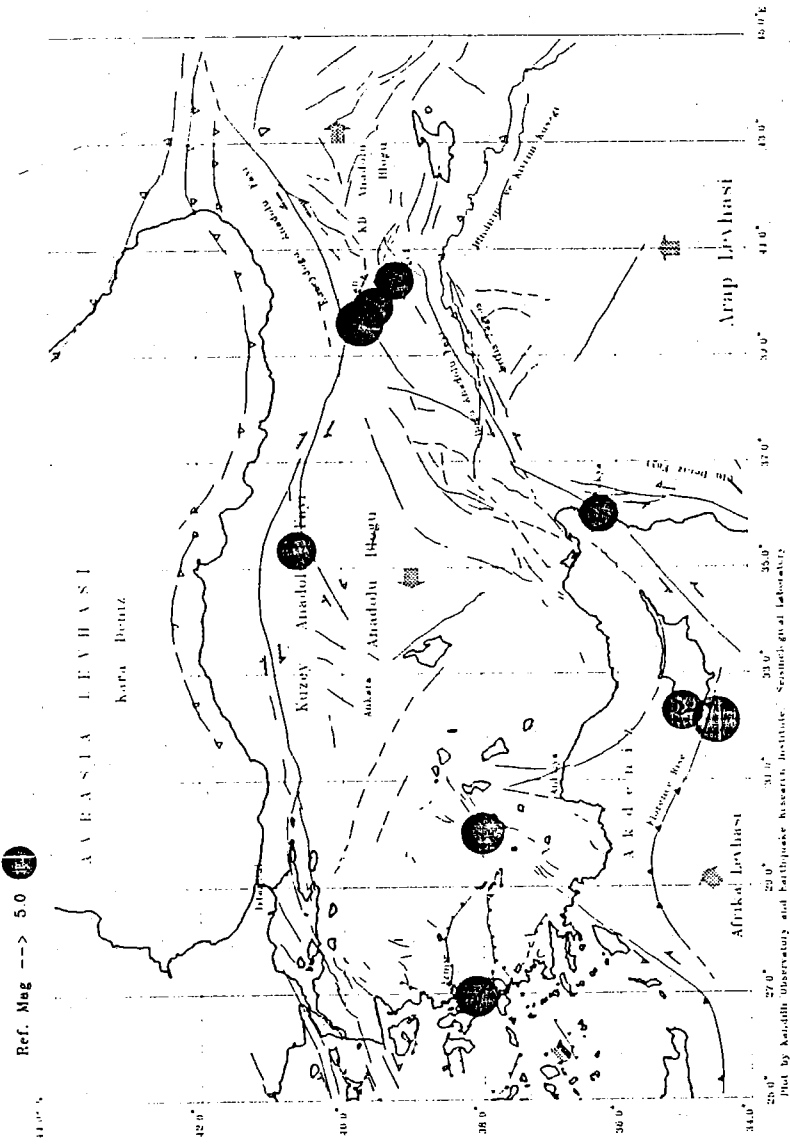
1. GİRİŞ

13 Mart 1992 tarihinde Erzincan'da meydana gelen depremden sonra ülkemizde ve yakın çevresinde kayda değer bir sismik etkinlik artışı gözlenmiştir. Bu depremler yurtda ve dünyada birçok bilim adamının dikkatini çekmiştir. Bu depremlerle ilgili birçok çalışmalar yapılmış ve yayınlanmıştır (Pınar ve diğ., 1994; Kalafat, 1995; Eyidoğan ve Barka, 1994; Erdik ve diğ., 1995; Nalbant ve diğ., 1996; Pınar, 1996; Kalafat ve diğ., 1996; Demirtaş ve Yılmaz, 1996; Gündoğdu ve diğ., 1996; Eyidoğan ve Barka, 1996). Bu referans listesini dahada uzatmak mümkündür. Bu çalışmada sözünü ettiğimiz depremlere (Tablo 1.) kendi açımızdan bir bakışı sergilemekteyiz. Çalışma çerçevesinde, depremlerin yüzey dalga spektrumlarından, telesismik cisim dalga şekillerinden ve yerel ve bölgesel uzaklıklarda kaydedilen istasyonlardaki ilk hareket yönlerinden depremlerin sismik moment tensörlerini belirledik. Depremden sonra meydana gelen artçı sarsıntıları inceledik. Depremi neden olduğu can ve mal kaybı konusundaki bilgileride derlemeye çalıştık. Bütün bu bilgileri bir araya getirerek sismotektonik açıdan depremleri yorumlamaya çalıştık.

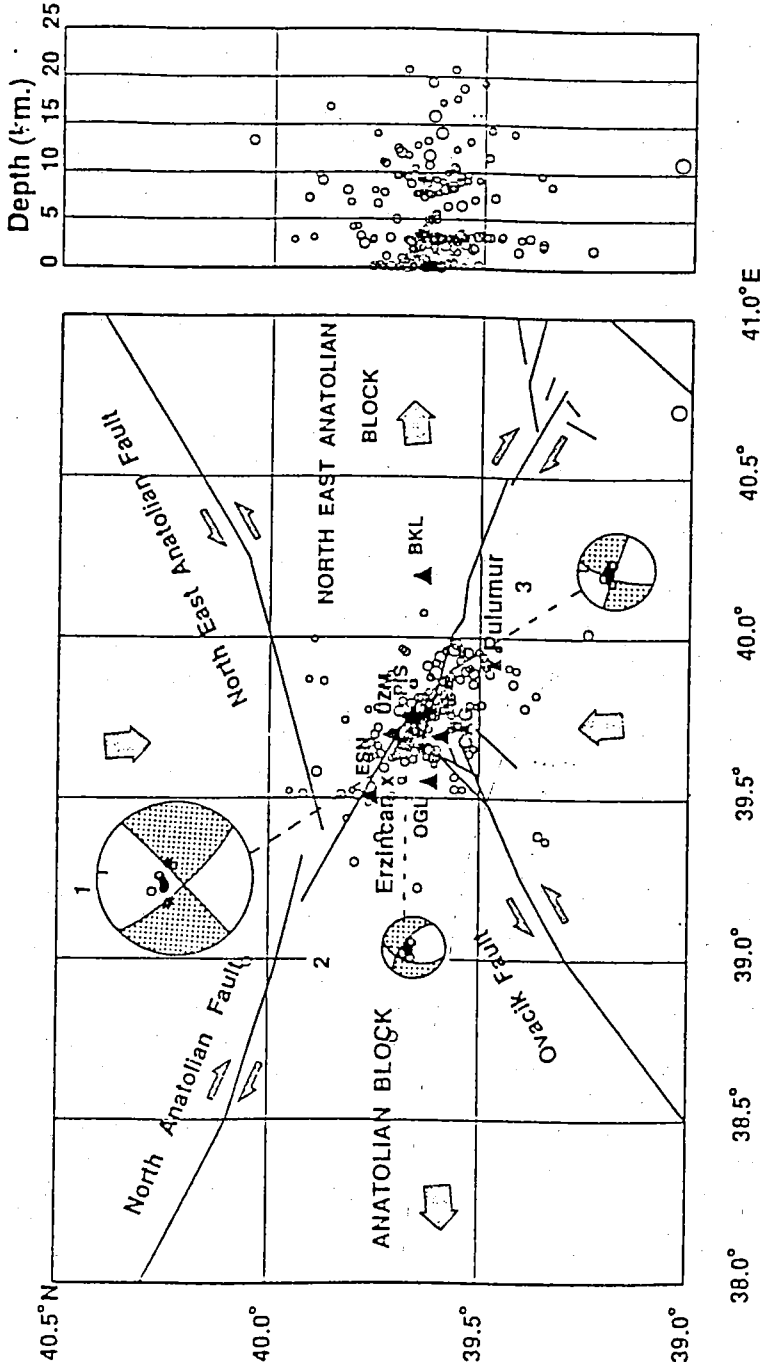
2. SİSMOTEKTONİK

İncelediğimiz depremler farklı tektonik rejim altında olan birimlerde meydana gelmiştir. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ve en büyük artçı sarsıntısı olan 15 Mart 1992 Pülümür depremi Kuzey Anadolu fay zonunun (KAFZ) doğu kısmında meydana gelmiştir. Deprem bölgesinin hemen doğusunda kıtasal sıkışma rejimi hakimdir. Bu bölgede 5 Aralık 1995 tarihinde $M_s=5.6$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Kıtasal sıkışmaya, kuzeye doğru hareket eden Arap levhası ile Avrasya levhası arasında kalan Doğu Anadolu bloğu mağruz kalmaktadır (Şekil 1.). Bu blok içinde veya blok sınırlarında meydana gelen depremlerin mekanizmalarında ters faylanma bileşeni hakimdir. Bunlara örnek olarak 1968 Varto depremi ($M_s=6.6$), 1975 Lice depremi ($M_s=6.8$), 1983 Horasan-Narman depremi ($M_s=6.8$) gösterilebilir (Taymaz ve diğ., 1991; Eyidoğan ve diğ., 1991; Pınar, 1995). Sıkışma kuvveti, doğudaki yüksek dağların gravitasyon kuvveti ve manto içindeki konveksiyon akımlarının etkisiyle deprem bölgesinin batı kısmını teşkil eden Anadolu bloğu batıya doğru itilmektedir (Kasapoğlu ve Toksöz, 1983). Bu kuvvetlerin etkisiyle Erzincan ovası karmaşık bir çek-ayır (pull-apart) havzası olarak oluşmuştur (Barka ve Gülen, 1989). Bu havza KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı KAFZ ile KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı Ovacık fayı ile çevrelenmiştir (Şekil 2).

6 Kasım 1992 İzmir depremi Anadolu bloğunun batı kesiminde meydana gelmiştir. Bölge Egedeki K-G yönlü açılma rejimi etkisi altındadır. Açılmaya neden olarak batıya doğru hareket eden Anadolu bloğu ile Yunanistan arasında kalan bloğun hareket hızlarının farklılıklarından kaynaklanmaktadır (Taymaz ve diğ., 1991). Bunu son



Şekil 1: Türkiye ve Çevresinde Sismotektonik hatlar ve çalışmada analizi edilen depremlerin yerleri (tektonik hatlar Barka, 1992'den derlenmiştir).

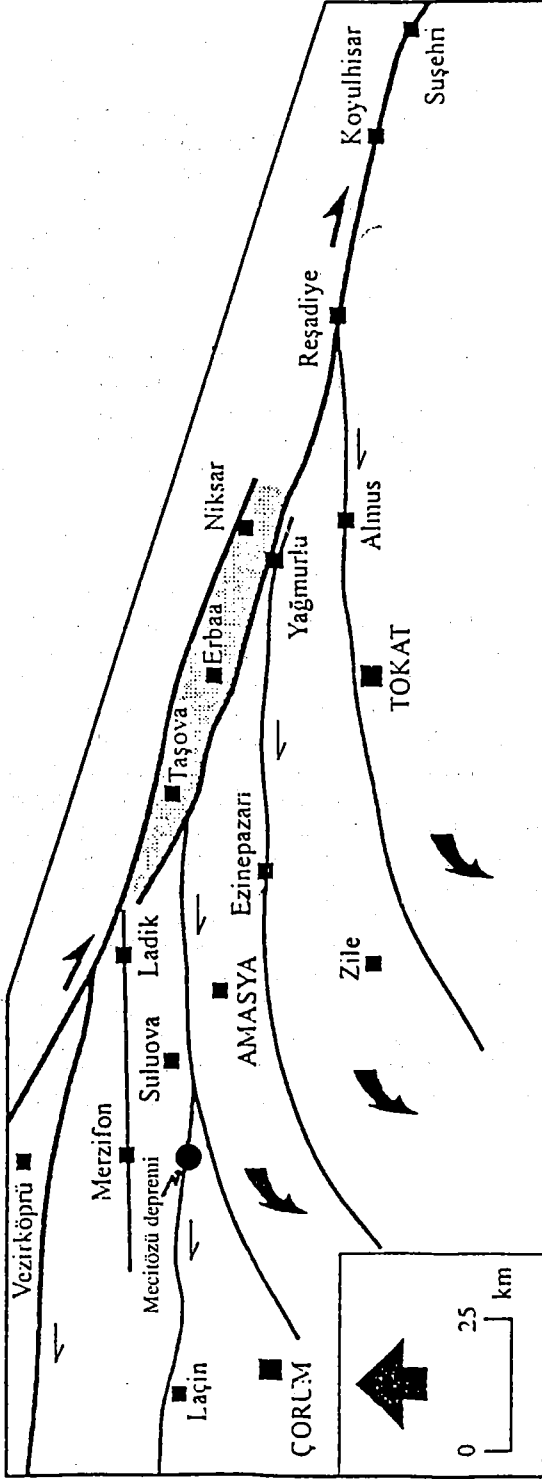


Şekil 2: Erzincan bölgesinin sismotektoniği, arççı sarsıntılar, kurulan istasyonlar ve telesismik kompleks cisim dalgalarının ters çözümünden elde edilen şokların uzaysal dağılımı ve bunların mekanizmaları.

yıllarda yapılan GPS çalışmalarında desteklemektedir (Le Pichon ve diğ., 1995). Taymaz ve diğ. (1991) buradaki tektonik olaylar için iki taraftan sıkıştırılan bir kitap modeli önermişlerdir. Sıkışan kitabın sayfalarındaki kabarma olayını da bölgedeki açılma rejimi ile özdeşleştirilmiştir. Batı Türkiye ve Ege'deki açılmaya neden olan diğer bir kuvvet ise Helen yayında meydana gelen dalma-batma zonundaki olaylar neticesinde Batı Türkiye - Ege bloğu GB yönünde çekilmesinden kaynaklanmaktadır (Jakson ve diğ., 1992). Batıda meydana gelen depremlerin çoğu D-B veya KB-GD doğrultulu faylar boyunca normal faylanma mekanizması göstermektedir. Ancak 1992 İzmir depremi doğrultu atımlı faylanma mekanizması göstermiştir. Böyle olmasına rağmen faylanma mekanizması açıkça K-G yönlü açılma ve D-B doğrultulu sıkışmayı göstermektedir. Buda bölgedeki hakim tektonik rejimi açıkça yansıtmaktadır.

