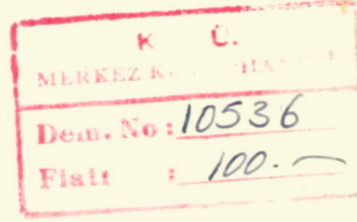


KARADENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTUSU



JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ YÜKSEK LİSANS PROGRAMI

TEZ NUMARASI

Genel :
Anabilim Dalı : Jeofizik Mühendisliği
Program : Yüksek Lisans Tezi

GÖLLER BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ

AHMET YILMAZTURK

Yönetici: Doç. Dr. Ozer KENAR

TRABZON
Ocak 1986

İ Ç İ N D E K İ L E R

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	i
TEŞEKKÜR	ii
1. GİRİŞ	1
1.1. Depremsellik Çalışmalarının Önemi	1
1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	3
2. GÖLLER BÖLGESİNİN JEOTEKTONİĞİ	5
2.1. Bölgenin Jeolojisi	5
2.2. Magmatizma ve Volkanizma	8
2.3. Bölgenin Tektoniği	9
2.4. Faylar	
3. DEPREMSELLİK	16
3.1. Depremsellik Kavramı	16
3.2. Güneybatı Anadolunun Depremselliği	18
3.3. Bölgedeki Tarihsel Depremler	26
3.3.1. Burdur Depremleri	29
3.4. Depremlerde Magnitüd-Frekans İlişkisi	33
4. DEPREM OLUŞUM MODELLERİ	42
4.1. Giriş	42
4.2. Poisson Modeli	42
4.3. Sismik Risk	46
4.3.1. Gumbel Extrem Değerler Metodu	51
4.3.2. Extrem Değerler Yönteminin Bölgeye Uygulanışı	53
4.3.3. Zemin İvmesi	61
4.3.4. Kaynak Türleri ve Aşılma Olasılığı Kavramı	65
4.3.4.1. Nokta Kaynak	65
4.3.4.2. Çizgi Kaynak	68
4.3.4.3. Alan Kaynak	70
4.3.5. Isparta-Burdur Bölgesinin Risk Analizi	73

	<u>Sayfa</u>
5. BÖLGENİN LEVHA TEKTONİĞİ AÇISINDAN İNCELENMESİ .	77
5.1. Tektonik Evrim	77
5.2. Derinlik Kesitleri	81
6. SONUÇLAR	96
EK: ÇALIŞMADA KULLANILAN DEPREM PARAMETRELERİ . .	98
DEĞİNİLEN KAYNAKLAR	109

ÖZET

Bu çalışmada Isparta ve Burdur'un yer aldığı Göl - ler Bölgesi'nin ($28^{\circ}\text{E} - 32^{\circ}\text{E}$, $36^{\circ}\text{N} - 39^{\circ}\text{N}$) deprenselliği ve sismotektoniği incelenmiştir. Çalışmanın yürütülmesinde kullanılan tarihsel ve günümüz aletsel verileri NOAA dep - rem veri kütüklerinden sağlanmıştır.

Deprenselliğin bir ölçütü olarak düşünülen episantr dağılım haritası hazırlanarak bölgenin tektoniği ile deprem dağılımlarının ilişkisi incelenmiştir. İncelenen zaman per - yodu içerisinde magnitudü $M \geq 4.0$ olan depremlerden bölge için frekans - magnitud ilişkisi;

$$\log N = 6.31 - 0.85M$$

olarak bulunmuştur.

Daha sonra deprem oluşumlarının zaman dağılımları incelenmiş ve bunların Poisson modeliyle uygunluk içinde ol - duğu görülmüştür. Bu esastan hareketle bölgenin sismik riski saptanmaya çalışılmış ve bunun için yıllık ortalama değer - ler, uç değerler ve azalım ilişkilerinden yararlanılmıştır. Sismik risk analizine giren ($M \geq 5.0$) veriler için;

$$\log N = 6.72 - 0.86M$$

ilişkisi bulunmuştur. Risk hesaplamalarında herbir magnitud değeri için geri dönüş periyodları ve değişik ekonomik ömür - ler için % risk değerleri saptanmıştır. Kaynak türleri dik - kate alınarak Ege ve Kıbrıs sismik yay kuşaklarının kesişti - ği bölgede yer alan Isparta ve Burdur yöresi için ivme düze - yi aşılma olasılıkları saptanmıştır.

Son olarak, bölgenin sismotektonik durumu incele - nerek levha tektoniği ile ilişkisi açıklanmaya çalışılmış - tır. Hazırlanan derinlik kesitlerinin yorumlanması sonucun - da, Afrika levhasının Anadolu levhası altına dalımı, Antal - ya'nın doğusunda ve batısında farklı eğim ve hızda olduğu görülmüştür.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma süresince katkı ve yardımlarını esirgemeyen sayın hocam Doç. Dr. Özer Kenar'a ve yine bilgi ve görüşlerinden yararlandığım sayın hocam Doç. Dr. Ömer Alptekin'e içtenlikle teşekkür ederim.

Çalışmanın, bilgisayar çalışmaları sırasında yakın ilgi ve yardımlarını gördüğüm Jeofizik Yüksek Mühendisi sayın M. Fırat Özer'e ve Karadeniz Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünün tüm personeline teşekkürlerimi sunarım.

Karadeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünün Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda açmış olduğu Yüksek Lisans programına devam edebilmemi sağlayan; Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün eski Bölüm Başkanı sayın Yrd. Doç. Dr. Mesut Köseoğlu'na ve yeni Bölüm Başkanı sayın Doç. Dr. Aziz Ertunç'a burada teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

Isparta Bölgesi Devlet Su İşleri'nde görevli bulunan ve bilgi ve kişisel görüşlerinden yararlandığım Jeofizik Yüksek Mühendisi sayın Niyazi Uluşan'a ayrıca teşekkürlerimi sunarım.

BOLÜM 1

GİRİŞ

1.1 Depremsellik Çalışmalarının Önemi

Depremlerin zaman ve uzay boyutunda incelenmesi, sismo-tektonik haritaların hazırlanmasına olanak sağlar. Bunun yanı sıra gelecekte herhangi bir bölgede ne büyüklükte bir deprem olabileceği ve belirli büyüklükteki depremlerin tekrarlama periyodlarının saptanması için istatistiksel olarak deprem parametrelerinin çözümüne yaklaşım sağlanır. Örneğin; bir bölgenin deprem etkinliği araştırılmak isteniyorsa, deprem olayının doğrudan ilişkili olduğu tektonik yapının aydınlatılması gerekir.

Probleme Jeofizik olarak yaklaşım, deprem kayıtlarının değerlendirilmesi şeklindedir. Bundan dolayıdır ki deprem etkinliğinin belirlenmesi çalışmalarını "sismisite" kavramı altında toplamak mümkündür. Sismisite ise yukarıda belirtildiği gibi deprem oluşumunun zaman ve uzay içerisindeki dağılım fonksiyonları ile ilgili problemleri içerir.

Zemin hareketine Jeoloji'nin etkisi uzun zamandan beri bilinmektedir. Burada dikkat edilmesi gereken en önemli husus, yüzeydeki ivme değerinin gevşek malzemelerde, pekişmiş kayalarla oranla daha fazla olacaktır. Farklı zeminlerdeki kuvvetli deprem hareketlerinin şiddet - zemin ilişkileri Wiggins(1964) mukayeseli bir şekilde incelemiştir. Okamoto ve Mizukoshi(1967), deprem şiddetinin kırıklı ve bozmuş kayalarda, sağlam kayalarinkinden % 200 kadar fazla olduğunu saptamışlardır. Amaç; deprem olayını daha az bir hasarla atlatmak için önlem almak olduğuna göre, önceden kestirilmeye çalışılan ve beklenen belirli bir büyüklükteki depremin oluştuğu ortamın jeolojik özellikleri-

dirençini aşınca kırılma veya mevcut olan kırık boyunca kayma meydana gelerek birikmiş olan enerjinin tümünün veya bir bölümünün giderilmesi sağlanır. Geçmişte herhangi bir kaynaktan meydana gelmiş depremlerle bu gerilmelerin ne oranda giderildiği daha sonra meydana gelecek depremlerin oluş zamanlarını ve şiddetlerini etkileyecektir. Dolayısıyla, gelecekteki deprem olayları geçmiş depremlere bağımlı olacaktır.

Poisson modelinde deprem kaynaklarının bir noktada toplanmış olduğu ve izoseistlerin dairesel olduğu kabul edilir. İzoseistlerin dairesel olması ve nokta kaynak kavramı Huygens prensibine dayanır. Gerçekte ise izoseistlerin dairesel olmayıp tamamen tektonik yapıya bağlı olarak bir kapanım gösterdiği bilinmektedir. Zamandan bağımsızlık varsayımı ise belirli bir ölçüde hataya neden olacaktır. Elastik deformasyon enerjisinin zamanla birikerek aniden açığa çıkmak suretiyle depremleri oluşturduğu yukarıda belirtilmişti. Ancak, deprem olayına en iyi yaklaşım Poisson modeliyle sağlandığından "sismik tehlike" ilişkilerinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Büyük depremlerde Markov ve Poisson modeli arasında önemli bir fark yoktur. Poisson modelinin büyük depremler için geçerli olduğu, fakat küçük lokal alanlar incelendiğinde verilerin bu modele uymadığı görülmüştür (Knopoff, 1964).

1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Türkiye'deki depremlerin çoğu tektonik kökenlidir. Tektonik depremler genellikle Taşküre üzerindeki levhaların sınırlarında toplanmaktadır. Güneybatı Anadolu'da oluşan depremler, Ege Anadolu ve Karadeniz levhalarının hareketiyle yakından ilişkilidir. Ege levhası güneybatıya, Anadolu levhası ise batıya doğru

nin iyi bilinmesi gerekir. Oldukça yeni yerleşim bölgeleri için bu konu oldukça önemlidir.

Gelecekte oluşabilecek depremlerin etkinliğinin ve geri dönüş periyodunun belirlenebilmesi için geçmişte meydana gelen depremlerin oluş tarihi, episantr koordinatları, magnitüdü veya şiddeti, odak derinliği, ivme kayıtları ve kayıt edilen azalım ilişkilerinin bilinmesi gerekir. Yapılacak çalışmanın sağlıklı olabilmesi için inceleme süresinin mümkün olduğu kadar geniş tutulması ve mevcut verilerin güvenilir olması gerekir. Deprem parametrelerinin sağlıklı bir şekilde tesbit edilebilmesi ise aletsel çalışmalarla mümkündür. Deprem kayıt istasyonlarının yeterince sık olması, küçük magnitüdü depremleri daha duyarlı bir şekilde kayıt etmeye ve bunlarla ilgili parametreleri de gerçeğe yakın bir doğrulukla belirlemeye olanak sağlar.

Deprem oluşumunun gelecekteki etkinliğini, Poisson ve Markov modellerine dayanan yöntemleri kullanarak tahmin etmek mümkündür. Deprem oluşumunun Poisson modeline uygunluk gösterebilmesi için;

- Gelecekteki olayların, geçmişteki olaylardan istatistiksel olarak bağımsız olduğu,
- Belirli bir kaynakta oluşabilecek depremin, diğer bir kaynakta meydana gelecek olan bir depremden etkilenmediği,
- Aynı zamanda ve aynı yerde iki ayrı depremin olma olasılığının yok denecek kadar az veya sıfır olduğu varsayımından hareket edilir. Markov modeli ise Reid(1911) tarafından ortaya konulan "elastik geri tepme kuramı"nı uygulamaktadır. Bu kurama göre, yer kabuğunda meydana gelen hareketler gerilmelere neden olur. Bu hareketler sonucu meydana gelen fay doğrultusunun her iki yanında oluşan elastik deformasyonla, kayaç kütlesi içinde deformasyon enerjisi birikir. Bu enerji, kayaç kütlesinin elastik kırılma

hareket etmektedir. Diğer taraftan Ege ve Anadolu levhaları altına dalan Afrika levhasının kuzeye doğru sürekli bir basınç etkisi vardır.

Yukarıda açıklanan levha sınırlarının oluşturduğu Ege yayı ile Kıbrıs yayı Burdur civarında kesişmektedir. Bunlara bağlı olarak Burdur ve civarına uygulanan sürekli basınç etkisiyle kayalık kütlelerinde gerilmeler meydana gelmektedir. Tarihsel depremler ve günümüzdeki aletsel veriler incelendiğinde bu bölgede $M = 7.4$ büyüklüğüne varan yıkıcı depremlerin olduğu görülmüştür.

Bu çalışmada, Ege ve Kıbrıs yay kuşaklarının kesiştiği bölgeyi içerisine alan ve koordinatları $28^{\circ} E - 32^{\circ} E, 36^{\circ} N - 39^{\circ} N$ olan bir bölge seçilmiştir. Sözü edilen bölgenin depremselliği ve Afrika - Ege - Anadolu levhalarının ilişkisi incelenecektir.

Yapılan çalışma altı bölümden oluşmaktadır. Birinci bölümde depremsellik çalışmalarının önemi vurgulanmakta, ikinci bölümde ise bölgenin Jeotektonik yapısı açıklanmaktadır. Üçüncü bölümde; depremsellik kavramı içerisine yer alan depremlerin episantre ve hiposantre dağılımları, zaman dağılımları ve magnitüdfrekans ilişkileri incelenmiştir. Dördüncü bölümde, depremlerin oluşum modelleri, kaynak türleri ve Göller Bölgesi'nin sismik riski saptanmıştır. Beşinci bölümde, Göller Bölgesi'nin levha tektoniği ile ilişkisi incelenerek, altıncı bölümde sonuçlar sunulmuştur.

BÖLÜM 2

GÖLLER BÖLGESİNİN JEOTEKTONİĞİ

2.1 Bölgenin Jeolojisi

Bölgenin Jeolojisi, zaman stratigrafisi dikkate alınarak açıklanacaktır. Ancak, belirli bir Jeolojik zamana bağlanamayan Menderes Masifini ayrı olarak düşünmek gerekir.

A) Menderes Masifi

İncelenen bölgenin kuzeybatısında yer alan masif, yaklaşık 1000 m. kalınlıkta metamorfik şistlerle ve mermerlerle yapılı büyük bir dom biçimindedir. Masif esas itibariyle bir gözlü gnays çekirdeği ve bunun etrafında gnayslarla konsantrik olarak değişen bir yapı arzeder. Gnays gurublarının üzerinde kalın bir metamorfik sediment serisi yer alır.

Daha yukarı seviyelerdeki kayalar, hafif ve yarı metamorfize olmuş sedimentlerdir. Bunlar arasında en önemlileri mermerler ve grafitli şistlerdir. Mermerler, bilhassa güneyde hemen hemen devamlı ve çok kalındırlar. Gnays serisinin bir tekrarı olmadığı takdirde bu serinin kalınlığı 8000 m. ye erişebilir. Menderes Masifi içerisinde yer alan kayaların yaşı hakkında kesin veriler yoktur.

B) Paleozoik

Paleozoik'in en üstüne ait şist serisine, Yerkesik'in batısında Marcal dağlarındaki Mesozoik kalkerlerinin tabanında raslanmıştır. Yine bunlara benzer kayalar, Göktepe'nin güneybatısında, Denizel - Permien'in içinde mevcuttur (Philippson. 1915, Onay. 1949). Menderes Masifinin güneyinde, Karadağ'da Karbonifer 500 m. kalınlıkta ve değişik fasiyestedir (Graciansky, 1967). Güneyde, Nif alüvyal ovası ile Fethiye peridotit masifinin kuzey kontaktı arasında Karbonifer, marnlı ve kumlu kalkerler halin-

dedir. Nif ve Karadağ Paleozoik formasyonları, doğuya doğru uzanan önemli bir ünite teşkil eder. Güneydoğudan - kuzeybatıya doğru uzanan Sultandağlarıyla - Seydişehir - Beyşehir arasında, Akşehir güneyinde ve derin vadilerde, Efesultan, Afyon kuzeydoğusunda Incehisar'da, Sandıklı kuzeybatısında Batı Toroslar'ın bir kısmıyla geniş temel aflörmanlarını kapsar.

Sultandağları şist formasyonları, Ordovisien katını gösterir ve üstündeki Trias ve Jura transgresyonu ile kısmen örtülü bulunur. Bunlar, Pre - Mesozoik orojenezi ile ilgilidir. Batı Toroslara giren bölgelerde Ordovisien ile Trias arasında bir boşluk vardır. Ordovisien ile Trias arası ya erozyon ile ortadan kalkmış veya Ordovisien'den - Trias'a kadar daima deniz üzerinde kalmıştır. Sultandağları şistleri üzerinde daima Mesozoik formasyonları görülür.

Batı Toroslar, metamorfik olmayan sedimentlerle örtüldür. Bölgenin kuzeydoğusunda metamorfikler üzerindeki kalker serileri (pM) bazı yazarlara göre Permo - Karboniferdir. Bunlar Permian + Alt Kretase halinde olup yaklaşık 150 km² kadar bir alana yayılırlar. Bu kalker serileri Akşehir Gölü kuzeyinde bir mermer masifi halindedir. Kalınlıkları 500 - 900 m. ve bazen 2000 m. ye ulaşır.

C) Mesozoik

Paleozoik serileri üzerinde devamlı ve devamsız mostralar halinde Mesozoik formasyonları yer alır. Kretase kalkerler Çivril'in doğusunda, Akdağ'da önemlidir.

Güneybatıdaki Fethiye bölgesinde ise Trias önem kazanır. Bu bölgede çok kalın ve masif şeklinde olan dolomitik kalker serisi Jurasiki ve belki de Alt Kretase'yi kapsamaktadır. Elmadağ ve Büyük Akdağ'ı teşkil eden kalkerlerin alt kısmındaki dolomitik kalkerlerle, Acı göl sahasındaki dolomitik kalkerler de Trias'a aittir. Marmaris bölgesinde Alt Mesozoik'e ait masif

kalkerler üzerinde, kalınlığı nispeten az fakat litolojisi çok çeşitli olan formasyon, Mesozoik'in diğer kalkerlerine oranla daha kolaylıkla deforme olabilir. Bu nedenle orojenik hareketlerle bu seviyede birçok anormal kontaktlar yerleşmiştir.

Marmaris'in doğusunda Plaket Kalker serisi azalarak yerini radyolaritli kalker serisine bırakır. Denizli'nin güneydoğusunda Paleozoik'e ait şistlerin üzerinde yer alan Mesozoik kalker serileri güneye doğru devam ederek Tavas ile Acıpayam arasındaki dağların sırtlarını teşkil ederler. Acı Göl'ün güneyindeki yüksek doruklar Mesozoik kalker serisinin kalın kütleleriyle yapıldırlar. Göller bölgesinde oldukça belirli ve değişik fasiyeli Trias formasyonları bulunur.

Batı Toroslar bölgesinde Mesozoik transgresyonu, Trias ile başlar ve Mesozoik'in bütün seviyelerini kapsar. Jura, Trias'ı veya açısız bir diskordansla Paleozoik'i örter. Bu seriler Trias'dan itibaren geniş bir devamlılık gösterir. Beyşehir kuzeyinde Ust Mesozoik, Sultandağları temel serilerini örter. Alt Kretase ise sığ deniz karbonatları karakterindedir.

D) Senozoik

Batı Toroslar'da, Dinar - Senirkent arasında tabanı teşkil eden Paleosen ve Eosen, mostralara vermektedir. Beyşehir'de alta gelen karbonatlı seviyeler Paleosen'dir. Barla Dağı'ndaki flişler de Paleosen'in ilk depolarıdır. Kırdağ'da Alt Kretase'ye ait sığ deniz karakterindeki kalkerler Paleosen'e kadar yükselir.

Köyceğiz Gölü sahasındaki Eosen, bir fliş sedimentasyonu ile başlar. Fethiye etrafında, güney sahillerindeki dağlarda ve Elmalı etrafındaki dağlık arazide görülür. Eosen'in yüksek seviyelerinde Oligosen'e kadar olan sedimentler, Akdağ'ın güneyinde geniş sahaları kapsar. Elmalı bölgesinde meydana gelen çok şiddetli tektonik hareketler, ilkel stratigrafik tabaka durumlarında büyük deformasyonlar meydana getirmiştir. Elmalı'nın güneyindeki

Plaket kalkerleri çok kalın bir fliş serisinin tabanında bulunur.

Denizli sahasında Üst Miosen'e ait denizel bir formasyon vardır. Bu formasyon, graben şeklinde çökmüş bulunan Ege Çay vadisinin aşağı kısımlarında yer alır. Bölgede geniş bir alanı kaplayan Neojen sedimentasyonunun esas kütlesi orojenezden sonraya ait olup, kıvrımların ve şariyajların üzerinde transgresiftir. Bunlar özellikle Pliosen'e aittir. Acıpayam'ın güneyinde çok büyük bir Neojen sahası bulunur.

Çivril'in güneyinde bulunan ve Neojen'e ait olan graben batıda metamorfik Çal Platosu ve doğuda Baklan Masifi (37.58N - 29.36E) ile sınırlandırılmıştır. Baklan'ın üzerinde kalker tabakaları, konglomeralar içine sokulmuş durumdadır. Konglomeralar, çökelmelerinden evvel esas fay boyunca yükselmiş olan metamorfik roliyefi kapatmaktadır.

2.2 Magmatizma ve Volkanizma

Menderes Masifi'nde Oligosen'den sonra bir sıcaklık cephesinin yükseldiği tesbit olunmuştur (Arpat ve Bingöl, 1969, Bingöl ve diğ. 1968). Az da olsa bir sıcaklık metamorfizması bütün bölgedeki granodiyoritleri etkilemiştir. Brunn ve diğ. (1971)'ne göre Batı Toroslar bölgesindeki peridotit ve Harzburgit'ler genellikle serpantinize olmuş, doloritik daykılarla kesilmiş, ayrıca tektonik naplarla örtülmüştür. Kaaden (1959)'e göre bu bölgelerdeki Ultrabazik kayalar Alpin Orojenezi'nden daha eskidir. Colin ve Holzer (1962) bölgede çok defa birbirleriyle sıkı sıkıya bağlı bulunan Alt Kretase'ye mensup bazik lavlarla, Kretase - Eosen sınırında yerleşmiş olduklarını kabul ettikleri Ofiyolitlerin birbirlerinden farklı olduklarını ve aralarındaki kontakt'ın tektonik olduğunu belirtmişlerdir.

Volkanik faaliyetler Lias'tan başlayarak Ust Neojen ve

Kuaterner'e kadar bütün şiddetiyle devam etmiştir. Bu faaliyet Kretase - Eosen'de genel olarak denizaltı faaliyetleriyle, Oligosen - Neojen'de ise yerüstü volkanizması şeklinde gelişmiştir. Afyon ve Emirdağları volkanikleri yeni erüpsiyonlardır. Bölgenin kuzeybatısında en son volkanik faaliyet Kula'da meydana gelmiştir.

2.3 Bölgenin Tektoniği

Türkiye'yi de içerisine alan Alpin Sıradağları, Cebelitarık Boğazından; kuzeyde Avrupa - Asya kıtası, güneyde Afrika - Arabistan ve Hindistan olmak üzere Endonezya'ya kadar uzanır. Avrupa'nın güneyini kuşatan büyük Alpin Sıradağları, Üst Mesozoik ve Tersier sonunda meydana gelmiştir. Bu sıradağların güney kanadı Atlaslar'ı, Apeninler'i, Dinarik Alpler'i, Toroslar'ı ve Zagros Dağları'nı meydana getirir. Bu iki kanat arasında Orta Anadolu gibi ara masifleri yer alır.

