

Türkiye'de Deprem Etkinliğinin Nicel Saptanması

Demir KOLÇAK

ÖZET: 1901-1973 yılları arasında oluşan depremlerin büyüklükleri (magnitüd) ve oluşum sayılarından (frekans) yararlanılarak Türkiye'nin (34°—43°N; 25°—45°E) deprem etkinliği haritaları saptanmıştır. Bir birim alan (0.3° X 0.3°) için saptanan deprem etkinliği, komşu birim bölgelerde oluşan depremlerin etkinliklerini de içermektedir.

Deprem etkinliği haritaları ile karşılaştırmak amacıyla, Türkiye'nin Bouguer anomali haritasından yararlanılarak, Moho Süreksizlik Haritası hazırlanmıştır.

ABSTRACT: Seismic Activity Maps of Turkey (34°—43°N; 25°—45°E) are determined from the magnitude and occurrence number (frequency) of the earthquakes which occurred within the period of 1901-1973. The calculated seismic activity for a unit area (0.3° X 0.3°) also includes the effects of the earthquakes occurred in the neighbourhood unit areas.

The map of Moho discontinuity has been prepared from the Bouguer Anomaly Map of Turkey for the purpose of comparing with the seismic activity maps.

1. GİRİŞ

Depremler nedeniyle ne kadar çok zararlara uğranıldığı iyi bilinen bir gerçektir. Özellikle az gelişmiş ve gelişmekte olan ülkeler için sorun, ekonomik açıdan, daha da büyük önem kazanmaktadır.

Depremleri durdurmak olanaksız olduğuna göre tek çıkar yol, onların zararlarını azaltıcı çabalarda bulunmak ve bu önemli konuda araştırmalar yapmaktır.

Bu soruna çözüm getirmek amacıyla yapılan araştırmalar, genellikle iki yoldan yürütülmektedir. Bunlardan ilki, depremi önceden haber verme (earthquake prediction) konusunda yapılan araştırmalardır. Bu konuda, çeşitli ülkelerde, birçok araştırmacı tarafından çalışmalar yapıldığı gibi Türkiye'de de son yıllarda değerli araştırmalar yapılmıştır. İkinci yol ise depreme dayanıklı yapılarla deprem zararlarını azaltma yolunda yapılan çalışmalardır. An-

cak, depremi önceden haber verme konusu sadece taşınabilir ekonomik değerler için önem kazandığı halde, depreme dayanıklı yapıların her türlü ekonomik değerlerin korunmasında geçerli olmaktadır.

Depreme dayanıklı yapı sorununu çözümlenebilmek için, yapı plâncılarına gerekli verilerin en önemlilerinden biri de, ele alınan bölgenin depremselliği (sismisitesi)'dir.

Depremsellik (Sismoloji) fiziksel ve matematiksel niteliklerinden ötürü, gerçek bir bilim dalı olduğuna göre, ilk olarak depremselliğin bir tanımını yapmaya çalışmamız gereklidir. Şunu belirtmeliyiz ki tam bir tanım yapmak oldukça güçtür ve bu konuda araştırmacıların görüşleri arasında aykırılıklar vardır. (Zatopek, 1969). İlginçtir ki B. Gutenberg) bile, depremsellik için çok önemli olan kitabında (1954), depremselliğin tanımını vermekten kaçınmıştır. Fakat en azından, deprem-

sellik denilince neyin söylenip, neyin söylene-
meyeceğini bilmek amacıyla bir tanımlama
yapmaya çalışmalıyız.

Bugün depremselliği, "ele alınan bölgede,
deprem etkinliğinin (sismik aktivite) genel
özelliklerini belirleyen kullanışlı veriler" ola-
rak adlandırabiliriz. Açıkça görülmektedir ki,
depremsellik, ele alınan bölgenin boyutlarına,
fiziksel özelliklerine ve inceleme süresine bağ-
lı olacaktır. Başka bir deyişle, *depremsellik
yer ve zamana bağlı olarak değişen bir nite-
liktir.*

Gözlenen depremlerin zamana ve yere
bağlı dağılımlarını inceleyebilmek için güveni-
li biçimde hazırlanmış deprem katalogları
gereklidir. Bu kataloglarda, depremlerin sınıf-
landırılmaları elden geldiğince basit olmalı,
fakat gerekli bütün veriler de bulunmalıdır.
Bilindiği gibi, depremle ilgili bütün parametre-
leri saptayabileceğimiz, beş temel büyüklük
enlemi (ϕ), boylamı (λ), içmerkezin (hipo-
santr) derinliği (h), oluş zamanı (t) ve dep-
remle açığa çıkan enerji (E)'dir.

Depremsellik konusundaki çalışmalara
başlangıcın Montessus de Ballore (1900) tara-
fından yapıldığını söyleyebiliriz. Yapılan bu
çalışmada, tarihsel kayıtlardaki anlatımlar-
dan yararlanılarak büyük depremlere ait veri-
ler bir kitapta toplanmıştır.

Fakat, bugünkü yöntemler kullanılarak,
bu veriler değerlendirilirse, elde edilecek so-
nuçların yanıltıcı olacağı bir gerçektir. Bu çe-
şit veriler aletsel olmadığından, depremleri
veya değişik bölgelerin deprem etkinliğini ni-
cel olarak karşılaştırmak olanaksızdır. Hatta,
anlatılan depremlerin önemini saptamak veya
enerjileri ile ilgili bazı sınıflandırmalar yap-
mak bile hemen hemen olanaksızdır. Ancak,
anlatılan deprem sayısı ve yıkımları (hasar)
gözönüne alınarak nitel bazı yorumlar yapıla-
bilir. Bu nedenle, Montessus de Ballore, sade-
ce depremin oluşumunu ve etkilerini tanımla-
yabilmiş ve deprem bölgelerini kabaca, duray-
lı veya deprem olmayan bölgeler, orta derece-
de deprem ve deprem bölgeleri olmak üzere üç
gruba ayırmıştır. Böylece depremselliğin araş-
tırılmasında ilk adım atılmış olmaktadır. M.

de Ballore, ayrıca, deprem etkinliğinin yüksek
olduğu bazı doğrultular saptayarak bu doğ-
rultuların geniş çaplı jeoloji ile ilgilerini be-
lirlemek istemiştir. Ancak, bu tür bir girişimin
başarıya ulaşabilmesi için daha iyi gözlemsel
ve tektonik veriler gereklidir ki o günün koşul-
larında bu bilgilerin yeterli olmadığı açıktır.

Depremsellik konusunda araştırmalara Si-
eberg (1904) tarafından devam edilmiş ve Mer-
calli-Cancani-Sieberg ölçeği olarak bilinen ve
makrosismik etkilerin sınıflandırılmasında, u-
luslararası bir ölçek olarak kullanılan deprem
ölçeği geliştirilmiştir. Sieberg, depremselliği,
inceleme bölgesinde ortalama olarak yılda bir
depremin olduğu kare şeklindeki alanın bir
kenarı olarak tanımlamıştır. Ele alınan bölge-
nin alanına $S = a^2$ dersek ve bu alanda t yılda
oluşan deprem sayısı N ise yıllık ortalama dep-
rem sayısı N/t olur ve depremsellik :

$$a = \sqrt{St/N} \quad 1.1$$

bağıntısı ile verilir.

Görülmektedir ki bu büyüklük depremsel-
lik kavramıyla pek bağdaşmamaktadır. Çünkü
deprem sayısı N arttıkça a büyüklüğü küçül-
mektedir. Daha sonraları bu büyüklük yerine,
 $b = 1/a$ alınarak,

$$b = \sqrt{N/St} \quad 1.2$$

büyüklüğünün daha uygun olabileceği görüşü
ileri sürülmüşse de bu yöntemle yapılan çalış-
malar yetersiz kalmışlardır.

Sieberg'in çalışmalarının en yararlı yönü,
çeşitli etkileri kapsayan, yüzeysel gözlenimle-
rin değerlendirilmesini sistematik bir biçime
sokmuş olmasıdır. Bu nedenle, Sieberg, dep-
rem jeolojisi ve deprem tektoniğinin kurucusu
olarak kabul edilmektedir. Ancak, depremin
yüzeysel etkilerinin gözlemine dayanılarak
yapılan değerlendirmelerde, gözlemlerin nite-
liği, niceliği ve gözlemcinin kişisel görüşleri
sonuçlar arasında büyük aykırılıklar oluşturu-
maktadır.

Depremsellik konusundaki en önemli aş-
ma, Richter'in (1935), depremleri sınıflandı-
rılmak için, aletsel verilere dayanan sayısal
bir değer saptaması ile oluşmuştur. Richter,
bu sayısal değeri, deprem büyüklüğü (mag-

nitüd) olarak adlandırmış ve Wood-Anderson burulma (torsion) deprem çizirinin (sismograf) ($V_0 = 2800$, $T_0 = 0.8$ san.), deprem dış-merkezinden (episantr) 100 km uzaklıkta, kaydettiği en büyük genliğin mikron olarak değerinin on tabanına göre logaritması olarak tanımlamıştır. Gutenberg'in (1942), bu tanımlamadaki "kaydedilen genlik" yerine, yer hareketinin gerçek değerini kullanmasıyla deprem büyüklüğü, depremin en önemli sayısal parametrelerinden biri olmuştur.

Gutenberg ve Richter (1941, 1942 ve 1945) ilk olarak depremin içmerkezinden (hiposantr) deprem dalgaları biçiminde yayılan enerjinin, deprem büyüklüğünden (magnitüd), nicel olarak saptanmasını sağlayacak bağıntıları vermeyi başarmışlardır.

Böylece, deprem büyüklüğünü, ölçek olarak kullanma, deprensellik araştırmalarına yeni olanaklar kazandırmış ve deprembilimciler deprem oluşumunda enerji dengesi sorununu daha etkin bir biçimde araştırabilmişler, orojenik hareketlerdeki kuvvetleri inceleme ve deprem etkinliğini, belirli zaman aralığında, belirli bir alandan yayılan enerji olarak ele alıp, bölgeler arasında karşılaştırma yapabileceğini sağlamışlardır.

Deprenselliğin tanımlanmasında değişik anlayışlar olduğunu belirtmiştik. Tanımlamalar arasındaki aykırılıkların doğal sonucu olarak, deprenselliğin saptanmasında da değişik yöntemler uygulanagelmıştır.