1 Ekim 1995 Dinar depremi incelediğimiz depremler arasında Batı Türkiyede meydana gelen ikinci bir olaydır. İzmir depreminin tersine burada beklenen normal faylanma mekanizmasını görmekteyiz. Bu deprem bölgesinde hakim olan tektonik yapılar graben ve horstlardır. Genel olarak, Türkiye'nin güneybatısında bu yapılar farklı iki doğrultu boyunca gelişmişlerdir. Birincisi yaklaşık BKB-DGD doğrultulu horst-graben sistemidir. Bu sistem içinde Edremit-Akçay, Bakırçay, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova grabenleri yer almaktadır. İkinci graben-horst sistemi daha karmaşık olup KD-GB, KB-GD ve K-G doğrultulu normal faylarla sınırlanmıştır (Koçyiğit, 1984). Güneybatı'da normal faylanma ile gelişen açılma KKD-GG doğrultulu minimum basınç eksenini ile uyum içindedir. Angelier ve diğ. (1981) de minimum basınç eksenini Pliyosen zamanında K-G doğrultusunda ve Kuvaterner zamanında KD-GB doğrultusuna yöneldi. Yukarıda sözünü ettiğimiz farklı doğrultulardaki horst-graben sistemleride büyük bir ihtimalle minimum basınç ekseninin doğrultusundaki değişiminden kaynaklanmaktadır. Bir diğer sebepte, güneybatı Türkiye'nin Miyosen zamanında üç büyük ve Pliyo-kuvaterner zamanında daha küçük boyutlarda sıkışma rejimini etkisi altında kalmıştır. Sondan bir veya iki sıkışma rejimleri büyük ölçekte yaygın olan açılma rejimini engellemiştir (Angelier ve diğ., 1981).

14 Ağustos 1996 Mecitözü depremi Kuzey Anadolu fayı (KAF) ile Almuş fayı arasında yer alan kama şeklindeki yapının içinde meydana gelmiştir (Şekil 3). Kama şeklindeki yapının içinde birçok paralel fay yer almaktadır. Paralel faylar arasında kalan kısımların her biride kama şeklindedir. Bu tür jeolojik oluşumlara "fishbone" yapılar denilmekte ve bunlar enéhelon kamaların dönmesiyle oluştuğu söylenmektedir (Şengör ve Barka, 1992). Şekilden görüldüğü gibi paralel faylar KAF'dan başlayıp KD-KKD doğrultusunda devam etmekte ve daha sonra güneybatıya yönelerek KD doğrultusunda Anadolu bloğunu içlerine doğru devam etmektedir. Fayların D-B uzantılarında ters faylanma bileşeni olan doğrultu atımlı faylanma söz konusu iken, DB uzantıları oblik, normal faylanma karakteri taşımaktadır. (Bozkurt ve Koçyiğit, 1996). Şengör ve Barka (1992)'ye göre enéhelon kamaların dönmesiyle oluşan "fishbone" türündeki yapılar, hareket eden bloğun hareket doğrultusu boyunca sıkışma söz konusu olduğu sürece oluşmaktadır. Bu yüzden hareket doğrultusunca uzanan bir fayda meydana gelecek



Şekil 3: KAFZ'nun Tokat-Amasya-Çorum arasındaki kalan bölümündeki tektonik hatlar ve 14 Ağustos 1996 Mecitözü depreminin yeri (tektonik hatlar, Bozkurt ve Koçyiğit 1996'dan derlenmiştir).

atında azalma beklenmelidir. Bozkurt ve Koçyiğit (1996) yaptıkları çalışmada Almuş fay zonunda bu olguyu gözlemişlerdir.

23 Şubat 1995 ve 9 Ekim 1996 depremleri, Kıbrıs adasının batı ve güney batısında meydana gelmiştir. Son deprem aletsel dönemde bölgede meydana gelen en büyük depremdir. WWSSN şebekesi kurulduktan sonra kayda değer depremler oluşmadığı için bölgenin sismotektoniği pek iyi bilinmemektedir (Büyükaşikoğlu, 1979). Bölgenin sismotektoniği için çok farklı görüşler bulunmaktadır. Nur ve Ben-Avraham (1978)'e göre Kıbrıs ve Helen yayı birlikte bir levha sınırı oluşturmakta ve bu levha sınırı Kıbrıs'ın doğusuna kadar uzanmaktadır. Diğer bir görüşe göre, Kıbrıs yayı levha sınırı değilde geniş bir sıkışma bölgesidir ve doğuda Bitlis Zagros sıkışma ve kıvrım kuşağı ile birleşmektedir (Le Pichon ve Angelier, 1979). Bu yazarlara göre Helen yayı ile Kıbrıs yayı arasında bir bağ yoktur. Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör (1979)'a göre Kıbrıs yayı Bitlis-Zagros sıkışma ve kıvrım kuşağının uzantısı ve Hellenik yayına kadar devam etmektedir. Bu görüşe göre Kıbrıs adasının batısı sıkışma bölgesi, doğusu ise transform fay bölgesidir. Rofstein ve Kafka (1982)'ye göre yukarıda sözü edilen modellerden hiçbiri bölgenin sismisitesini ve yapılan fay düzlemi çözümlerini açıklamaktadır. Bu araştırmacılara göre Kıbrıs yakınlarında KKB yönünde 25-30 derece ile dalan bir dalma-batma zonu mevcuttur.

22 Ocak 1997 Hatay depremi, Ölü Deniz fayı ile Doğu Anadolu fayı arasında kalan karmaşık bir zon içinde meydana gelmiştir. Bu bölgenin karmaşık oluşunun nedeni muhtemelen günümüzde halen devam etmekte olan Türkiye ile Arap levhalarının kıta-kıta çarpışmasındandır. Arap levhası yaklaşık 10 milyon yıl önce Kızıl Deniz'de başlayan açılma rejimiyle kuzeye doğru hareket etmeye başlamıştır (Cisternas ve diğ. 1989). Bu levhanın hareketi kuzeyde dalma-batma zonu yaratmıştır. O dönemde Arap ile Avrasya levhaları arasında bulunan Tetis okyanusu da bu yüzden kapanmaya başlamıştır. Günümüzden yaklaşık 4-5 milyon yıl önce Tetis okyanusu kapandıktan sonra kıta-kıta çarpışması başlamış ve bunun neticesinde Doğu Anadolu fayı oluşmuştur (Muehlberger, 1981). Arap ile Afrika levhaları arasındaki hareket Ölü Deniz fayı boyunca boyuncadır. Bu fay, Kızıl denizden başlayıp Türkiye'nin güneyine kadar uzanmakta ve yaklaşık 1000 km uzunluğundadır. Ölü Deniz fay zonu boyunca görülen bükülme ve bölünmelerin, Türkiye ve Arap levhalarının kıta-kıta çarpışmasının bir sonucu olduğu sanılmaktadır. 22 Ocak 1997 Hatay depremi Amik gölünün güneybatısında yer almaktadır. Bu bölge daha öncede belirtildiği, gibi Ölü Deniz ile Doğu Anadolu fayları arasında kalmaktadır. Her iki fayın sol yönlü doğrultu atımlı oluşları bölgeye açılma rejimi karakteri vermiştir. Bu yüzden bölgede farklı doğrultularda grabenler gelişmiştir (Esen Arpat ile karşılıklı görüşme). Büyük bir olasılıkla deprem, bu grabenlerin bir kanadında meydana gelmiştir.

Tablo 1. 1992-1997 yılları arasında ülkemizde ve civarında hasara neden olan depremler.

No	O.Tarihi	O.Zamanı	Yer	Şiddet	Magnitud	Can Kaybı	Hasar
1	13.3.1992	17:18	Erzincan	VIII	6.8	653	8057
2	15.3.1992	16:16	Pülümür	VII	5.8	-	439
3	6.11.1992	19:08	İzmir	VII	6.0	-	307
4	23.2.1995	21:03	Kıbrıs	VI	5.7	2	620
5	1.10.1995	15:57	Dinar	VIII	6.2	95	14156
6	5.12.1995	18:49	Tunceli	VI	5.7	-	-
7	14.8.1996	01:55	Mecitözü	VI	5.6	1	2606
8	9.10.1996	13:10	Kıbrıs	VII	6.8	2	-
9	22.1.1997	17:57	Hatay	VI	5.5	1	1841

Bu depremlerin yerleri Şekil 1'de gösterilmektedir.

3. YÖNTEM

Bu çalışmada depremlerin mekanizmalarını belirlemek için üç farklı yöntem kullanılmıştır. Cisim dalgası ve ilk hareket yönlerinden depremlerin mekanizması nasıl belirlendiğine dair yurdumuzda pekçok yayın mevcuttur. Ancak yüzey dalgası ile ilgili pek fazla yayın olmadığı için konuyla ilgili biraz bilgi vermek faydalı olacağı kanısındayız. Aşağıda verilen teorik bilgiler Suetsugu (1995)'dan alınmıştır.

k istasyonuna gelen $U_k(t)$ yüzey dalgasının deplasman cinsinden yer hareketi, kaynak terimi $S(t)$, yayılım terimi $P(t)$, ve alet tepki fonksiyonu $I(t)$ terimlerinin evrişimi şeklinde ifade edilmektedir

$$U_k(t) = I_k(t) * P_k(t) * S_k(t) \quad (1).$$

Yüzey dalgasına Fourier dönüşümü uygulayarak genlik spektumu aşağıdaki bağıntıyla elde edilir

$$U(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} U(t) \exp(-i\omega t) dt \quad (2).$$

Burada ω açısal frekanstır.

(1) bağıntısı frekans ortamında şu şekilde yazılabilir

$$U_k(\omega) = I_k(\omega) \cdot P_k(\omega) \cdot S_k(\omega) \quad (3).$$

Yukarıdaki bağıntıda yer alan bütün terimler kompleks değerlerdir.

Yayılım terimi $P(t)$ geometrik saçılma ve anelastik soğurmaya içermekte ve şu bağıntı ile hesaplanmaktadır

$$P_k(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\sin \Delta_k}} \exp(-\omega R \Delta_k / 2Q) \exp(-i\omega R \Delta_k / C) \exp(i\pi/4) \exp(im\pi/2) \quad (4).$$

Burada C , U ve Q yüzey dalgasının w açılal frekansındaki faz hızı, grup hızı ve kalite faktörü (soğurma)'nü göstermektedir, k dalganın seyahat uzaklığıdır (episanır uzaklığı değil, çünkü bazen yüzey dalgaları yeryüzeyini birkaç kez katetmektedir) ve R dünyanın yarıçapıdır. m yüzey dalgasının kutuptan geçiş sayısıdır. Yüzey dalga hızları ve kalite faktörü verilen bir kabuk yapısı için belirlenebilmektedir. Bu yöntemde alet ve yayının etkileri dekonvolüsyon ile giderilmektedir

$$S_k(w) = U_k(w) / (P_k(w) \cdot I_k(w)) \quad (5)$$

Kaynak terimi S_k moment tensör (M) elemanlarının lineer kombinasyonları şeklinde ifade edilmektedir

$$\begin{aligned} S_k(w) &= a_1 M_{xy} + a_2 (M_{yy} - M_{xx}) + a_3 (M_{yy} + M_{xx}) + a_4 M_{yz} + a_5 M_{zx} \\ a_1 &= Pr(w) \sin 2\varnothing \\ a_2 &= 0.5 Pr(w) \cos 2\varnothing \\ a_3 &= -0.5 Sr(w) \\ a_4 &= -0.5 i Qr(w) \sin \varnothing \\ a_5 &= i Qr(w) \cos \varnothing \end{aligned} \quad (6)$$

Burada $Pr(w)$, $Sr(w)$ ve $Qr(w)$ moment tensöründen bağımsız olan uyarı fonksiyonları denilmektedir. Bunlar kabuk yapısı, odak derinliği ve frekansın fonksiyonlarıdır. \varnothing istasyonun azimutudur. Moment tensör elemanlarını 5 e indirmek için $M_{zz} = -M_{xx} - M_{yy}$ eşitliği düşünülmektedir.