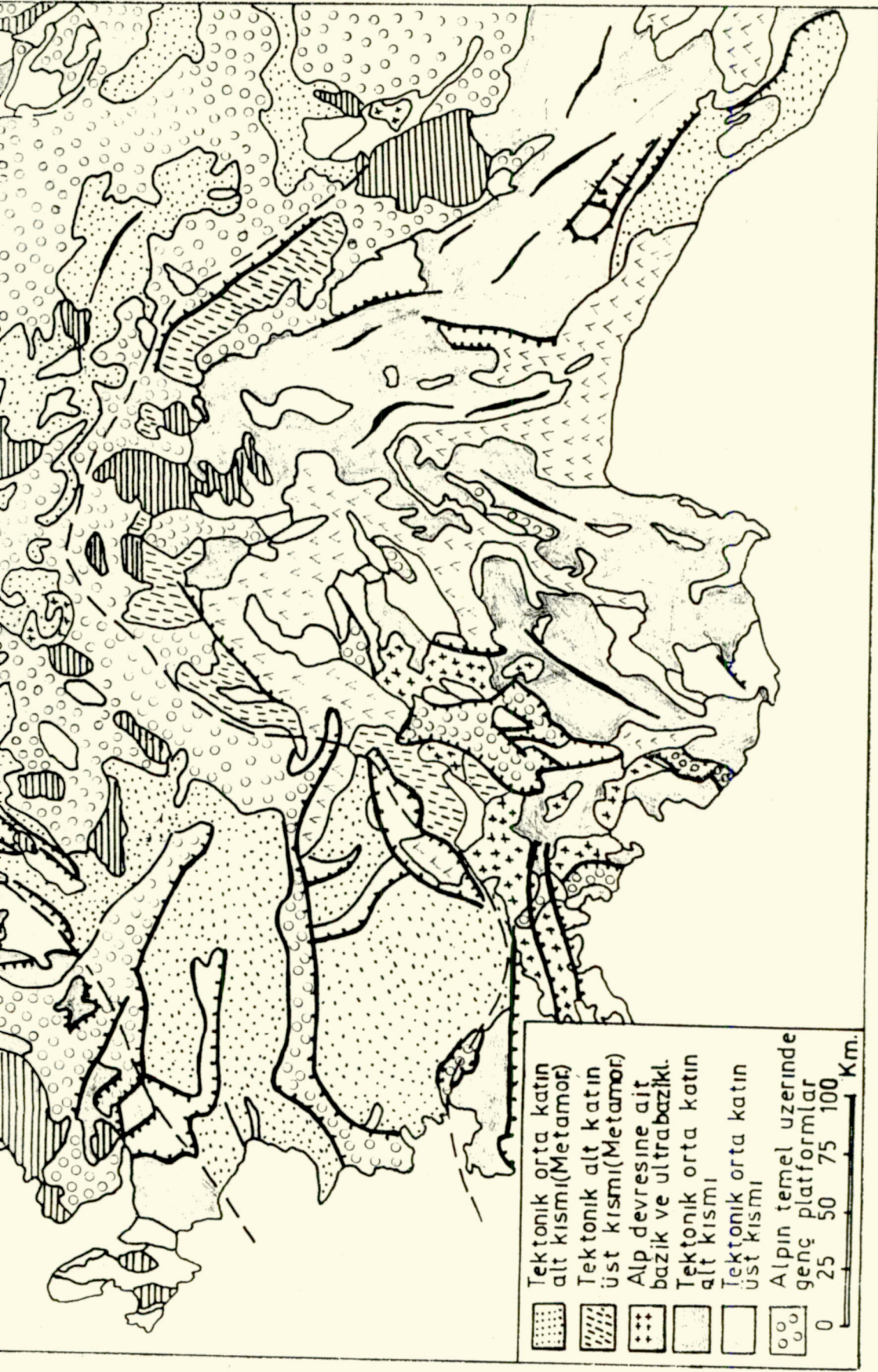
Anadolu, dağ kuşaklarının orojenik gelişmeleri esasına dayalı olarak dört ana tektonik birliğe ayrılabilir (Ketin, 1966).

- Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Sıradağları (Pontidler)
- İç Anadolu Sıradağları (Anatolidler)
- Güney ve Doğu Anadolu Sıradağları (Toridler)
- Güneydoğu Anadolu Sıradağları

İncelenen bölgenin büyük bir kısmını hatta tamamını Anatolidler ve Toridler kapsar. Bu nedenle Anatolid ve Toridler'e kısaca değinildikten sonra Tali tektonik birimler açıklanmaya çalışılacaktır.

A) Anatolidler

Bunlar esas itibarıyla Orta ve Batı Anadolu metamorfik kristalin masiflerini kapsar. Bu birlik içerisinde Üst Kretase'ye kadar olan tüm Paleozoik ve Alt Mesozoik formasyonlar az ve-



Şekil 2.1 Bölgenin yalınlaştırılmış tektonik haritası(Ketin, 1960'dan alınmıştır).

ya çok metamorfizmaya uğramış seriler halinde bulunur. Üst Kretase formasyonları, metamorfik seriler üzerinde çoğu kez konkordan olarak bazen de aralıklı bir diskordans'la gelirler. Alt Eosen tabakaları belirgin bir açılı diskordans'la, kalın bir taban konglomerasiyle Kretase ve daha eski metamorfik serileri örterler.

Üst Eosen'den başlayarak Oligosen ve Miosen, karasal fasiyes'te gelişmiş, bu suretle İç Anadolu'nun Jips'li ve tuzlu Tersier formasyonları meydana gelmiştir. Miyo - Pliosen tabakaları genellikle yatay durumlu olmakla birlikte yer yer kırılmış ve eğilmişlerdir. Bu birim içerisinde ilk şiddetli ve etkili orojenik hareket Kretase sonunda başlamıştır. Miosen'den itibaren kıvrılma olayları hemen hemen sona ermiş, orojenik gelişme tamamlanmıştır. Magmatik faaliyet ise Laramien kıvrılma safhasına bağlı olarak gelişmiştir.

Orta ve Batı Anadolu'nun metamorfik - kristalin masifleri Alpin orojenez döneminde oluşmuş - gelişmiş Alpin Sıradağlar'dır. Bunlar, Laramien safhasından sonra su üzerine çıkmışlar ve Tersier sığ denizleri içinde adalar teşkil etmişlerdir (Ketin, 1966)

B) Toridler

Toridler (Toroslar), Iranidler tektonik birliğini de kapsar. Kambriyen'den başlayarak Miosen sonuna kadar denizel fasiyes'te gelişmiş, metamorfik olmayan tortul serileri içerir. Bunlar arasında yer yer metamorfik masifler de bulunur. Toroslar bölgesinde ilk Alpin orojenik hareketler Kimmeriyen safhasıyla başlamış ve bunu yer yer Austrid safhası izlemiştir. Esas şiddetli ve yaygın orojenik hareketler Kretase sonunda, Laramiyen safhasında vukua gelmiştir.

Alt Eosen'e ait formasyonlar bir taban konglomerasiyle daha eski formasyonlar üzerinde diskordan olarak durur. Eosen sonunda, Oligosen'de Paroksizma hareketleri etkili olmuş, dağ şerit-

lerinin büyük bir kısmı su üzerine yükselmiştir. Miosen'den itibaren orojenik hareketlerin yerini epirojenik ve kratojenik yükselmeler almış ve Miosen sonunda Toroslar tüm olarak deniz yüzeyi üstüne çıkmıştır. Miosen'den sonra da yükselme hareketleri devam etmiş, denizel Miosen tabakaları günümüzdeki deniz seviyesinden 950 - 1000 m. yüksekliğe çıkmıştır.

C) Tali Tektonik Birlikler

Kıvrılmaya uğramış formasyonlar tektonik olarak Alt, Orta ve Üst katları meydana getirmişlerdir (şekil:2.1). Alt katın Üst kısmı olarak gösterilen Austrid ve Sub - Hersinien tektonik safhaları vasıtasıyla kıvrılmış olan Üst Kretase öncesi formasyonlar bu kısma dahildir. Bu sahalarda, Üst Kretase bir taban konglomerasıyla, Alt Kretase ve daha eski seriler üzerinde diskordan olarak bulunur.

Toroslar'ın dış ve iç kavislerini teşkil eden metamorfik masifler Amanos Dağları'nda, Sultandağları üzerinde, Batı Toroslar'da, Bolkardağ ve Anamur Masifi'nde Üst Kretase transgresif olarak durmaktadır.

Orta katın Alt kısmı olarak belirtilen formasyonlar Laramiyen orojenezi ile deforme olmuş sahalardır. Bu safha Türkiye dağlarının teşekkülünde önemli bir rol oynar. Orta katın Üst kısmı olarak belirtilen formasyonlar, Eosen ve Oligosen esnasındaki orojenez hareketleri ile deforme olmuş bölgelerdir. Tektonik Üst kati ise kıvrılma ve sürüklenme hareketlerinin etkisinde kalmış Miosen ve Pliosen formasyonlarının bulunduğu sahaları teşkil eder. Toroslar'ın bir bütün olarak su üstüne yükselmesi ve Kenar Kıvrımları'nın teşekkülü bu devreye raslar.

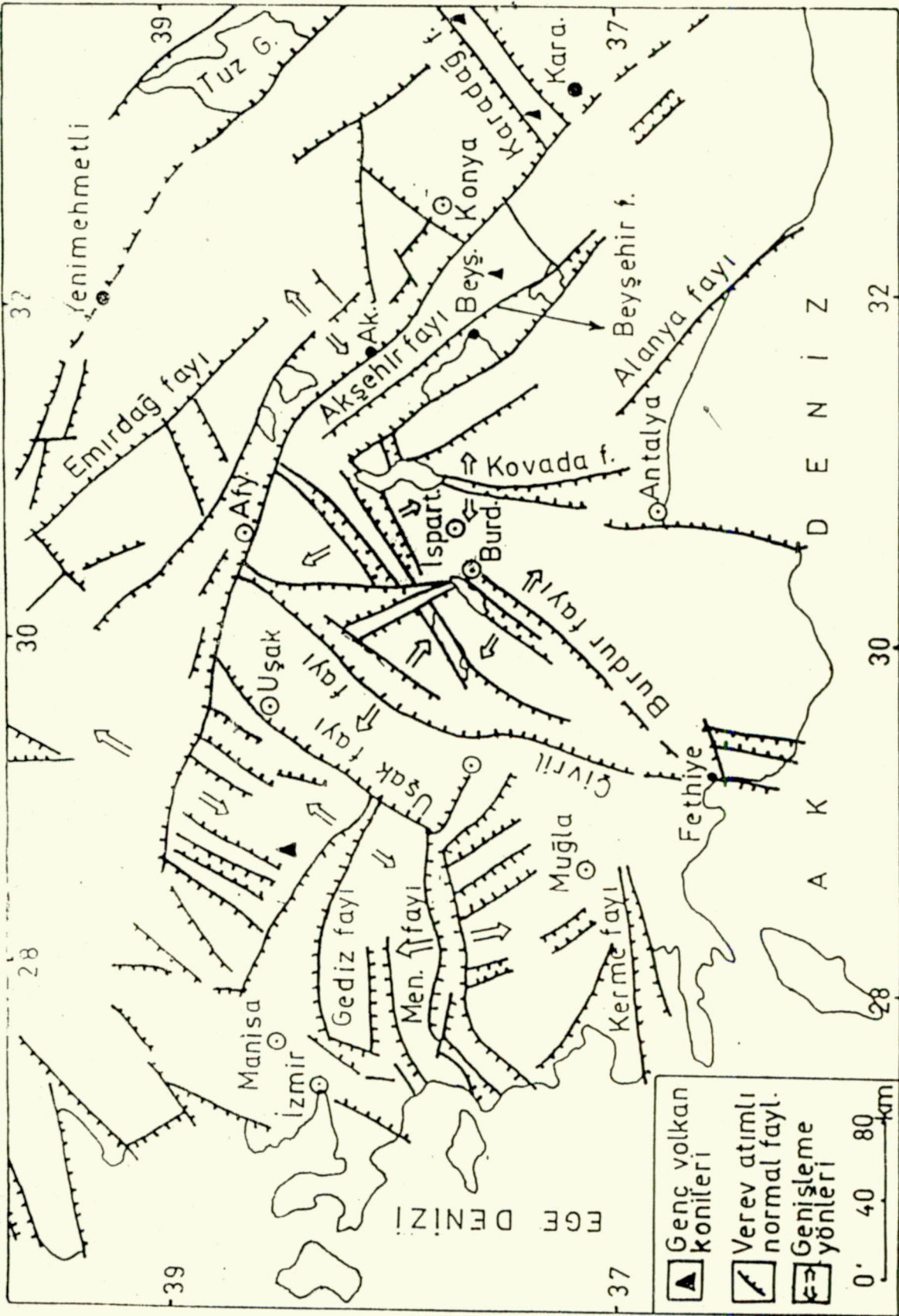
2.4 Faylar

Türkiye'nin Neojen esnasında kitle halinde yükselmesiyle ilgili olarak teşekkül etmiş genç faylar, bölgedeki Büyük ve Küçük Menderes vadileri ile Gediz vadisi kenarlarında, Denizli-Acıpayam çevresinde ve Sultandağlarının doğu kenarlarında yer alır. Bunlar eğim atımlı normal ve ters faylardır (Ketin, 1960).

Seydişehir ve Beyşehir'in güneydoğusunda nap şeklinde bir bindirme mevcuttur. Buradaki en fazla sürüklenme miktarı 30 km. tahmin edilmektedir. İtilme olayı güneybatıya Akdeniz'e doğru olmuştur. Fethiye ve Marmaris bölgesinde ise kuzeye doğru hareketler tesbit edilmiştir.

Toroslar'da iç kısımlar kuzeye, Orta Anadolu Masifi'ne doğru, dış kavisler ise güneye, Akdenize doğru itilmişlerdir. Bindirmelerdeki hareket miktarı yukarıda belirtildiği gibi en fazla 30 km. kadardır. Bu bakımdan, Türkiye'deki jeolojik tektonik üniteler üstüste değil, daha ziyade yanyana bulunmaktadır (Ketin, 1956).

Denizli - Sarayköy - Buldan yörelerindeki normal fay takımları D - B, K - G, KD - GB, KB - GD doğrultulu olup bunlar yeni tektonik dönemde oluşmuş tortulları daha yaşlı temel kayaların - dan ayırmaktadır. Büyük depremler çoğunlukla bu fay takımlarının kesişme yerlerinde oluşmaktadır. 1963 - Tefenni ve 1971 - Burdur depremleri, Burdur grabenini sınırlayan KB - GD gidişli faylarla, KB - GD gidişli Alaşehir - Sarayköy faylarının kesişme yerinde oluşmuştur. Şekil:2.2'de görüldüğü gibi bölgedeki önemli faylar arasında; Akşehir, Tuz Gölü, Çivril, Beyşehir, Kovada, Burdur, Kerme, Büyük Menderes, Gediz, Uşak, Emirdağ, Karadağ ve Alanya fayları sayılabilir. Bunlardan Akşehir fayı; Simav - Gediz - Afyon sismik kuşağı içinde yer alan ve güneydoğuda Karaman dolayından kuzeybatıda Simav batısına kadar uzanan 200 - 300 m. atımlı ve



Şekil: 2.2 Bölgenin yaınlılaştırılmış sismo - tektonik haritası (Koçyiğit 1984'den)

75° - 80° KD eğimli bir çekim fayıdır (Atalay, 1975). Bu fay, uzunluğu boyunca yer yer çok belirgin fay düzlemi arzeder.

Göl kıyı kordonlarının, göl düzeyinden 4 - 5 m. yüksekliğe oluşu, düşey devinimlerin bir kanıtıdır. Önemli faylar ve bunlar tarafından sınırlanan çöküntü alanları içinde akmakta olan dereler, düşey yükselmenin bir kanıtı olarak yataklarını derine doğru kazmış olup, günümüzdeki diri faylar doğrudan doğruya A - lüvyonlarla daha yaşlı birimleri dokanağa getirmiştir. Yine çöküntü alanları içinde yer alan bazı göller, diri faylanmanın bir diğer kanıtı olarak bir kenarlarını doğrudan fay düzlemlerine yaslamışlardır. Akşehir, Beyşehir fayları ile Çivril, Acı Göl, Burdur, Karadilli, Hoyran ve Kovada fayları günümüzde diri olup, güneybatı Anadolu'da levha içi genişleme sürmektedir. Önemli genişleme yönleri K60 D, K40 B ve D - B dir.

Blok faylanmayı meydana getiren kırıklar değişik doğrultulu fakat aynı zamanda oluşmuş faylardır. Yerel olarak Orta Oligosen sonu, genel olarak Ust Miosen - Erken Pliosen'de başlayan yeni tektonik dönemle birlikte ortam çekme tektoniği rejiminin denetimine girmiş ve mekanik açıdan enbüyük gerilim ekseninin düşey ya da ona yakın bir konum kazanmasıyla normal faylar gelişmeye başlamıştır. Bölgedeki fay takımlarından herhangi biri diğerlerinden daha genç değildir. Ancak, aynı fay takımı içinde, horstlardan - grabenlere doğru gidildikçe gençleşme görülür.

BOLÜM 3

DEPREMSELLİK

3.1 Depremsellik Kavramı

Depremsellik kavramının kapsamı geniştir. Genel anlamda depremlerin zaman ve uzaydaki dağılımı olarak düşünülebilir. Depremsellik çalışmalarının bir amacı da belli bir zaman periyodu içerisinde bir bölgede deprem sonucu meydana gelebilecek olan enbüyük yer ivmesini önceden kestirebilmektir. Bunun için deprem parametreleri(şiddet, magnitüd, ivme, odak derinliği), meydana gelen depremlerin frekansı(sayısı), tektonik aktivite, sarsılan bölgenin alanı, şiddet - episantr mesafesi gibi istatistiksel verilerin derlenip bir bütün olarak yorumlanması gerekir.

İlk olarak Aristo deprem konusuyla bilimsel düzeyde uğraşarak bir sınıflandırma yapmıştır. Daha sonra(M.S 132) Çin'de, deprem hareketini gösterebilen ilk araç yapılmıştır. 1706'da John Michell, depremlerin dalga hareketleriyle ilgili olduğunu belirten bazı yayınlarda bulunmuş ve 1840'da Von Hoff, tüm dünyayı kapsayan bir deprem kataloğu yayınlamıştır. 1857'de oluşan Büyük Napoli depreminden sonra İrlanda'lı Robert Mallet, depremlerle ilgili ilk arazi çalışmasını yapmış ve bölgenin hasara ilişkin haritasını hazırlayarak, depremleri kayıt edebilmek için yeryüzünde bir takım gözlemevlerinin kurulmasını önermiştir. 1897'de Oldham, deprem kaydedicilerden alınan kayıtlar üzerindeki gözlemlere dayanarak enine ve boyuna dalgaların matematiksel kuramlarını ortaya koymuştur. Daha sonra 1911'lerde Oldham ve Montessus de Ballore yaptıkları çalışmalarda; depremlerin tarihsel oluşumlarını, zaman ve uzay içerisindeki büyüklüklerini belirten episantr haritaları ile depremselliği ifade

etmişlerdir.

Bunlardan sonra, genel anlamda depremlerin zaman ve u - zay içerisindeki dağılımları olarak tanımlanabilen deprensellik kavramı birçok araştırmacı tarafından değişik yönleriyle irdelenmiştir. İlk olarak İshimoto ve Iida(1939), depremlerde magnitüd-frekans ilişkisi konusuna değinmiştir. Benioff(1951) tarafından ortaya konulan streyn boşalımı ve buna bağlı olarak ortaya çıkan "tektonik akı" kavramı ve Bath(1956)'ın depremlerden açığa çıkan birim alan ve zamana tekabül eden toplam sismik enerji kavramı deprenselliğin bir ölçütü olarak kullanılmıştır. Riznichenko(1959) uzay ve zaman içerisinde gözönüne alınan farklı büyüklüklerdeki depremlerin tümü olarak tanımlanan, "sismik rejim" kavramını ortaya atmıştır. Aki(1968) deprenselliği, yer içerisinde depremleri oluşturan süreçler olarak tanımlamış ve sismograf kayıtlarından saptanabileceğini öne sürmüştür. Purcaru(1975) ise deprenselliği, deprem olaylarını ve bunların etkilerini içeren sismik alanın tamamı olarak tanımlamıştır.

Deprensellik çalışmalarında tektonik aktivitenin iyi bilinmesi gerekir. Bu bakımdan, incelenen bölgedeki tarihsel depremlerin episantr dağılımı ve tektonik birimlerle olan ilişkileri tesbit edilmelidir. Yapılan bu çalışma alanı içerisine giren bölgede($28^{\circ}E - 32^{\circ}E$, $36^{\circ}N - 39^{\circ}N$) genellikle sığ ve orta derinlikte depremler oluşmuştur. Bunlar, Afrika levhasının Anadolu levhası altına - manto'ya dalmasıyla ilgilidir. Dalma kuşakları zaman zaman şiddetli depremlere sahne olurlar. Levha sınırlarından başka, kıtaların çarpıştığı yerlerde depremler geniş kuşaklar içerisinde oluşurlar ve buralardaki deformasyonların karmaşık olduğuna işaret ederler(Alptekin,1973).

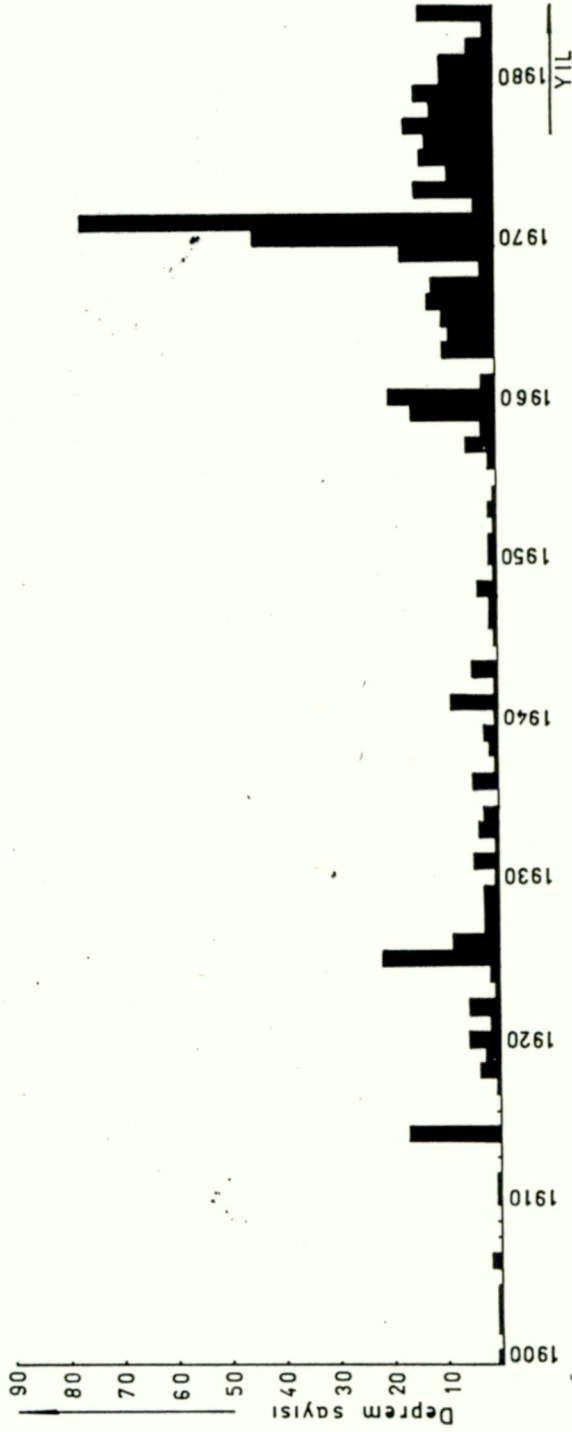
3.2 Güneybatı Anadolu'nun Depremselliği

Türkiye'de oluşan depremler büyük çoğunlukla tektonik depremlerdir. İncelenen bölgedeki depremler de tektonik kökenli olup, Ege Denizi ve Kıbrıs sismik yay kuşaklarıyla ilgili - dir. Yay şeklindeki bu kuşaklar Burdur civarında kesişirler (Alptekin,1978). Kesişme kavşağı olan Burdur ve civarında son senelerde yoğun bir enerji boşalımı olmuştur. Türkiye'deki deprem bölgeleri dört ana guruba ayrılabilir:

- Kuzey Anadolu Deprem Kuşağı
- Batı Anadolu Deprem Zonu
- Doğu Anadolu Deprem Zonu
- Yerel Episantr Zonları

Afyon - Akşehir çukurluğu ve Isparta - Burdur(Göller Bölgesi) yöreleri " Yerel Episantr Zonları " olarak bilinmektedir. Bölgenin($28^{\circ}E - 32^{\circ}E$, $36^{\circ}N - 39^{\circ}N$) güneybatısındaki ve kuzeydoğusundaki deprem episantrları levha hareketlerine bağlı olarak gelişen tektonik depremlere aittir. Güneybatıdaki Fethiye ve Marmaris bölgesinde karmaşık ve deforme olmuş yapı birimlerine bağlı olarak yoğun bir episantr dağılımı görülmektedir (Şekil 3.1).