Byerly (1942), depremleri şiddetlerine göre gruplandırmış ve her grup için göreceli (itibari) bir katsayı belirlemiştir. Deprem şiddeti I ile gösterilirse bu katsayılar şöyledir:

$$I < 7 \text{ için } P_1 = 5$$

$$7 < I < 8 \text{ için } P_1 = 25$$

$$8 < I \text{ için } P_1 = 125$$

Her gruptaki deprem sayısı n_i ise Byerly'nin, deprenselliğin bir ölçüsü olarak kullandığı indeks:

$$I = (\sum P_i n_i) / (\sum P_i) \quad 1.3$$

bağıntısı ile verilmiş olur.

Görülmektedir ki bu indeks, kullanılan katsayıların seçiminde fiziksel bir temel olmayışı nedeniyle, ortalama şiddetin bir göstergesi olmaktadır. Ancak deprenselliğin nicel bir tanımlaması olmaktan uzaktır.

Bath (1952), Sponheuer (1953), Toperczer (1953), Trapp (1954), deprem etkinliğinin ölçüsü olarak, birim zamanda, birim alandan yayılan toplam deprem enerjisini kullanmışlardır.

$$S = \frac{K}{A.T} \int_A \int_T E.dA.dT \quad 1.4$$

Bu bağıntıda A alan, T gözlem süresi, E depremin enerjisi, K ise kullanılan birimlere bağlı bir katsayıdır. Bu yöntemle yapılan saptamalarda küçük şoklar, açığa çıkan enerji değerine olan katkılarını hemen hemen kaybetmektedirler.

Benioff (1949), deprem enerjisi yerine, elastik strain enerjisinin, zamanla değişimini, bir seri araştırmayla incelemiş, Ritsema (1954) ve St. Amand (1956), deprenselliği "birim zamanda birim alanda açığa çıkan elastik strain enerjisi" olarak tanımlamış ve

$$E = \frac{K}{A.T} \int_A \int_T E.1/2 dA.dT \quad 1.5$$

bağıntısıyla saptanılan "tektonik akı" deyimini kullanmışlardır. Bu bağıntıda $E^{1/2}$, depremin elastik strain enerjisini göstermektedir. Zatopek ve Ambraseys (1967)

$$E = \frac{1}{A.T} \sum_{i=1}^n E_i \quad 1.6$$

bağıntısından elde edilen ve "enerji akısı" diye adlandırdıkları büyüklüğün, yere bağlı değişimini incelemişlerdir.

Ullmann ve Maaz (1967) ise deprem enerjisinin, deprem koordinatları ile ilgili bir fonksiyonla çarpımlarının toplamını alarak deprenselliği tanımlamaya çalışmışlardır. Bu yöntemde, yüzeydeki bir Z noktasında $S(Z)$ deprenselliği

$$S(Z) = \sum_{i=1}^n S_i(Z) = \sum_{i=1}^n E_i P_i(Z) \quad 1.7$$

bağıntısı kullanılarak saptanmaktadır. Burada E_i depremin enerjisi, $P_i(Z)$ ise i 'inci depremin Z noktasındaki "dağılım yoğunluğu" diye adlandırılan ve depremin koordinatlarıyla ilgili fonksiyonun değeridir.

Görülmektedir ki depremsellik çalışmalarında deprem enerjisi çeşitli yöntemlerle kullanılmıştır. Bunun başlıca nedeni, deprem enerjisinin yeteri kadar güvenilir ve duyarlı saptanması koşuluyla, skaler bir büyüklük oluşu ve bu özelliğinden dolayı matematiksel işlemlerde kolaylık sağlamasıdır. Ancak, deprem enerjisinin veya karekökünün, depremselliğin ölçüsü olarak kullanıldığı bu tür depremsellik araştırmalarında belirli büyüklükteki şoklar gözönüne alınmaktadır. Bilindiği gibi, genellikle, büyük depremler küçük depremlere oranla daha az oluşmaktadır. Bu nedenle, sadece büyük depremlere ait az sayıdaki veri ile yapılan depremsellik saptamaları, büyük değişimler göstermekte ve sonuçlar yeterli olmadığından depremselliğin nicel bir göstergesi de olamamaktadırlar.

Küçük depremlerin enerjilerini de gözönüne aldığımız zaman, yer içinin fiziksel özelliklerinden dolayı, yapı plânlayıcılarını yanılgıya düşürebilecek sonuçlar elde etmek olasılığı ortaya çıkmaktadır. Örneğin, sürekli olarak, küçük depremlerin olduğu bir bölgede, açığa çıkan enerjiye dayanılarak saptanan deprem etkinliğinin, uzun süre durağan kalarak biriken enerjinin bir büyük depremle açığa çıktığı başka bir bölgede saptanan deprem etkinliğinden daha büyük olduğu görülebilecektir (Kolçak, 1975).

Gutenberg ve Richter (1954), bütün dünya için büyük depremleri sayılama (istatistik) yöntemi ile analiz ederek, depremleri büyüklüklerine göre sınıflandırmış ve her gruba ait büyüklükle (magnitüd) deprem sayısını grafiklemişlerdir. Enerjinin geniş bir aralığı için bu grafik, yaklaşık olarak, doğrusal bir biçim göstermiştir. Bu grafiğin eğimi, içmerkezi kabukta olan depremler için, $\gamma = -0.45$; orta derinlikteki depremler için ise bu-

na çok yakın bir değer bulunmuştur. Benzer biçimdeki grafikler Bune (1956) tarafından orta ve büyük şiddetteki depremler için yapılmış ve yaklaşık olarak doğrusal biçimde oldukları görülmüştür. Ayrıca Kawasumi (1952), Savarensky (1957), Riznichenko (1958), Bath (1960) ve başkaları tarafından benzer çalışmalar yapılmıştır. Başlangıçta yapılan bu çeşit araştırmalar içinde en yeterlisi Gutenberg ve Richter'in olanıdır ve yaklaşık olarak beş değişik enerji basamağını kapsamaktadır.

Riznichenko'nun yaptığı bir seri araştırma ise bu konuda yeni bir aşama olmuş ve depremselliği nicel olarak tanımlayabilecek büyüklükler saptanmıştır. Yapılan bu araştırmalarda, bütün depremler kullanıldığı için, yukarıda belirtildiği üzere, sadece büyük şokların etkisini içeren yöntemlerdeki sakıncalar giderilmiş ve yapı plânlayıcıları için gerekli veriler, uygun biçimde saptanabilmektedir. Bu tür bir çalışmada en ilgi çekici olay, çizilen grafiklerden saptanan eğimlerin yaklaşık olarak durağan kalmasıdır. Değişik bölgelerde yapılan uygulamalar sonucu $\gamma = -0.45 \pm 0.05$ olarak bulunmuştur. Böylece, genel bir fiziksel kural saptanmış olmaktadır. Bir fiziksel niteliğin değerlendirilmesinde geçerli olan, değişmez kalan (invariant) özelliğinin belirlenmesidir. Yalnız, şunu söylemek gerekir ki küçük bölgelerde γ 'nın özgül (specific) değeri değişebilecektir. γ 'nın yaklaşık durağanlığı bize bu büyüklüğü, deprem etkinliğinin üniversal bir katsayısı olarak tanımlama olanağı vermektedir. Bu temele dayanarak yapılan deprem etkinliği çalışmaları bize, bölgeler arasında nicel bir karşılaştırma olanağı da sağlayacaktır.

Türkiye'de, bugüne kadar, depremsellik konusunda birçok çalışma yapılmıştır. Bunlar arasında Omote ve İpek (1959), Öcal (1962), İpek, Uz ve Güçlü (1965), Tabban (1970), Tabban ve Gençoğlu (1973) tarafından yapılanları sayabiliriz. Bu konuda çalışmalar bugün de devam etmektedir. Sadece açığa çıkan deprem enerjisine veya gelişigüzel seçilmiş parametrelere dayanılarak yapılan deprem etkinliği saptamalarının yeterli olmadığını yukarıda belirtmiştik. Deprem büyüklüğü ve

o büyüklükteki deprem sayısına, sayılama yöntemleri uygulanarak yapılan çalışmalarda ise araştırmacılar, ön yargularla, inceleme alanını daha küçük birkaç bölgeye ayırarak bu bölgelerin deprem etkinliğini saptamışlardır. Gerçekte, inceleme alanının, olanaklar elverdiği kadar küçük, birim bölgelere ayrılarak, deprem etkinliklerinin saptanması ve özellikleri aynı bulunanların birleştirilmesi gerektiği, açıkça görülmektedir. Bu nedenlerle, Türkiye'de, bugüne kadar yapılan depremsellik araştırmaları, kanımızca nicel olamadıkları gibi yetersiz de kalmışlardır.

Ülkemizde de depremsellik çalışmalarını daha uygun ve nicel bir temele oturtmak amacıyla, ilke olarak, Riznichenko'nun geliştirdiği yöntem, 25°- 45°E ; 34°- 43°N sınırları içerisinde kalan alana uygulanmış ve elde edilen değerler harita haline getirilmiştir.

2. VERİLER

Bu araştırmada, ilk adım olarak, verilerin derlenmesine çalışılmıştır. Bilindiği gibi, yakın zamana kadar, ülkemizde sismik istasyon sayısının ve devamlı çalışır durumda olanların da dağılımlarının yeterli olmayışı, veri eksikliğine yol açmaktadır. Ayrıca, Türkiye'deki depremleri kapsayan yeterli bir katalogun henüz varolmayışı, bu aşamada karşılaşılan en büyük güçlüğüdür. Bu nedenle çeşitli kaynaklardan yararlanma yoluna gidilmiş (Ergin, 1967; Karnık, 1969; USCGS bültenleri) fakat, kaynaklar arasındaki aykırılıklar, çözülmesi güç sorunlar doğurmuştur. Elden geldiğince, eksik depremler birbirlerinden tamamlanmış, deprem büyüklüğü saptanmamış olanlara işlem uygulanmayarak, aynı depreme ait büyüklüklerden, daha çok istasyon yardımıyla saptanmış, güvenilir olanlar yeğ tutulmuştur.

İnceleme bölgesi olarak 34°- 43°N enlemleri ile 25°- 45°E boylamları arasındaki alan; değerlendirme aralığı olarak da 1901-1973 aralığı ele alınmış ve böylece elde edilen 1837 depreme ait veriler, bilgisayarda işlem yapabilmek amacıyla kartlara geçirilmiştir.