Herhangi bir frekanstaki $S_k(w)$ teriminin reel ve sanal bileşenlerini beş bilinmeyenli iki lineer denklemlerle gösterebiliriz.

$$\begin{aligned} Re S_k(w) &= Pr(w) \sin 2\varnothing \cdot M_{xy} + 0.5 Pr(w) \cos 2\varnothing \cdot (M_{yy} - M_{xx}) - 0.5 Sr(w) \cdot (M_{yy} + M_{xx}) \\ Im S_k(w) &= -Qr(w) \sin \varnothing \cdot M_{yz} + Qr(w) \cos \varnothing \cdot M_{zx} \end{aligned} \quad (7)$$

Yukarıdaki bağıntılar matris şeklinde de ifade edilebilir

$$\begin{pmatrix} Re S_k(\omega) \\ Im S_k(\omega) \end{pmatrix} = GX \quad (8)$$

burada X elde etmek istediğimiz moment tensör elemanlarını içeren bir vektördür.

$$X = \begin{pmatrix} M_{xy} \\ M_{yy} - M_{xx} \\ M_{yy} + M_{xx} \\ M_{yz} \\ M_{zx} \end{pmatrix} \quad (9)$$

ve G matriside

$$G = \begin{pmatrix} Pr(\omega) \sin 2\phi & \frac{1}{2} Pr(\omega) \cos 2\phi & -\frac{1}{2} Sr(\omega) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -Qr(\omega) \sin \phi & Qr(\omega) \cos \phi \end{pmatrix} \quad (10)$$

Üç istasyonun spektrumdan (üç reel ve üç sanal bileşen) yukarısı için denklem sayısı bilinmeyenlerden fazla olduğu için en küçük kareler yöntemiyle problem çözülebilir. n istasyondan n gözlemsel spektrum için (8), (9) ve (10) bağıntıları

$$S = GX \quad (11)$$

şeklinin alır.

Burada:

$$S = \begin{pmatrix} Re S_1(\omega) \\ Im S_1(\omega) \\ Re S_2(\omega) \\ Im S_2(\omega) \\ \vdots \\ Re S_n(\omega) \\ Im S_n(\omega) \end{pmatrix} \quad (11)$$

$$G = \begin{pmatrix} Pr(\omega) \sin 2\phi_1 & 0.5 Pr(\omega) \cos 2\phi_1 & -0.5 Sr(\omega) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -Qr(\omega) \sin \phi_1 & Qr(\omega) \cos \phi_1 \\ Pr(\omega) \sin 2\phi_2 & 0.5 Pr(\omega) \cos 2\phi_2 & -0.5 Sr(\omega) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -Qr(\omega) \sin \phi_2 & Qr(\omega) \cos \phi_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ Pr(\omega) \sin 2\phi_n & 0.5 Pr(\omega) \cos 2\phi_n & -0.5 Sr(\omega) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -Qr(\omega) \sin \phi_n & Qr(\omega) \cos \phi_n \end{pmatrix} \quad (12)$$

O zaman en küçük kareler denklemini şu hale gelir

$$X=(G^T G)^{-1} G^T S$$

(13).

4. ANALİZ SONUÇLARI

Tablo 1'de verilen depremler üç farklı yöntem ile analiz edildi. Cisim dalgası ters çözümü, Rayleigh yüzey dalga spektrumların ters çözümü ve ilk hareket yönlerinin polaritesinden depremlerin mekanizmaları belirlendi. Cisim ve yüzey dalgalarından belirlenen sismik moment değerleri mekanizmalar benzer olduğu taktirde birbirlerine yakın, aksi halde çok farklı olduklarını gözledik. Yüzey dalga spektrumlarından elde edilen mekanizmalar yöntem itibariyle duraylı sonuçlar vermemektedir. Ancak ilk hareket yönlerinden, yüzey kırıklarından, artçı sarsıntuların dağılımından veya bölgenin genel tektoniğinden düğüm düzlemlerinden biri ters çözüme başlangıç parametresi olarak verilirse durağan sonuçlar elde edilmektedir. Analiz ettiğimiz depremlerle ilgili yeterli veri elde ettiğimiz taktirde bunları bölgenin sismotektoniği açısından irdeledik. Yeterli bulgu olmadığı durumlarda ise sadece elde ettiğimiz sonuçları vermekle yetindik. Tablo 2'de yüzey dalga spektrumu ters çözümlerinde başlangıç parametresi olarak verilen düğüm düzlemlerinin doğrultu ve eğimleri verilmektedir. Bu şekilde elde edilen moment tensörlerde Tablo 3'de verilmektedir.

Tablo 2. Yüzey dalga spektrumu ters çözümünde başlangıç parametresi olarak kullanılan doğrultu ve eğimlerin listesi.

TARİH	DOĞRULTU	EĞİM
13.03.1992	310	80
15.03.1992	315	80
06.11.1992	140	80
23.02.1995	45	50
01.10.1995	310	60
05.12.1995	140	80
14.08.1996	115	80
09.10.1996	140	80
22.01.1997	210	35

Tablo 3. Yüzey dalga spektrumların ters çözümünden elde edilen sismik moment tensörleri.

TARİH	$M_0 \times 10^{25}$ dyn.cm	DOĞRULTU	EĞİM	ATIM
13.03.1992	15.5	310	80	155
15.03.1992	0.4	316	80	162
06.11.1992	1.3	46	68	174
23.02.1992	0.4	162	62	47
01.10.1995	3.8	310	60	102

05.12.1995	0.6	45	66	-11
14.08.1996	0.2	210	65	11
09.10.1996	20.0	236	58	168
22.01.1997	0.3	230	64	-21

Tablo 3'te verilen çözümler Şekil 4'de gösterilmektedir.

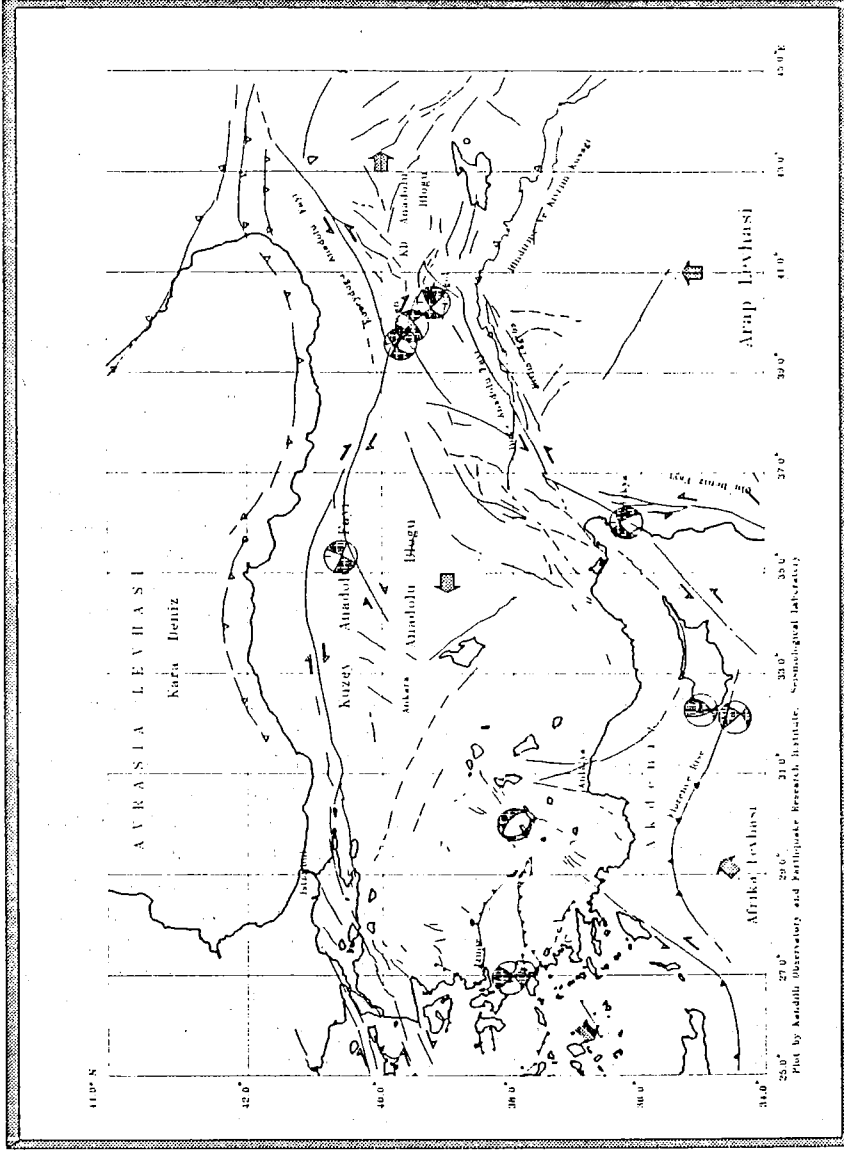
4.1. 13 Mart 1992 Erzincan depremi

17:18:40.0 U.T. 39.71 K - 39.61 D, h=27 km, mb=6.2, Ms=6.8, lo=VIII (Gündoğdu ve diğ., 1992; MSK-64), lo=VIII (Bayülke ve Yılmaz, 1993; MSK), Mo=1.16x10²⁶ dyn.cm (Eyidoğan ve Barka, 1993), Mo=1.2x10²⁶ dyn.cm (Pınar ve diğ., 1994).

1939 Erzincan depreminden sonra bölgede meydana gelen en tahripkar depremlerden birisidir. Erzincan merkez ve köylerinde 9924 konutta hafif hasar, 6027 konutta orta hasar, 4421 konutta ağır hasar meydana gelmiştir. Deprem çok büyük bir alanda hisedilmiş olup 653 kişinin ölümüne, 3850 kişinin yaralanmasına neden olmuştur. Deprem sonrası arazide fay izleri, tansiyon çatlakları, heyelan, kum ve su fıskırmaları gözlenmiştir (Kalafat, 1995).

Şimdi 13 Mart 1992 Erzincan depremi ile ilgili başlıca bulgularımızı ve bunları kendi açınızdan yorumlamaya çalışacağız. 13 Mart 1992 Erzincan depremi, yurttan dünyada birçok bilim adamının dikkatini çekmiştir. Bunun başlıca iki nedeni vardır. Birinci sebep, 1939 Erzincan depreminin (Ms=7.9) ardından henüz 53 yıl geçmiş olmasına rağmen Erzincan şehri bir kez daha yerle bir olmasından kaynaklanmaktadır. Tarihsel verilere dayanarak yapılan tahminlere göre Erzincan şehrinde 1992 yılında değilse, bundan 100-150 yıl sonra ancak bu kadar tahripkar bir deprem beklenebilirdi. İkinci neden ise, Kuzey Anadolu fay zonunda (KAFZ) 1939 yılında Erzincan'da başlayıp, 1967 yılında Adapazarı'nda biten büyük bir deprem etkinliğinin yaşanmış olmasıdır. Bu deprem etkinliğinde magnitüdü Ms=7.0' dan büyük olan 6 tahripkar deprem sistematik bir şekilde Erzincan'dan başlayıp Batı'ya doğru göç etmiştir ve KAFZ'unda toplam 900 km'den fazla yüzey kırığı oluşmuştur. Acaba, 1992 Erzincan depreminden sonra yine böyle bir göç yeniden söz konusu olabilir miydi?