Güneybatı Türkiye'de depremselliği en yüksek olan iki alan mevcuttur. Birincisi; Rodos - Fethiye - Burdur boyunca, ikincisi ise Simav - Emet - Gediz - Altıntaş - Afyon boyunca uzanır(Ergin ve diğ.,1967), Son senelerdeki sismik aktivite bu iki kuşak üzerinde yoğunlaşmaktadır(McKenzie,1977). Bu kuşaklardan ilki kuzeydoğuya doğru Burdur - Acı Göl grabenleriyle, ikincisi ise güneydoğuya doğru olan Afyon - Akşehir grabenleriyle birleşir. Akşehir - Afyon - Gediz - Simav çöküntü alanı ve bu alanın güneybatı kenarını sınırlayan Akşehir fayı sismo-tektonik bakımından diridir(Ketin, 1968; Çuhadar, 1977; Koçyiğit, 1980).



Şekil 3.2 Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin zaman içerisindeki dağılımı.

Yeni tektonik dönemin kaya birimleriyle(Üst Miosen-Pliosen yaşlı karasal tortul - volkanit ardışı, Eski ve Yeni Kuaterner yaşlı taraça, Alüvyon konileri) daha yaşlı kaya birimlerini dokanağa getirmiş olan normal faylar, depremsel liği en yüksek olan alanlardır(Lahn, 1948).

İncelenen bölge(Şekil 3.1), yaklaşık 82070 km² lik bir alanı kapsamaktadır. Bu bölgede 85 yıl içerisinde magnitüdü 4.0'den büyük olan 523 deprem meydana gelmiştir. Bunlardan 212 sinin magnitüdü, $4.0 \leq M \leq 4.5$ aralığındadır. $M > 5.0$ olan depremlerin sayısı ise 121 olarak belirlenmiştir.

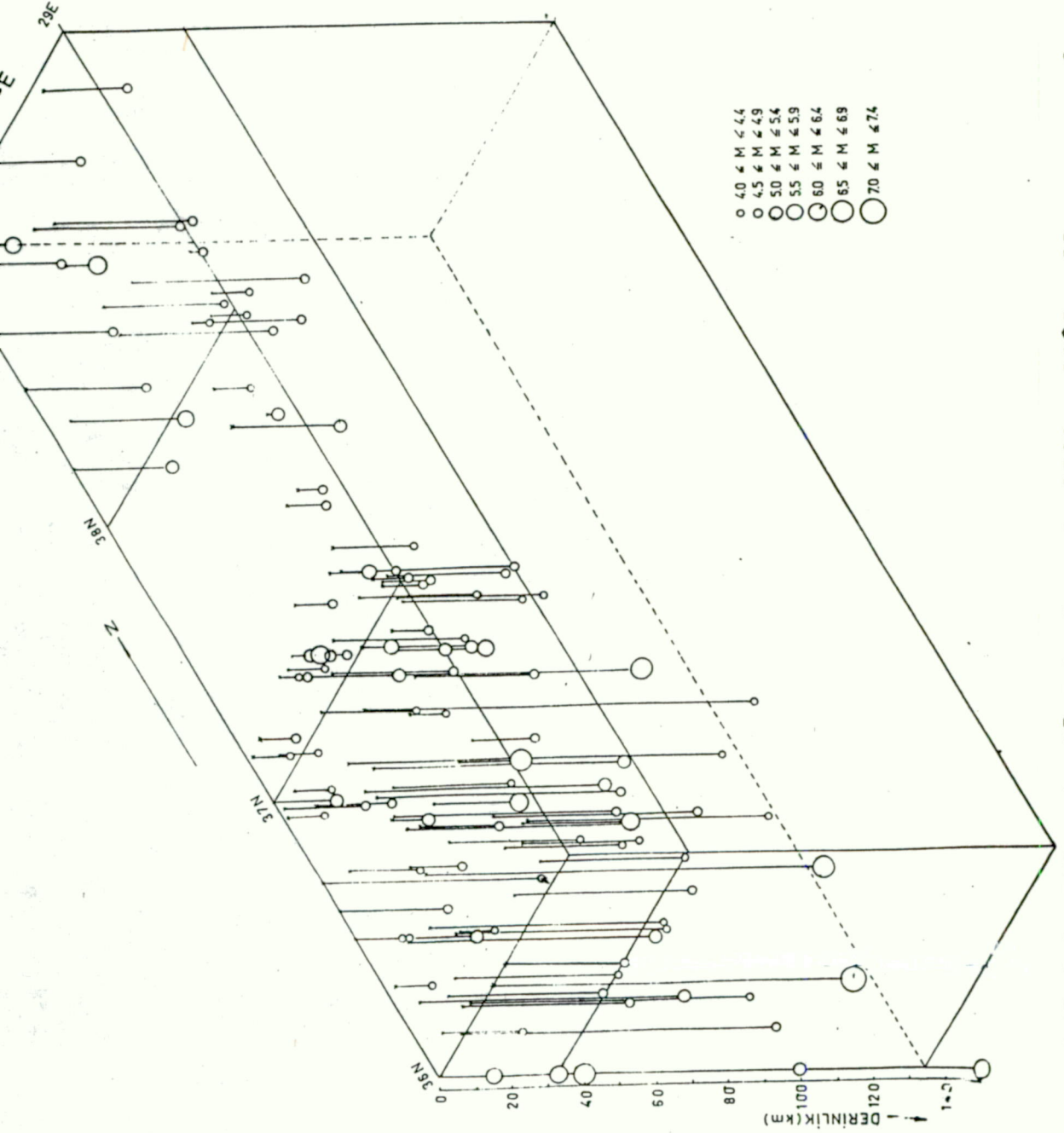
Göller Bölgesinin güneybatısında görülen yoğun episantr dağılımı, yerel tektonik yapının yanısıra levha tektoniğiyle de yakından ilişkilidir. Burdur ve civarında görülen dağılım, 1971 yılında meydana gelen Burdur depreminin öncü ve artçı şoklarına aittir. Bölgede, incelenen peryod(85 yıl) aralığında oluşmuş depremlerin zaman içerisindeki dağılımı Şekil 3.2'de verilmiştir. 1970 - 1971 yıllarındaki deprem sayısının maksimum olduğu görülmektedir. Bunun hemen ardında deprem sayısı hızla azalmaktadır. Fakat, bu olayın zaman içerisindeki davranışı çok kısa sürelidir. Bunun yanısıra sözü edilen olay belli bir kaynağın davranış fonksiyonu olmayıp, tüm bölgede mevcut olan birçok sismik kaynağa dayanmaktadır. Bu nedenle, herhangi bir bölgedeki deprem oluşumlarının toplam göstergesi olan yıllık deprem sayısı kavramına bağlı olarak bir " sismik boşluk"tan bahsetmek doğru olmayacaktır.

Şimdiye kadar yapılan jeolojik ve sismolojik çalışmalarda, Afrika levhasının Anadolu levhası altına daldığı sonucuna varılmıştır. Levha sınırlarında gelişen olaylar, ancak, sismolojik verilerin değerlendirilmesiyle gerçeğe yakın bir doğrulukla açıklanabilirler. Bu nedenle, bölgede inceleme süresi

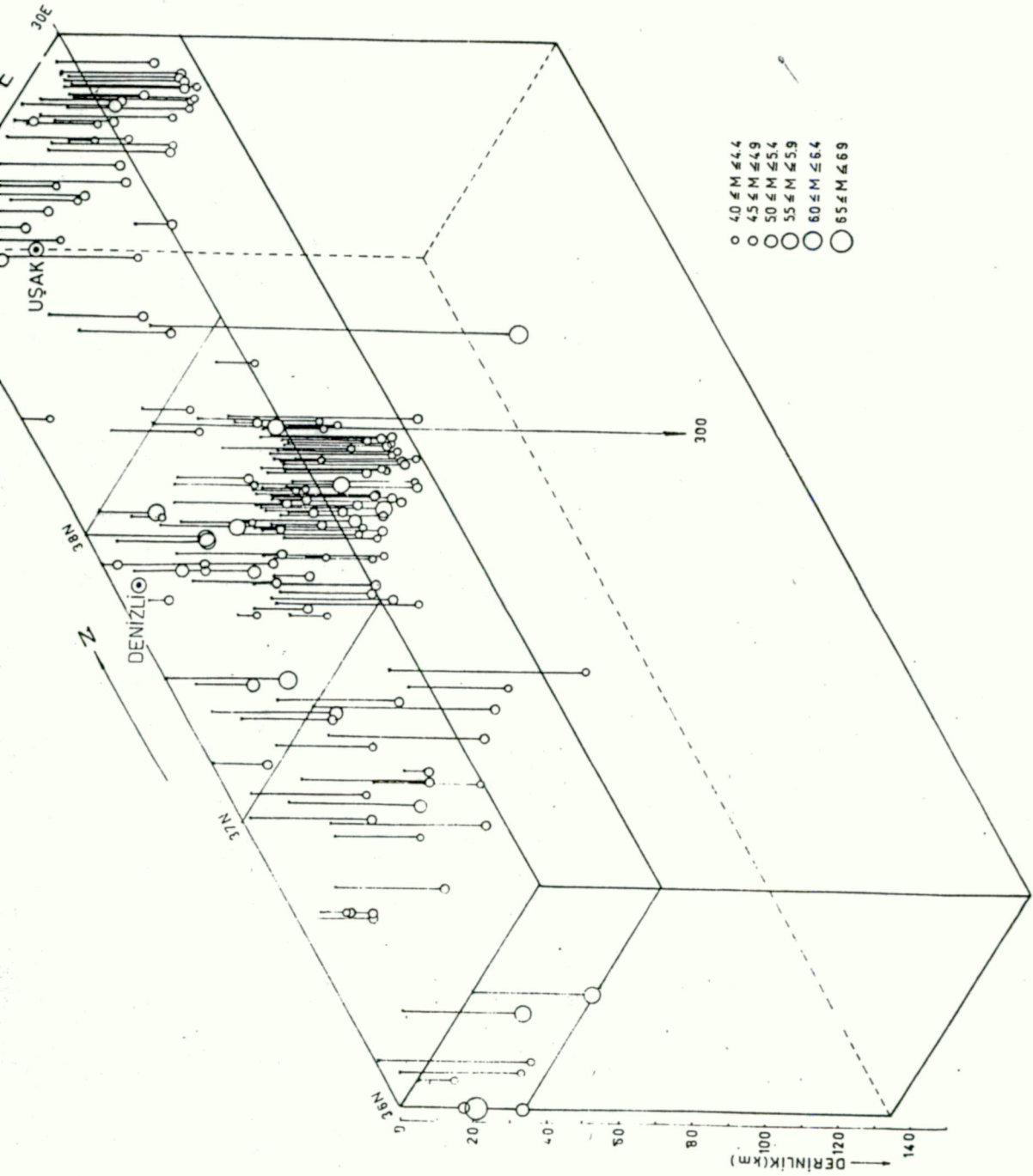
içerisinde oluşmuş depremlerin odak dağılımını göstermek üzere 1° lik boylamlar için blok diyagramlar çizilmiştir. Bölgenin güneybatısında yer alan depremlerin derinliklerine göre dağılımı, 37° N enlemi güneyinde farklı özellik gösterir. Derin depremlerin tamamen 36° N enlemi içerisinde kaldığı görülür (Şekil 3.3). 37° N enleminden itibaren kuzeye doğru sığ odaklı depremler yer almaktadır.

Denizli civarındaki depremler de genellikle sığ odaklıdır (Şekil 3.4). Denizli'nin güneydoğusunda yer alan yoğun episentr ve buna bağlı olarak hiposantr dağılımı, 1971'de oluşan Burdur depremiyle ilgilidir. Güneyde, Akdeniz içerisinde "sismik boşluk" olarak nitelendirilebilecek bir alan vardır. Burada, incelenen zaman periyodu aralığında sadece sekiz adet deprem oluşmuştur (Şekil 3.4).

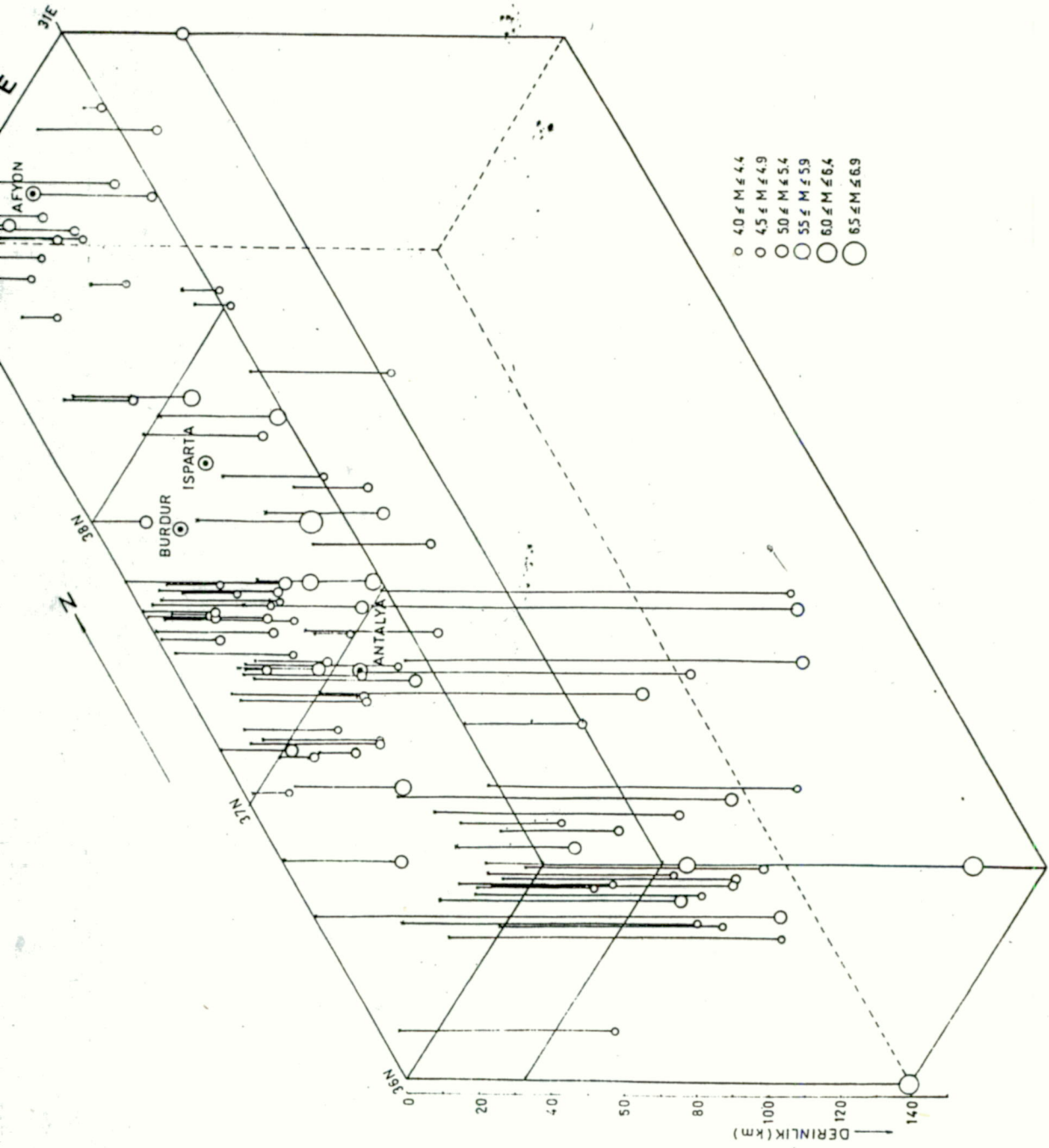
Antalya'nın güneyinde ve güneybatısında derin depremlerin oluştuğu görülmektedir (Şekil 3.5). Isparta ve Burdur illerinin kuzeyinde deprem oluşumu itibariyle sakin bir alan mevcuttur. Afyon civarındaki olayların tamamen Moho süreksizliği içerisinde kaldığı görülür. Antalya'nın kuzeydoğusu ise sismik aktivite yönünden sakindir (Şekil 3.6). Güneydeki olaylar Akdeniz içerisinde olup, 30° E boylamında yer alan tektonik yapının devamı şeklindedir. 31° E boylamının kuzeyindeki oluşumların yine Moho süreksizliği içerisinde kaldığı görülür.



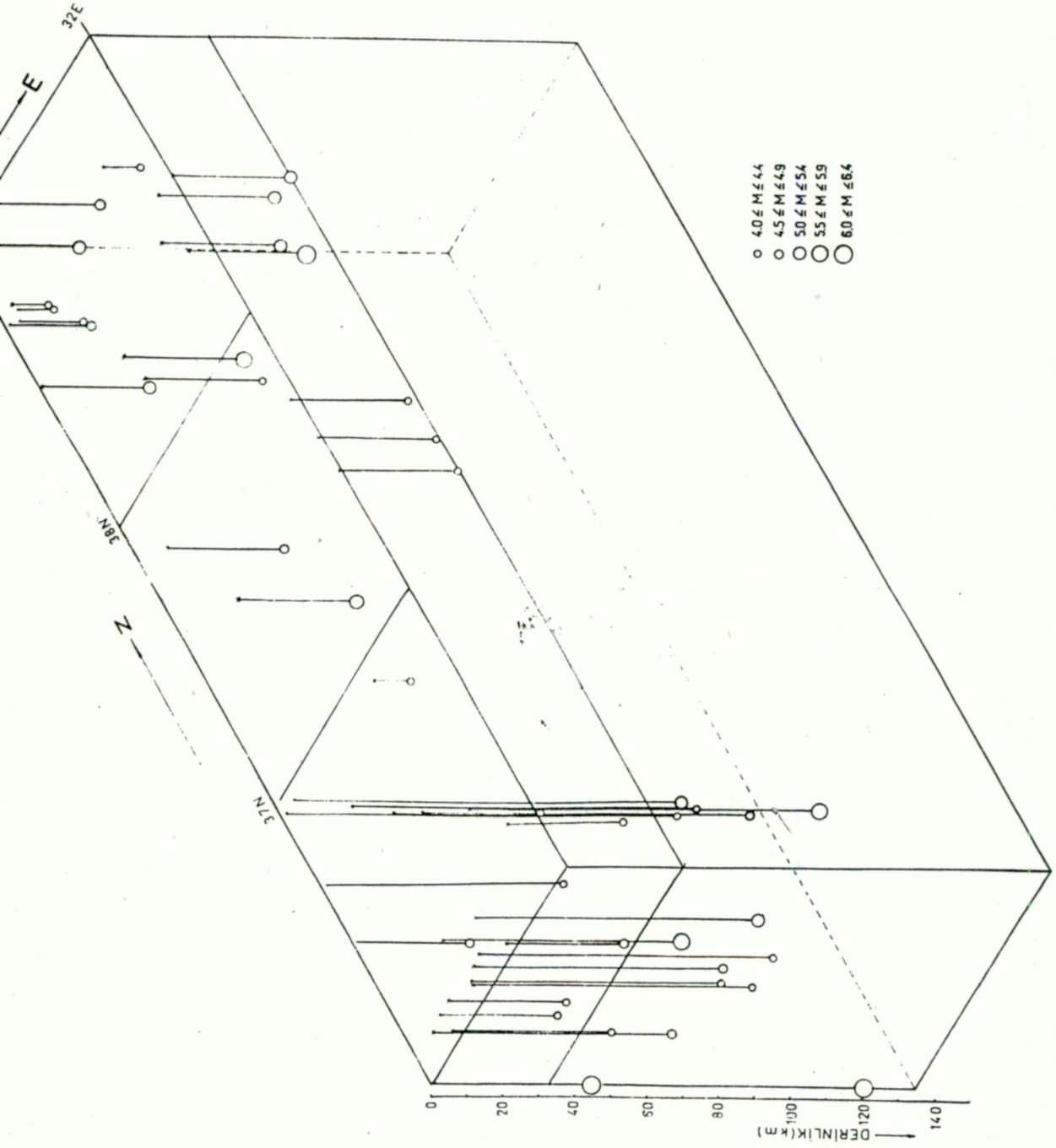
Şekil 3.3 Bölgenin 28 E boylamında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin blok diyagramı.



Şekil 3.4 Bölgenin 29 E boylamında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin blok diyagramı.



Şekil 3.5 Belgenin 30 E boyuamında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin blok diyagramı.



Şekil 3.6 Bölgenin 31 E boylamında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin blok diyagramı.

3.3 Bölgedeki Tarihsel Depremler

1900 yılına kadar bölgede oluşmuş tarihsel depremler Tablo(3.1)'de verilmiştir. Bu veriler NOAA veri kütüklerinden sağlanmış olup, söz konusu depremlerin açıklaması Lahn ve Pınar(1952)'in " Türkiye ve Civarındaki Depremlerin İzahlı Katalogu"ndan yararlanılarak yapılmıştır.

İnceleme alanı içerisinde meydana gelmiş depremlerin bilinen ilki M.S 0053 depremidir. Episantrı, Isparta - Dinar - Çivril kırıkları ile ilgili olan bu depremde Dinar tahrip olmuştur. Episantrı Pamukkale civarında bulunduğu tahmin edilen 0060 depreminde, Pamukkale'de ağır tahribat olmuş, Denizli civarında bulunan Laodicee ve Colosai şehirleri yıkılmıştır. Hasar bölgesi Dinar'a kadar uzanmıştır.

Tablo(3.1)'de yaklaşık koordinatları verilemeyen, Antalya - Fethiye arasındaki kıyıda 0528'de sarsıntılar olmuştur. Bu sarsıntıların episantrı Fethiye veya Meis kırık bölgeleri ile ilgilidir. Daha sonra 1481'de oluşan dört adet deprem, Rodos depremleri olarak bilinir. Episantrı Pamukkale kırıkları ile ilgili olan 1702 depreminde, Pamukkale ve civarında ağır hasar meydana gelmiştir. Yine Tablo(3.1)'de koordinatları bulunmayan 12 Temmuz 1842 depreminde, Isparta ve Burdur şiddetlice sarsılmıştır. Episantrı Rodos ile Fethiye arasındaki denizaltı çukurluğunda bulunduğu tahmin edilen 1851 depreminde Fethiye ve Rodos sarsılmıştır.

1852'de Fethiye ve Çeşme şiddetli, 1855'de Fethiye, 1858'de ise Antalya - Kaş arası sarsılmıştır. 1861 - 1863 arasında Isparta ve civarında birçok hafif depremler meydana gelmiştir. 1862'de Marmaris'te, 1864'de Fethiye'de şiddetli sarsılmalar olmuştur. Bu depremin episantrınının Meis'te olduğu dü -

1. The first part of the report covers the period from 1945 to 1947. It discusses the general situation in the country and the progress of the reconstruction work. The second part covers the period from 1947 to 1949. It discusses the progress of the reconstruction work and the general situation in the country.

2. The third part of the report covers the period from 1949 to 1951. It discusses the progress of the reconstruction work and the general situation in the country. The fourth part covers the period from 1951 to 1953. It discusses the progress of the reconstruction work and the general situation in the country.

3. The fifth part of the report covers the period from 1953 to 1955. It discusses the progress of the reconstruction work and the general situation in the country. The sixth part covers the period from 1955 to 1957. It discusses the progress of the reconstruction work and the general situation in the country.

4. The seventh part of the report covers the period from 1957 to 1959. It discusses the progress of the reconstruction work and the general situation in the country. The eighth part covers the period from 1959 to 1961. It discusses the progress of the reconstruction work and the general situation in the country.

TABLO 3.1

Bölgede oluşmuş tarihsel depremler(x)

YIL	AY	GÜN	SA	ENLEM	BOYLAM	I
0053	-	-	-	38000N	30000E	9
0060	-	-	-	37800N	29100E	X
0138	-	-	-	36000N	28000E	9
0155	-	-	-	36500N	28500E	X
0183	-	-	-	36000N	28000E	X
0197	-	-	-	36000N	28000E	8
0222	-	-	-	36500N	28000E	X
0505	-	-	-	36000N	28000E	9
1481	03	15	-	36000N	28000E	X
1481	05	03	03	36000N	28000E	9
1481	05	12	-	36000N	28000E	9
1481	10	03	-	36000N	28000E	X
1702	-	-	-	37900N	29200E	9
1795	-	-	-	38800N	30500E	9
1851	02	28	15	36500N	28800E	X
1852	10	19	03	36600N	29100E	7
1862	05	24	-	36800N	28300E	7
1862	10	16	-	38800N	30500E	9
1863	04	22	20	36500N	28000E	-
1865	01	13	-	36000N	28000E	7
1868	04	20	-	36000N	28000E	-
1871	06	07	-	36800N	28300E	7
1874	11	16	06	36000N	28000E	9
1875	05	03	-	38100N	30200E	X
1875	05	05	-	38100N	30200E	X
1875	05	11	-	38700N	29400E	9
1876	05	13	06	38800N	30500E	X
1886	11	06	-	38300N	29300E	7
1887	08	06	-	38100N	28200E	7
1887	10	-	-	38200N	28000E	7
1896	06	26	-	36900N	28100E	7
1896	10	27	-	36500N	28000E	9
1897	05	-	-	36700N	28600E	7
1899	09	20	-	37800N	28100E	X

x Bölgede oluşmuş tarihsel depremlere ait parametreler NOAA veri kütüklerinden sağlanmış olup, açıklamaları Lahn ve Pınar(1952)'den yararlanılarak yapılmıştır.