İkinci adım olarak, bölgelerde açığa çıkan ortalama enerji akısını (Ek. I. a) ve depremlerin açığa çıkan enerjilerine göre gruplandırılmalarını sağlayacak (Ek. I. b, d) bilgisayar programları ve bu programlardan alınacak sonuçlara uygulamak üzere en küçük kareler yöntemi temel alınarak, başka programlar hazırlanmıştır. (Ek. I. c, e).

Ege denizinin Bouguer anomali haritası (Allan and Morelli, 1971) ile Türkiye'nin T.C. Harita Genel Müdürlüğünde tamamlanmış fakat yayınlanmamış Bouguer anomali haritalarından yararlanarak elde edilen veriler kartlara işlenmiş, Türkiye'de kabuk kalınlığının saptanabilmesi için gerekli bilgisayar programları hazırlanmıştır (Ek. II. a, b, c).

Ayrıca, bölgede açığa çıkan yıllık toplam enerjilere uygulanmak üzere Spectrum programı geliştirilmiştir (Ek. III. a, b).

3. KULLANILAN YÖNTEMLER

a) Deprem Etkinliğinin Saptanmasında Kullanılan Yöntem

Daha önce, bu uygulama için Riznichenko'nun geliştirdiği yöntemin, diğer yöntemlere göre daha yeterli ve nicel olduğu için, ilke olarak benimsendiğini belirtmiştik Şimdi bu yöntemin ayrıntılarını inceleyelim.

Bilindiği gibi, bir depremin enerjisini, büyüklüğünden yararlanarak saptayabilmekteyiz. Ancak verilerin derlenmesi için kullanılan kaynaklarda, yüzey dalgalarından saptanan deprem büyüklüğü m_s ve cisim dalgalarından saptanan deprem büyüklüğü m_b olmak üzere iki tür büyüklük verildiğinden

$$m_b = 2.6 + 0.58 m_s \quad 3.1$$

bağıntısından yararlanılarak elde edilen

$$\log E = 12.24 + 1.44 m_s \quad 3.2$$

ve

$$\log E = 5.78 + 2.48 m_b \quad 3.3$$

bağıntıları (Bath, 1976), deprem enerjisini, erg olarak saptamada kullanılmıştır. Saptanan deprem enerjisinin Joule olarak değerinin logaritması, o depremin enerji sınıfı olarak tanımlanır (Riznichenko, 1958).

$$K = \log E \text{ (joule)} \quad 3.4$$

Başka bir deyişle, bir depremin enerji sınıfını saptamak amacıyla

$$K = 5.24 + 11.44 m, \quad 3.5$$

ve

$$K = -1.22 + 2.48 m, \quad 3.6$$

bağıntıları kullanılmıştır.

Belirli bir gözlem aralığı, T yıl boyunca oluşan deprem sayısı N ise, bunları enerji sınıflarına göre gruplandırmak gerekmektedir. Depremleri enerji sınıflarına göre gruplandırırken, K_i enerji sınıfının alt ve üst sınırlarını $K_i - 0.5$ ve $K_i + 0.5$ olarak belirlemek, sayılama analiz yöntemleri bakımından daha uygun olmaktadır. Her enerji sınıfındaki şok sayısı N_i , gözlem süresine bölünerek yıllık ortalama oluşum sayısı bulunur.

$$\bar{N}_i = N_i/T \quad 3.7$$

Enerji sınıfı K_i , yatay eksen ve yıllık ortalama oluşum sayısının logaritması $\log \bar{N}_i$ ise düşey eksen olmak üzere grafiklenir. En küçük kareler yöntemiyle, bu noktalardan geçen, en uygun doğrunun denklemi saptanır.

$$\log \bar{N} = \gamma K + \beta \quad 3.8$$

Bu denklem yardımıyla, deprem etkinliği

$$A_K = 10^{\log N} = 10^{\gamma K + \beta} \quad 3.9$$

olduğundan, istenen K_i enerji sınıfı için saptanabilir. Deprem etkinliği A_{K_i} fizik anlam bakımından K_i enerji sınıfındaki depremlerin ortalama oluşum frekansından başka bir şey değildir. Bu nedenle A_K değerlerini harita durumuna getirerek bölgesel deprem etkinliği haritaları çizilebileceği gibi, yukarıda söylenen fizik anlamından yararlanılarak

$$T_K = 1/A_K = 1/10^{\gamma K + \beta} \quad 3.10$$

bağıntısı yardımıyla, istenen enerji sınıfı için, ortalama oluşum periyotlarını saptamak ve bu değerleri gösteren haritalar yapma olanağı da vardır.

b) Kabuk Kalınlığının Saptanmasında Kullanılan Yöntem

Moho süreksizlik sınırını saptamak için çok iyi bilinen $\sin X/X$ yöntemi uygulanmıştır. Bu yöntem, süreksizlik sınırındaki dalgalanmaların, manto ile kabuk arasındaki yoğunluk farkı nedeniyle, yeryüzündeki anomalileri oluşturduğu varsayımına dayanır (Tsuboi, 1958).

Ölçülen gravite anomali değerleri

$$\Delta g(x) = b \frac{\sin x}{x} = b \int_0^1 \cos mx \, dm \quad 3.11$$

biçiminde gösterilebilir (Tomoda ve Aki, 1955). b , $X = 0$ noktasındaki Δg 'nin değeridir. Potansiyel teoriden bilindiği üzere 3.11 bağıntısında tanımlanan anomaliyi oluşturacak kütle

$$M(x) = \frac{b}{2\pi G} \int_0^1 \cos mx \, e^{md} \, dm \quad 3.12$$

veya

$$M(x) = \frac{b}{2\pi G} \frac{1}{x^2 + d^2} (e^d (d \cos x + x \sin x) - d) \quad 3.13$$

dir.

Burada G gravitasyon katsayısı, d ise kütlelerin üzerinde sıkıştırılarak yüzey yoğunluğu ile tanımlanabilecek duruma getirildiği yüzeyin derinliğidir.

İki boyutlu durumda yüzey yoğunluğu

$$\Delta \sigma = \frac{1}{2\pi G} \sum_i \Delta g_i \cdot \phi_i \quad 3.14$$

olarak yazılabilir. Grid aralığı π olarak seçildiği zaman X ve d radyandır. Grid aralığı a 'yı ve d 'yi kilometre olarak alırsak

$$\phi_i = \frac{(d/a)}{\pi \{(d/a)^2 + i^2\}} \{(-1)^i e^{d\pi/a} - 1\} \quad 3.15$$

biçiminde gösterilebilir. Diğer taraftan $\Delta \rho$, manto-kabuk arasındaki yoğunluk farkı; h_i , d derinliğinden olan dalgalanma ise, yüzey yoğunluğu

$$\Delta\sigma_i = \Delta\rho \cdot h_i = \{\Phi_0\Delta g_i + \Phi_1(\Delta g_{i-1} + \Delta g_{i+1}) + \Phi_2(\Delta g_{i-2} + \Delta g_{i+2}) + \dots + \Phi_n(\Delta g_{i-n} + \Delta g_{i+n})\} \cdot \frac{1}{2\pi G} \quad 3.16$$

olur ve i grid noktasında ortalama d derinliğinden olan sapma

$$h_i = \frac{1}{2\pi G \Delta\rho} \{\Phi_0\Delta g_i + \Phi_1(\Delta g_{i-1} + \Delta g_{i+1}) + \dots + \Phi_2(\Delta g_{i-2} + \Delta g_{i+2}) + \dots + \Phi_n(\Delta g_{i-n} + \Delta g_{i+n})\} \quad 3.17$$

bağıntısı kullanılarak kolayca saptanır. Bu yöntemin uygulanabilmesi için Δg_i , Bouguer anomali değerlerini, $\Delta\rho$, manto-kabuk yoğunluk farkını ve d, moho süreksizliğinin ortalama derinliğini bilmek gereklidir.

4. UYGULAMA

a) Deprem Etkinliğinin Saptanması

İlk olarak, 34°- 43° N enlemleri ile 25°- 45°E boylamları arasındaki bölge, 0.5 X 0.5 derecelik, 720 birim alana bölünmüş ve her birim alanda, 73 yılda oluşan depremlerin enerjileri, 3.2 ve 3.3 bağıntıları yardımıyla saptanarak toplanmıştır. Böylece açığa çıkan toplam deprem enerjisi bulunmuştur. Bu değerler,

T = 73 yıl'a bölünerek, her birim alan için, yıllık ortalama enerji akısı saptanmıştır. Bu işlemler için kullanılan bilgisayar programı Ek. I.a'da verilmiştir.

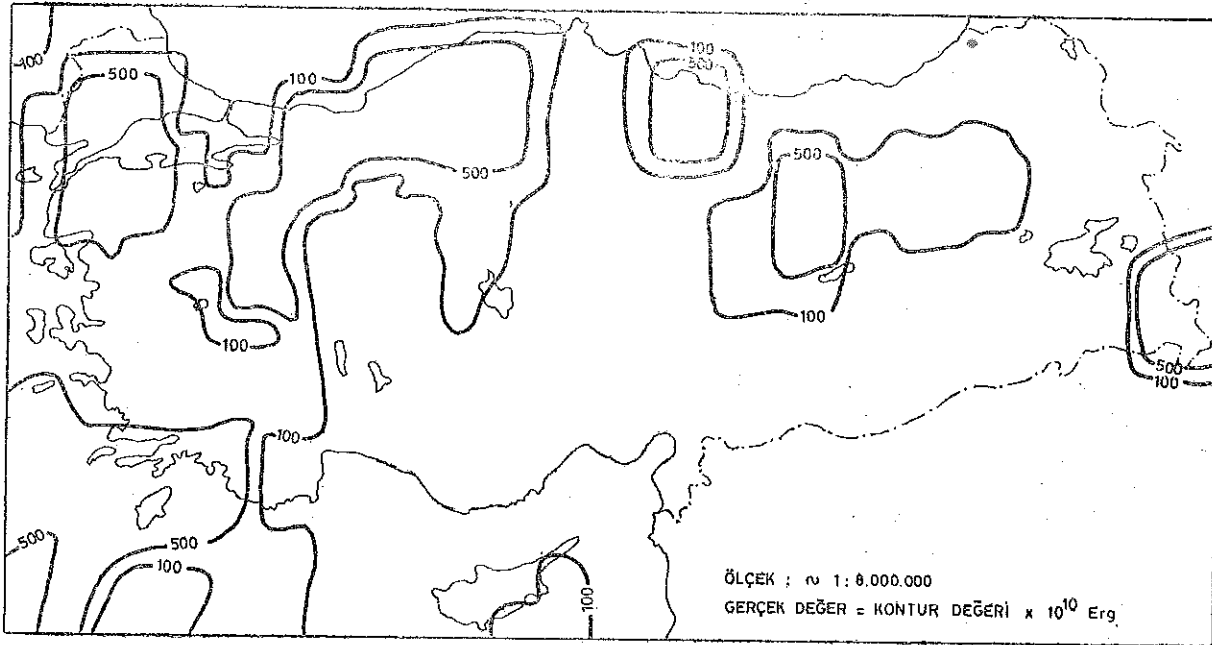
Elde edilen değerlerden yararlanılarak çizilen harita Şekil 1'de görülmektedir. Toplam enerjiler saptanırken sadece büyük depremler değil, bütün depremler kullanılmıştır.