1992 Erzincan depremi şehir merkezinden 5 km uzaklıkta meydana gelmesine rağmen artçı sarsıntılar burada yoğunlaşmamaktadır. Bunlar daha çok ana şokun güneydoğusunda yer almakta ve KAFZ'nun Ovacık fayı ile birleştiği yerde kümeleşmektedir (Şekil 2). Bu şekildeki artçı sarsıntıların dağılımını biz şu şekilde yorumluyoruz. Deprem Erzincan şehrinin hemen altında meydana geldi ve depremler oluşan kırık güneydoğuya doğru ilerlemiştir. Nitekim, 15 Mart 1992 günü Erzincan'ın yaklaşık 40 km güneydoğusunda Ms=5.8 büyüklüğündeki en büyük artçı sarsıntı



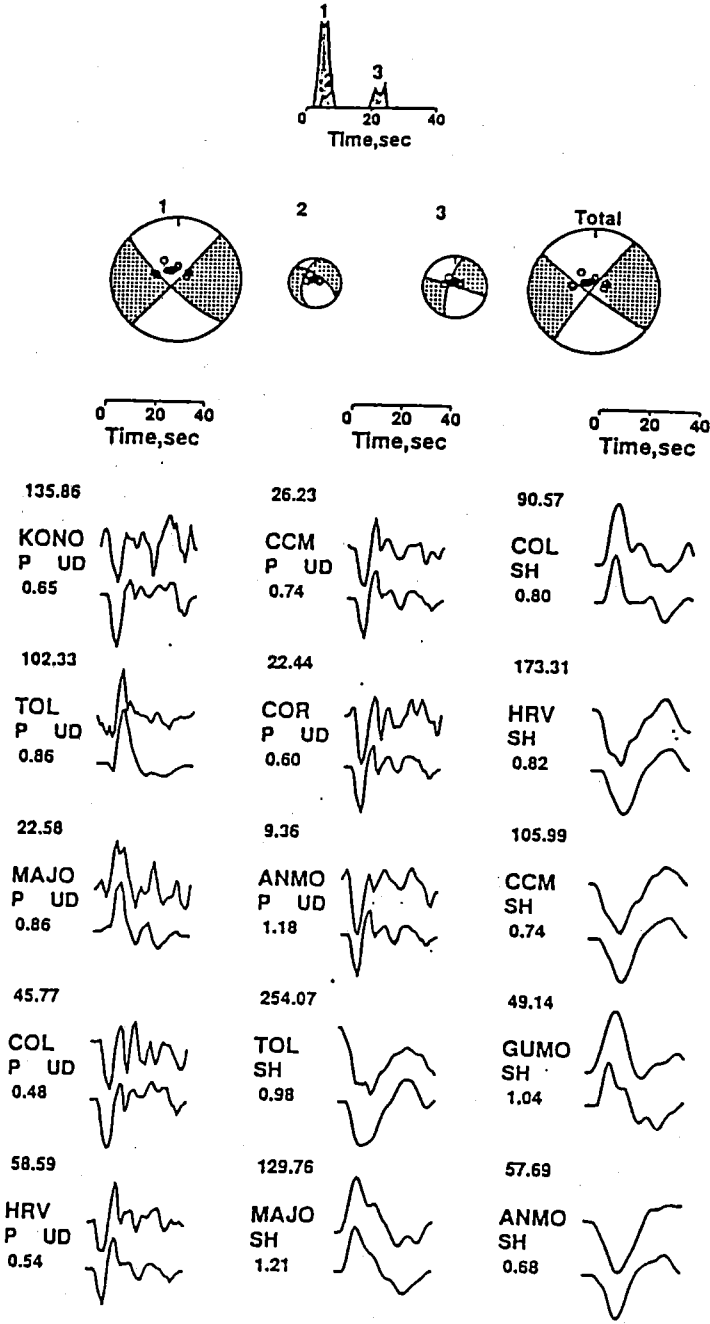
Şekil 4: 1992-1997 Yılları arasında Türkiye’de meydana gelen büyük depremlerin Kayleigli yüzey dalgalarından elde edilen moment tensörleri.

meydana gelmiştir. Depremlerde oluşan en büyük artçı sarsıntı genelde kırığın ilerlediği yönde bir yerde meydana gelmektedir. Buna örnek olarak 1967 Mudurnu Vadisi depremi gösterilebilir. Deprem, Erzincan'da başlayıp güneydoğuya doğru ilerlediğini telesismik cisim dalgaların ters çözümünden de elde ettik. Bu sonuçlar Şekil 5'te verilmektedir. 1992 Erzincan depremi telesismik uzaklıklarda karmaşık cisim dalgaları meydana getirmiştir. Bu cisim dalgalarını analiz ederek depremin 20 saniye zarfında üç şokla meydana geldiğini tespit ettik (Şekil 5). En büyük enerji boşalımı Erzincan şehrinin hemen altında, ikinci şok ise KAFZ'nin Ovacık fayı ile birleştiği yerde, üçüncü şok ise buradan 10 km daha güneydoğuda meydana geldiğini bulduk. Bu üç şokun uzaysal dağılımına bakıldığında açıkça görüyoruz ki kırılma şehrin altında başlayıp güneydoğuya doğru ilerlemiştir. Buna benzer bir sonuç Nalbant ve diğ. (1996) tarafında elde edilmiştir. Böylece, 1992 Erzincan depremini takip eden 1939-1967 aktivitesine benzer bir aktivite olmayacağı hususunda bir bulgu elde ettiğimizi söyleyebiliriz. Yani, kırılma doğuda başlayıp batıya doğru ilerlemeyeceğini söylemek mümkün olabilir. Ancak, 1992 Erzincan depreminin kırık zonunun hemen doğusunda birkaç yüzyıldır kırılmayan bir segment yer almaktadır (Barka, 1992). Erzincan depremi bu segmentteki gerilme dengesini bozup yakın bir zamanda kırılmasına neden olabilir. Böylece, yukarıda sözünü ettiğimiz 1992 Erzincan depremine ilgi uyandıran iki nedenden ikincisinin de yanıtlanmış bulunuyoruz.

Tablo 4. 13 Mart 1992 karmaşık Erzincan depremini oluşturan şokların oluş zamanları, konumları, sismik moment değerleri ve fay düzlemi parametreleri. Uzaklık KB-GD doğrultusunda olup KB'ya pozitif GD'ya doğru ise negatif değer almaktadır. Oluş zamanı ilk gelen P dalgasından sonra maksimum momentin açığa çıktığı zamanı göstermektedir.

Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10^{25} dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	2	0	9.4	132.2	78.6	-178.6
2	4	-10	1.5	192.1	49.2	-35.2
3	19	-20	2.3	286.0	87.8	-164.1
Toplam			11.75	126.0	85.3	176.5

Birinci neden'e gelince ise, yani, "53 yıl sonra Erzincan'da neden tahripkar bir deprem meydana geldi?" sorusuna biz şu şekilde bir açıklık getiriyoruz. Bunun için iki ihtimal var: İlki, 1992 Erzincan depremi, 1939 Erzincan depreminin kıramadığı bir parçada meydana gelmiş olmasıdır. Büyük depremlerde fay düzleminde kırılmayan parçalar kalabilir. İkinci olasılık ise, 1992 Erzincan depremiyle açığa çıkan enerji, 1939 Erzincan depreminden sonra birikmiş olmasıdır. Bu demektir ki, Erzincan bölgesinde deformasyon birikim hızı o kadar yüksek ki yaklaşık her 50 yılda bölgede 13 Mart 1992 Erzincan depremi büyüklüğünde bir deprem meydana gelebilecektir. Bu da bölgedeki deprem riskinin ne denli yüksek olduğunu göstermektedir.



Şekil 5: 13..3.1992 Erzincan depreminin telesismik cisim dalagaların ters çözüm sonucu. Gözlemsel (üst) ve kuramsal (alt) dalgaların modellemesi, kaynak zaman fonksiyonları ve bunların zamansal dağılımı, şokların mekanizmaları ve toplam sismik moment tensörü.

4.2. 15 Mart 1992 Pülümür depremi

Pülümür depremi Erzincan depreminin en büyük artçı sarsıntısıdır. Bu deprem Erzincan depremiyle başlayan kırığın en uç GD ucunda meydana gelmiştir. Hatırlanacağı gibi ana şokla başlayan kırılma KB'dan GD'ya doğru ilerlediğini bulmuştuk. Telesismik cisim dalgalarının ters çözümünden elde edilen mekanizma çözümü Şekil 6'da verilmiştir. Şekilden de görüldüğü gibi deprem küçük doğrultu atım bileşeni olan normal faylanma özelliği göstermektedir.

Tablo 5. Pülümür depreminin cisim dalgalarıyla elde edilen parametreleri. Açıklama için Tablo 4'ye bakınız.

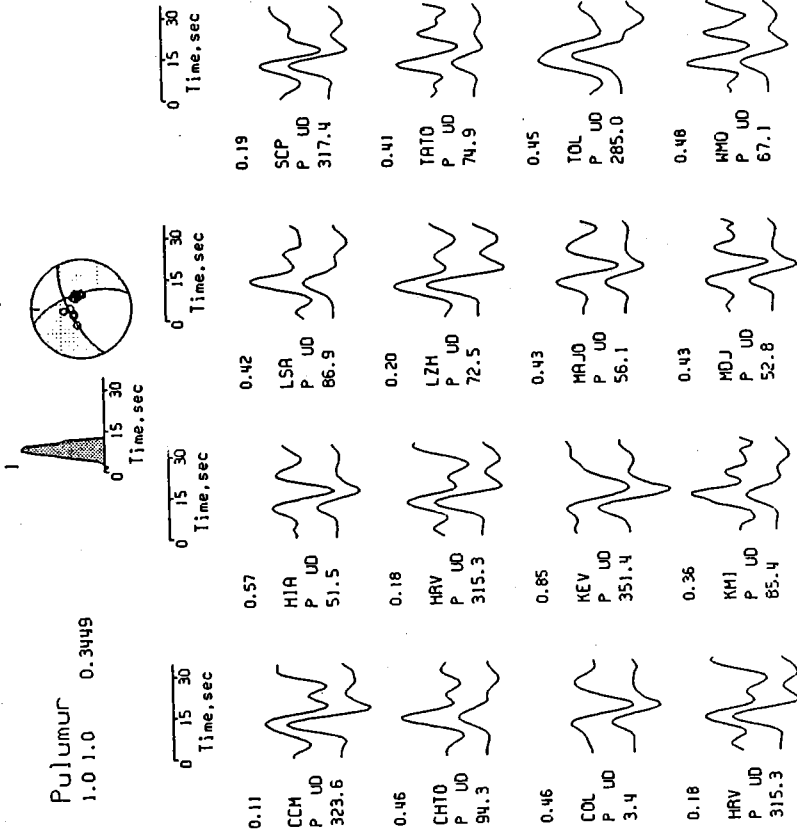
Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10^{25} dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	0	0	0.5	316	80	-161

4.3. 6 Kasım 1992 İzmir (Doğanbey) depremi

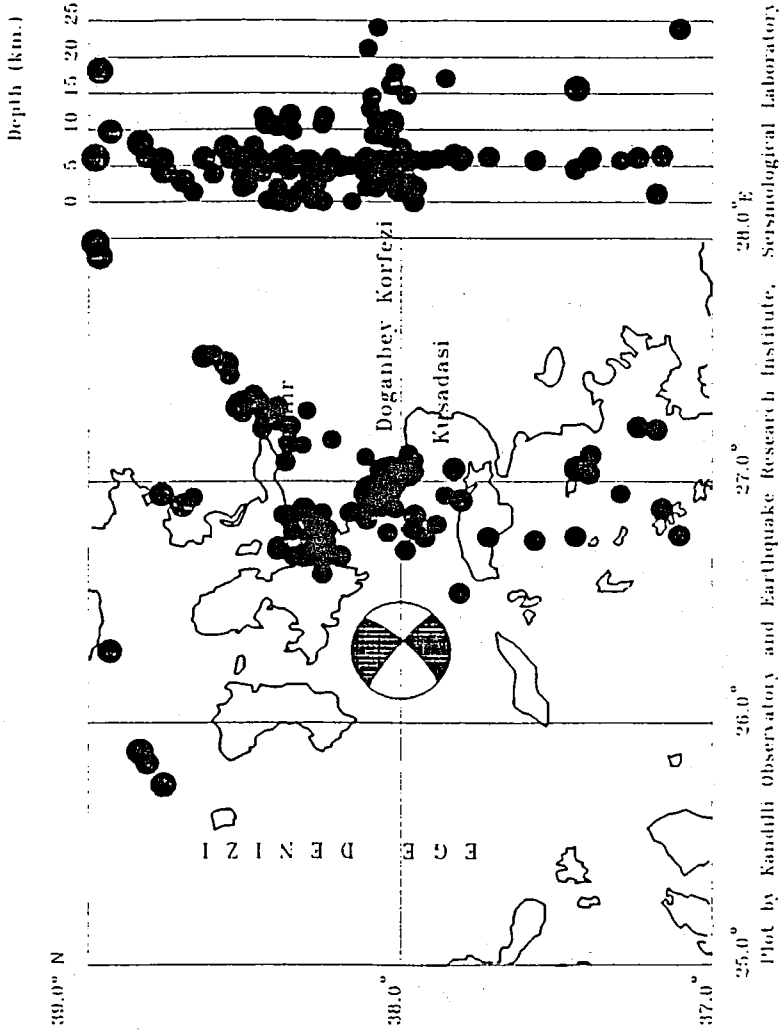
19:08:09.3 U.T. 38.16 K - 27.00 D, h=17 km, mb=5.7, Ms=6.0, Io=VII (Türkelli ve diğ., 1995; MSK), Mo=1.1x10²⁵ dyn.cm (Pinar, 1995).

Merkez üstü Doğanbey burnu yakınları olan deprem Ege bölgesinde korku yaratmıştır. İzmir ili başta olmak üzere Seferihisar, Ürkmez, Doğanbey, Gümüldür, Payamlı, Menderes, Urla ve yakın yerleşim birimlerinde hasara sebep olan deprem kuvvetlice hissedilmiştir. Hasar tespit çalışmasında ağır hasarlı ve yıkımların İzmir şehrinin güneybatısındaki köylerde yoğunlaştığı gözlenmiştir. Yapılarda 99 hafif hasar, 71 orta hasar, 52 ağır hasar, 3 çökme gözlenmiştir. Ege bölgesinde tüm illeri etkileyen depremde Uurlada 3 evin çatısı çökmüştür. Deprem sırasında can kaybı olmamıştır. Deprem Kuşadası, İzmir, Söke, Nazilli, Aydın, Denizli, Dikili, Manisa, Muğla, Balıkesir, Adapazarı, İstanbul ve Marmara denizinin civarındaki yerleşim birimlerinde ve Ege adalarında hissedilmiştir. Depremın ardından İzmir'in bazı ilçeleri ile telefon bağlantısı kesilmiştir (Kalafat, 1995).