şünülmektedir. Episantrı Kerme körfezinde olan 1869 depreminde, Kerme körfezine bağlı bölgede tahribat olmuş, Ula, Muğla ve Marmaris'te hafif hasar meydana gelmiştir.

Rodos ve Fethiye'nin şiddetlice sarsıldığı 22.2.1870 depreminde, Akdeniz kıyı şeritinde toprak yükselmeleri meydana gelmiştir. Bu depremin, büyük Akdeniz depreminin bir öncü hareketi olduğu düşünülmektedir. Episantrı Sporat adalarında olduğu düşünülen 1872 Haziran depreminde bütün güneybatı Anadolu sarsılmış, Marmaris'te hafif hasarlar meydana gelmiştir. Uşak - Dinar - Burdur kırık bölgesi ile ilgili ve episantrının Dinar ve civarında(muhtemelen Çapalı gölü) olduğu düşünülen 1875(3,5 Mayıs) depreminde, Çapalı - Dinar - Çivril bölgesinde büyük hasar, Uşak ve Afyon'da hafif hasar meydana gelmiş, 1300 kişi ölmüştür. Ayrıca, toprakta yarıklar oluşmuş, sıcak su fişkırmaları olmuştur. Bu depremin replikleri Temmuz'a kadar devam etmiştir. 1875 (11 Mayıs)'de meydana gelen deprem ise Dinar depreminin bir repliği olup, Uşak'ta hasar yapmıştır.

1876 depremi, Burdur ve civarında meydana gelmiştir. 1886(Nisan ayında)'da Denizli'de oldukça şiddetli, Ekim'de ise Köyceğiz ve Marmariscivarında hafif hasar meydana gelmiştir. En fazla hasar Gökçedağ'da tesbit edilmiştir, Bu depremin devamı niteliğinde olan Kasım depremi, Denizli ve Uşak'ta hasar meydana getirmiş ve geniş bir bölgede hissedilmiştir. 1887 Ağustos'unda Muğla - Köyceğiz, Çine, Denizli, Menemen, Gördes, Kula, Alaşehir şiddetlice sarsılmış ve bunun devamında birçok replik hareketleri meydana gelmiştir. Daha sonra(Kasım'da) Muğla ve Çeşme şiddetlice sarsılmıştır.

1889(4 - 16 ocak)'da Isparta sarsılmış ve bunun devamı niteliğinde 1890'da sarsıntı devam etmiştir. 1896 Haziran depreminde, Marmaris ve Kerme körfezi civarında hasar meydana gelmiştir. Bu deprem, Fethiye - İstanbul ve İzmir'de hissedilmiştir.

1897(Mayıs) depreminde, Marmara, Urla, Muğla, Köyceğiz, Fethiye ve Rodos sarsılmıştır. 1899(Eylül) depreminde, Buldan'da ağır hasar, Denizli ve Tire'de hasar, Uşak'ta hafif hasar meydana gelmiş ve bütün Ege bölgesinde şiddetli bir şekilde hissedilmiştir. 1899 (Aralık)'da Denizli'de birkaç sarsıntı olmuş ve hafif hasar meydana gelmiştir.

3.3.1 Burdur Depremleri(*)

Isparta - Dinar - Çivril - Uşak kırık hat sistemi ile bu sistemin güneybatı uzantısı içerisinde Burdur yer almaktadır. Burdur bölgesinde en yaşlı kayalar olarak Mesozoik'e ait Ultrabazik kayalar yer almaktadır(Şekil 3.7). Bunlar, Jura - Üst Kretase yaşlıdır. Burdur bölgesinde eski masif yoktur. Genel olarak Alp orojenez sistemine dahildir.

Burdur bölgesinde bariz bir fay'a raslanılmamasına karşın, Yeşilova yolu üzerinde Mesozoik'e ait kalkerlerin yer yer 10 - 15 m'lik dik şev'ler yaptığı, bunun topografyadaki devamının korniş şeklinde görülmesi Mesozoik'in faylı olabileceğini doğrulamaktadır. 3.10.1914 depreminde açılan fay, 12.5.1971 depremi için çizilen izoseist haritasında ABCD harfleri ile gösterilmiştir(Şekil 3.9). Bu, Burdur'un güneybatısından Rodos hattına doğru uzanan ana faya yaklaşık olarak paralel düşmektedir. 3.10.1914 depreminde($I_0 = IX$), Burdur ve Burdur ovasında, Isparta ve civarında, Dinar'da ağır hasarlar meydana gelmiş birçok kişi ölmüştür. Burdur gölü güneyinde SW - NE doğrultulu ve yaklaşık 40 km. uzunluğunda bir yarık meydana gelmiştir.

* 3.10.1914 ve 12.5.1971 Burdur depremlerine ait bilgiler T.C İmar ve İskan Bakanlığı - Afet İşleri Genel Müdürlüğü'nün "Burdur Deprem Raporu "(1971)'ndan alınmıştır.

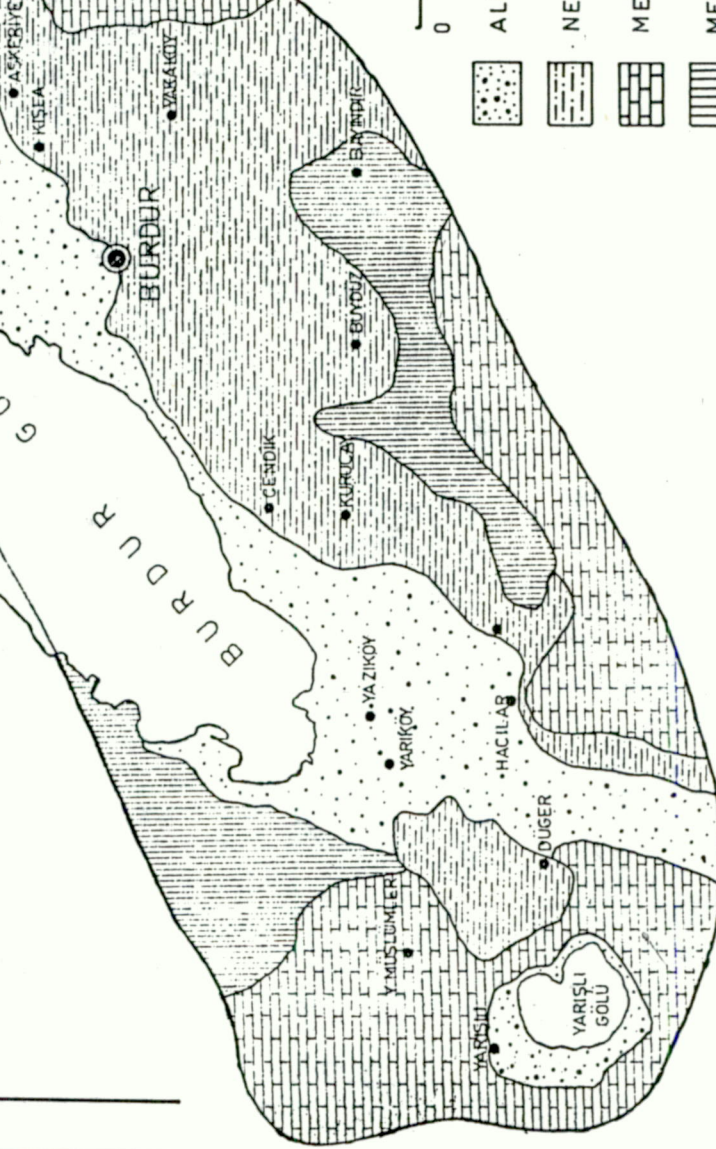
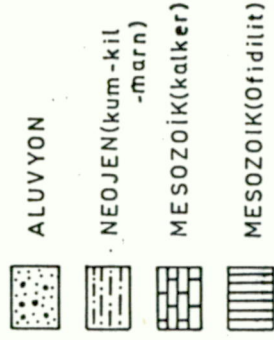
BURDUR DEPREM BÖLGESİNİN
JEOLOJİK HARİTASI

N

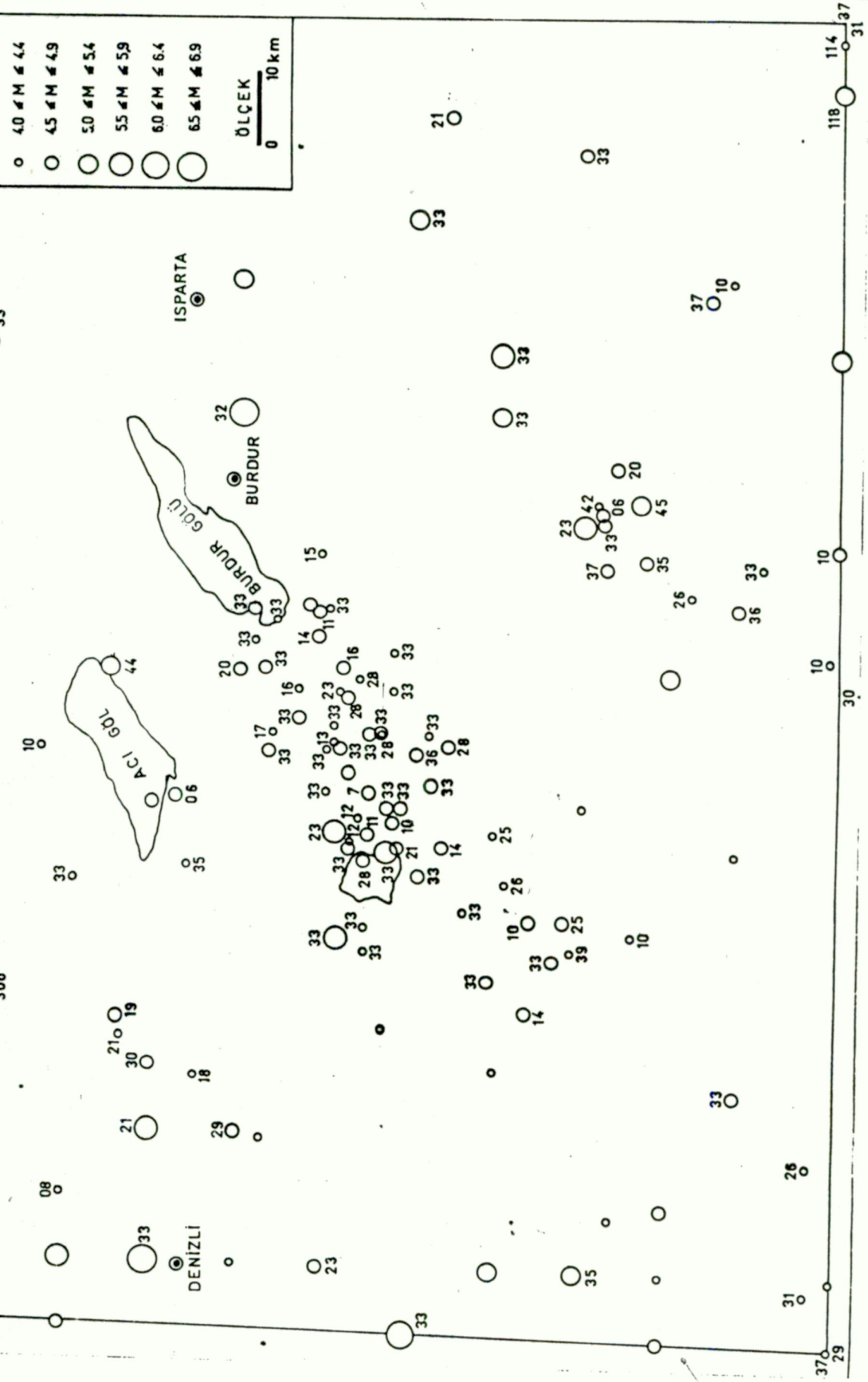
BURDUR
GÖLÜ

ÖLÇEK

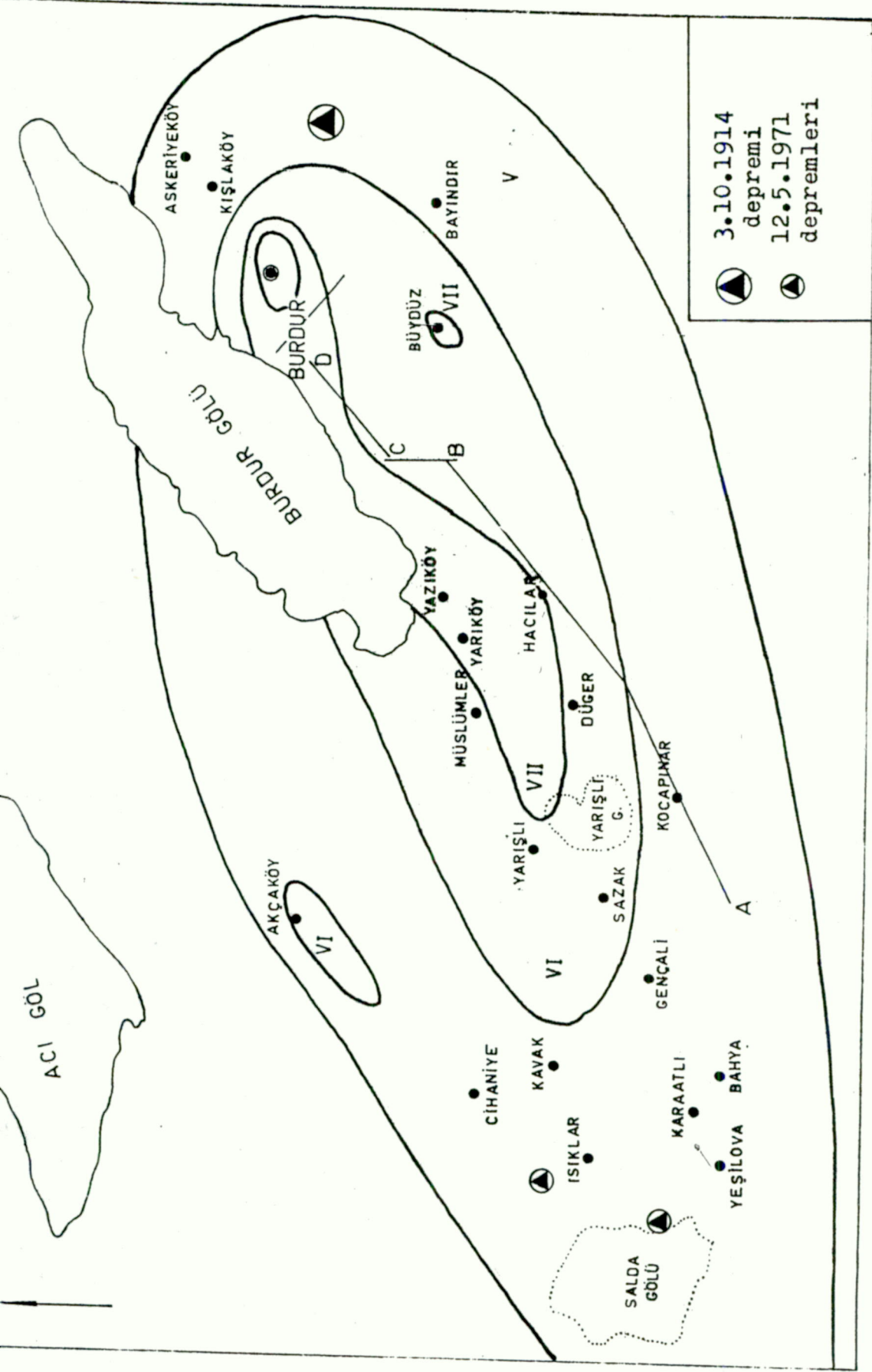
0 2 4 6 8 km



Şekil 3.7 Burdur ve civarının jeolojik haritası.



Şekil 3.8 Burdur civarında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin episantr haritası (Episantr noktaları üzerinde görülen rakamlar odak derinlikleridir).



Şekil 3.9 Burdur depremi izoseist haritası(12.5.1971).
(ABCD ile gösterilen kırık hat, 3.10.1914'de oluşmuştur)

12.5.1971 depreminde, ana şok'un meydana getirdiği maksimum şiddet $I_0 = VIII(MSK)$ olarak saptanmıştır. Bu şiddetin kapsadığı alan ise $a = 1$ km, $b = 2$ km olan elips şeklinde bir sahadır. Bu sahanın alanı takriben 6.3 km^2 dir. Maksimum şiddet alanı Burdur ilini kapsamakta, doğu ve kuzeydoğuya gidildikçe şiddet değeri ani olarak ve küçük alanlar içinde azalmaktadır. Batı ve güneybatı yönlerde şiddet dağılımı farklıdır. VII(MSK) şiddetini kapsayan ve kapalı yüzeyi sınırlayan izoseist eğrisi doğuda VIII şiddet alanına yaklaşmakta, batıya doğru ise önce güneybatı yönde ve Hacılar Köyü güneyine, buradan batıya doğru geniş bir kavis çizerek Yarışlı Köyü doğusundan ve açığı Müslümler Köyü güneyinden geçip kuzeydoğuya takriben Burdur gölüne Kavuşmaktadır. Şiddet değerinin, Burdur doğusunda ve kuzeyinde 15-20 km sonra aniden azalarak batı ve güneybatı yönde devam etmesinin nedeni; Hacılar, Yarışlı ve Yazı köylerinin teşkil ettiği alanlardaki Alüvyon zemin ile ilgilidir. Burdur ilinde $I_0 = VIII$ için tesbit edilen maksimum zemin ivmesi:

$$\text{Log } a = \frac{I_0}{3} - \frac{1}{2} \quad (3.1)$$

bağıntısından, $a = 146.8 \text{ cm/sn}^2 \approx 0.15 \text{ g}$ bulunur.

3.4 Depremlerde Magnitüd - Frekans İlişkisi

Depremlerin magnitüd - frekans ilişkisi ilk olarak Ishimoto ve Iida(1939) tarafından ortaya konulmuştur. Bu sismologlar, Japonya'nın Kwanto bölgesinde meydana gelen depremlere ait sismogramlardaki maksimum genliklerin frekanslarını incelemişlerdir. Daha sonra Gutenberg ve Richter(1954), tüm dünyada meydana gelmiş büyük depremlerin magnitüd ve frekans dağılımını incelediler. Bunlardan başka, değişik araştırmacılar tarafından

muhtelif sahalarda ayrıntılı olarak bölgesel incelemeler yapılmıştır. Belirli bir sahada meydana gelmiş depremlerin magnitüd değerlerinin üstünde oluşabilecek depremlerin frekan dağılımı basit bir ilişkiyle gösterilebilir (Richter, 1958).

$$\text{Log}N = a - bM \quad (3.2)$$

Burada N , M_0 değerine eşit veya daha büyük magnitüd şoklarının sayısı, a ve b ise katsayılarıdır. $\text{Log}N$ ifadesi 10 tabanına göredir. Kullanılan N değeri, frekansların kümülatif sayısıdır. a katsayısının değeri gözlem periyoduna, gözönüne alınan sahanın büyüklüğüne ve sismik aktivitenin seviyesine bağlıdır. b katsayısı ise küçükten büyüğe doğru magnitüd gurublarındaki deprem sayılarının oranına bağlıdır.

Depremlerin magnitüd - frekans ilişkilerinin istatistiksel olarak hesaplanmaları Utsu(1965) tarafından ayrıntılı olarak yapılmıştır. Utsu'ya göre b değeri aşağıdaki şekilde ampirik olarak elde edilebilir.

$$b = \frac{0.4343 \cdot m}{M_i - m_{\min}} \quad (3.3)$$

(3.3) bağıntısındaki m , toplam deprem sayısıdır. M_{\min} ise gözönüne alınan en küçük magnitüd değeridir. (3.2) bağıntısındaki a parametresi, bölgeden bölgeye önemli ölçüde değişir. Yine aynı bağıntıdaki b 'nin değişimi ise çok değildir. b katsayısının değerleri genellikle 0.5 - 1.5 arasında değişir. Fakat, bunun çoğu kez 0.7 - 1.0 arasında kaldığı Isacks ve Oliver(1964) tarafından ortaya konulmuştur. Şimdiye kadar b parametresi değişik sismologlar tarafından tetkik edilmiştir. Bunların bazılarında

göre bu parametre sabit ve bir($b=1$)'e eşittir. Ancak, araştırmacılar hesaplamalar için farklı veri ve farklı metod kullandıklarında farklı değerler elde etmişlerdir. Bununla beraber birçoğunun düşüncesine göre b değerleri bölgeden bölgeye, odak derinliğiyle, gerilme şartları ve depremin oluşumundaki kaya hacminin heterojenitesine bağlıdır.

Riznichenko(1950), Bune(1961) ve diğer birkaçı dünya üzerinde Uniform b değerleri ilişkisini araştırmışlardır. Diğer taraftan Gutenberg ve Richter(1954), Miyamura(1962), Everden(1970) ve diğerleri b 'nin değerlerindeki bölgesel değişmeyi göstermişler ve bunun muhtemelen tektonik yapıyla ilgili olduğunun üzerinde durmuşlardır. Odak derinliğinin artmasıyla b 'de bir azalma olduğu Karnik(1969), Papazachos ve diğ(1967), Braze(1969) ve diğ. tarafından tesbit edilmiştir. Mogi(1962 a, 1967 b), gevrek - kırılabilir bir kayaç numunesini laboratuvar'da inceleyerek b değerlerini tesbit etmiştir. Mogi bu çalışmasında b değerinin kayaç numunesinin mekanik heterojenitesine bağlı olduğunu ve heterojenitenin artmasıyla arttığını görmüştür. Bu esastan hareketle, sığ depremlere ait b değerlerinin, yerkabuğunun mekaniksel yapısıyla ilişkili olduğu sonucuna varmıştır. Daha sonra Mogi(1967 b), b değerlerinin yerkabuğunun yapısına karşı çok duyarlı olamayabileceğini, birçok bölgede dar bir alan için b değerinin 0.6 - 1.0 e düştüğünü ve yerkabuğunun mekanik yapısının bölgeden bölgeye, bazı volkaniklerde ve çokca kırılmış bölgelerde önemli bir şekilde değişebileceğini göstermiştir.

Scholz(1968), b 'nin kayaç numunesi içerisinde bulunan gerilmenin, kırılma anındaki gerilme yüzdesine bağlı olduğunu gösterdi. Bölgeden bölgeye olan karşılaştırmalarda ve b 'nin tayininde birçok belirsizlikler vardır(Allen ve diğ, 1965). Depremlerin sayısı ve magnitüd ölçmelerine ait rasgele hatalar aşağı - yukarı aynıdır. Magnitüd ölçmelerindeki belirsizlikler ba -

zen bir birimin birkaç onda biri kadardır. Deprem sayısı ve magnitüdlerdeki bu rasgele hataların sebebi, gözlenmiş verilerin çiziminde noktaların saçılmış olmasıdır. Sistematik hatalar kolaylıkla tesbit edilemezler. Böylece farklı magnitüd ölçeklerinin kullanılması büyük hatalara sebep olur. Geniş bölgelerde sistematik hataların önemli olabilmesi nedeniyle böyle bir bölgeye ait verilerle bir magnitüd ölçeği hazırlamak uygun değildir.

Gutenberg - Richter bağıntısı olarak bilinen (3.2) denklemi genellikle bütün magnitüd değerleri için doğrusal değildir. Bu nedenle $\log N$ 'nin doğrusal olduğu bir magnitüd aralığının tanımlanması gerekir. Alt sınır olan M_0 , gözönüne alınan bölgedeki gürültü seviyesine bağlı olup, gürültü seviyesinin yüksek olması çok duyarlı sismogramların kullanılmasını engeller. Büyük depremlere ait veriler az olduğundan, büyük depremler için bağıntı belirsizdir.