Yine aynı bölgenin genel deprem etkinliğini saptamak için, Ek. I. b'de verilen bilgisayar programı uygulanarak aşağıda Tablo I'de verilen değerler bulunmuştur.

TABLO 1

K_i	N_i	$\bar{N}_i = \log(N_i/T)$
11	656	0.954
12	590	0.908
13	421	0.761
14	119	0.212
15	33	-0.345
16	17	-0.633
17	1	-1.863

Bu tabloda K_i , enerji sınıfı ; N_i , her enerji sınıfındaki şok sayısı; \bar{N}_i ise yıllık ortalama



ŞEKİL. 1- Yıllık Ortalama Enerji Akısı Haritası

x_i	y_i	$(x_i - \bar{x})$	$(y_i - \bar{y})$	$(x_i - \bar{x})^2$	$(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})$
11	0.954	-3	0.953	9	-2.859
12	0.908	-2	0.907	4	-1.814
13	0.761	-1	0.760	1	-0.760
14	0.212	0	0.211	0	0.000
15	-0.345	1	-0.346	1	-0.346
16	-0.633	2	-0.634	4	-1.268
17	-1.863	3	-1.864	9	-5.592

$$\bar{x} = \sum x_i / N = 14$$

$$\bar{y} = \sum y_i / N = -0.000857$$

$$\sum (x_i - \bar{x})^2 = 28$$

$$\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) = -12.639$$

bulunur.

oluşum sayısının logaritmasıdır. K_i yatak eksen (X), N_i değer eksen (y) olarak alınacağına göre en küçük kareler yöntemi şöyle uygulanır.

$\gamma = \sum (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) / \sum (x_i - \bar{x})^2$ olduğundan $\gamma = -0.45$ ve $\beta = \bar{y} - \bar{x}\gamma$ dan yararlanarak $\beta = 6.294$

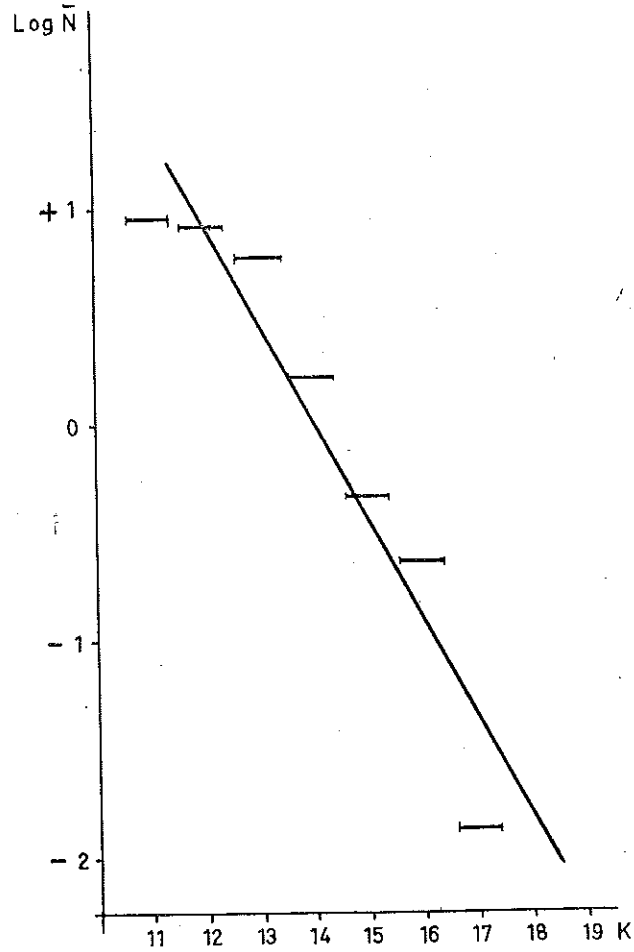
saptanır. Bu sonuç, benzer araştırmalarda bulunanlarla uygunluk göstermektedir. Böylece en uygun doğru denklemi :

$$\log \bar{N} = -0.45 K + 6.294 \quad 4.1$$

olarak bulunmuş olur. Ayrıntılarını verdiğimiz bu yöntemin uygulanmasında Ek. I. c' deki bilgisayar programı kullanılmıştır. Tablo 1'deki değerler kullanılarak saptanan en uygun doğrunun grafiği, Şekil 2'de görölmektedir. Küçük enerji sınıflarındaki sapmanın nedeni, ölkemizde yeterli sayıda istasyon olmadığından, küçük şokların ya hiç kaydedilmemiş olması veya kaydedilse bile büyüklüklerinin saptanmamış olmasıdır.

Daha sonra, birim alanlarda γ , β ve A_K 'nin özgül değerlerini incelemek amacıyla, bütün alan 0.5 X 0.5 derecelik bölgelere ayrılmış, ancak, birkaç bölge dışında, en küçük kareler yöntemini uygulamaya yetecek sayıda deprem olmadığı görölmüştür. Bu nedenle, birim bölgelerin boyutları büyütülerek aynı işlemler yinelenmiş, sırasıyla 1 x 1, 1.5 x 1.5 ve 2x 2 derecelik birim bölgelerin uygunluğu denenmiştir. Görölmüştür ki 2x 2 derece gibi ayrıntının kaybolmasına neden olan boyutlardaki

birim bölgelerin bile çoğunda, yöntemi uygulayabilecek deprem sayısına ulaşılammaktadır.



ŞEKİL . 2

Fiziksel olarak bir yanılıya düşmeden, bu sorunu çözümlenmek amacıyla yapılan araştırmalar sonucunda (Riznichenko, özel konuşma 1974), birim bölgelerden birinde oluşan bir depremin, komşu birim bölgelerdeki yapılara etkisini de göz önüne almanın yararlı olacağı kanısına varılmıştır. Bu nedenle, bir depremin, uzaklığa bağlı olarak, enerjisinin 10^{15} erg'e düşünceye kadar, diğer bölgelerde ne değer aldığı saptanmış ve bu bölgelerde yapıların, saptanan enerjiye eşdeğer büyüklükte bir depremden etkilendikleri varsayılmıştır. Enerjinin uzaklıkla değişimi, aşağıdaki bağıntı yardımıyla saptanmıştır (Ullmann-Maaz, 1966).

$$E_i = E_t \frac{1}{4\pi R^2 h_i^2} \exp \left\{ - \left(\frac{1}{h_i/R} \sin \frac{\Delta_i/R}{2} \right)^2 \right\} \quad 4.2$$

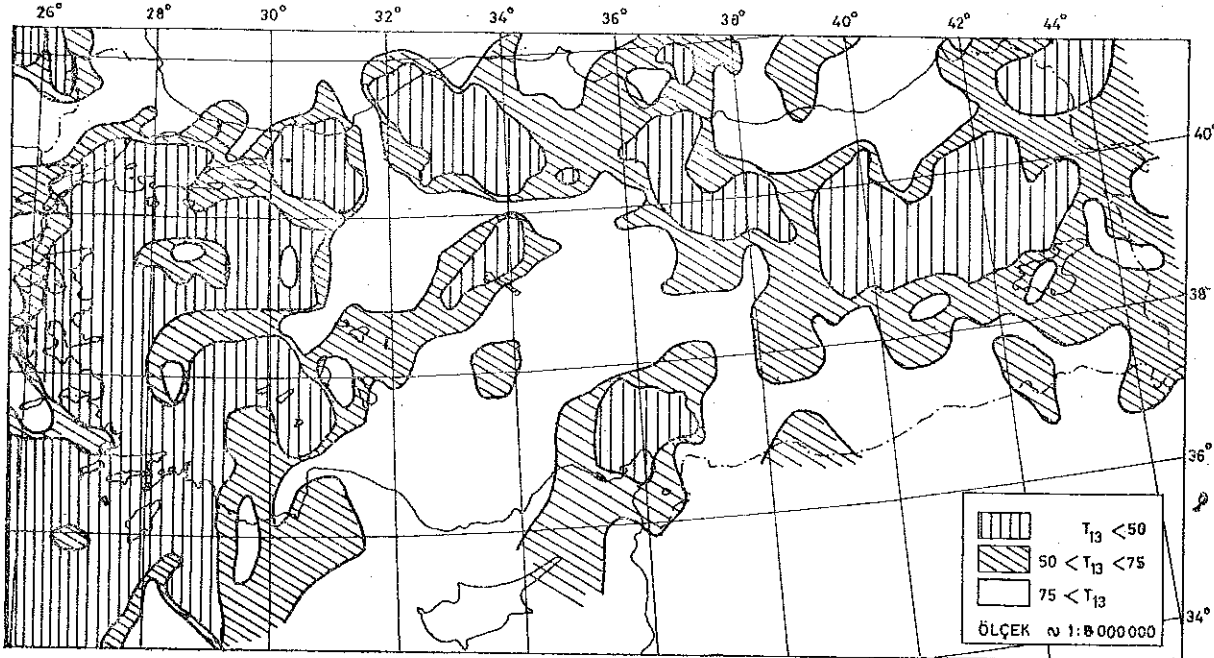
Burada E_i , i'inci depremin toplam enerjisi; h_i , içmerkezin derinliği; Δ_i , dışmerkezine olan uzaklıktır. R ise yer yarı çapıdır.

Daha önce kullanılan bilgisayar programında (Ek. 1. b) gerekli değişiklikler yapılarak, 4.2 bağıntısı işleme sokulmuş ve birim bölge boyutları 0.3 x 0.3 derece olarak seçilmiştir (Ek. 1. d).