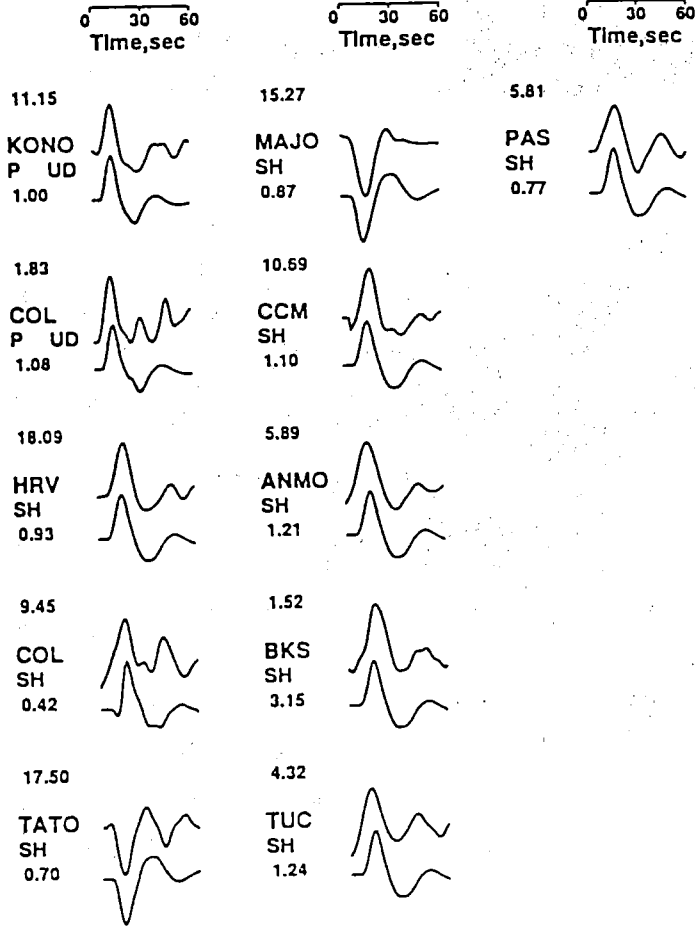
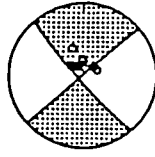
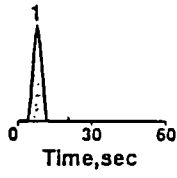
Ana şokun mekanizması yerel ve bölgesel uzaklıklardaki istasyonların ilk hareket yönlerinden faydalanarak bulunmuştur (Şekil 7). Ayrıca, telesismik uzaklıklarda kaydedilen cisim dalgalarının ters çözüm tekniği ile de moment tensörü belirlenmiştir (Pinar, 1995). Her iki yöntemde de depremin çok büyük doğrultu atım bileşeni olan oblik faylanma özelliği gösterdiği bulunmuştur (Şekil 8). Kuzeydoğu doğrultusundaki düğüm düzleminin fay düzlemi olduğunu düşünecek olursak 1992 İzmir depreminin kırıdığı fay İzmir-Ankara sütür zonunun devamı olduğunu söyleyebiliriz. Diğer taraftan, artçı sarsıntuların dağılımına bakacak olursak (Şekil 7) KB-GD uzanımlı bir etkinlik göze çarpmaktadır. Bu bulgu KB-GD doğrultulu düğüm düzleminin fay düzlemi olabileceğini desteklemektedir. Basınç ve tansiyon eksenlerinin konumları bölgedeki genel rejimi destekler nitelikte olmakta, bölgede D-B doğrultulu basınç, K-G doğrultulu tansiyon kuvvetlerinin hakim olduğu görülmektedir.



Şekil 6: 15.3.1992 Pulumür depreminin telesismik cisim dalgalarının analizi
(açıklama için Şekil 5'e bakınız).



Şekil 7: Haziran -1993 döneminde 6.11.1992 İzmir deprem bölgesinde görülen sismik etkinlik. Şekilde görülen mekanizma küresi lokal ve rejyonel uzaklıklardaki istasyonların ilk hareket yönlerinden elde edilmiştir.



Şekil 8: 6.11.1992 İzmir depreminin telesismik cisim dalgalarının analizi (açıklama için Şekil 5'e bakınız).

Tablo 6. İzmir depreminin cisim dalgalarıyla elde edilen parametreleri. Açıklama için Tablo 4'ye bakınız.

Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10^{25} dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	4	0	1.1	138.3	83.8	-178.6

Bu depremde özellikle İzmir ve civarının deprem riski açısından son derece önemli bir bölge olduğunu ortaya koymuştur. Konuyla ilgili ayrıntılı çalışmalar yapılması gerekmektedir.

4.4. 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi

21:03:01.3 U.T. 35.05K-32.28D, h=10 km., mb=5.8, Ms=5.7, Mw=5.9, Io=VI.

Merkez üstü Kıbrıs adasının hemen kuzeybatı ucundadır. Deprem Kıbrıs'ta kuvvetlice hissedildi ve hasara neden oldu. Özellikle Paphos bölgesinde etkili oldu. 2 kişi öldü, 5 kişi yaralandı. Toplam 620 konut hasar gördü. Larnaka, Limasol ve Lefkoşe'de de etkili olan deprem Lübnan'da ve İsrail'de de hissedildi.

Şekil 9.'da bu depremin cisim dalgalarından elde edilen mekanizma çözümü verilmektedir.

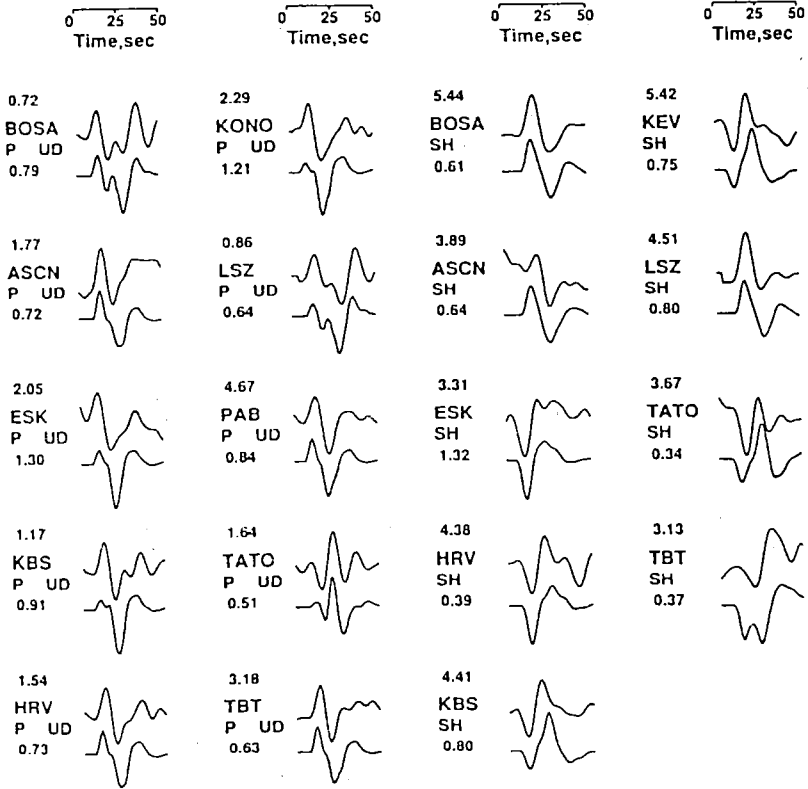
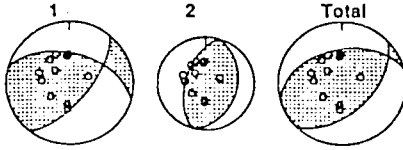
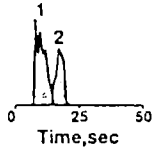
Tablo 7. Kıbrıs depreminin cisim dalgalarıyla elde edilen parametreleri. Açıklama için Tablo 4'ye bakınız.

Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10^{25} dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	7	20	0.4	39	66	46
2	14	30	0.3	197	55	91
Toplam			0.49	46	50	73

4.5. 1 Ekim 1995 Dinar Depremi

15:57:13.1 U.T. 38.11K - 30.05 D, h=5 km, mb=5.7, Ms=6.2, Io=VIII (Gündoğdu ve diğ., 1995; MSK), Mo=2.0 x 10^{25} dyn.cm (Pınar ve Kalafat, 1995; Eyidoğan ve Barka, 1996).

1 Ekim 1995 tarihinde Göller bölgesinde meydana gelen tahripkar deprem Afyon'un Dinar ilçesinde büyük hasar ve can kaybına neden olmuştur. Dinar depreminde 95 kişi



Şekil 9: 23.2.1995 Kıbrıs depreminin telesismik cisim dalgalarının analizi (açıklama için Şekil 5'e bakınız).

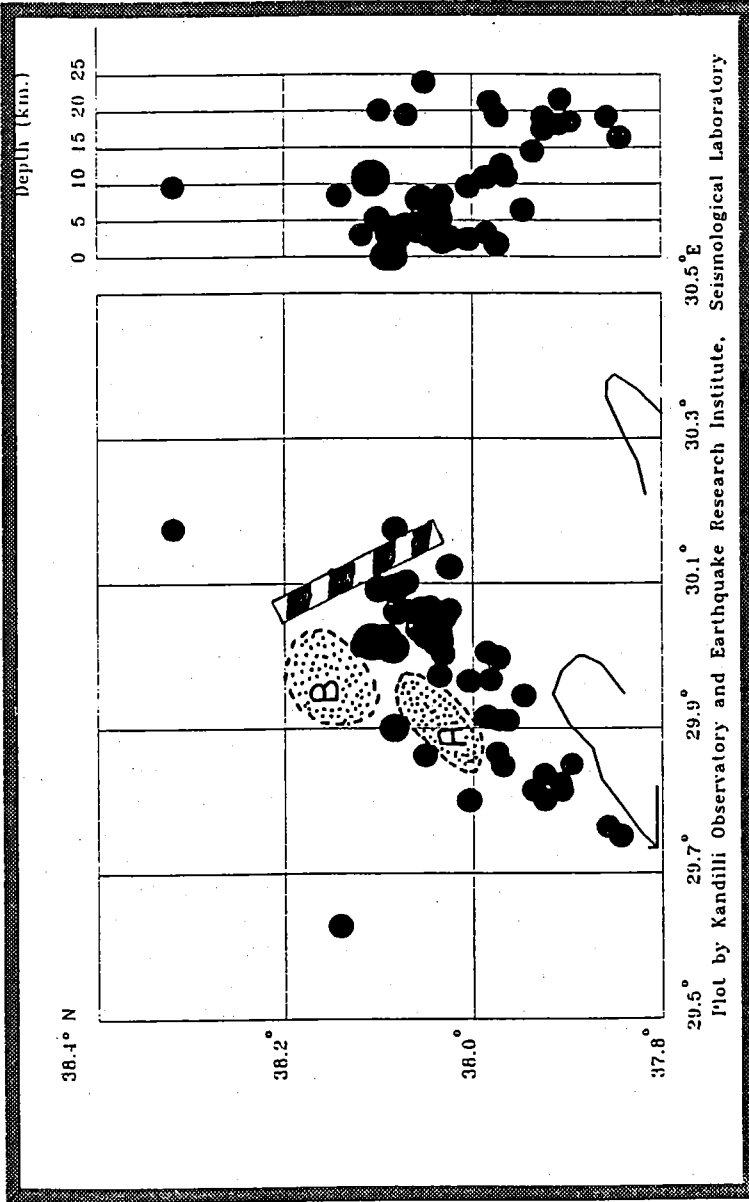
hayatını kaybetmiş, 300 kişide yaralanmıştır. Hasarlı bina sayısı yaklaşık olarak 14156 adettir. Bunlardan 4340 adedi ağır, 8712 orta ve 6104 adedi de hafif hasar görmüştür. Göller bölgesi başta olmak üzere Afyon, Burdur, Isparta, Denizli, Uşak, Kütahya, İzmir, Konya, Antalya'da ve tüm Batı Anadolu'da 150.000 km²' lik bir alanda hissedilmiştir.

Dinar depremi 95 can kaybı ve yarım milyar dolarlık hasarın dışında, oluş düzeni ile de birçok tartışmalara yol açmıştır. 1 Ekim 1995'teki ana şoktan önce (magnitüdüleri $M > 2.5$) 50' den fazla deprem meydana gelmiştir. Bu deprem serisi 26 Eylül günü başlamış ve en büyük magnitüdüler 4.6 ve 4.8 olarak meydana gelmiştir. Bu aktivite, öncü şok aktivitesi miydi değilmiydi tartışması yaratmıştır. Biz bu konuya asperiti ve bariyer deprem modellerini ve Dinar depreminin kırılma oluşumunu dikkate alarak şu şekilde bir açıklama getirmiştik (Pınar ve Kalafat, 1995). Deprem oluş modelinde ana şoktan önce asperiti civarındaki gerilmeler, oralarda meydana gelen depremlerle açığa çıkarılmaktadır. Bu gerilme boşalımı ile asperiti de gerilme dengesi bozulmakta ve asperitinin kırılmasına, yani bir depremin meydana gelmesine sebep olmaktadır. Bu depremin magnitüdü doğrudan asperitinin büyüklüğü ile ilişkilidir. Eğer asperiti büyük ise şiddetli bir depremin meydana gelmesi söz konusudur, asperiti küçük ise hafif şiddette bir depremin meydana gelmesi söz konusudur. Dinar depreminde 26-30 Eylül arasında sismik etkinlik görülmektedir.