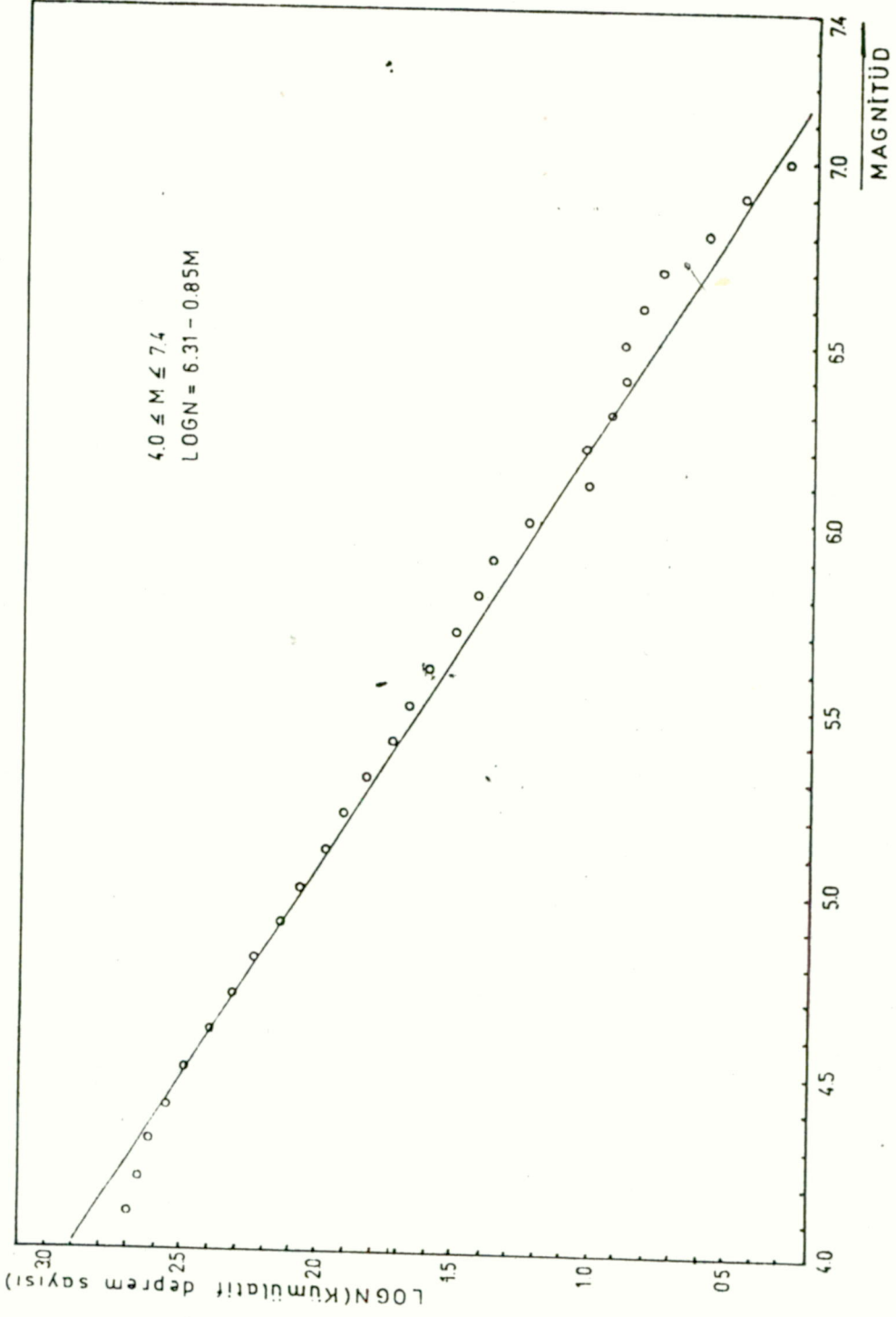
İncelenen bölge için magnitüd alt sınırı $M_0 = 4.0$, üst sınır ise $M_1 = 7.4$ alınmıştır. (3.2) bağıntısındaki parametrelerin değerleri kullanılan magnitüd aralığının büyüklüğüne bağlı olarak değişir. $\Delta M = 0.1$ alındığında bölge için $a = 6.31$, ve $b = 0.85$ bulunmuştur (Şekil 3.10). ΔM aralığı arttığında, a ve b değerlerinde bir düşme olduğu ve saçılmaların azaldığı görülür (Şekil 3.11). Verilerin az olması, $M = 6.1$ değerinden itibaren önemli ölçüde saçılmalara neden olmuştur (Şekil 3.10 ve 3.12). $4.0 \leq M \leq 4.9$ aralığındaki olaylar yıkıcı olmayan küçük depremlere dahil olduğundan sismik risk hesabında kullanılmayacaktır. Bu nedenle, $M \geq 5.0$ olan depremler için ayrı bir magnitüd - frekans ilişkisi tesbit edilmiştir (Şekil 3.12 ve 3.13). Burada, a ve b parametrelerinin, magnitüd büyüklüğüne bağlı olarak yükseldiği görülmüştür.

Bölgedeki enerji boşalımı daha ziyade $M < 5.0$ olan depremlerle olmaktadır. Dolayısıyla enerji boşalımı olayının ince -

TABLO 3.2

Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin magnitüdlerine göre dağılımı($M = 0.1$)

ΔM	N	Küm.N	Log(Küm.N)	$\Delta M \cdot \text{Log}(Küm.N)$	ΔM^2
4.0	26	523	2.718501689	10.87400676	16.00
4.1	39	497	2.696356389	11.05506119	16.81
4.2	36	458	2.660865478	11.17563500	17.64
4.3	56	422	2.625312451	11.28884354	18.49
4.4	55	366	2.563481085	11.27931678	19.36
4.5	54	311	2.492760389	11.21742175	20.25
4.6	45	257	2.409933123	11.08569237	21.16
4.7	36	212	2.326335861	10.93377855	22.09
4.8	33	176	2.245512668	10.77846081	23.04
4.9	22	143	2.155336037	10.56114658	24.01
5.0	22	121	2.082785370	10.41392685	25.00
5.1	14	99	1.995635195	10.17773949	26.01
5.2	17	85	1.929418926	10.03297841	27.04
5.3	12	68	1.832508913	9.71229723	28.09
5.4	8	56	1.748188027	9.44021534	29.16
5.5	7	48	1.681241237	9.24682680	30.25
5.6	8	41	1.612783857	9.03158959	31.36
5.7	6	33	1.518513940	8.65552945	32.49
5.8	3	27	1.431363764	8.30190983	33.64
5.9	6	24	1.380211242	8.14324632	34.81
6.0	7	18	1.255272505	7.53163503	36.00
6.1		11	1.041392685	6.35249537	37.21
6.2	2	11	1.041392685	6.45663464	38.44
6.3	1	9	0.954242509	6.01172780	39.49
6.4		8	0.903089987	5.77977591	40.96
6.5	1	8	0.903089987	5.87008491	42.25
6.6	1	7	0.845098040	5.57764706	43.56
6.7	2	6	0.778151250	5.21361337	44.89
6.8	1	4	0.602059991	4.09400794	46.24
6.9	1	3	0.477121254	3.29213665	47.61
7.0	1	2	0.301029995	2.10720997	49.00
7.1		1			50.41
7.2		1			51.84
7.3		1			53.29
7.4	1	1			54.76

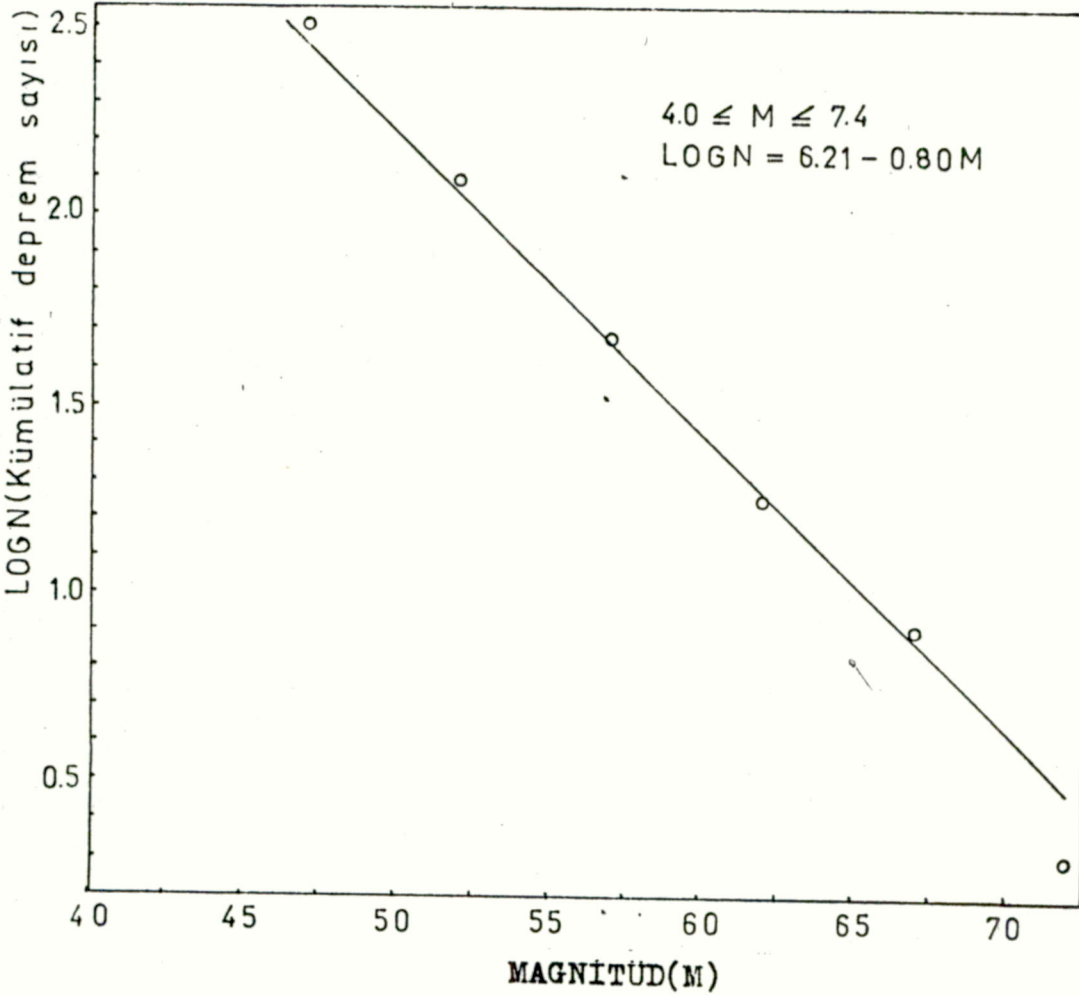


Şekil 3.10 Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin
magnitüd - frekans ilişkisi ($\Delta M = 0.1$)

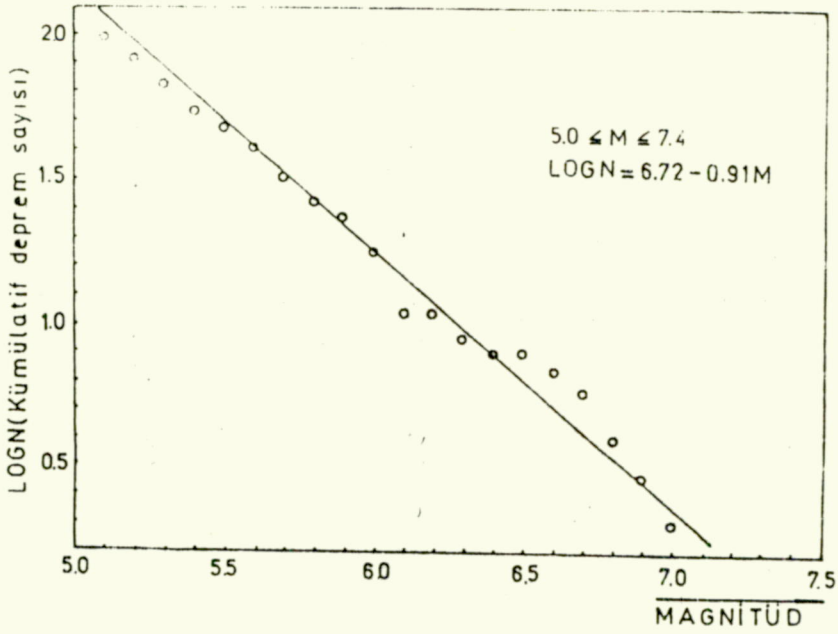
TABLO 3.3

Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin magnitüdüne göre dağılımı ($\Delta M = 0.5$).

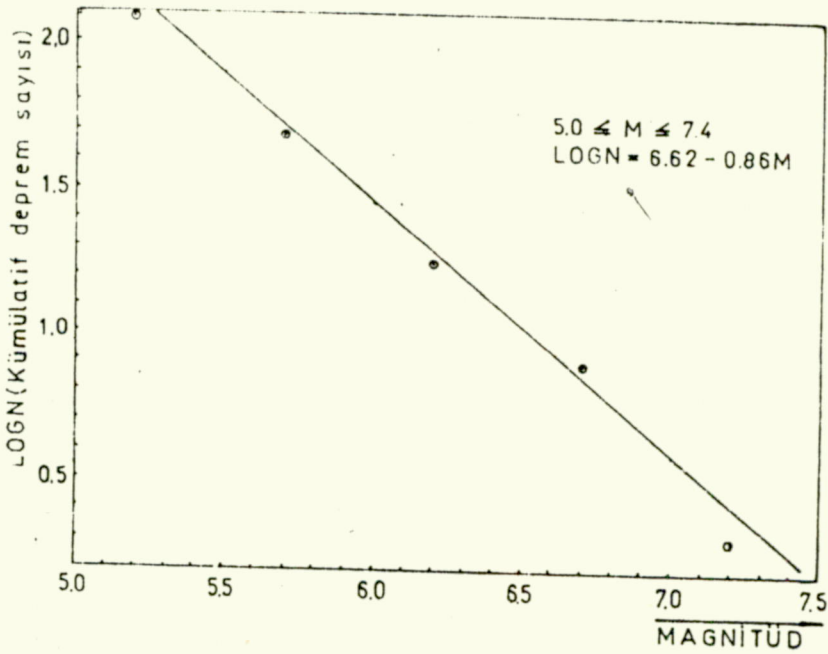
ΔM	M_{ort}	N	Küm.N	$\text{Log}(Küm.N)$	$\Delta M \text{Log}(Küm.N)$	M_{ort}^2
4.0 - 4.4	4.2	212	523	2.7185016	11.4177070	17.64
4.5 - 4.9	4.7	190	311	2.4927603	11.7159738	22.09
5.0 - 5.4	5.2	73	121	2.0827853	10.8304839	27.04
5.5 - 5.9	5.7	30	48	1.6812412	9.5830750	32.49
6.0 - 6.4	6.2	10	18	1.2552725	7.7826895	38.44
6.5 - 6.9	6.7	6	8	0.9030899	6.0507029	44.89
7.0 - 7.4	7.2	2	2	0.3010299	2.1674159	51.84



Şekil 3.11 Tablo 3.3'de verilen kümülatif frekanslar - dan elde edilen magnitüd frekans ilişkisi.



Şekil 3.12 Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin magnitüd - frekans ilişkisi (M =0.1)



Şekil 3.13 Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin magnitüd - frekans ilişkisi.

lenmesinde bu depremler önemli olacaktır. Enerji dağılım fonksiyonu Şekil 3.2'de görülen kümülatif deprem sayısı ile aynı karakterde olacağı aşıkardır. Bölgede 85 yıl içerisinde oluşan depremlerde enbüyük magnitüd değeri $M = 7.4$ dür. Bu, büyük Akdeniz depremi olarak bilinmektedir. Şekil 3.10 ve Şekil 3.12 incelendiğinde, tesbit edilen magnitüd - frekans ilişkisinin $M = 7.4$ değerini temsil etmediği görülür. Fakat, Şekil 3.11 ve Şekil 3.13 dikkate alındığında enbüyük magnitüd değerinin aşıldığı görülür. $\Delta M = 0.1$ alındığında, Tablo 3.2 den E.K.K.Y ile elde edilen a ve b parametrelerinin oranı mevcut verilerin enbüyük magnitüd değeriyle uyum gösterdiğinden bölge için kullanılabilir olan ve Şekil 3.10'da grafiği görülen;

$$\text{Log}N = 6.31 - 0.85 M \quad (3.4)$$

bağıntısı elde edilmiştir. T periyodu(85 yıl) içerisinde meydana gelen depremlerin magnitüd ortalaması aşağıdaki bağıntıdan hesaplanabilir.

$$\bar{M} = \frac{\sum M_i N_i}{\sum N_i} \quad (3.5)$$

Burada M_i , M değerleri; N_i ise her M değerine karşılık olan frekanslardır. (3.5) bağıntısından $\bar{M} = 4.67$ olarak bulunur. Eğer magnitüd dizisinin ağırlıklı aritmetik ortalaması bulunmak istenirse;

$$\bar{M}_{ağ} = \frac{\sum M_{ort} N_i W_i}{\sum N_i W_i} \quad (3.6)$$

bağıntısı kullanılır. Buradaki W_i 'ler, her bir guruba verilen ağırlığı gösterir. (3.6) bağıntısından $\bar{M}_{ağ} = 4.99$ bulunur.

BÖLÜM 4

DEPREM OLUŞUM MODELLERİ

4.1 Giriş

Depremlerin oluşumu, zaman içinde rasgele(random) ve birbirlerinden bağımsızdır. Yani bir yerde ne zaman ve ne büyüklükte bir deprem olacağını kestirebilmek bugünkü bilgilerimizle çok güçtür. Ancak, geçmişteki olayları veri olarak alıp ileride meydana gelebilecek depremlerin istatistiksel olarak tahmini yapılabilir. Bunun için başlıca iki model kullanılmaktadır. 1) Poisson modeli; 2) Markov modeli. Burada, çalışma bölgemizin özellikleri de gözönüne bulundurularak Poisson modeli kullanılmıştır. Bu model aşağıda kısaca özetlenmektedir.

4.2 Poisson Modeli

Deprem oluşumlarının birbirinden tamamen bağımsız olduğu düşünülürse, oluş ihtimalinin Poisson dağılımıyla verilebileceği ortaya konulmuştur. Poisson dağılımında olayların tamamen raslantı sonucu oluştuğu, iki veya daha fazla olayın aynı anda gerçekleşme olasılığının sıfır olduğu ve bir oluşumun gerçekleşme olasılığının her bir δt zaman aralığı için aynı olduğu kabul edilir. Buna göre δt zaman aralığında M magnitüdünden büyük n tane deprem olma olasılığı;

$$P(n, \delta t) = e^{-\lambda \delta t} (\lambda \delta t)^n / n! \quad (4.1)$$

bağıntısı ile verilir. Burada λ , birim zaman süresinde oluşan deprem sayısıdır. Buna göre depremlerin yıllık sayılarının gerçek dağılımı hesaplanabilir. Bu hesaplama sonucu elde edilen verilerle, teorik poisson dağılımı karşılaştırılabilir. $\delta t = 1$

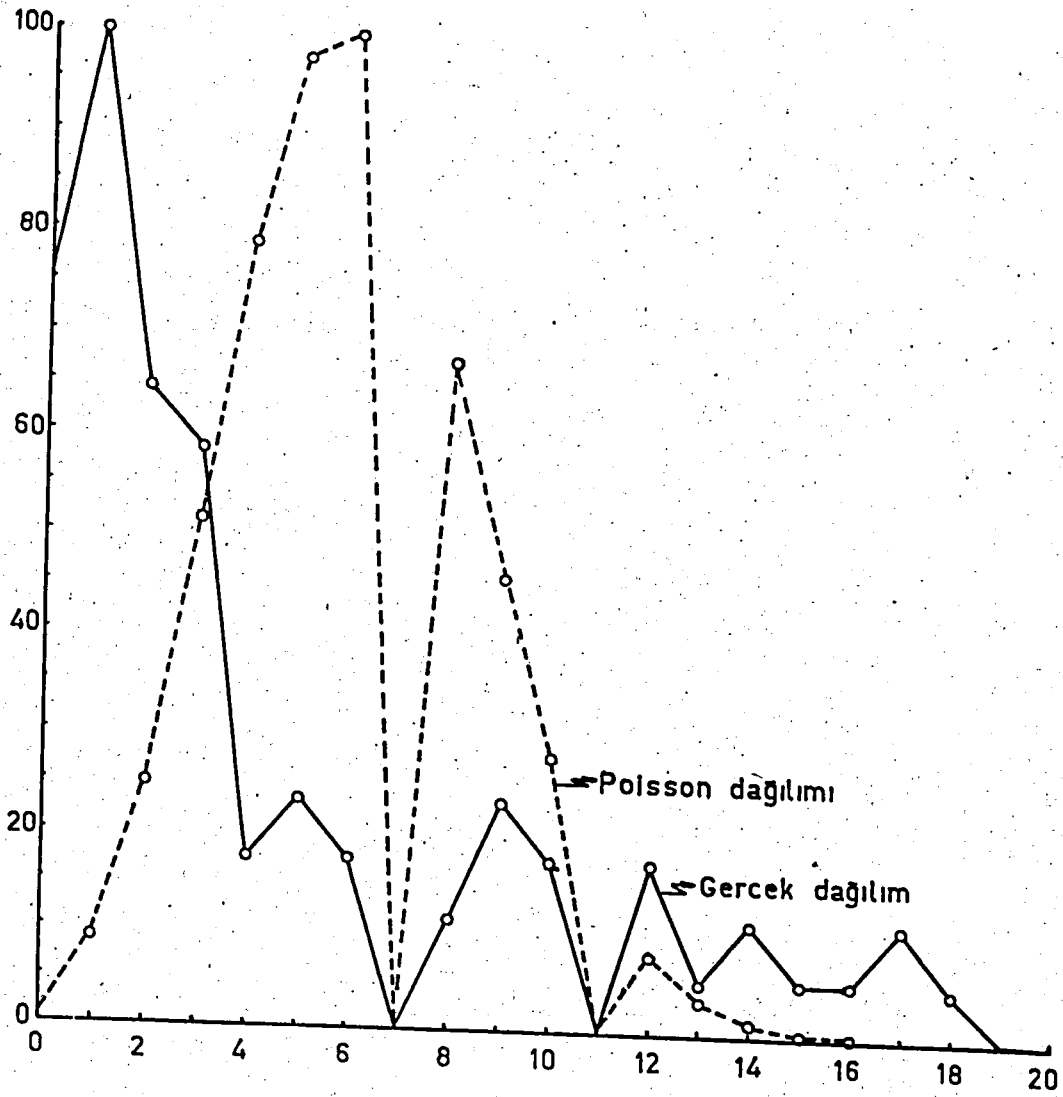
Bölgede 1900- 1985 yılları arasında oluşmuş deprem -
lerin gerçek ve Poisson dağılımları.