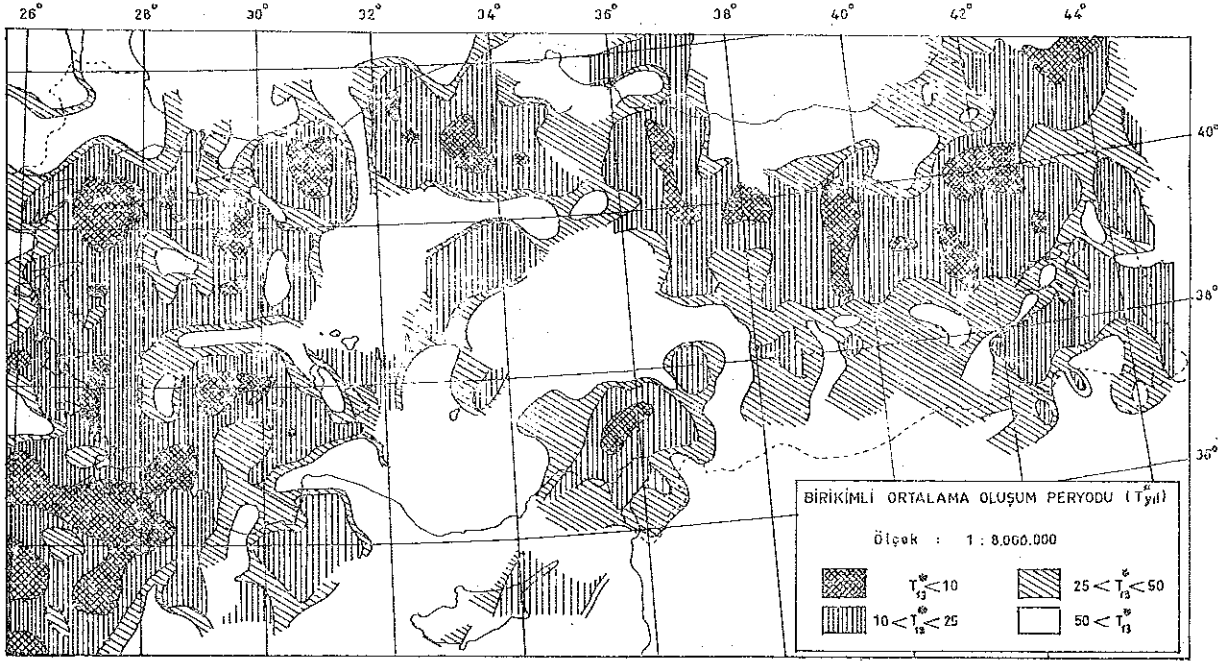
Sonuçta, bilgisayardan, birim bölgeler

için saptanan enerji sınıfları K_i ve her enerji sınıfındaki yıllık ortalama deprem sayılarının (N_i 'ler) logaritması alınarak kartlara işlenmiştir. γ ve β 'nin genel değerinin saptanmasında ayrıntılarını verdiğimiz yöntem, her birim alan için uygulanarak γ ve β 'nin 1980 (birim alan sayısı) tane özgül değerleri saptanmıştır.

Önceden de belirtildiği gibi γ ve β değerleri, yer'e bağlı olarak değişmektedirler. Başka bir deyişle, bu değerler bölgenin tektonik ve fizik özelliklerine bağlı olmaktadır. γ ve β 'dan yararlanılarak, istenen enerji sınıfındaki deprem etkinliği 3.8 ve 3.9 bağıntıları kullanılarak saptanabilir. Bu çalışmada, $K = 13$ için, her birim bölgedeki A_{13} değerleri bulunmuştur. γ ve β 'nin özgül değerleri ile A_{13} değerlerinin saptanmasında, yine Ek. 1. e'de verilen programdan yararlanılmıştır. $K = 13$ seçilmesinin nedeni, bu enerji sınıfına eşdeğer olan deprem büyüklüğünün 5.5 dolaylarında oluşudur. Bulunan A_K değerleri, fiziksel anlam bakımından, ait oldukları bölgelerde, K enerji sınıfındaki depremlerin ortalama oluşum frekansını gösterdiğinden, aynı bölgeler için ortalama oluşum periyodu T_{13} saptanmış ve bu değerler harita haline getirilmiştir (Şekil 3).



ŞEKİL 3 - Ortalama Oluşum Periyodu (T = yıl) Haritası



ŞEKİL 4 - Birikimli Ortalama Oluşum Peryodu Haritası

A_K ve T_K değerlerinin fizik anlamlarının biraz daha belirlenmesi gerekmektedir. Şöyle ki, her iki değerde yalnızca ait oldukları K enerji sınıfındaki depremlerin etkinliğinin bir ölçüsü olmaktadır. Bir yapı plânlayıcısı için seçilen K enerji sınıfından daha büyük depremlerin etkinliklerini de kapsayan bir büyüklüğe gereksinim vardır. Bu nedenle, en küçük kareler yöntemi uygulanmadan önce enerji sınıflarındaki şok sayıları büyükten küçüğe doğru toplanmıştır (Kümülatif toplam - Birikimli Toplam). Örneğin, ele alınan bölgede, enerji sınıfları :

$$K_{i-3}, K_{i-2}, K_{i-1}, K_i, K_{i+1}, K_{i+2}, K_{i+3}$$

ve bu sınıflardaki deprem sayıları da sırasıyla:

$$N_{i-3}, N_{i-2}, N_{i-1}, N_i, N_{i+1}, N_{i+2}, N_{i+3}$$

olsun. Yapacağımız birikimli toplam sonucu eksenlere işaretleyeceğimiz değerler aşağıdaki gibi olacaktır.

Y	X
K_{i+3}	$\log (N_{i+3}/T)$
K_{i+2}	$\log [(N_{i+3} + N_{i+2})/T]$
.	.
.	.
K_{i-3}	$\log [(N_{i+3} + N_{i+2} + \dots + N_{i-3})/T]$

Bu değerlere en küçük kareler yöntemini uygulayarak saptayacağımız A_K^* ve T_K^* değerleri, yalnız istenen K sınıfındaki depremleri değil, K ve daha büyük depremlerin ortalama oluşum frekansı ve ortalama oluşum periyodu olacaklardır. T_K^* değerlerini saptayabilmek için Ek. 1. d programından alınan 1980 tane, 0.3 x 0.3 derecelik birim bölgelere ait sonuçlara Ek 1. e'deki program uygulanmıştır. Böylece, her birim bölge için saptanan T_{13}^* değerlerinin haritası Şekil 4'de görülmektedir

b) Kabuk Kalınlığının Saptanması

Moho süreksizlik sınırını saptarken Bouguer anomali değerleri, W-E doğrultulu profiller boyunca okunmuş ve kayan ortalama yöntemi, bilgisayar yardımıyla (Ek. II. a) uygulanarak düzgünleştirilmiştir. Düzgünleştirme dalga boyu 30 km'den daha küçük olan değişimleri gidermek amacıyla uygulanmıştır.

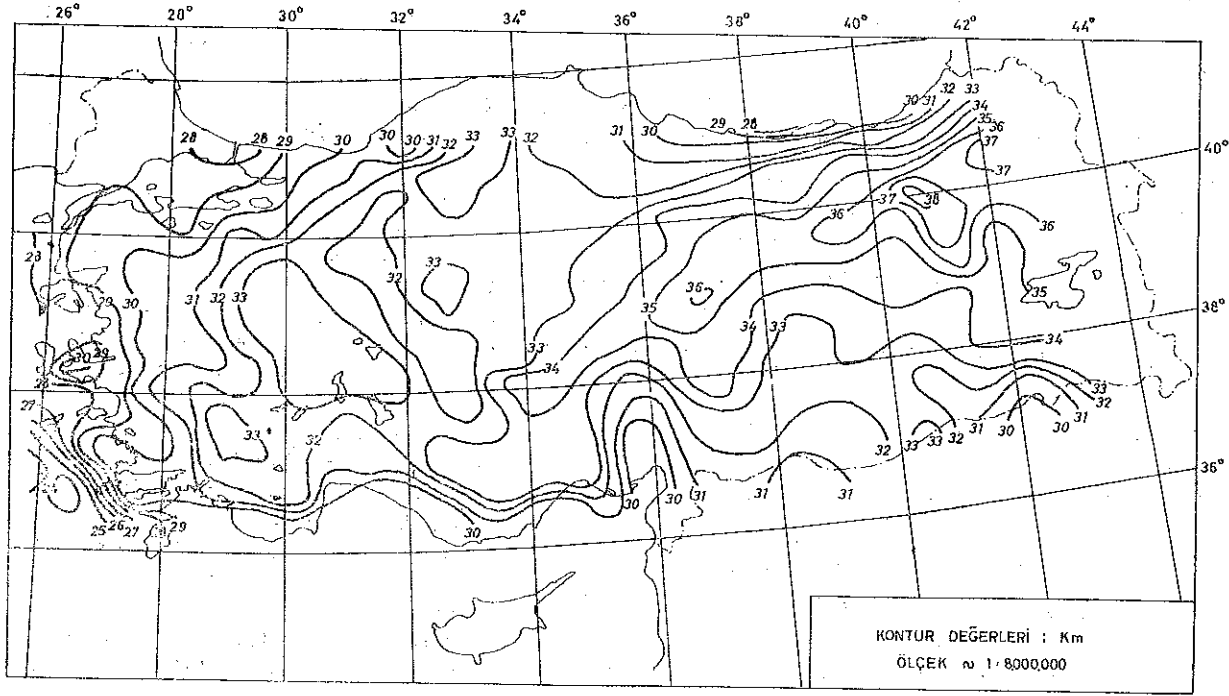
Hesaplamalarda, manto ile kabuk arasındaki yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.63 \text{ gr/cm}^3$, ortalama derinlik $d = 30 \text{ km}$ ve grid noktaları arasındaki uzaklık $a = 60 \text{ km}$ olarak alınmıştır. Bu durumlarda $d/a = 0.5$ oranı için Φ_i katsayıları, 3.15 bağıntısı kullanılarak, bilgisayarla (Ek. II. b), yeniden saptanmıştır. Φ_i katsayıları, Tablo II'de görülmektedir.