Dinar 1995 depremi, telesismik cisim dalgaların ters çözüm yöntemiyle elde edilen sonuca göre iki şok ile meydana gelmiştir. Şoklar 6 saniye arayla meydana gelmiş ve ilk şokun sismik momenti 0.5×10^{25} dyn.cm ve 10 km. derinlikindedir. Sismik momenti: 1.8×10^{25} dyn.cm olan ikinci şok ise 10 km. daha kuzeybatıda ve 15 km. derinlikte yer almıştır. Dinar depreminin cisim dalgaları ters çözümünden elde edilen iki şok'un birbirlerine göre konumunu dikkate alarak A ve B ile gösterilen iki bölge göze çarpmaktadır (Şekil 10). A bölgesi bize göre bir asperitiyi, B bölgesinin etrafında bariyeri temsil etmektedir. Asperiti kavramı öncü şok aktivitesi ile, bariyer ise artçı deprem aktivitesi ile ilişkilidir. 26-30 Eylül aktivitesinin öncül belirti olduğunu savunmak için 1 Ekim 1995 Dinar depremi ile kırılan fay düzleminde büyük bir asperitinin varlığının bilinmesi gerekirdi. Ancak bunu söylemek gerçekten çok güçtür. Mevcut yöntemler ile fay düzleminin mekanik özelliklerinin değişimini gözlemek neredeyse olanaksızdır. Bu yüzden sismik etkinliğe bakarak büyük bir deprem olacak demek çok sakıncalı olabilir. Bunun yanında her büyük depremle meydana gelen faylanmada fay düzleminin mekanik özelliklerinin değiştiği bilinmektedir. Bu sebepten dolayı bundan sonra olacak büyük bir depremde fay düzleminin aynı davranışı göstermesi beklenmemelidir. Yani, oluş düzeni depremlerin önceden kestirilmesinde etkili olamayacağını söyleyebiliriz.

Tablo 8. Dinar depreminin cisim dalgalarıyla elde edilen parametreleri. Açıklama için Tablo 4'ye bakınız.

Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10^{25} dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	0	0	0.5	122.2	33.9	-98.2
2	6	10	1.8	138.0	40.9	-82.5
Toplam			2.01	134.8	39.1	-85.4



Şekil 10: Dinar depreminin oluşum modeli ve anaşoktan önce meydana gelen deprem etkinliği ve depremlerle oluşan yüzey kırıkları. A bölgesi aşperiti ve B bölgesi bölgesi bariyere tekabül etmektedir.

4.6. 5 Aralık 1995 Tunceli Depremi

18:49:30.5 U.T. 39.44K - 40.15 D, h=15 km, mb=5.5, Ms=5.7, Mw=5.7, Io=VI, Mo=0.30 x 10²⁵ dyn.cm.

Deprem esnasında Tunceli ve Karakoçan'da birkaç kişi yaralanmış ve bazı hasarlar meydana gelmiştir. Geniş bir alanda hissedilmiştir. Bu deprem hakkında bölgenin konumu itibarıyla ayrıntılı çalışmalar yapılamamıştır. Sismolojik bulgularla yetinilmiştir. Telesismik uzaklıklarda kayıt edilen cisim dalgalarının ters çözümü Şekil 11'de verilmektedir. Tablo 9'da elde edilen moment tensör sonucu verilmektedir.

Tablo 9. Tunceli depreminin cisim dalgalarıyla elde edilen parametreleri. Açıklama için Tablo 4'e bakınız.

Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10 ²⁵ dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	0	0	0.32	135	76	156

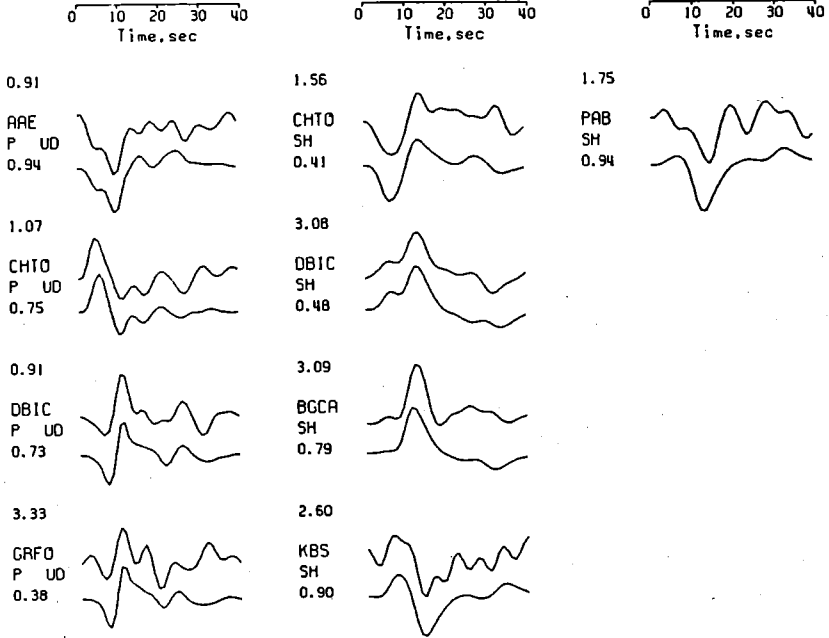
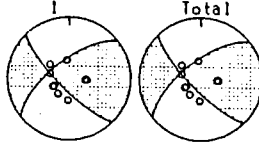
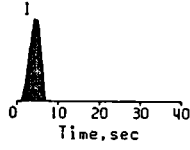
4.7. 14 Ağustos 1996 Mecitözü Depremi

01:55:02.6 U.T. 40.76K - 35.38 D, h=10 km, mb=5.3, Ms=5.6, Mw=5.7, Io=VI, Mo=0.30 x 10²⁵ dyn.cm.

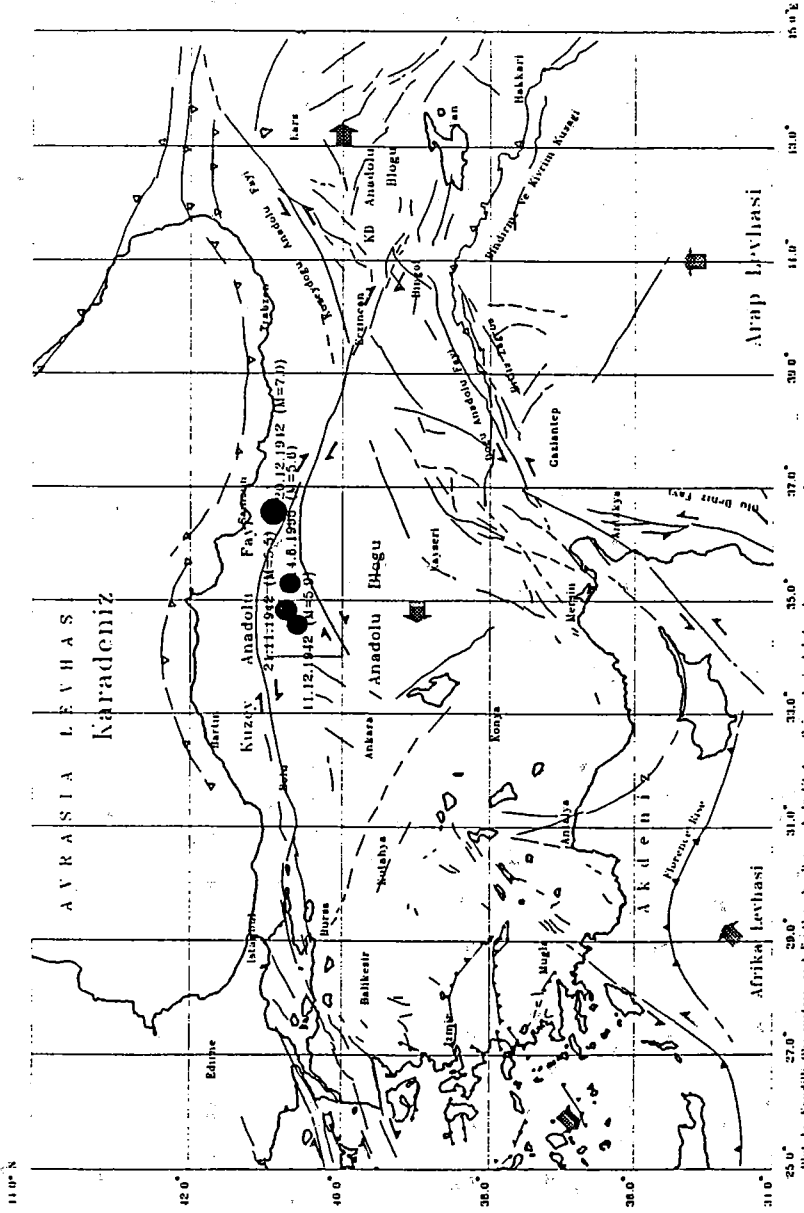
1 kişinin ölmesine dokuz kişinin yaralanmasına neden olan deprem özellikle Mecitözü'ne ve Merzifon'a bağlı köylerde ağır hasarın meydana gelmesine neden olmuştur. Toplam 2606 konutta hasara neden olan deprem başta Amasya ve Çorum illeri olmak üzere Çankırı, Samsun, Sivas, Kayseri, Kırşehir, Tokat illeri ve yakın çevresinde kuvvetlice hissedildi. Depremi merkezi Mecitözü'ne daha yakın olup, Mecitözü'nün kuzeyi ve Çorum il sınırının kuzey ucundadır. Ağır hasar Merzifon ve Mecitözü'ne bağlı köylerde olup, yapıların tamamına yakın bir kısmı depremden etkilenmiştir. Merzifon merkezde herhangi büyük bir hasar meydana gelmemiştir. Gümüşhacıköy'e bağlı köylerde de hasar meydana gelmiştir. Ana şoktan yaklaşık 1 saat sonra 1 dakika arayla magnitüdüleri Ms=5.4 ve Ms=5.2 olan orta şiddette iki depremin daha olması Dinar depremi örneği hafızalardan silinmemiş olan bölge halkını oldukça tedirgin etmiş olup aylarca evlerine girmemişlerdir. Bölgede aletsel dönemde tahripkar depremlerin olması da depreme karşı olan hassasiyeti artırmıştır. Şekil 12'de bu yüzyılda meydana gelen şiddetli depremler gösterilmektedir.

Depremi orta şiddette olmasına rağmen yüzeyde tali kırıklar oluşturmuştur. Kırık sistemleri incelendiğinde yukarıda sözü edilen 3 ayrı şokun farklı mekanizmalarda oluştuğu gözlenmiştir. Kırıkların doğu kısmı genelde KB-GD doğrultulu olmasına

Tunceli-1995
1.0 1.0 0.4542



Şekil 11: 5.12.1995 Tunceli depreminin telesismik cisim dalgalarının analizi
(açıklama için Şekil 5'e bakınız).



Şekil 12: 14.8.1996 Meciözü deprem bölgesinde son yüzyılda meydana gelen şiddetli depremler ve bölgenin Türkiye'nin sismotektonik yapısındaki yeri.

karşın orta kısımda yer alan kırıklar genel olarak D-B doğrultusunda olduğu tespit edilmiştir (Kalafat, 1996). Ayrıca D-B doğrultulu kırıklarda ters faylanma izlerine rastlanırken KB-GD doğrultulu kırıklarda doğrultu atım bileşenleri hakim olduğu gözlenmiştir. Bu izlenimler yapılan telesismik cisim dalgaları ters çözümünden elde edilen sonuçlarda da görülmüştür (Şekil 13). Şekil 12a'da bu depremle oluşan artçı sarsıntı dağılımı ve ana şokun mekanizması verilmektedir.

Tablo 10. Mecitözü depreminin cisim dalgalarıyla elde edilen parametreleri. Açıklama için Tablo 4'ye bakınız.

Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10^{25} dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	0	0	0.25	114	87	-173

4.8. 9 Ekim 1996 Kıbrıs Depremi

13:10:52.1 U.T. 34.52K - 32.12 D, h=33 km, mb=6.5, Ms=6.8, lo=VII, Mw=6.8, Mo=1.02 x 10²⁶ dyn.cm.