Yıl	olus sayısı	r	n _r	Gerçek		Poisson	
				P _r	%P _r	P _r	%P _r
1900	1	0	13	0.152	0.760	0.0021	0.013
1901	-	1	17	0.200	1.000	0.0130	0.081
1902	1	2	11	0.129	0.645	0.0402	0.250
1903	1	3	10	0.117	0.585	0.0827	0.515
1904	1	4	3	0.035	0.175	0.1271	0.792
1905	-	5	4	0.047	0.235	0.1564	0.975
1906	2	6	3	0.035	0.175	0.1603	1.000
1907	-	7	-	-	-	-	-
1908	-	8	2	0.023	0.115	0.1082	0.674
1909	-	9	4	0.047	0.235	0.0739	0.461
1910	1	10	3	0.035	0.175	0.0455	0.283
1911	1	11	-	-	-	-	-
1912	-	12	3	0.035	0.175	0.0130	0.081
1913	-	13	1	0.011	0.055	0.0061	0.038
1914	17	14	2	0.023	0.115	0.0027	0.016
1915	-	15	1	0.011	0.055	0.0011	0.006
1916	-	16	1	0.011	0.055	0.0004	0.003
1917	1	17	2	0.023	0.115	0.0001	0.000
1918	4	18	1	0.011	0.055	0.0000	-
1919	3	19	-	-	-	-	-
1920	6	20	1	0.011	0.055	-	-
1921	2	21	-	-	-	-	-
1922	6	22	-	-	-	-	-
1923	1	23	-	-	-	-	-
1924	2	24	-	-	-	-	-
1925	22	25	1	0.011	0.055	-	-
1926	9	26	-	-	-	-	-
1927	3	27	-	-	-	-	-
1928	3	28	-	-	-	-	-
1929	3	29	-	-	-	-	-
1930	1	30	-	-	-	-	-
1931	5	31	-	-	-	-	-
1932	1	32	-	-	-	-	-
1933	4	33	-	-	-	-	-
1934	3	34	-	-	-	-	-
1935	-	35	-	-	-	-	-
1936	5	36	-	-	-	-	-
1937	1	37	-	-	-	-	-
1938	2	38	-	-	-	-	-
1939	3	39	-	-	-	-	-
1940	1	40	-	-	-	-	-
1941	9	41	-	-	-	-	-

TABLO 4.1

(Devamı)

Yıl	olus sayısı	r	n _r	Gerçek		Poisson	
				P _r	%P _r	P _r	%P _r
1942	1	42	-	-	-	-	-
1943	5	43	-	-	-	-	-
1944	-	44	-	-	-	-	-
1945	1	45	-	-	-	-	-
1946	2	46	-	-	-	-	-
1947	2	47	-	-	-	-	-
1948	3	48	-	-	-	-	-
1949	1	49	-	-	-	-	-
1950	2	50	-	-	-	-	-
1951	2	51	-	-	-	-	-
1952	1	52	-	-	-	-	-
1953	2	53	-	-	-	-	-
1954	1	54	-	-	-	-	-
1955	-	55	-	-	-	-	-
1956	2	56	-	-	-	-	-
1957	6	57	-	-	-	-	-
1958	3	58	-	-	-	-	-
1959	16	59	-	-	-	-	-
1960	20	60	-	-	-	-	-
1961	3	61	-	-	-	-	-
1962	-	62	-	-	-	-	-
1963	9	63	-	-	-	-	-
1964	8	64	-	-	-	-	-
1965	10	65	-	-	-	-	-
1966	12	66	-	-	-	-	-
1967	12	67	-	-	-	-	-
1968	3	68	-	-	-	-	-
1969	18	69	-	-	-	-	-
1970	45	70	1	0.011	0.055	-	-
1971	77	71	1	0.011	0.055	-	-
1972	4	72	-	-	-	-	-
1973	14	73	-	-	-	-	-
1974	8	74	-	-	-	-	-
1975	9	75	-	-	-	-	-
1976	13	76	-	-	-	-	-
1977	17	77	-	-	-	-	-
1978	12	78	-	-	-	-	-
1979	15	79	-	-	-	-	-
1980	10	80	-	-	-	-	-
1981	10	81	-	-	-	-	-
1982	5	82	-	-	-	-	-
1983	2	83	-	-	-	-	-
1984	14	84	-	-	-	-	-



Şekil 4.1 Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin Tablo 4.1'e göre çizilen gerçek ve Poisson dağılımları.

için Poisson dağılımı;

$$P(n, \lambda) = e^{-\lambda} (\lambda)^n / n! \quad (4.2)$$

şeklini alır. Gerçek dağılım ise,

$$P(n) = n_i / \sum n_i \quad (4.3)$$

ile verilir. Buradaki n_i , i sayıdaki depremin yıllık oluşumu - dur. İnceleme bölgesinde T zaman periyodu (85 yıl) içerisinde o - luşmuş depremlerin zaman dağılımları Tablo 4.1'de verilmiştir. Bu verilerin gerçek ve Poisson dağılımları Şekil 4.1'de görül - düğü gibidir.

Poisson modelinde, deprem oluşumlarının birbirinden bağımsız olduğu yukarıda belirtilmişti. Gerçekte ise enerji ya - vaş yavaş yığılır ve aniden boşalır. Öncü veya artçı şokların ana şok'tan bağımsız olduğu düşünülemez. Bunun yanısıra büyük depremlerin zaman dağılımları birbirinden bağımsız sayılabilir. Bu nedenle, Poisson modelinin büyük depremler için geçerli ol - duğu, fakat küçük lokal alanlar gözönüne alındığında verilerin azlığı dolayısıyla Poisson modeline uymadıkları görülür (Kno - poff, 1964). Deprem oluşumları periyodik kuvvetlerin etkisin - de olmayıp, gelişigüzel olarak ortaya çıkarlar. Dolayısıyla, zaman eksenini boyunca herhangi bir δt aralığı için bir oluşu - mun gerçekleşme olasılığı tamamen aynı değildir.

4.3 Sismik Risk

Sismik Risk çalışmalarının esas amacı, geçmiş deprem - lerin coğrafi dağılımları ile jeolojik ve tektonik birliklerin incelenerek yeni kurulacak yerleşim alanları etrafında tehlike yaratabilecek deprem kaynaklarının saptanmasıdır. Bunun için;

- Deprem kaynağı olabilecek sismo - tektonik yörelerin tayini,
- Kaynak türlerinin belirlenmesi,
- Her sismo - tektonik bölgenin sismik aktivite tarih - çesinin belirlenmesi,
- Bir depremin episantrındaki yer ivmesinin, yerleşim alanının bulunduğu yere gelinceye kadar kaybedeceği değerin saptanması,
- Yerleşim alanı ve civarının jeolojik karakteri, tesbit edilmelidir. Bu çalışma alanı içerisine giren kaynakla - rın farklı türde ve dağılık olması nedeniyle önce tüm bölge i - çin genel bir hesaplama yapılacak, daha sonraki aşamada çeşitli kaynak türleri incelenecektir.

Depremlerin zaman dağılımları (4.1) bağıntısına göre $e^{-\lambda \delta t}$ gibi negatif üstel bir ifadeyle gösterilebilir. Depremlerin normal ve kümülatif frekanslarından hesaplanan bağıntılardan, "sismik risk" hesabında yararlanılabilir. Bölüm 3'de verilen ve Gutenberg - Richter bağıntısı olarak bilinen;

$$\text{Log}N = a - bM$$

ifadesi,

$$N(M) = 10^{a - bM} \quad (4.4)$$

şeklinde yazılabilir. Bunun, incelenen zaman peryoduna(T) bölünmesiyle;

$$N(M)/T = 10^{a - bM}/T \quad (4.5)$$

elde edilir. Bu ifadenin her iki tarafının logaritması alınır - sa,

$$\text{Log}(N(M)/T) = a - bM - \text{Log}T \quad (4.6)$$

olur. Buradan,

$$N(M) = 10^{a - bM - \text{Log}T} \quad (4.7)$$

bulunur. Bu son bağıntıda, $a_1 = a - \text{Log}T$ yazılırsa,

$$N(M) = 10^{a_1 - bM} \quad (4.8)$$

şeklini alır. Buradan bulunan $N(M)$ değeri M_0 değerinden büyük veya ona eşit olan depremlerin yıllık ortalama oluş sayıdır. Depremlerin negatif üstel olan bu zaman dağılımlarınının 1'den olan farkı sismik riski verecektir.

$$R = 1 - e^{-N(M)T} \quad (4.9)$$

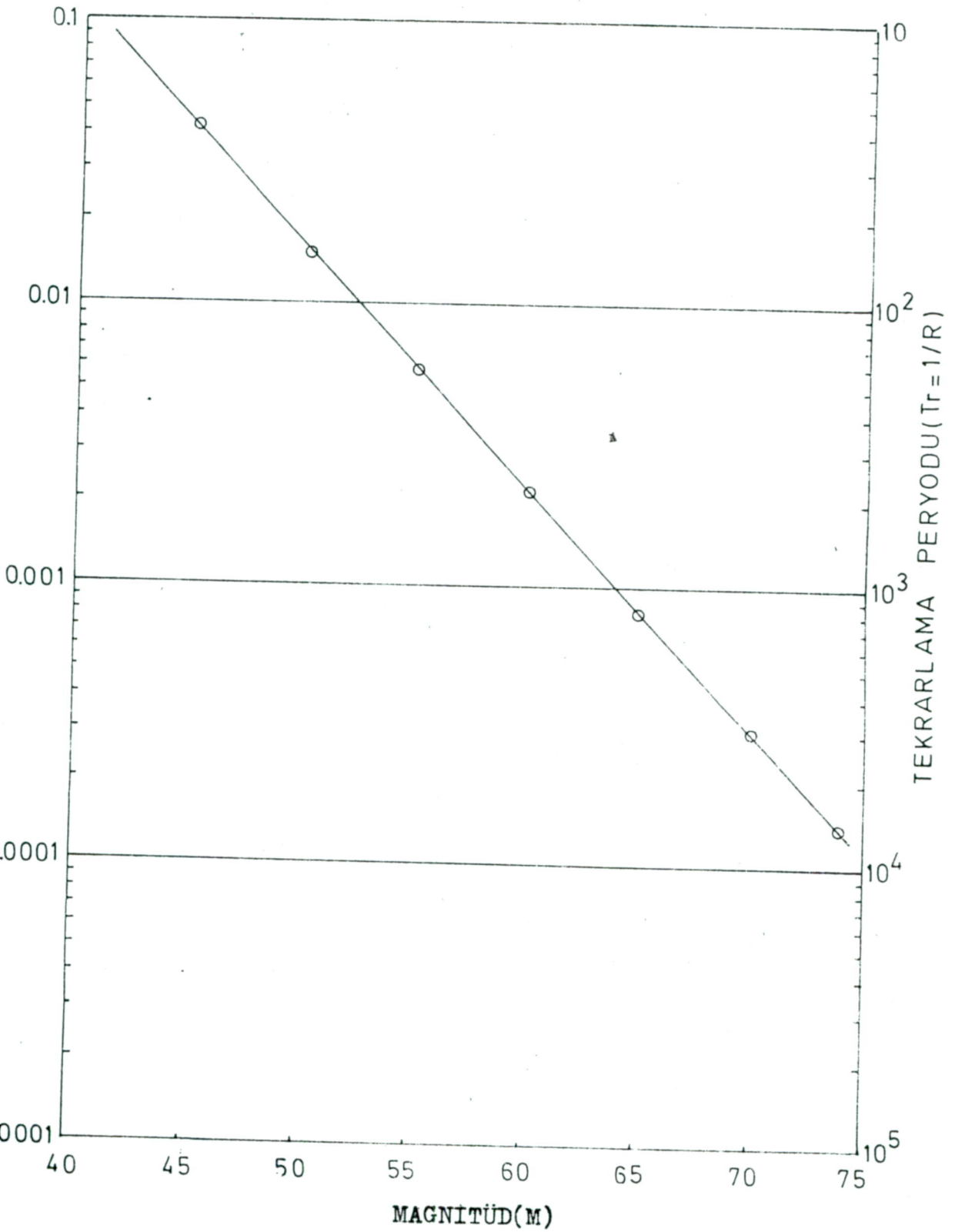
Çalışma bölgemiz için elde edilen ve Şekil 3.10'de verilen a ve b parametreleri kullanıldığında, $a_1 = 4.38$ bulunur. (4.8) bağıntısındaki M'nin değişik değerleri için elde edilen $N(M)$ ve % risk hesaplamaları Tablo 4.2'de verilmiştir. (4.9) bağıntısında herbir magnitud değeri için yıllık ortalama deprem sayısı ve T değerleri kullanılarak hesaplanan ve Tablo 4.2'de sunulan verilerin grafiği Şekil 4.2'de görülmektedir. (4.8) bağıntısından elde edilen $N(M)$ değeri T zaman periyodu içindir. Hesaplamalarda bunun yıllık değere indirgenmesi gerekir. Burada hesaplanan % sismik risk değerleri, kaynak türü ayırmaksızın bölgenin tümünü kapsamaktadır. Bölgedeki değişik kaynak türlerini tek tek ele alıp incelemeyen önce genel bir yorum için " Gumbel ekstrem değerler metodu"na kısaca değinilecektir.

TABLO 4.2

Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerden tablo(3.2) e göre hesaplanan a ve b parametreleri kullanılarak saptanan % risk değerleri.

M	N(M)	% Risk										T _r
		Zaman(Yıl)										
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4.0	0.11235	67.48	89.42	96.56	98.88	99.63	99.88	99.96	100.00	100.00	100.00	8.9
4.1	0.09238	60.29	84.23	93.74	97.51	99.01	99.60	99.84	99.93	100.00	100.00	10.8
4.2	0.07596	53.21	78.11	89.76	95.20	97.75	98.95	99.50	99.77	99.89	99.94	13.1
4.3	0.06245	46.44	71.32	84.64	91.77	95.59	97.64	98.73	99.32	99.63	99.80	16.0
4.4	0.05135	40.16	64.19	78.57	87.17	92.32	95.40	97.25	98.35	99.01	99.41	19.4
4.5	0.04222	34.43	57.01	71.82	81.52	87.88	92.05	94.79	96.58	97.76	98.53	23.6
4.6	0.03472	29.33	50.06	64.71	75.06	82.37	87.54	91.19	93.78	95.60	96.89	28.8
4.7	0.02854	24.82	43.49	57.52	68.06	75.99	81.95	86.43	89.80	92.33	94.23	35.0
4.8	0.02347	20.91	37.46	50.54	60.89	69.07	75.54	80.65	84.70	87.90	90.43	42.6
4.9	0.01930	17.55	32.02	43.95	53.79	61.90	68.58	74.10	78.64	82.39	85.48	51.8
5.0	0.01587	14.67	27.19	37.87	46.99	54.77	61.41	67.07	71.90	76.02	79.54	63.0
5.1	0.01305	12.23	22.97	32.39	40.66	47.92	54.29	59.88	64.79	69.10	72.88	76.6
5.2	0.01072	10.16	19.29	27.50	34.87	41.49	47.43	52.78	57.58	61.89	65.76	93.2
5.3	0.00822	7.89	15.15	21.85	28.02	33.70	38.93	43.75	48.19	52.27	56.04	121.6
5.4	0.00725	6.99	13.49	19.54	25.17	30.40	35.27	39.80	44.01	47.92	51.56	137.9
5.5	0.00596	5.78	11.23	16.37	21.21	25.76	30.06	34.11	37.92	41.51	44.89	167.7
5.6	0.00490	4.78	9.33	13.67	17.79	21.72	25.47	29.03	32.42	35.66	38.73	204.0
5.7	0.00403	3.94	7.74	11.38	14.88	18.24	21.47	24.58	27.55	30.42	33.16	248.1
5.8	0.00331	3.25	6.40	9.45	12.40	15.25	18.01	20.68	23.26	25.76	28.17	302.1
5.9	0.00272	2.68	5.29	7.80	10.30	12.71	15.05	17.33	19.55	21.71	23.81	367.6
6.0	0.00224	2.21	4.38	6.49	8.57	10.59	12.57	14.51	16.40	18.25	20.06	446.4
6.1	0.00184	1.82	3.61	5.37	7.09	8.78	10.45	12.08	13.68	15.26	16.80	543.4
6.2	0.00151	1.49	2.97	4.42	5.86	7.27	8.66	10.03	11.37	12.70	14.01	662,2
6.3	0.00124	1.23	2.44	3.65	4.83	6.01	7.16	8.31	9.44	10.55	11.66	806.4
6.4	0.00102	1.01	2.01	3.01	3.99	4.97	5.93	6.89	7.83	8.77	9.69	980,3
6.5	0.00084	0.83	1.66	2.48	3.30	4.11	4.91	5.71	6.49	7.28	8.05	1190.4
6.6	0.00069	0.68	1.37	2.04	2.72	3.39	4.05	4.71	5.37	6.02	6.66	1449.2
6.7	0.00056	0.55	1.11	1.66	2.21	2.76	3.30	3.84	4.38	4.91	5.44	1785.7
6.8	0.00046	0.45	0.91	1.37	1.82	2.27	2.72	3.16	3.61	4.05	4.49	2173.9
6.9	0.00038	0.37	0.75	1.13	1.50	1.88	2.25	2.62	2.99	3.36	3.72	2631.5
7.0	0.00031	0.30	0.61	0.92	1.23	1.53	1.84	2.14	2.44	2.75	3.05	3225.8
7.1	0.00026	0.25	0.51	0.77	1.03	1.29	1.54	1.80	2.05	2.31	2.56	3846.1
7.2	0.00021	0.20	0.41	0.62	0.83	1.04	1.25	1.45	1.66	1.87	2.07	4761.9
7.3	0.00017	0.16	0.33	0.50	0.67	0.84	1.01	1.18	1.35	1.51	1.68	5882.3
7.4	0.00014	0.13	0.27	0.41	0.55	0.69	0.83	0.97	1.11	1.25	1.39	7142.8

Year	Month	Day	Event	Location	Time	Notes
1900	Jan	1
1900	Jan	2
1900	Jan	3
1900	Jan	4
1900	Jan	5
1900	Jan	6
1900	Jan	7
1900	Jan	8
1900	Jan	9
1900	Jan	10
1900	Jan	11
1900	Jan	12
1900	Jan	13
1900	Jan	14
1900	Jan	15
1900	Jan	16
1900	Jan	17
1900	Jan	18
1900	Jan	19
1900	Jan	20
1900	Jan	21
1900	Jan	22
1900	Jan	23
1900	Jan	24
1900	Jan	25
1900	Jan	26
1900	Jan	27
1900	Jan	28
1900	Jan	29
1900	Jan	30
1900	Jan	31
1900	Feb	1
1900	Feb	2
1900	Feb	3
1900	Feb	4
1900	Feb	5
1900	Feb	6
1900	Feb	7
1900	Feb	8
1900	Feb	9
1900	Feb	10
1900	Feb	11
1900	Feb	12
1900	Feb	13
1900	Feb	14
1900	Feb	15
1900	Feb	16
1900	Feb	17
1900	Feb	18
1900	Feb	19
1900	Feb	20
1900	Feb	21
1900	Feb	22
1900	Feb	23
1900	Feb	24
1900	Feb	25
1900	Feb	26
1900	Feb	27
1900	Feb	28
1900	Feb	29
1900	Mar	1
1900	Mar	2
1900	Mar	3
1900	Mar	4
1900	Mar	5
1900	Mar	6
1900	Mar	7
1900	Mar	8
1900	Mar	9
1900	Mar	10
1900	Mar	11
1900	Mar	12
1900	Mar	13
1900	Mar	14
1900	Mar	15
1900	Mar	16
1900	Mar	17
1900	Mar	18
1900	Mar	19
1900	Mar	20
1900	Mar	21
1900	Mar	22
1900	Mar	23
1900	Mar	24
1900	Mar	25
1900	Mar	26
1900	Mar	27
1900	Mar	28
1900	Mar	29
1900	Mar	30
1900	Mar	31



Şekil 4.2 Yıllık ortalama deprem sayısına göre magnitüd - yıllık risk ilişkisi.

4.3.1 Gumbel Extrem Değerler Metodu

Metodun esası, yıllık maksimum deprem magnitüdlerinin kullanılmasına dayanır. İncelenen zaman periyodu aralığında yıllık maksimum deprem magnitüdlerinin kümülatif dağılımından elde edilen regresyon katsayılarına göre Gumbel bağıntısı şu şekilde tanımlanmıştır.

$$G(M) = e^{-\alpha} e^{-\beta M} \quad (4.10)$$

Buradaki α ve β ile Gutenberg - Richter tarafından verilen (3.2) bağıntısındaki a ve b parametreleri arasındaki ilişkiler aşağıda verilmiştir:

$$\alpha = 10^a \quad (4.11)$$

$$\beta = b/\log e \quad (4.12)$$

$$a = \log \alpha \quad (4.13)$$

$$b = \beta \log e \quad (4.14)$$

N, magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin yıllık sayısı olmak üzere, Gumbel ve Gutenberg - Richter bağıntısı arasında;

$$N = \alpha e^{-\beta M} = -\ln G \quad (4.15)$$

bağıntısı mevcuttur. T = 1 yıl yerine, incelenen periyod aralığında kendilerini T_r yılda tekrarlayan depremler için yapılırsa (4.15) bağıntısı aşağıdaki şekli alacaktır:

$$N = T_r \alpha e^{-\beta M} \quad (4.16)$$

$$N = - \ln G = - \ln(e^{-\alpha Tr} e^{-\beta M}) \quad (4.17)$$

Yıllık risk ise Gumbel dağılımının 1'den olan farkıdır.

$$R = 1 - G = 1 - e^{-\alpha} e^{-\beta M} \quad (4.18)$$

Yıllık riskin tersi, depremin tekrarlama periyodunu(Tr) verir. Yani $Tr = 1/R$ dir. Eğer yıllık riskin değeri biliniyorsa, bu riske tekabül eden manyitüd değeri;

$$M = \frac{1}{\beta} \ln\left(\frac{\alpha}{-\ln(1 - R)}\right) \quad (4.19)$$

bağıntısından bulunabilir. Ekonomik ömrü Te yıl olan bir yapının ömrü süresince meydana gelebilecek M magnitüdü veya daha büyük depremlerin meydana gelme ihtimalini veren;

$$R = 1 - e^{-\alpha Te} e^{-\beta M} \quad (4.20)$$

bağıntısında, $e^{\beta M} = \alpha Tr$ konursa, yıllık risk değeri ile yapının ekonomik ömrü ve maksimum oluşabilecek depremin tekrarlama periyodu arasında;

$$R = 1 - e^{-Te/Tr} \quad (4.21)$$

bağıntısı bulunur.(4.21) bağıntısında, $1/Tr = R_1$ konulursa, Te yıl ekonomik ömür için Re riski,

$$Re = 1 - e^{-TeR_1} \quad (4.22)$$

olarak yazılır. Yapı ekonomik ömrü biliniyorken, tekraralama periyodu T_r , (4.21) bağıntısına göre;

$$T_r = \frac{-T_e}{\ln(1 + R_1)} \quad (4.23)$$

şeklinde ifade edilir.

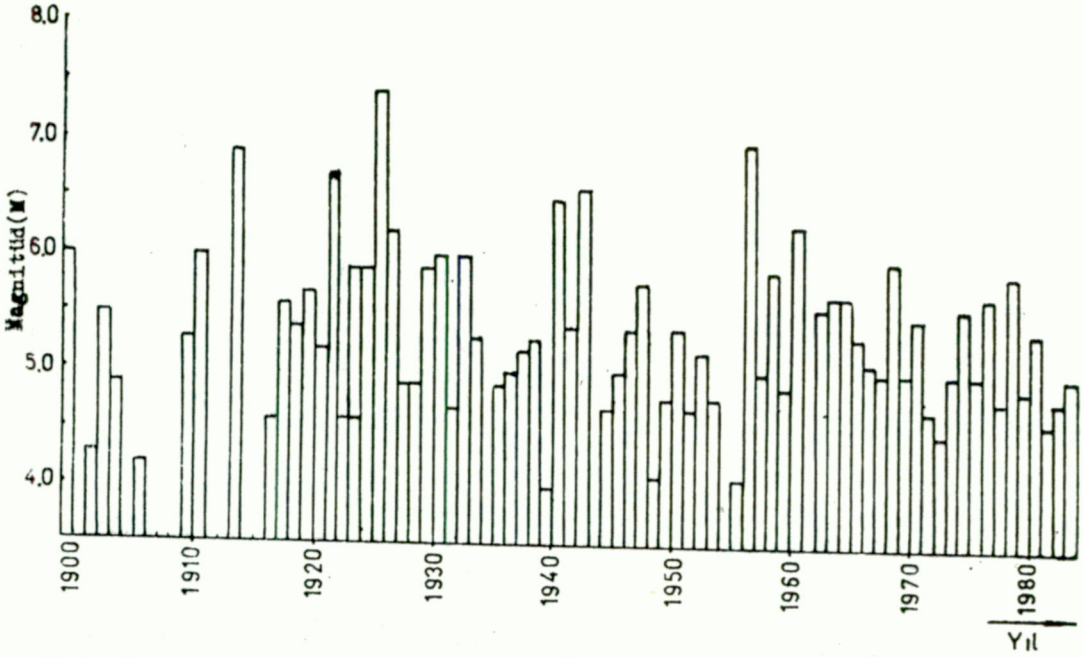
Extrem(uç) değerler metodunun bazı pratik üstünlükleri şöyle sıralanabilir: 1) Jeofiziksel bir değişkenin uç değerleri daha iyi bilinirler ve verilen zaman yeryodundaki ortalama olaylardan daha doğru olarak saptanabilirler. 2) Bu yöntem, ana dağılım hakkında ayrıntılı bilgi gerektirmez. 3) Kullanılması basit ve çok az sayıda varsayımı kapsadığından belirsizlikleri tartışmak oldukça kolaydır.

Bunun yanısıra yöntemin bazı sakıncaları da vardır. Verilerin geçerli olduğu aralığın dışına çıkmak bu yöntemin başarısızlığına yol açabilir. Jeofiziksel değişkenler, sismik etkinlikteki dalgalanmalar yüzyıllar boyunca(uzun sürede) fark edilebilecek değişmelere maruz kalırlar.