TABLO 2

i	Φ_1
0	2.42678
± 1	— 0.73990
± 2	0.14275
± 3	— 0.09999
± 4	0.03734
± 5	— 0.03663
± 6	0.01674
± 7	— 0.01878

Yöntem uygulanırken ilk olarak 15 katsayı ile işlem yapılmış ve bunun sonucu olarak, her profil boyunca, kabuk kalınlığının sap-

tandığı ilk ve son noktalar, profilin uçlarından itibaren 420 km içeride kalmıştır. Bu sakıncayı gidermek amacıyla, katsayılar uçlardan adım adım azaltılarak, kabuk kalınlıkları, bilgisayarla (Ek. II c), birkaç kez yeniden saptanmıştır. Sonuçta 7 katsayı kullanmanın yeterli olduğuna karar verilmiştir. Bu durumda yapılan hata 0.1 km'nin altında kalmaktadır. Böylece, her profil boyunca, gridin yarı uzunluğundan dolayı, kabuk kalınlığındaki değişimin saptandığı ilk nokta, profilin başlangıç noktasından 180 km içeride yer almıştır. 3.17 bağıntısı yardımıyla saptanan değişimler, ortalama derinlikle toplanarak bulunan moho süreksizlik sınırına ait değerler, harita durumuna getirilmiştir (Şekil 5).



ŞEKİL 5 - Moho Süreksizlik Haritası

5. SONUÇLAR

Deprem bölgelerini tüm ayrıntılarıyla belirleyebilmek için gerekli bilgileri jeolojik ve sismolojik veriler olarak iki kümede toplamak olanaklıdır. Sismolojik verilerin başlıcaları; episantr, gözlenen en büyük şiddet, deprem etkinliği, moho süreksizlik ve enerji akısı haritaları ile fay düzlemi çözümleri ve de eğim değişimleridir. Jeolojik veriler ise tektonik, jeolojik haritalar ile volkanizmadır.

Türkiye'nin episantr haritası ile, kısmen de olsa, fay düzlemi çözümleri yapıldığından bu çalışmanın dışında tutulmuşlardır. Gözlenen en büyük şiddet haritası ile eğim değişimleri ise veri yokluğundan hazırlanamamıştır.

Deprem etkinliği haritalarını saptarken, 0.3 x 0.3 derecelik birim alanları inceleyerek ortak özellik gösterenleri birleştirmenin daha geçerli bir yöntem olduğu açıkça görülmektedir. Ancak, deprem etkinliği saptanırken kul-

lanılan veriler, aletsel kayıtların çok yakın bir geçmişten başlamaları nedeniyle, yeterli bir gözlem süresini kapsamamaktadırlar. O halde, deprem bölgelerini saptarken, yukarıda belirtilen, bize yardımcı olabilecek, tüm bilgileri kullanmamız gereklidir.

Depremler tektonik olaylar sonucu oluştuğuna göre, bölgenin tektoniği; özellikle neo-tektonik, büyük önem kazanmaktadır. Tektonik haritalarla, deprem etkinliği haritalarını karşılaştırmak istediğimiz zaman şunu görmekteyiz ki, Türkiye'de tektonik hareketler konusunda araştırmacılar, bağdaştırılması olanaksız, zıt düşünceler ileri sürmektedirler (KETİN, 1969; ARPAT VE ŞAROĞLU, 1975). Bu nedenle, bu çalışmada ancak, çizilen her iki deprem haritasının da bilinen büyük tektonik doğrultularla uyum gösterdiğini söyleyebilmekteyiz.

Moho süreksizlik haritası incelendiği zaman, beklenildiği gibi, kabuk kalınlığının denizlere doğru azaldığı, Doğu Anadolu'da başka bir deyişle kıtasal bölgelere doğru, arttığı görülmektedir. Deprem etkinliği ile karşılaştırdığımızda, aktif bölgelerin, kabuğun zayıf sayılan, incelendiği yerlerden çok, kalınlık değişiminin çabuk olduğu bölgelerle uyum gösterdiği söylenebilir.

Deprem kataloğu sorunundan, daha önce söz edilmişti. Şunu belirtmeliyiz ki, ilk defa yapılabileceği kadar yeterli duyarlılıkta bir katalog hazırlanmış (Alsan, Tezuçan and Bath, 1975), ancak tez yayına hazırlandığı sırada elimize geçtiğinden, bu çalışmada kullanılamamıştır. Sadece, toplam yıllık deprem enerjileri, bu katalogdaki verilerden yararlanılarak saptanmış ve bu değerlere spektrum analizi uygulanmıştır (Jenkins and Watt, 1968). Analiz sonucu, 4.40 ve 11.11 senelik periyodların etkinliği görülmüşse de bu konunun, ayrıca araştırılmasının uygun olacağı kanısındayız.

TEŞEKKÜR

Bu tezin hazırlanmasına olanak sağlayan yönetici Sayın Prof. Dr. İ. ÖZDOĞAN'a, karşılaşılan sorunların çözümlenmesinde bana yol gösteren Sayın Doç. Dr. H. SOYSAL'a, kıymetli yardım ve eleştirilerinden dolayı Doç. Dr. Y. İSPİR, Dr. T. BULAT

ve diğer bütün kürsü elemanlarına teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca, değerli fikirlerinden yararlandığım Kandilli Rasathanesi Sismoloji Bölümü Şefi B. ÜÇER'e ve hesapların yapılmasına olanak sağlayan İ.Ü. Bilgi İşlem Merkezi ilgililerine de teşekkür ederim.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- ALPTEKİN, Ö., (1973)
Dissertation, Faculty of New Mexico
- AMBRASEYS, N. N., ZATOPEK, A., (1967)
(A field report) UNESCO, PARIS.
- ARPAT, E., ŞAROĞLU, F., (1975)
TJK Bülteni, 7, 91
- BATH, M., (1952)
Transact. Am. Geophy. Union, 33, 81
- , (1953)
Gerl. Beitr. Z. Geophys., 63, 173
- , (1956)
Bull. Seism. Soc. Am., 46, 217
- , (1960)
Progress Report, UGGI Monograph No. 1
- BENIOFF, H., (1949)
Bull. Geol. Soc. Am., 60, 1837
- , (1951)
Bull. Geol. Soc. Am., 66, 385
- , (1955)
Bull. Seism. Soc. Am. 45, 31
- BUNE, V. I., (1956)
Report Acad. Sci. Tadzh. SSR. No. 19
- BUTOVSKAYA, E. M., KUZNETSOVA, K. I., (1971)
Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, 2, 86
- BYERLY, P., (1942)
Seismology, Prentice-Hall, New York
- CONSTANTINESCU, L., ENESCU, D., (1965)
Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, 2, 159
- ERGİN, Z., GÜÇLÜ, U., UZ, Z., (1967)
İ.T.Ü. Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları No. 24
- GUTENBERG, B., (1932)
Handbuch der Geophysik, 4
- GUTENBERG, B., RICHTER, C.F., (1941, 1952, 1954)
Seismicity of the Earth, Princeton Univ. Press
- , (1942)
Bull. Seism. Soc. Am, 32, 163
- , (1956)
Annali di Geofisica, 9, 1
- İPEK, M., UZ, Z., GÜÇLÜ, U., (1965)
Sismolojik donelere göre Türkiye'de deprem bölgeleri, Ankara
- JJENKINS, G. M., WATTS, D.G., (1968)
Holden-Day, Inc. America
- KARNİK, V., (1970)
Seismicity of European I, II, D. Reidel Pub.

- KETİN, İ., (1969)
MTA Dergisi No. 72
- KOLÇAK, D., (1975)
Lisanüstü Tezi, İ.Ü.F.F. Jeofizik
Kürsüsü
- OMOTE, S., İPEK, M., (1959)
The Seismicity in Turkey, İ.T.Ü.
- ÖAL, N., (1962)
The Seismicity of Turkey, Meeting
of C.S.E. Jena
- RIZNICHENKO, Yu. V., (1958)
Bull. (Izv.), ACcad. Sci. USSR, 9, 615
- _____, (1959)
Annali di Geofisica, 2, 227
- _____, (1966)
Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, 2, 73
- _____, (1958)
Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, 2, 409
- RIZNICHENKO, Yu. V., NERSESOV, I. L., (1961)
Annali di Geofisica, 2, 15
- SAVARENSKY, E.F., (1967)
Symp. "Building in Seismic Regions"
- SIEBERG, A., (1904)
Erdbebenkunde
- SPONHEUER, W., (1953)
Freiberger Forschungsh H.C.
- St. AMAND, P., (1954)
Bull. Seism. Soc. Am. 46, 41
- TABBAN, A., (1970)
I.I.S.E.E. Tokyo, 6, 59
- TABBAN, A., GENÇOĞLU, S., (1973)
T.C. İm. İsk. Bk., Deprem Ara. Enst.,
Ankara
- TOMODA, Y., AKI, K., (1955)
Proc. Japon. Acad. 31, 443
- TOPERCZER, M., (1953)
Geophy. und Bicklimatol, 5, 4
- TRAPP, E., (1954)
Gerl. Beitr. Geophy. 64, 2
- TSKHAKAYA, D. A., (1965)
Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, 8, 511
- TSUBOI, C., (1938)
Proc. Imp. Acad. 14, 170
- _____, (1939)
Bull. Earthq. Res. Inst. 17, 351
- _____, (1964)
J. Phys. Earth., 12, 25
- _____, (1959)
J. of Phys. Earth., 2, 6
- TSUBOI, C., TOMODA, Y., (1958)
J. Phys. Earth., 6, 1
- UTSU, T., (1961)
Geophy. Mag., Japan Meteor. Ag. 30,
251
- ZATOPEK, A., (1969)
I.I.S.E.E. Lecture Notes No. 6

EKLER

EK. 1. a

```

C ENERGY FLUX
C .....
C M=NUMBER OF DATA
C DOEN, UPEN=LOWER AND UPPER
C LIMIT OF LATITUDE
C DOBY, UPBY=LOWER AND UPPER
C LIMIT OF LONGITUDE
C DLT=DIMENSION, OF AREA
C NC=NUMBER OF COLUM
C NA=NUMBER OF AREA
C TY=NUMBER OF YEAR
C .....
C DIMENSION ENL(2000), BYL(2000),
C BM (2000), XTOP (800), XFL (800),
C DOBY (1), IUPBY (1), DOEN (1),
C UPEN (1).
C READ(1,100) M, DOBY, UPBY, DOEN
C UPEN, DLT, NC, NA, TY
100 FORMAT (15, 4 (2X, F4. 1), 2X, F3. 1,
C 2X, I2, 2X, I3, 2X, F3. 0)
C DO 11 K=1, NA
C XTOP (K) = 0.
11 XFL (K) = 0.
C L = 0
C DO 99 1 = 1 M
C L = L + 1
C READ (1,101) ENL (I), BYL (I), BM
C (I)
101 FORMAT (32X, F4. 1, 2X, F4. 1, 10X,
C F4. 1)
C EKEN = DOEN (1)
C EBEN = UPEN (1)
C EKBY = DOBY (1)
C EBBY = UPBY (1)
C IF (ENL (I), L.T. EKEN) GO TO 99
C IF (ENL (I). GT. EBEN) GO TO 99
C IF (BYL (I). LT. EKBY) GO TO 99
C IF (BYL (I). GT. EBBY) GO TO 99