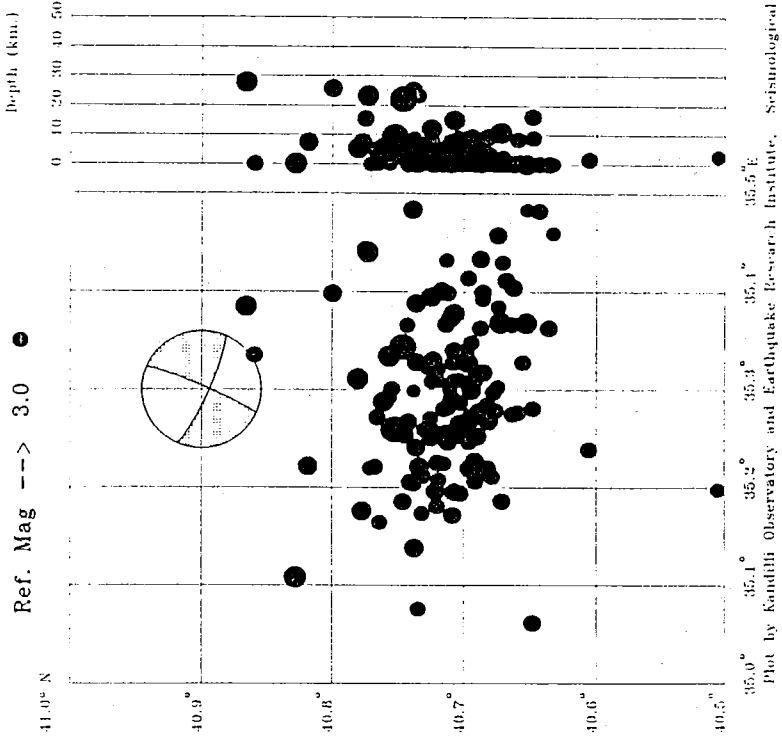
Depremın merkez üstü güneybatı Kıbrıs açıkları olup Akdeniz'dir. Kıbrıs adasında ve Türkiye'nin özellikle güney sahillerinde kuvvetlice hissedilmiştir. Ayrıca İsrail, Lübnan, Suriye, Ürdün ve Mısır'da hissedilmiştir. Deprem esnasında Kıbrıs Rum kesiminde 1 kişi hayatını kaybetmiş olup, 20 kişi yaralanmıştır. Mısır'da da 1 kişi hayatını kaybetmiştir. Özellikle Baf şehrinde hasar meydana gelmiştir. Deprem odak derinliğinin 33 km.'nin üzerinde olması hasarın az olmasına ve geniş bir alanda hissedilmesine neden olmuştur. Bu deprem, Akdeniz'de son birkaç yüz yılın en şiddetli depremidir. Bölgede aletsel dönemde bu büyüklükte depremlerin olmamasından dolayı yörenin sismotektonik özellikleri çok iyi bilinmemektedir.

Depremi takip eden ilk hafta içersinde yaklaşık 126 adet depremin lokasyonu yapılmıştır. Artçı sarsıntıların genel olarak adanın GB ucundan K-G uzanımlı olarak sıralandığı gözlenmiştir (Şekil 14).

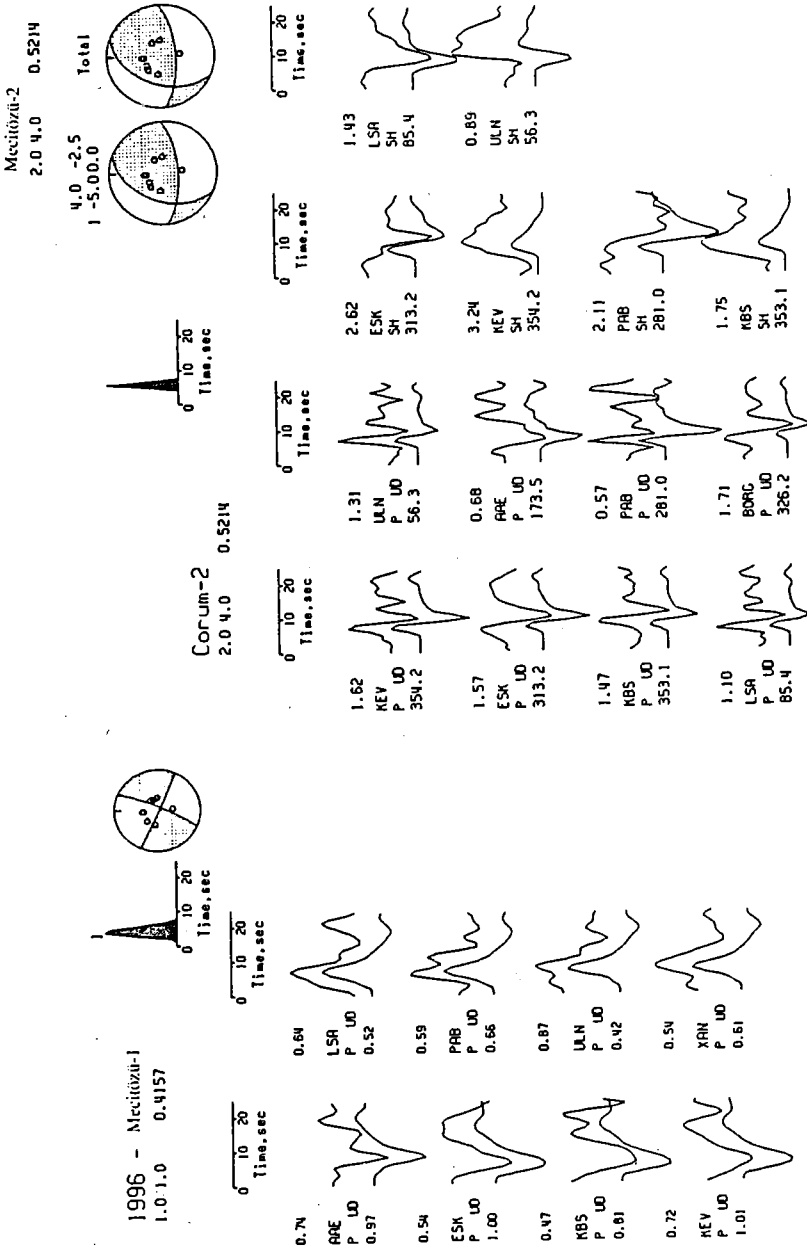
Cisim dalgası ters çözümüyle yapılan deprem odak mekanizması sonucu depremin ters faylanma bileşenine sahip doğrultu atımlı bir faylanma ile meydana geldiğini tespit edilmiştir. Bu bulgu Uluslararası Sismoloji merkezleri ile uyum içindedir (Şekil 14)

Tablo 11. Kıbrıs depreminin cisim dalgalarıyla elde edilen parametreleri. Açıklama için Tablo 4'ye bakınız.

Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10^{25} dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	4	-10	6.2	301	87	-53
2	8	0	4.8	127	11	-30
3	15	20	6.4	350	62	12
4	22	-10	2.0	270	81	-44

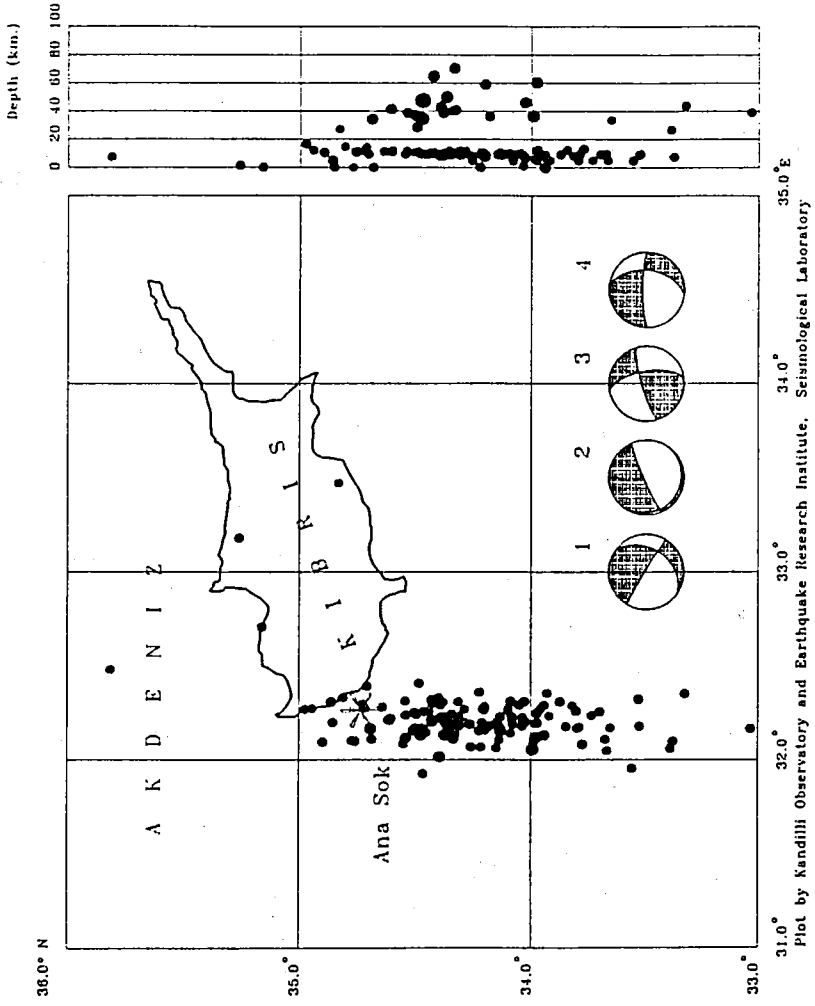


Şekil 12a: Mecitözü depreminin artçı sarsıntılarının dağılımı ve ana şokun mekanizması.



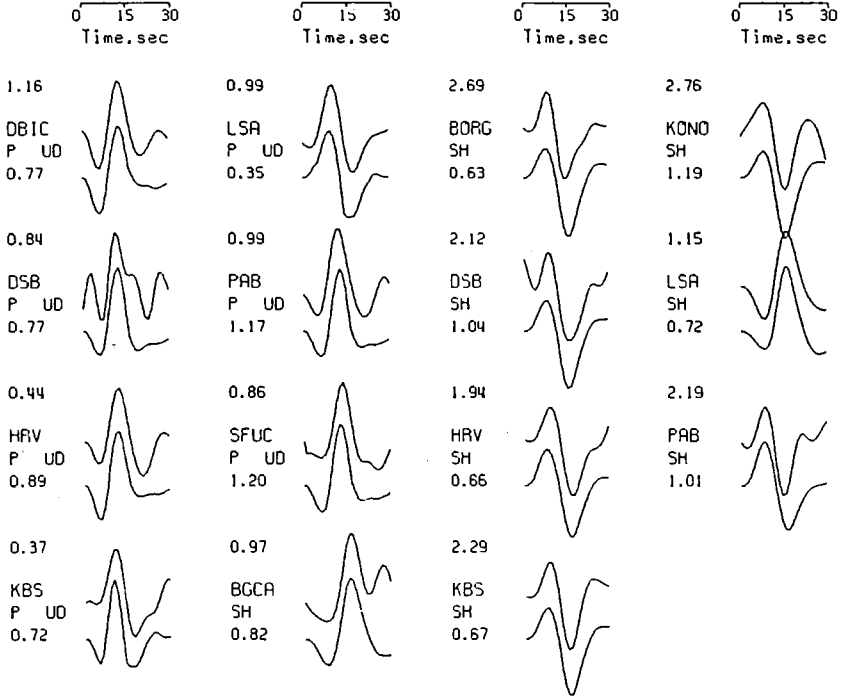
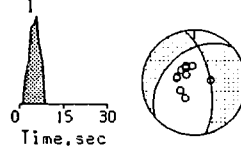
Şekil 13: 14.8.1996 Mecitözü depreminin telesismik cisim dalgalarının analizi

(açıklama için Şekil 5'e bakınız).



Şekil 14: Kıbrıs depreminin artçı şokları ve elde edilen şokların mekanizmaları.

Ha tay-22.1.1997
1.0 1.0 0.2533



Şekil 15: 22.1.1997 Hatay depreminin telesismik cisim dalgalarının analizi
(açıklama için Şekil 5'e bakınız).

4.9. 22 Ocak 1997 Hatay depremi

17:57:05.5 U.T. 36.22K-35.86D, h=4 km., mb=5.6, Ms=5.5, Mw=5.6, lo=VI.