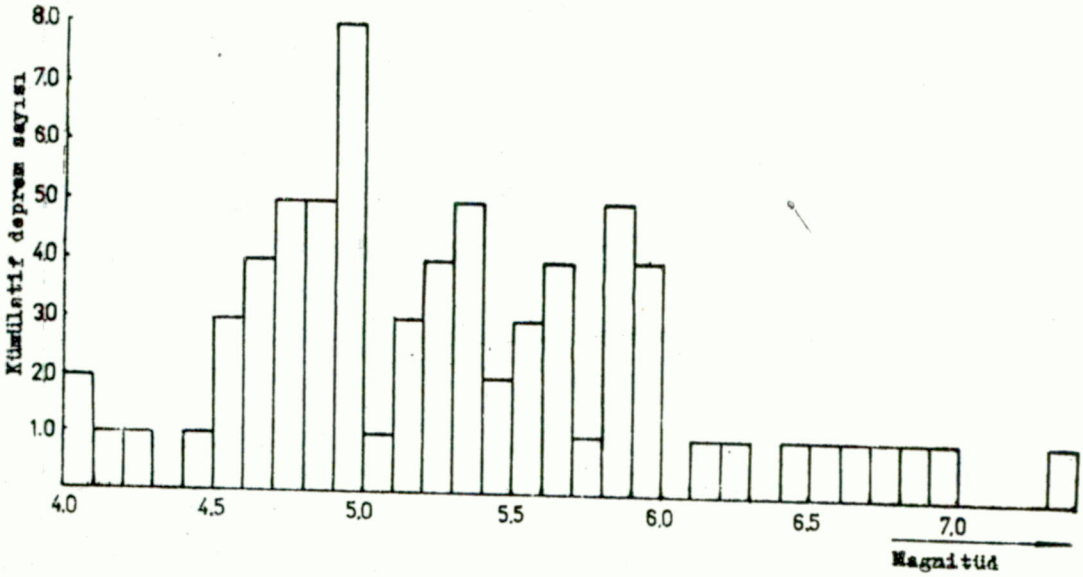
Extrem değerler metodu, deprem riski hesaplamalarında kullanılarak başarılı sonuçlar vermiştir. Lomnitz ve Epstein (1966), bu yöntemi uygulayarak Kaliforniya'nın deprem riskini hesaplamışlardır.

4.3.2 Extrem Değerler Yönteminin Bölgeye Uygulanışı

Extrem(uç) değerler yönteminin uygulanışında yıllık maksimum magnitüd değerleri kullanıldığından, veri bulunmayan yıllar için $M = 4.0$ alınmıştır. T periyodu(85 yıl) içerisinde oluşmuş depremlerin yıllık maksimum magnitüd dağılımı Şekil 4.3'de görülmüyor. Kümülatif deprem dağılımı histogramında(Şekil 4.4), büyük magnitüdü depremlerin fazla olmadığı, yığıl-



Şekil 4.3 Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin Gumbel'e göre maksimum magnitüd dağılımı.



Şekil 4.4 Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin Gumbel'e göre kümülatif dağılımı.

manın daha çok $4.5 \leq M \leq 6.0$ aralığında toplandığı görülür. Maksimum magnitüdüler için magnitüd - frekans ilişkisinin hesaplama şekli Tablo 4.3'de verilmiştir. Bu Tablo'daki verilere en küçük kareler yöntemi uygulanarak, $a = 3.16$ ve $b = 0.67$ olarak saptanmıştır. Bu değerlere göre, bölge için magnitüd - frekans ilişkisi;

$$\text{Log}N = 3.16 - 0.67M \quad (4.24)$$

şeklinde olup, maksimum magnitüd dağılımına göre bölgenin magnitüd - frekans ilişkisi Şekil 4.5'de görülmektedir. (4.11) ve (4.12) bağıntılarına göre; $\alpha = 1445.4$ ve $\beta = 1.55$ bulunur. Daha sonra (4.15) bağıntısı kullanılarak yıllık beklenen deprem sayısı(N) bulunmuş ve ortalama geri dönüş periyodu;

$$T_r = 1/ N \quad (4.25)$$

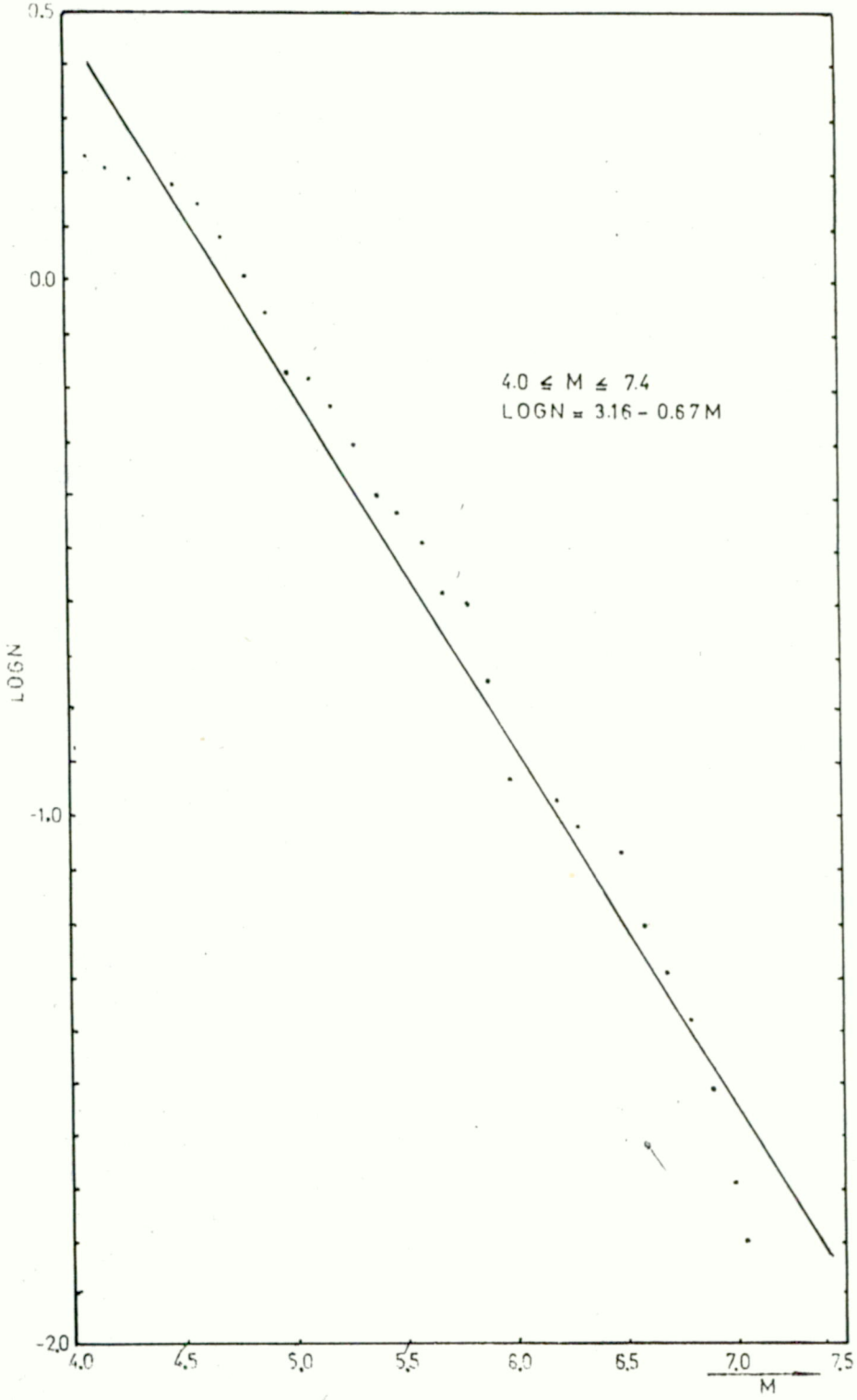
bağıntısından hesaplanmıştır. (4.17) bağıntısındaki T_r , (4.18) bağıntısında yerine konularak değişik T_r periyodlarına karşılık gelen % risk değerleri saptanarak Tablo 4.4'de verilmiştir. Yıllık sismik risk ise Gumbel dağılımının 1'den olan farkıdır. (4.18) bağıntısını kullanarak hesaplanan yıllık sismik risk değerleri Tablo 4.5'de verilmiştir. Gumbel dağılımına göre hesaplanan yıllık sismik riskin magnitüdle olan ilişkisi Şekil 4.6'da görülmektedir.

Magnitüd - Risk ilişkisi, artan magnitüd değerleriyle yaklaşık doğrusal olarak azalan yıllık riskin, $M = 8.5$ değerinde sıfır olmadığı görülür. Veri bulunmayan yılların, incelenen zaman periyoduna oranla fazla olması, N/ T oranına bağlı olarak $G(M)$ dağılımının hataya neden olmuştur. Bu nedenle olu-

TABLO 4.3

Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin maksimum magnitüdlere göre dağılımı ve Magnitüd - Frekans ilişkisindeki parametrelerin E.K.K.Y. ile hesaplanması.

ΔM	N	N/T	G(m)	$N = -\ln G$	LogN	$\Delta M \log N$	ΔM^2
4.0	14	0.16	0.16	1.8325	0.263	1.052	16.00
4.1	2	0.02	0.18	1.7147	0.234	0.959	16.81
4.2	1	0.01	0.19	1.6607	0.220	0.924	17.64
4.3	1	0.01	0.21	1.5606	0.193	0.830	18.49
4.5	1	0.01	0.22	1.5141	0.180	0.810	20.25
4.6	3	0.03	0.25	1.3862	0.141	0.648	21.16
4.7	4	0.04	0.30	1.2039	0.080	0.376	22.09
4.8	5	0.05	0.36	1.0216	0.009	0.043	23.04
4.9	5	0.05	0.42	0.8675	-0.061	-0.299	24.01
5.0	8	0.09	0.51	0.6733	-0.171	-0.855	25.00
5.1	3	0.01	0.52	0.6539	-0.184	-0.938	26.01
5.2	3	0.03	0.56	0.5798	-0.236	-1.227	27.04
5.3	4	0.04	0.61	0.4942	-0.306	-1.622	28.09
5.4	5	0.05	0.67	0.4004	-0.397	-2.144	29.16
5.5	2	0.02	0.69	0.3710	-0.430	-2.365	30.25
5.6	3	0.03	0.72	0.3285	-0.483	-2.705	31.36
5.7	4	0.04	0.77	0.2613	-0.582	-3.317	32.49
5.8	1	0.01	0.78	0.2484	-0.604	-3.503	33.64
5.9	5	0.05	0.84	0.1743	-0.758	-4.472	34.81
6.0	4	0.04	0.89	0.1165	-0.933	-5.599	36.00
6.2	1	0.01	0.90	0.1053	-0.977	-6.057	38.44
6.3	1	0.01	0.91	0.0943	-1.025	-6.457	39.49
6.5	1	0.01	0.92	0.0833	-1.079	-7.013	42.25
6.6	1	0.01	0.94	0.0618	-1.209	-7.979	43.56
6.7	1	0.01	0.95	0.0512	-1.290	-8.643	44.89
6.8	1	0.01	0.96	0.0408	-1.389	-9.445	46.24
6.9	1	0.01	0.97	0.0304	-1.517	-10.467	47.61
7.0	1	0.01	0.98	0.0202	-1.694	-11.858	49.00
7.4	1	0.01	0.99	0.0100	-2.000	-14.800	54.76

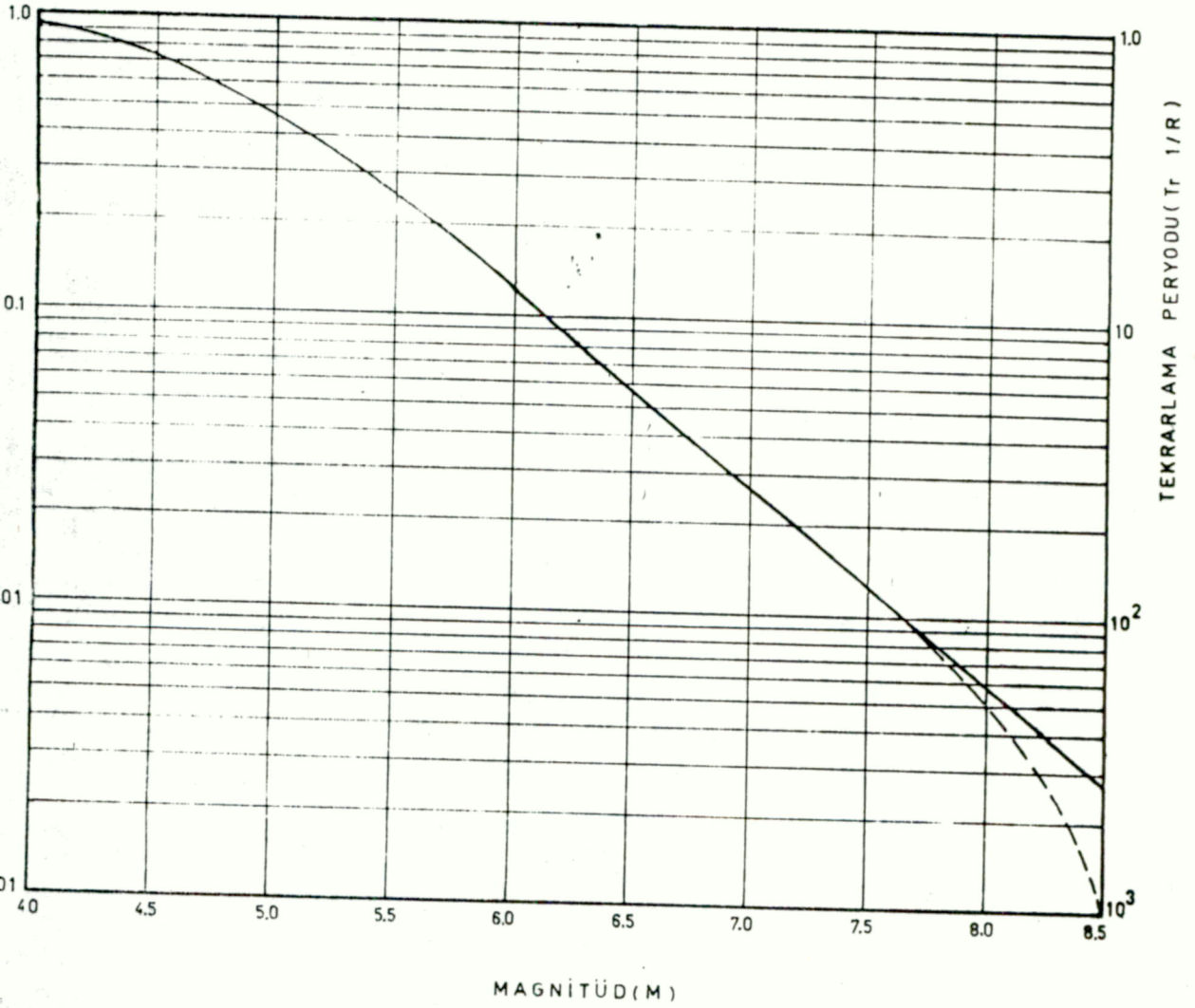


Şekil 4.5 Maksimum magnitüd dağılımına göre bölgenin magnitüd - frekans ilişkisi.

TABLO 4.5

Gumbel dağılımına göre hesaplanan a ve b parametrelerinden yararlanılarak bulunan α ve β değerlerinin kullanılmasıyla saptanan yıllık sismik risk değerleri.

<u>M</u>	<u>Yıllık Risk</u>
4.0	0.946780959
4.5	0.741122522
5.0	0.463449862
5.5	0.249362170
6.0	0.123785700
6.5	0.059063393
7.0	0.027657742
7.5	0.012838427
8.0	0.005935324
8.5	0.002738815



Şekil 4.6 Bölgede 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin yıllık maksimum magnitüd değerlerinden yararlanılarak hesaplanan yıllık risk - magnitüd ilişkisi.

şabilecek enbüyük magnitüd değeri olan $M = 8.5$ 'de yıllık risk sifıra gitmemektedir(Şekil:4.6). Tekrarlama peryodu T_r yıl olan bir depremin T_r yıl içerisindeki sayısı $N = 1$ olacağından, (4.16) bağıntısında $N = 1$ alınır; $\alpha T_r = e^{\beta M}$ olur ve buradan,

$$M_{\max} = \frac{\ln \alpha T_r}{\beta} \quad (4.26)$$

şeklinde olur. Yıllık riskin tersi tekrarlama peryodu olduğuna göre, bölgede 85 yıl içerisinde oluşmuş enbüyük magnitüdü depremin tekrarlama peryodu,

$$T_r = 1/R = 1/0.0149747 = 66.7 \text{ yıl} \quad (4.27)$$

dır. (4.26) bağıntısında T_r yerine değerini yazarsak,

$$M_{\max} = \frac{\ln(1445.4 \times 66.7)}{1.55} = 7.4 \quad (4.28)$$

bulunur. Gumbel dağılımıyla elde edilen parametrelerle, problemeye iyi bir yaklaşım sağlandığı görülür. Bu takdirde yukarıda sözü edilen dağılım hatası önemli olmayacaktır.

4.3.3 Zemin İvmesi

Herhangi bir alandaki deprem etkisi genellikle maksimum yer ivmesi ile ifade edilmektedir. Farklı uzaklıklardaki noktaların bir depremden ne şekilde etkilenebileceğinin tahmin edilmesi, bilhassa bölgeye yeni inşa edilecek yapılar bakımından büyük önem taşır. Bunun için muhtemelen olabilecek depremlerin magnitüd dağılımı yanısıra depremin yaratacağı yer ivmesinin uzaklıkla azalımı, kaynak mekanizmasının koşulları, zeminin jeolojik ve sismik özellikleri tesbit edilmelidir.

Kaynağın bir fay olması durumunda, fay boyunca ve fay'a dik yönde olan ivme azalım ilişkisi birbirinden farklı olacaktır. Fay'a dik yönde ivme süratle artar.

Maksimum zemin ivmesinin mesafe ile değişimini veren birçok ampirik formül ortaya konulmuştur. Bunlardan Estava(1969), değişik zemin türleri için aşağıdaki bağıntıları vermiştir.

$$a = \frac{1230}{(R + 25)^2} e^{0.8M} \quad (4.29)$$

(4.29) bağıntısı, orta sıkılıktaki zeminler için (örneğin; sert kil ve kompakt konglomera) önerilmiş olup, birimi cm/sn^2 dir. Burada a, maksimum yer ivmesi; R, hiposantr mesafesi(km) ve M, magnitüdtür. Hiposantr mesafesi ise aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır.

$$R^2 = (\Delta^2 + h^2 + 20^2) \quad (4.30)$$

(4.30) bağıntısındaki Δ episantr mesafesi(km), h ise odak derinliğidir. (4.29) bağıntısının değişik R ve M değerlerine karşı olan değişimi Tablo 4.6'da verilmiştir. Yine aynı Talo'daki verilerin grafiği Şekil 4.7'de görülüyor. Sert zeminler için ise maksimum yer ivmesinin tanımı şu şekilde verilmektedir:

$$a = \frac{2000}{(R + 25)^2} e^{0.8M} \quad (4.31)$$

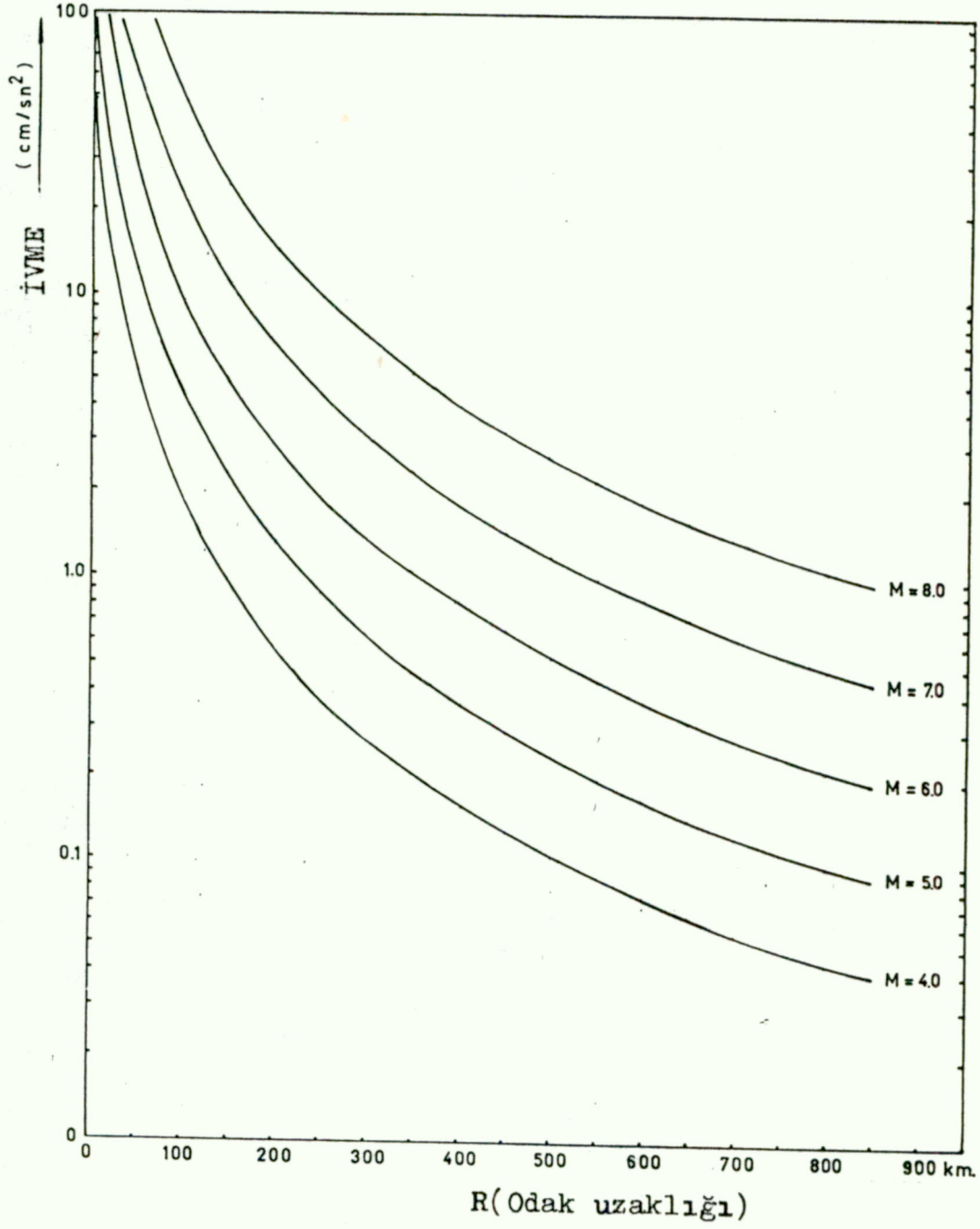
Yine aynı yazar tarafından orta sıkılıktaki zeminler için yerçekimi ivmesinin yüzdesi olarak, maksimum yer ivmesini izleyen

$$a = \frac{1.25}{(R + 25)^2} e^{0.8M} \quad (4.32)$$

TABLO 4.6

Orta sıklıktaki zeminler için Estava tarafından verilen Maksimum yer ivmesinin R'ye karşı değişimi