```

K = 1

```

12 IF (ENL (I). GE. EKEN. AND. ENL
C (I). LT. (EKEN+DLT) GO TO 13
C EKEN = EKEN+DLT
C K=K+NC
C GO TO 12
13 IF (BYL (I). GE. EKBY. AND. BYL
C (I) LT. (EKBY+DLT) GO TO 88
C EKBY=EKBY+DLT
C K=K+1
C GO TO 13
88 XLG=0.
C IF (L.GT. 1157) GO TO 77
C XLG=5.24+1.44* BM (I)
C GO TO 66
77 XLG=-1.22+.48* BM (I)
66  $\lambda$ EN=10** XLG
C XTOP (K) = XTOP (K) + XEN
99 CONTINUE
C WRITE (3,200)
200 FORMAT (//5X'ENERGY FLUX PER
C YEAR'//7X' K '10X, 'ENERGY FLUX'
C /7X,3 (1H*), 10X, 11 (1H*) )
C DO 30 K = 1, NA
C IF (XTOP (K). EQ.O.) GO TO 30
C XFL (K) = XTOP (K) /TY
30 WRITE (3,201) K, XFL (K)
201 FORMAT (7X, I3, 10X, E 15.8)
C STOP
C END

```

EK. 1. b

```

C MAYA
C TO FIND YEARLY NUMBER OF
C EARTHQUAKES IN EACH K CLASS
C DIMENSION ENL (2000), BYL (2000)
C BM (2000), B (100), A (100)
C READ (1, 100) M
100 FORMAT (I5)

```

```

DO 10 J=9,18
B (J) = 0.
10 CONTINUE
L = 0
DO 20 I = 1, M
READ (1,110) ENL (I), BYL (I), BM
(I)
110 FORMAT(32X, F4. 1,2X, F4. 1,11X, F3
1)
XLG = 0.
L=L+1
IF (L. GT 1157) GO TO 77
XLG=5.24+1.44* BM (I).
GO TO 66
77 XLG=-1.2+2.48* BM (I)
66 IF (XLG. LE. 9.4) GO TO 25

IF (XLG. LE. 10.4. AND. XLG. GT. 9.4) B (10) = B (10) + 1.
IF (XLG. LE. 11.4. AND. XLG. GT. 10.4) B (11) = B (11) + 1.
IF (XLG. LE. 12.4. AND. XLG. GT. 11.4) B (12) = B (12) + 1.
IF (XLG. LE. 13.4. AND. XLG. GT. 12.4) B (13) = B (13) + 1.
IF (XLG. LE. 14.4. AND. XLG. GT. 13.4) B (14) = B (14) + 1.
IF (XLG. LE. 15.4. AND. XLG. GT. 14.4) B (15) = B (15) + 1.
IF (XLG. LE. 16.4. AND. XLG. GT. 15.4) B (16) = B (16) + 1.
IF (XLG. LE. 17.4. AND. XLG. GT. 16.4) B (17) = B (17) + 1.
IF (XLG. LE. 17.4) GO TO 26

GO TO 20
25 B (9) = B (9) + 1.
GO TO 20
26 B (18) = B (18) + 1.
20 CONTINUE
TY = 73.
DO 30 J = 9, 18
IF (J. EQ. 9) WRITE (3, 200)
IF (B (J). EQ. 0.) GO TO 30
A (J) = ALOG 10 (B (J) ) - ALOG 10
(TY)
WRITE (2, 201) J, B (J), A (J)
30 WRITE (3, 201) J, B (J), A (J)
200 FORMAT (///20X, 'ENERJİ SINİFT',
5X, 'TOPLAM DEPREM SAYISI', 5X,
'LOG YILLIK DEPREM SAYISI,
/20X, 13 (1H*), 5X, 20 (1H*), 5X, 24
(1H*))
201 FORMAT (25X, I2, 12X, F6.0, 23X, F7.
3)
STOP.
END

```

```

C LE SQ SU CHIME
C .....
DIMENSION X (100), Y (100)
30 READ (1,111) N
111 FORMAT (I2)
IF (N.EQ.0) GO TO 55
DO 12 I=1, N
X(I)=0.
Y(I)=0.
12 CONTINUE
A=0.
B=0.
EKMX=0.
T 12=0.

```

```

T 13=0.
T 14=0.
READ (1,211) (IA, JA, X (I), Y (I),
I=1, N)
211 FORMAT (I2,2X,I2,5X, F3.0,10X,
F8.5)
XSU=0.
YSU=0.
DO 10 I=1, N
XSU=XSU+X(I)
10 YSU=YSU+Y(I)
FN=FLOAT (N)
XBAR=XSU/FN
YBAR=YSU/FN
SXY=0.
SXX=0.
DO 20 I=1, N
SXY=SXY+(X(I)-XBAR)*(Y(I)
-YBAR)
20 SXX=SXX+(X(I)-XBAR)**2
A=SXY/SXX
B=YBAR - XBAR*A

```

```

C   CALCULATION OF RETURN
    PERIODS
    EKMX = -B/A
    FL12 = 12.*A + B
    FL13 = 13.*A + B
    FL14 = 14.*A + B
    F12 = 10.**FL12
    F13 = 10.**FL13
    F14 = 10.**FL14
    T12 = 1./F12
    T13 = 1./F13
    T14 = 1./F14
    WRITE (3,311) IA, JA, A, B, EKMX
    T12, T13, T14
311  FORMAT (2(2X,12),2(5X,F9.3),10X,
    F5.2,10X,3(5X,F12.4))
    GO TO 30
55   CONTINUE
    STOP
    END

```

EK. I. d

```

C   OKASAN
C   RELATIVE INCREASE OF NUMBER
    OF EARTHQUAKES
C   EMIN   MINIMUM LATITUDE
C   EMAX   MAXIMUM LATITUDE
C   BMIN   MINIMUM LONGITUDE
C   BMAX   MAXIMUM LONGITUDE
C   DEB    SIZE OF UNIT AREA
C   ENL    LATITUDE OF EPICEN-
    TER
C   BYL    LONGITUDE OF EPICEN-
    TER
C   EM     MAGNITUDE
C   H     DEPTH OF FOCUS
C   TY    OBSERVATION INTER-
    VAL
    DIMENSION E(31,68,18), A(31,68,
    18)
    DATA E/37944*0./
    DATA A/37944*0./
    READ 100, EMIN, EMAX, BMIN,
    BMAX, DEB
100  FORMAT (4(2X,F4.1), 5X,F3.1)
    B1 = BMIN - DEB
    B2 = BMAX + DEB

```

```

R = 6370.
PI = 3.1415926
P4 = PI*4.
CC = PI/180.
Z = 1./DEB
TA = (EMAX - EMIN) / DEB
JA = (BMAX - BMIN) / DEB
IKAR = 0
DEBY = 0.5*DEB
11  READ 200, ENL, BYL, EM, LAST
200  FORMAT (32X, F4.1, 2X, F4.11X,
    F3.1, 23X, I1)
    IF (LAST) 90, 80, 90
80   EN = ENL
    BO = BYL
    IF (EMAX - EN) 11, 12, 12
12   IF (EN - EMIN) 11, 13, 13
13   IF (BMAX - BO) 11, 14, 14
14   IF (BO - BMIN) 11, 15, 15
15   H = 10.
    TY = 73.
    IKAR = IKAR + 1.
    IF (IKAR. GT. 1157) GO TO 28
    US = 12.24 + 1.44*EM
    GO TO 18
28   US = 5.78 + 2.48*EM
18   DE = 10.**US
    EC = DE
    IF (EC - 1. E15) 11, 11, 29
29   ELX = ALOG (1.E - 15*EC)
    EL = 2.*H*SQRT (ELX)
    EQ = 111.111*DEB*COS (EN*CC)
    N = EL/EQ
    I1 = (EN - EMIN) / DEB + 1.
    J1 = (BO - BMIN) / DEB + 1.
    IB = I1 - N
    IS = I1 + N
    JB = J1 - N
    JS = J1 + N
    IF (IB) 19, 19, 20
19   IB = 1
20   IF (JB) 21, 21, 22
21   JB = 1
22   IF (IS - IA) 24, 24, 23
23   IS = IA
24   IF (JS - JA) 26, 26, 25
25   JS = JA
26   AC2 = EN*CC

```



```

S2=SIN (AC2)
C2=COS (AC2)
TD=1./H
DO 60 I=IB, IS
XX=2*I-1
XX=XX*DEBY
AC1=(EMIN+XX)*C
S1=SIN (AC1)
C1=COS (AC1)
DO 60 J=JB, JS
XX=2*J-1
XX=XX*DEBY
ACY=BMIN+XX
TET=ABS (ACY-BO)**CC
CT=1.-0.5*TET*TET
SF2=SQRT(0.5*(1.-S1*S2-C1*C2*
CT))
FI=SF2*(2.+0.333333*SF2*SF2)
DEL=FI*R
X=DEL*TD
EXT=EXP(-0.20*X*X)
XLE=ALOG10 (EXT*EC)
XLG=XLE-7.
IF(XLG.LE.9.4) GO TO 35
IF(XLG.LE.10.4.AND.XLG.GT.9.4)
    E(I,J,10)=E(I,J,10)+1.
IF(XLG.LE.11.4.AND.XLG.GT.10.4)
    E(I,J,11)=E(I,J,11)+1.
IF(XLG.LE.12.4.AND.XLG.GT.11.4)
    E(I,J,12)=E(I,J,12)+1.
IF(XLG.LE.13.4.AND.XLG.GT.12.4)
    E(I,J,13)=E(I,J,13)+1.
IF(XLG.LE.14.4.AND.XLG.GT.13.4)
    E(I,J,14)=E(I,J,14)+1.
IF(XLG.LE.15.4.AND.XLG.GT.14.4)
    E(I,J,15)=E(I,J,15)+1.
IF(XLG.LE.16.4.AND.XLG.GT.15.4)
    E(I,J,16)=E(I,J,16)+1.
IF(XLG.LE.17.4.AND.XLG.GT.16.4)
    E(I,J,17)=E(I,J,17)+1.
IF(XLG.GT.17.4) GO TO 36
GO TO 60
35 E(I,J,9)=E(I,J,9)+1.
GO TO 60
36 E(I,J,18)=E(I,J,18)+1.
60 CONTINUE
GO TO 11
90 DO 30 I=1, IA
DO 30 J=1, JA