Depremi merkez üstü Hatay iline yaklaşık 20 km. uzaklıkta ve ilin batı-güneybatı doğrultusundadır. Deprem başta Hatay olmak üzere Adana, Mersin, Gaziantep, Urfa, Malatya, Sivas, Kayseri illeri ve çevresinde kuvvetli bir şekilde hissedildi. Deprem esnasında bir vatandaş kalp krizi geçirerek yaşamını yitirdi. 9 vatandaş çeşitli yerlerinden yaralandı. Deprem sonucu çok önemli miktarda hasar oluşmamıştır. Bununla birlikte yapılan ilk tespitlerde Hatay ili ve çevresindeki yerleşim birimlerinde toplam 736 adet konut hasar görmüştür. Deprem Hatay merkezde, Samandağ'da, İskenderun, Belen, Hassa ilçelerinde ve köylerinde azda olsa hasara neden olmuştur. Genelde ağır hasar gören yapılar eski yığma ve kerpiç binalar olup betonarme yapılarda hasar yok denecek kadar az olmuştur. Bazı binaların duvarlarında yüzeysel sıva çatlakları meydana gelmiştir. Depremden en çok etkilenen ve hasar gören yapılardan biri de minareler olmuştur. Birçok caminin minaresi büyük hasar görmüştür. Özellikle Hatay ilinin batı-güneybatı'sında etkili olan depremin dış merkezi dağlık alandır. Bu nedenle yerleşim birimlerinde çok az hasar meydana gelmiştir. Deprem esnasında Hatay ve İskenderun'da elektriklerin kesilmesi vatandaşlar arasında paniğe neden olmuştur. Uzun bir süre telefon hatları kitlenmiş ve şehirlerarası görüşme yapılamamıştır (Kalafat, 1997). Depremi takip eden artçı sarsıntuların yaklaşık 1.5 ay kadar sürmesi halk arasında panik yaratmış ve uzun bir süre vatandaşlar evlerine girememişlerdir. Bölgede eğim atımlı faylanmalar hakim olmakla birlikte doğrultu atımlı faylanmalar da görülmektedir. Yapılan odak mekanizması çözümünde doğrultu atım bileşeni olan normal faylanma özelliği göstermektedir ve KD-GB doğrultulu düzlem saha gözlemleri ile uyum içinde olup fay düzlemi olarak seçilmiştir (Şekil 15).

Tablo 12. Hatay depreminin cisim dalgalarıyla elde edilen parametreleri. Açıklama için Tablo 4'e bakınız.

Şoklar	Oluş Zamanı	Uzaklık (km)	Moment 10^{25} dyn.cm	Doğrultu	Eğim	Atım
1	0	0	0.2	209	37	-39

Teşekkür

Çalışmanın büyük bir kısmı Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nde gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma imkanlarını oluşturan Enstitü müdürümüz Prof. Dr. A. Mete Işıkkara'ya teşekkürü bir borç biliriz. Bunun yanında, Rayleigh yüzey dalgalarını analiz eden programı sağlayan Dr. Sadi Kuleli'ye de teşekkür ederiz. Sayısal verilerin

tamamı IRIS DMC veri merkezinden temin edilmiştir. Bundan dolayıda, bu veri merkezi yetkililerine de katkılarından dolayı teşekkür ederiz.

REFERANSLAR:

- Angelier, J., J.F. Dumont, H. Karamandereci, A. Poisson, Ş. Şimşek, Ş. Uysal (1981). Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene, *Tectonophysics*, 75, T1-T9.
- Barka, A., L. Gülen (1989). Complex evolution of the Erzincan basin (eastern Turkey) and its pull-apart and continental escape origin, *J. Struct. Geol.* 11, 3, 275-283.
- Barka, A.A. (1992). The North Anatolian fault zone, *Annales Tectonicae*, Special Issue, Vol. VI, 164-195.
- Barka, A. A., and H. Eyidoğan (1993). The Erzincan earthquake of 13 March 1992 in Eastern Turkey, *Terra Nova*, Vol. 5, 190-194.
- Bayülke, N. ve R. Yılmaz (1993). 13 Mart depremi hasar dağılımı, 13 Mart Erzincan deprem raporu, Bayındırlık İskan Bakanlığı, AİGM, DAD, 111-122.
- Bozkurt, E., A. Koçyiğit (1996). The Kazova basin: an active negative flower structure on the Almus Fault Zone, a splay fault system of the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics* 265, 239-254.
- Büyükaşıkoglu, S. (1980). Sismolojik verilere göre Doğu Akdeniz'in kuzeyinde ve güneydoğu Anadolu'da Avrasya-Afrika levha sınırının özellikleri, *DAEB*, 29, 58-74.
- Demirtaş, R., S. Karakısa, M. Demir, Y. İravul, B. Baran, G. Bağcı, A. Yatman, S. Zünbül, R. Yılmaz (1995). 1 Ekim 1995 Dinar depremi Ön Raporu, Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı Sismoloji Şube Müdürlüğü, Ankara.
- Dewey, J.F., A.M.C. Şengör (1979). Aegean and Surrounding Regions Complex Multiplate and Countinuum Tectonics in A Convergent Zone, *Bull. of Geolo. Soc. Am.*, 90, 84-92.
- Erdik, M., N. Aydınoglu, A. Pınar, D. Kalafat (1995), October 1, 1995 Dinar (Turkey) earthquake (Ms=6.1), Preliminary reconnaissance report (1), Proceedngs of the fifth international Conference on Seismic Zonation, Vol. 3, pp. 2235--2245, Nice, France, October 17-18-19.
- Erdik, M., M. N. Aydınoglu, A. Pınar, D. Kalafat (1995), 1 Ekim 1995 Dinar depremi (Ms=6.1) ön inceleme raporu, TMMOB İnşaat Mühendisleri Bülteni, Sayı: 24, pp. 27-32.
- Eyidoğan H., U. Güçlü, Z. Utku, E. Değirmenci (1991). Türkiye büyük depremleri makrosismik rehberi (1900-1988). İTÜ yayını, İstanbul.
- Eyidoğan, H., A. Barka (1996). The 1 October 1995 Dinar earthquake, SW Turkey, *Terra Motae*, Vol. 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.
- Jackson, J., J. Haines, and W. Holt (1992). The horizontal velocity field in the deforming Aegean sea region determined from the moment tensors of earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, 657-684.
- 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., (1997). 22 Ocak 1997 Hatay Depremi Gözlemleri, (Yayınlanmamış rapor).
- Kasapoğlu, K. E., and M. N. Toksöz (1983). Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates: finite element models, *Tectonophysics*, Vol. 100, 71-95.
- Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı ve Yakın Dolayında Levha içi Yeni Tektonik Gelişim, *TJKB*, 27, 1-16.
- Kalafat, D., Z. Ögütçü, M. Kara, Ş. İnce, A. Pınar (1996). 1 Ekim 1995 Dinar depremi ve Artçı Şokları, IX Mühendislik Sempozyumu, Jeofizik Mühendisliği Bildirileri Kitabı, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta, pp. 97-101.
- Kalafat, D (1989). Son yıllarda Olmuş bazı büyük depremlerin odak mekanizması açısından irdelenmesi, *Deprem Araştırma Bülteni*, Sayı 66, 6-34.
- Kalafat, D (1995). 13 Mart 1992 Erzincan Depremi, *Deprem Araştırma Bülteni*, Sayı: 73, 5-30.
- Le Pichon, X., and J. Angelier (1979). The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, Vol. 60, 1-42.
- Le Pichon, X., N. C. Rooke, S. Lallemand, R. Noomen, G. Veis (1995). Geodetic deformation of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *J. Geophys. Res.*, 100, 12,675-12,690.
- Muehlberger, R. W. (1981). The splintering of the Dead Sea fault zone in Turkey, *H.U., Yerbilimleri*, Vol. 8, 123-130.
- Nalbant, S., A. Barka, and Ö. Alptekin (1996). Failure stress change caused by the 1992 Erzincan earthquake ($M_s=6.8$), *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 23, 1561-1464.
- Nur, A. and Z. Ben-Avraham (1978). The eastern Mediterranean and the Levant: Tectonics of continental collision, *Tectonophysics*, Vol. 46, 297-311.
- Ögütçü, Z., Ş. İnce, A. Pınar, 1995 Dinar depremi artı sarsıntılarının istatistiki değerlendirilmesi ve makrosismik gözlemler. *Deprem Araştırma Bülteni*, Sayı: 74, 1996.
- Philip, H., A. Cisternas, A. Gvishiani and A. Gorshkov (1989). The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, Vol. 161, 1-21.
- Pınar, A. (1995). Rupture process and spectra of some major Turkish earthquakes and their seismotectonic implications, Ph.D. Thesis, B.U. İstanbul.

- Pınar, A., Y. Honkura, and M. Kikuchi (1994). Rupture process of the 1992 Erzincan earthquake and its implication for seismotectonics in Eastern Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, pp. 1971-1974.
- Pınar, A. (1996). Uzun periyotlu telesismik cisim dalgalarından 1 Ekim 1995 Dinar depreminin kinematik ve dinamik kaynak parametreleri, IX Mühendislik Sempozyumu, Jeofizik Mühendisliği Bildirileri Kitabı, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta.
- Pınar, A. ve D. Kalafat (1995). Asperity ve Bariyer deprem modelleri açısından 1995 Dinar Depremi, *Deprem Araştırma Bülteni*, Sayı: 73.
- Rotstein Y and A. L. Kafka (1982). Seismotectonic of the Southern Boundary of Anatolia Eastern Mediterranean Region: Subduction, collision and arc jumping, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, 7694-7706.
- Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: Its age, offset and tectonic significance, *J.Geol.Soc. London*, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C., and A. Barka (1992). Evolution of the escape related strike-slip systems. Implications for distributions of collisional orogenes. In: 29th Int. Geol. Cong., Kyoto, Japan, Abstr., 1:232
- Suetsugu, D. (1995). Source mechanism practise, IISSE, JICA, Tsukuba, Japan.
- Taymaz T., J.A. Jackson and D. McKenzie (1991). Active Tectonics of the North and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490.
- Taymaz T., H. Eyidoğan and J. Jackson (1991). Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey), *Geophys. J. Int.*, 106, 537-550.
- Türkelli, N., D. Kalafat, O. Gündoğdu (1995). 6 Kasım 1992 Doğanbey (İzmir) Depremi Saha Gözlemleri ve Odak Mekanizması Çözümü, *Jeofizik Dergisi*, Cilt 9, Sayı 1-2, 343-348.

DEPREM: ARAŞTIRMA BÜLTENİ YAYIN KOŞULLARI

1. Bültenle gönderilecek telif ve tercüme yazıların :
 - a) Depremle doğrudan doğruya, ya da dolaylı yoldan ilgili olması.
 - b) Bilimsel ve teknik bir değer taşıması.
 - c) Yurt içinde daha önce başka bir yerde yayınlanmamış olması.
 - d) Dakika ile ve kağıdın yalnız bir yüzüne en az iki nüsha olarak yazılması.
 - e) Şekillerin aydınlatma kağıdına çiri mürekkebi ile çizilmiş olması.
 - e) Fotoğrafların net ve kişi alınmasına müsait bulunması gerekmektedir.
2. Telif araştırma yazılarının bas tarafına araştırmacının genel çerçevesini belirten en az 200 kelimelik özetçe, Fransızca ya da Almanca bir özet konulmalıdır.
3. Başbakanlık ve İskan Bakanlığı mensubu elemanları tarafından hazırlanan ve telif için tercüme ücreti ödenerek yayınlanacak olan yazıların, ~~mesai~~ saatleri içinde hazırlanmış olduğu yazan derleyen, ya da çevirenin ~~başlı~~ bulunduğu birim amiri tarafından (genel müdürlüklerde daire başkanı, ~~mü~~ takil büromerde birim amiri) verilecek bir belge ile belgelendirilmesi ~~ö~~ runludur. Bu belge ile birlikte verilmeyen yazılar için ücret ~~ödenmez~~.
4. Telif ve tercüme ücretleri ancak yazı bültende yayınlandıktan sonra ~~tabii~~ kuka başlanır.
5. Bültenle yayınlanacak yazılara «Kamu Kurum ve Kuruluşlarıncak Ödenen Telif ve İşleme Ücretleri Hakkında Yönetmelik» esaslarına göre ~~ücret~~ ödenir.
6. Yazılarda bulunan şekiller için gerekli olan asgari alan içinde bulunabilecek kelime sayısına göre ücret takdir edilir.
7. Yazıların bültende yayınlanması Genel Müdürlüğümüz bünyesinde teşekkül eden Uzmanlar Kurulu'nun kararı ile olur.
8. Seçmeyi yapacak Uzmanlar Kurulu 5. maddede sözü edilen asgari alanları hesaplamaya, yazı sahipleriyle gereksiz uzatmaların kısıtlanmasını teklif etmeye, verilecek ücretlere esas teşkil edecek kelime sayısını tesbit etmeye ve yazıların yayın sırasını tayine yetkilidir.
9. Kurulca meselenen yazıların bültende yayınlanıp yayınlanmayacağı yazı sahiplerine yazı ile duyurulur.
10. Yayınlanmayacak yazılar bu duyurmadan sonra en geç bir ay içinde sahipleri tarafından geri alınabilir. Bu süre içinde alınmayan yazıların korunmasından Genel Müdürlüğümüz sorumlu değildir.
11. Yayınlanan yazılardaki fikir, görüş ve öneriler tamamen yazarlarına ait olup Afet İşleri Genel Müdürlüğümüze bağlanmaz ve Genel Müdürlüğümüzün ~~resmî~~ görüşünü taşımaz.
12. Diğer kuruşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi, haber ~~tanıtma~~ vb. gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar, ya da bu nitelikteki yazılar için ücret ~~ödenmez~~.
13. Genel Müdürlüğümüz mensupları Genel Müdürlükçe kendilerine verilen görevlere an çalışmalarından ~~ötürü~~ her hangi bir telif ya da tercüme ~~ücreti~~ talep ~~edemezler~~.