```

```

DO 30 K=9,18
IF(E(I,J,K).EQ.0.) GO TO 69
A(I,J,K)=ALOG10(E(I,J,K))-
ALOG10(TY)
69 IF(K.EQ.9) WRITE (3,300)
300 FORMAT (//2X, 'BÖLGE NO' 8X,
'ENERJİ SINIFI', 5X, 'TOPLAM
DEPREM SAYISI 1', 5X, 'LOG YIL-
LIK DEPREM SAYISI, /2X,8 (1H*),
8X,13(1H*),5X,20(1H*),5X,24(1H*))
30 PRINT 400, I,J,K,E (I,J,K),A (I,J,K)
400 FORMAT (3X, I2,2X,I2,14X,I2,17X,
F6.0,20X,F9.5)
STOP
END

```

EK. I. e

```

LE. SQ.SU. INCHIKY
DIMENSION X(20), Y(20), FRL(20),
FRS(20), TCU(20)
30 READ(1,111) N
111 FORMAT (78X, I2)
IF(N.EQ.0) GO TO 55
DO 12 I=1, N
X(I)=0.
12 Y(I)=0.
A=0.
B=0.
AM=0.
BN=0.
EKMX=0.
READ (1,211) (L,X(I), Y(I), I=1, N)
211 FORMAT (4X,I3,16X,F2.0,42X,F9.5)
XSU=0.
YSU=0.
DO 10 I=1, N
XSU=XSU+X(I)
10 YSU=YSU+Y(I)
FN=FLOAT(N)
XBAR=XSU/FN
YBAR=YSU/FN
SXY=0.
SXX=0.
DO 20 I=1,N
SXY=SXY+(X(I)-XBAR)*(Y
(I)-YBAR)
20 SXX=SXX+(X(I)-XBAR)**2
A=SXY/SXX

```

```

C      B=YBAR—XBAR*A
      CUMULATIVE ACTIVITY FROM
      THEORITICAL NUMBERS OF
      SHOCKS
      DO 43 M=9,18
      FRS(M)=0.
43    TCU(M)=0.
      DO 44 K=9, 18
44    FRL(K)=0.
      DO 45 K=9,18
      FK=FLOAT(K)
45    FRL(K)=10.**FRL(K)
      M=9
25    CONTINUE
      DO 15 K=M, 18
15    FRS(M)=FRS(M)+FRL(K)
      M=M+1
      IF(M.EQ.18) GO TO 35
      GO TO 25
35    FRS(18)=FRL(18)
      DO 99 M=12,14
99    TCU(M)=1./FRS(M)
      Y1=ALOG10(FRS(12))
      Y2=ALOG10(FRS(13))
      X1=12.
      X2=13.
      AM=(Y2—Y1)/(X2—X1)
      BN=Y2—AM*X2
      EKMX=—BN/AM
      WRITE(3,311) L,AM,BN, EKMX,
      TCU(12), TCU(13), TCU(14)
311  FORMAT(6X13,2(5X,F9,3),10X,
      F5.2,10X,3(5X,F12.4))
      GO TO 30
55    CONTINUE
      STOP
      END

```

EK. II. a

MOVING AVERAGE YAYOI

```

C      N=NUMBER OF DATA, M=AMO-
      UNT OF MOVING (AN EVEN NUM-
      BER)
C
C      DIMENSION X(1000)
      READ(1,201) M
      DO 12 IGR=1,23

```

```

      READ(1,201) N
201  FORMAT(I2)
      FM=FLOAT(M)
      WRITE(3,301) FM
301  FORMAT(5X,'AMOUNT OF MO-
      VING', '= ',F3.0)
      M=M—1
      READ(1,202) (X(I),I=1,N)
202  (FORMAT(16F5.0))
      MJ=N—M
      I=1
      DO 10 J=1, MJ
      XMT=0.
      XMA=0.
      IM=I+M
      DO 11 K=I, IM
11    XMI=XMT+X(K)
      XMA=XMT/FM
      FP=(FM—1.)/2.
      FPI=I+FP
      WRITE(3,302) FPI, XMA
302  FORMAT(5X,F3.0,5X,F12.3)
10    I=I+1
      M=M+1
12    CONTINUE
      STOP
      END

```

EK. II. b

COEFF.FOR TWO DIM.GR.ANAL.

```

      PI=22./7.
      DO 11 M=1,10
      I=0
      DA=0.
      FM=0.
      FM=FLOAT(M)
      DA=FM/10.
      WRITE(3,110) DA
110  FORMATA(//5X,F4.1,3X,20(1H*))
      DA2=DA**2.
      IF(I.EQ.0) GO TO 33
      KI=I/2
      KAL=I—(2*KI)
      IF(KAL.EQ.1) AFI=—1.
      IF(KAL.EQ.0) AFI=1.
      GO TO 44
33    AFI=1.
44    AFEX=(AFI*EXD)—1.

```

```

BFI=PI*(DA2+F12)
BFID=DA/BFI
FIK=BFID*AFEX
10 WRITE(3,105) I,FIK
105 FORMAT(15X,I2,10X,F12.8)
I=I+1
IF(LGT.20) GO TO 11
GO TO 22
CONTINUE
STOP
END

```

EK. II. c

C DIRECT ESTIMATION OF MOHO
DEPTH (TWO DIMENSIONAL CA-
SE)

C
C NS=NUMBER OF PROFILES
C ND=NUMBER OF VALUES ON
C EACH PROFILE
C KONT=END CONTROL OF PROFI-
LE
C M=AMOUNT OF MOVEMENT
C N=AMOUNT OF SHIFT
C C(K)=COEFFICIENTS
C A(I)=VALUES ALONG THE
PROFILE

C
C
C DIMENSION C(20), A(200)
READ(1,100) (C(K),K=1,7)
100 FORMAT(F11.8)
DO 13 NS=1,22
WRITE(3,111)
111 FORMAT(///5X,'',5X)
READ(1,991) ND
99 FORMAT(I2)
READ(1,101) (A(I),I=1,ND)
101 FORMAT(16F5.0)
M=0
14 N=0
TCC=0.
DSIG=0.
H=0.
DO 15 K=1,7
KI=K=1,7
KI=K+N+M
CC=C(K)*A(KI)

```

N=N+1
15 TCC=TCC+CC
P2F=2.*3.14159*6.67
DSIG=TCC/P2F
H=DSIG/0.63
WRITE(3,102) H
102 FORMAT(/2X,'H=',F10.5)
M=M+1
KONT=N+M+ 7
KONT=KONT-1
IF(KONT.GT.ND) GO TO 13
GO TO 14
13 CONTINUE
STOP
END

```

EK. III. a

C ANNUAL ENERGY RELEASE
DIMENSION MY(2000), KM(2000),
BM(2000)
M=1
111 READ(1, 102, END=80) MY(M),
KM(M)
102 FORMAT(6X,I4,42X,I2)
M=M+1
GO TO 111
80 MM=1900
M=M-1
XETO=0.
TOP=0.
II=1
L=0
DO 1 I=1,M
BM(I)=KM(I)*0.1
L=L+1
IF(MY(I).GT.MM) GO TO 5
6 IF(BM(I).LT.3.) GO TO 1
XLG=12.24+1.44*BM(I)
XEN=10**XLG
XETO=XETO+XEN
IF(LEQ.M) GO TO 5
GO TO 1
5 IF (MM.EQ.1900) WRITE(3,104)
104 FORMAT(1H1/////5X, 'SENE', 3X,
3X, 'KUMULATIF TOPLAM (ERG)'
/5X,4(1H*),3X,26(1H*),3X,21(1H*))
/5X,26(1H*),3X,21(1H*))
II=II+1

```

IF(I.L.E.Q.50) WRITE(3,104)
TOP=TOP+XETO
WRITE(3,103) MM, XETO, TOP
XETO=0.
MM=MM+1
IF(MM.E.Q.1970) GO TO 73
GO TO 6
1 CONTINUE
103 FORMAT (5X,I4,9X,E15.8,11X,
E15.8)
73 STOP
END

```

EK. III. b

```

C      CHCC AUTOSPEC
C
C      TUKEY WINDOW USED
C      DELTA=SAMPLING INTERVAL
C      NF=FREQUENCY POINTS
C      COVO, COV (K) = AUTOCOVARI-
ANCE ESTIMATES, K=0. MAXM
C
DIMENSION COV (100), CS (100)
SPEC (100), ALSC (100), WE (100)
READ (1,600) MAXM, DELTA, NF
600 FORMAT (I2,F2.0,I2)
READ (1,601) COVO
601 FORMAT(32X,F16.4)
READ(1,602) (COV(K),K=1,MAXM)
602 FORMAT(32X,F12.4)
M=MAXM
MB=MAXM-1

```

```

DO 11 K=1, MB
FK=FLOAT(K)
FM=FLOAT(M)
11 WE(K)=0.5*(1.+COS((22./7.)*
(FK/FM)))
I=0
22 FI=FLOAT (I)
FNF=FLOAT(NF)
IF(FI.E.Q.0.) 60 TO 888
CS(I)=COS((22./7.)*(FI/FNF))
GO TO 999
888 CS(I)=1.
999 V0=0.
V1=0.
K=M-1
33 V2=2.*CS(I)*V1-V0+WE(K)*
COV(K)
V0=V1
V1=V2
K=K-1
IF(K.E.Q.0) GO TO 44
GO TO 33
44 SPEC(I)=2.*DELTA*(COVO+2.*
(V1*CS(I)-V0))
ALSC(I)=ALOG10(SPEC(I))
603 FORMAT(2X,I2,10X,F16.3,10X,F
16.3)
I=I+1
IF(I.GT.NF) GO TO 55
GO TO 22
55 STOP
END

```