R	M = 4.0	M = 4.5	M = 5.0	M = 5.5	M = 6.0
50	53644.47E-04	80028.16E-04	11938.80E-03	17810.60E-03	26570.30E-03
100	19312.01E-04	28810.14E-04	42979.67E-04	64118.15E-04	95653.06E-04
150	98530.65E-05	14699.05E-04	21928.40E-04	32713.34E-04	48802.58E-04
200	59604.96E-05	88920.18E-05	13265.33E-04	19789.55E-04	29522.55E-04
250	39900.84E-05	59525.08E-05	88800.98E-05	13247.55E-04	19763.03E-04
300	28568.06E-05	42618.55E-05	63579.39E-05	94849.34E-05	14149.86E-04
350	21457.79E-05	32011.27E-05	47755.19E-05	71242.38E-05	10628.12E-04
400	16705.89E-05	24922.27E-05	37179.64E-05	55465.52E-05	82744.86E-05
450	13373.97E-05	19951.62E-05	29764.32E-05	44403.15E-05	66241.73E-05
500	10947.85E-05	16332.20E-05	24364.89E-05	36348.16E-05	54225.09E-05
550	91266.58E-06	13615.38E-05	20311.75E-05	30301.58E-05	45204.66E-05
600	77248.03E-06	11524.06E-05	17191.87E-05	25647.26E-05	38261.22E-05
650	66227.74E-06	98800.21E-06	14739.26E-05	21988.39E-05	32802.83E-05
700	57407.87E-06	85642.51E-06	12776.36E-05	19060.09E-05	28434.32E-05
750	50239.36E-06	74948.34E-06	11180.90E-05	16680.06E-05	24883.73E-05
800	44334.27E-06	66138.98E-06	98667.75E-06	14719.50E-05	21958.92E-05
850	39412.26E-06	58796.20E-06	87713.62E-06	13085.34E-05	19521.03E-05
900	35266.63E-06	52611.65E-06	78487.34E-06	11708.94E-05	17467.69E-05
950	31742.29E-06	47353.94E-06	70643.77E-06	10538.82E-05	15722.07E-05
1000	28721.01E-06	42846.73E-06	63919.80E-06	95357.15E-06	14225.62E-05
1050	26111.42E-06	38953.68E-06	58112.05E-06	86693.01E-06	12933.08E-05
1100	23841.98E-06	35568.07E-06	53061.32E-06	79158.21E-06	11809.02E-05
1150	21856.05E-06	32605.41E-06	48641.55E-06	72564.68E-06	10825.38E-05
1200	20108.30E-06	29998.06E-06	44751.84E-06	66761.92E-06	99597.10E-06
1250	18562.10E-06	27691.41E-06	41310.72E-06	61628.36E-06	91938.74E-06
1300	17187.62E-06	25640.92E-06	38251.75E-06	57064.92E-06	85130.89E-06
1350	15960.34E-06	23810.03E-06	35520.39E-06	52990.20E-06	79052.11E-06
1400	14859.96E-06	22168.47E-06	33071.46E-06	49336.84E-06	73601.92E-06
1450	13869.58E-06	20690.99E-06	30867.33E-06	46048.66E-06	68696.54E-06
1500	12975.01E-06	19356.45E-06	28876.42E-06	43078.58E-06	64265.70E-06
R	M = 6.5	M = 7.0	M = 7.5	M = 8.0	M = 8.5
50	39638.22E-03	59133.28E-03	88216.46E-03	13160.35E-02	19632.94E-02
100	14269.76E-03	21287.98E-03	31757.92E-03	47377.26E-03	70678.60E-03
150	72804.90E-04	10861.21E-03	16203.02E-03	24172.07E-03	36060.51E-03
200	44042.47E-04	65703.64E-04	98018.28E-04	14622.61E-03	21814.38E-03
250	29482.98E-04	43983.43E-04	65615.54E-04	97886.90E-04	14603.02E-03
300	21109.11E-04	31491.09E-04	46979.18E-04	70064.70E-04	10455.41E-03
350	15855.29E-04	23653.31E-04	35286.58E-04	52641.40E-04	78531.78E-04
400	12344.08E-04	18415.21E-04	27472.25E-04	40983.79E-04	61140.66E-04
450	98821.05E-05	14742.37E-04	21993.02E-04	32809.73E-04	48946.40E-04
500	80894.34E-05	12068.01E-04	18003.36E-04	26857.86E-04	40067.24E-04
550	67437.43E-05	10060.48E-04	15008.47E-04	22390.01E-04	33401.99E-04
600	57079.04E-05	85151.91E-05	12703.17E-04	18950.90E-04	28271.44E-04
650	48936.08E-05	73004.04E-05	10890.92E-04	16247.34E-04	24238.20E-04
700	42419.02E-05	63281.74E-05	94405.25E-05	14083.61E-04	21010.28E-04
750	37122.16E-05	55379.76E-05	82616.86E-05	12324.99E-04	18386.73E-04
800	32758.86E-05	48878.40E-05	72906.16E-05	10876.32E-04	16225.57E-04
850	29121.96E-05	43444.86E-05	64812.09E-05	96688.28E-05	14424.20E-04
900	26050.73E-05	38875.05E-05	57994.75E-05	86517.99E-05	12906.98E-04
950	23454.57E-05	34990.10E-05	52199.08E-05	77871.89E-05	11617.13E-04
1000	21222.13E-05	31659.69E-05	47230.70E-05	70459.93E-05	10511.39E-04
1050	19293.89E-05	28783.09E-05	42939.32E-05	64057.95E-05	95563.27E-05
1100	17616.99E-05	26281.46E-05	39207.31E-05	58490.44E-05	87257.53E-05
1150	16149.57E-05	24092.32E-05	35941.52E-05	53618.44E-05	79389.36E-05
1200	14858.14E-05	22165.74E-05	33067.39E-05	49330.75E-05	73592.86E-05
1250	13715.65E-05	20461.34E-05	30524.72E-05	45537.54E-05	67934.06E-05
1300	12700.04E-05	18946.22E-05	28264.44E-05	42165.59E-05	62903.70E-05
1350	11793.19E-05	17593.37E-05	26246.22E-05	39154.76E-05	58412.07E-05
1400	10900.12E-05	16380.41E-05	24436.69E-05	36455.26E-05	54384.89E-05
1450	10248.32E-05	15288.69E-05	22808.05E-05	34025.61E-05	50760.27E-05
1500	95873.15E-06	14302.59E-05	21336.95E-05	31831.00E-05	47486.29E-05



Şekil 4.7 Orta sıklıkta zeminler için ivme - mesafe eğrileri.

şekilde tanımlanmıştır. (4.32) bağıntısından hesaplanan maksimum yer ivmesinin birimi gal'dır. Temel kaya üzerinde yaklaşık 6 m veya daha fazla kalınlıkta bir dolgu olduğu zaman;

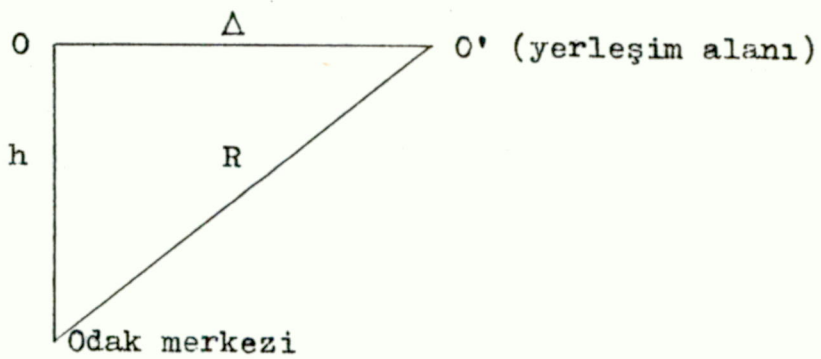
$$a = \frac{1080}{(R + 25)^{1.32}} e^{0.5M} \quad (4.33)$$

bağıntısı kullanılmaktadır. Maksimum yer ivmesinin R'ye karşı çiziminde, a'nın değişimi logaritmik, R'nin değişimi ise lineer ölçekte olmalıdır.

4.3.4 Kaynak Türleri ve Aşılma Olasılığı Kavramı

4.3.4.1 Nokta Kaynak

İnceleme sahası içinde bir veya birkaç kez oluşmuş ve yıkıcı özelliği olan depremlerin herhangi bir fay ile ilişkisi kurulamazsa bu takdirde bu deprem kaynağı " nokta kaynak " olarak düşünülebilir. Şekil 4.8'da görüldüğü gibi kaynak boyutlarının, kaynağın yerleşim alanına olan uzaklığına oranla çok küçük olması nedeniyle " nokta " şeklinde



Şekil 4.8 Nokta kaynağın şematik olarak gösterilmesi.

düşünülebilir. Nokta kaynak ile sismik risk hesabı kolay olduğundan uygulamada, alan kaynak daha küçük alanlara, çizgi

kaynak ise daha küçük doğru parçalarına bölünerek noktaya yaklaştırılır. Bu yaklaştırmadan doğan hata, özellikle yerleşim alanından uzak kaynaklar için çok küçük olacağından önemli değildir. Fakat yakın kaynaklar için dikkatli olmak gerekir.

Belirli bir zaman periyodu aralığında magnitudü en az $m_0 = 4.0$ veya daha büyük olan bir depremin yıllık ortalama oluş sayısı (4.8) bağıntısıyla verilmiştir. Birim uzunluk ve birim alana sahip bir kaynaktan birim zamanda ortaya çıkacak deprem sayısı,

$$N(m) = e^{\alpha - \beta m} \quad (4.34)$$

bağıntısıyla verilir. Burada $\alpha = a(\ln 10)$ ve $\beta = b(\ln 10)$ şeklinde tanımlanmıştır. $N(m_0)$, risk analizinde kullanılacak toplam deprem sayısı olmak üzere, magnitudü m 'den büyük olan bir depremin oluşma olasılığı;

$$Pr = 1 - F_M(m) = \frac{N(m)}{N(m_0)} = \frac{e^{\alpha - \beta m}}{e^{\alpha - \beta m_0}} \quad (4.35)$$

dır. Buradan,

$$F_M(m) = 1 - e^{-\beta (m - m_0)} \quad , m \geq m_0 \quad (4.36)$$

yazılır. Burada magnitud için alt sınırlama olmasına karşın üst sınır alınmamıştır. Dolayısıyla sonsuz enerjinin açığa çıkabileceği varsayılmıştır. Gerçekte ise bu mümkün değildir. m_1 magnitud üst sınırı olmak üzere, (4.36) bağıntısı;

$$F_M(m) = \frac{1 - e^{-\beta (m - m_0)}}{1 - e^{-\beta (m_1 - m_0)}} \quad (4.37)$$

şeklinde yazılabilir. (4.37) bağıntısını kısaltarak şu şekilde;

$$F_M(m) = k(1 - e^{-\beta(m - m_0)}) \quad m_0 \leq m \leq m_1 \quad (4.38)$$

yazılabilir. Burada k , $m = m_1$ değerinde 1.0 olmasını sağlayan standartlaştırma katsayısı olup,

$$k = (1 - e^{-\beta(m_1 - m_0)})^{-1} \quad (4.39)$$

şeklinde tanımlanmıştır. Magnitüd ile ilgili olasılık; (4.38) denkleminin, (4.35) denkleminde yerine konulmasıyla;

$$Pr = \left\{ 1 - k(1 - e^{-\beta(m - m_0)}) \right\} \quad (4.40)$$

elde edilir. Olasılık kavramı, magnitüde bağlı olarak bu şekilde elde edildikten sonra, yine magnitüde bağlı olarak geliştirilen azalım ilişkisindeki m değeri, (4.40) bağıntısında yerine konulursa;

$$Pr = \left\{ 1 - k \left[1 - \exp \left[- \frac{\beta}{b_2} \ln \left(\frac{r^{b_3} y}{b_1} \right) + \beta m_0 \right] \right] \right\} \quad (4.41)$$

veya

$$= \left\{ 1 - k \left[1 - r^{-\beta b_3 / b_2} \left(\frac{y}{b_1} \right)^{-\beta / b_2} e^{\beta m_0} \right] \right\} \quad (4.42)$$

(4.41) ve (4.42) bağıntıları $y_0 \leq y \leq y_1$ aralığında geçerli olup, burada y_0 ve y_1 ,

$$y_0 = b_1 \exp(b_2 m_0) r^{-b_3} \quad (4.43)$$

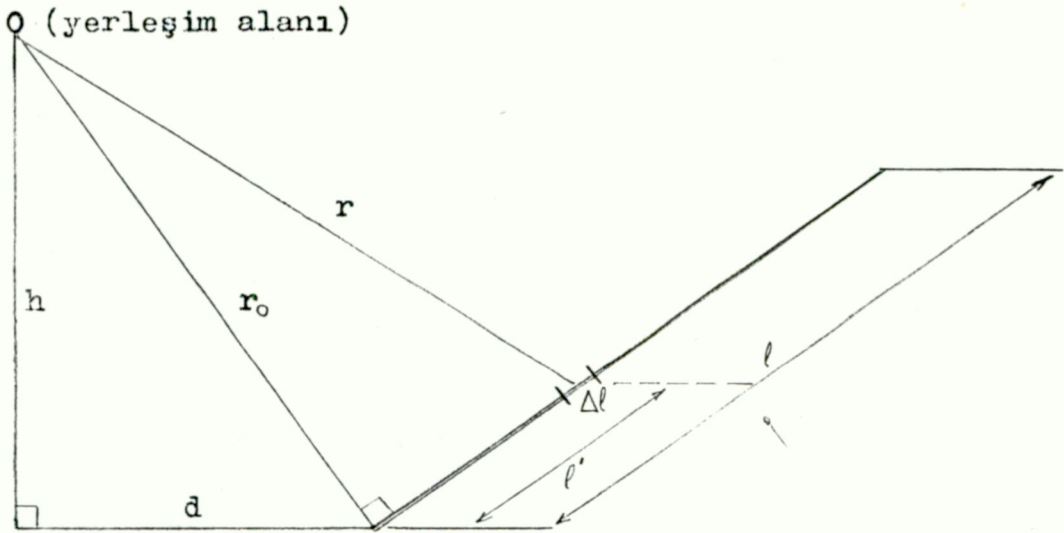
$$y = b_1 \exp(b_2 m_1) r^{-b_3} \quad (4.44)$$

olarak tanımlanmıştır. (4.41) veya (4.42) bağıntısıyla herhangi bir maksimum yer ivmesinin birim zaman içerisinde % kaç ola-

sılıkla aşılabacağını hesaplayabiliriz. Bu ifadeler birim uzunluk, birim alan ve birim zaman intervalinde geçerlidir.

4.3.4.2 Çizgi Kaynak

Çizgi kaynak esas alınarak yapılan çözümde, gelecekte oluşacak depremlerin odaklarının çizgi olarak düşünülen fay düzleminin herhangi bir yerinde olabileceği varsayılır. Bu kaynak türünün birçok nokta kaynağın bir araya gelmesinden oluştuğu kabul edilerek çözüme gidilir. Şekil 4.9 'da çizgi



Şekil 4.9 Çizgi kaynağın şematik olarak gösterilmesi.

kaynak modeli şematik olarak gösterilmiştir. Yerleşim alanı olarak alınan O noktasından fay çizgisine en yakın olan uzaklık r_0 mesafesidir. Fayın ortalama derinliği h , birim uzunluk olan Δl ye bağlı olarak değişen mesafe r ile gösterilmiştir. Eğer deprem r mesafesinde oluşmuşsa bu takdirde;

$$r = (l'^2 + r_0^2)^{1/2} \quad (4.45)$$

buradan,

$$\ell' = (r^2 - r_0^2)^{1/2} \quad (4.46)$$

$$r_0 = (d^2 + h^2)^{1/2} \quad (4.47)$$

yazılır. Fay çizgisi birçok $\Delta\ell'$ uzunluklarından oluştuğuna göre, her bir birim uzunlukta deprem olma olasılığı eşit varsa - yılırsa, olasılık;

$$f = \frac{1}{\ell} \quad (4.48)$$

olur. ℓ boyunca r değişeceğinden

$$F_R = f_\ell \left| \frac{d\ell'}{dr} \right| = \frac{1}{\ell} \frac{r}{\sqrt{r^2 - r_0^2}} \quad (4.49)$$

(4.49) bağıntısı $r_0 \leq r \leq r^*$ aralığında geçerli olup, burada r^* maksimum r mesafesidir. r değeri r_0 ile r^* arasında değişeceğinden, nokta kaynaktan farklı olarak (4.49) bağıntısı (4.41) bağıntısına çarpan olarak katılacaktır. Bu takdirde;

$$Pr = \int_{r_0}^{r^*} \left\{ 1 - k \left[1 - r^{-\beta} b_3/b_2 \left(\frac{y}{b_1} \right)^{-\beta/b_2} e^{\beta M_0} \right] \right\} \frac{1}{\ell} \frac{r}{\sqrt{r^2 - r_0^2}} dr$$

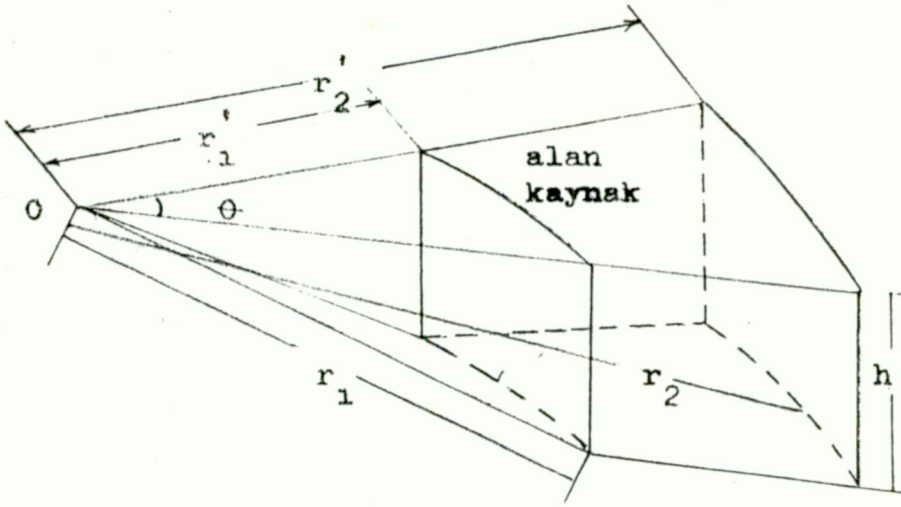
$$= 1 - k + k \left[\left(\frac{y}{b_1} \right)^{-\beta/b_2} e^{\beta M_0} \frac{1}{\ell} \right] \int_{r_0}^{r^*} \frac{r^{1 - \beta b_3/b_2}}{\sqrt{r^2 - r_0^2}} dr$$

(4.50)

olur.

4.3.4.3 Alan Kaynak

Deprem episantrlarının belirli bir fayla ilişkisinin tesbit edilemediği durumlarda depremler, değişik konumlarda bulunan faylardan ileri geldiği varsayılabilir. Bu tür kaynakların, birer nokta olarak düşünülebilen birçok birimlerden oluştuğu kabul edildiğinde, alan kaynak için sismik risk hesaplaması kolaylaşır. Şekil 4.10'de şematik olarak gösterilen birim



Şekil:4.10 Alan kaynağın şematik olarak gösterilmesi.

alanın yerleşim alanına olan uzaklığı,

$$r = (r'^2 + h^2)^{1/2} \quad (4.51)$$

dır. Burada r' , kaynaktan yerleşim alanına olan yüzey uzaklığıdır. Gelecekte oluşacak bir depremin episantr konumu alan kaynağın herhangi bir yerinde olacaktır. R' episantr uzaklığını gösteren bir değişken ise,

$$F_R(r') = (r'^2 - r_1'^2) / (r_2'^2 - r_1'^2) \quad (4.52)$$

dır. $F_R(r')$ fonksiyonu r' ne bağlı olarak değişeceğinden olasılık yoğunluk işlevi,

$$f_{R'}(r') = \frac{dF_{R'}(r')}{dr'} = \frac{2r'}{r_2'^2 - r_1'^2}, \quad ; r_1' \leq r' \leq r_2' \quad (4.53)$$

(4.53) bağıntısında değişken dönüşümü yapılarak,

$$g(r) = r' = (r^2 - h^2)^{1/2} \quad (4.54)$$

alınırsa,

$$f_R(r) = f_{R'}[g(r)] \left| \frac{dg(r)}{dr} \right| \quad (4.55)$$

olur. (4.55) bağıntısındaki $g(r)$ yerine, değeri yazılırsa;

$$\begin{aligned} f_R(r) &= \frac{2(r^2 - h^2)^{1/2}}{r_2'^2 - r_1'^2} \cdot \frac{1}{2} \frac{2r}{(r^2 - h^2)^{1/2}} \\ &= \frac{2r}{r_2'^2 - r_1'^2} \end{aligned} \quad (4.56)$$

şeklini alır. Burada,

$$r_1' = (r_1^2 - h^2)^{1/2}, \quad r_1 = (r_1'^2 + h^2) \quad (4.57)$$

$$r_2' = (r_2^2 - h^2)^{1/2}, \quad r_2 = (r_2'^2 + h^2) \quad (4.58)$$

değerleri yerine konursa;

$$f_R(r) = \frac{2r}{r_2^2 - r_1^2}, \quad r_1 \leq r \leq r_2 \quad (4.59)$$

olarak yazılır. Burada, r_1' ve r_2' yüzeyde ölçülen uzaklıklardır.

Alan kaynakta değişken olarak r olduğuna göre, bunun r_1 ve r_2 aralığındaki değişimi incelenecektir. Gelecekte oluşabilecek herhangi bir deprem, r 'nin yanısıra θ açısına da bağlı olacaktır. Yukarıda geliştirilen $f_R(r)$ fonksiyonu, R 'nin olasılık yoğunluk işlevidir. θ 'nın olasılık yoğunluk işlevi ise,

$$f_{\theta}(\theta) = \frac{1}{\theta_1} \quad , \quad 0 \leq \theta \leq \theta_1 \quad (4.60)$$

dır. Tüm alan kaynağın sınırlarını belirleyen θ_1 açısının tersi, birim alana tekabül eden açıyı verecektir. Bu takdirde, alan kaynağı birçok nokta kaynaklardan oluşmuş bir model olarak kabul edersek, olasılık:

$$\begin{aligned} Pr &= \int_{r_1}^{r_2} \int_0^{\theta_1} \left\{ 1 - k \left[1 - r^{-\beta b_3/b_2} \left(\frac{y}{b_1} \right)^{-\beta/b_2} e^{\beta M_0} \right] \right\} \frac{2r}{r_2^2 - r_1^2} \cdot \frac{1}{\theta_1} d\theta dr \\ &= \frac{2}{(r_2^2 - r_1^2)} \int_{r_1}^{r_2} \left[r(1 - k) + k r^{1 - \beta b_3/b_2} \left(\frac{y}{b_1} \right)^{-\beta/b_2} e^{\beta M_0} \right] dr \\ &= (1 - k) + \frac{2}{(r_2^2 - r_1^2)} k e^{\beta M_0} \left(\frac{y}{b_1} \right)^{-\beta/b_2} \left(\frac{r_2^{\gamma} - r_1^{\gamma}}{\gamma} \right) ; \quad (4.61) \end{aligned}$$

şeklini alır. Burada, $\gamma = 2 - \frac{\beta b_3}{b_2}$ dir. Bu bağıntı, $\beta b_3/b_2 \neq 2$ ve $r_1 > 0$ için geçerlidir.

4.3.5 Isparta - Burdur Bölgesinin Risk Analizi

Geçmişte olduğu gibi gelecekte de levha hareketlerine bağlı olarak Burdur ve civarında yıkıcı depremlerin oluşması kaçınılmazdır. Isparta - Burdur illerinin jeotektonik konumu dikkate alınarak, bu iki ilin arasında yer alan ve koordinatları $30.50^{\circ}E$, $37.75^{\circ}N$ olan merkezi noktaya göre 150 km. yarıçaplı dairesel bir alan içerisinde bulunan sismik kaynaklar için yıllık toplam risk değerleri saptanmıştır.

Sismik risk analizi, magnitüde dayalı olarak geliştirilen azalım ilişkisi bağıntısını da içermektedir. Türkiye depremleri için tesbit edilmiş bir ivme - azalım ilişkisi mevcut değildir. Dolayısıyla, Türkiye içerisinde geçerli olabilecek, mevcut bağıntılardan herhangi birisini önermek güçtür.

Yukarıda koordinatları verilen ve merkezi noktaya göre sınırları belirlenen (Şekil 3.1'de görülen dairesel alan) alan içerisinde magnitüdü $M \geq 5.0$ veya daha büyük olan 42 adet deprem tesbit edilmiştir. Bu depremlere ait parametreler, Tablo 4.7'de verilmiştir. Tablo'da görülen R, odak uzaklığı olup, bunun hesaplanmasında (4.30) bağıntısı kullanılmıştır.

Söz konusu alan içerisinde bulunan tüm sismik kaynakların koordinatları verilen noktaya etkileyecekleri toplam sismik risk veya değişik düzeylerdeki maksimum yer ivmesinin aşılma olasılıkları saptanarak Tablo 4.8'de verilmiştir. Bu sonuçlara göre, saha içerisindeki tüm kaynakların 1971 Burdur depremi büyüklüğüne ($M = 5.5$) eşit veya yaklaşık 150 cm/sn^2 lik bir ivme yaratma olasılıkları sadece 0.015 veya % 1.5 dir. Isparta - Burdur ve civarı için hesaplanan maksimum yer ivmesi yıllık toplam risk ilişkisi Şekil 4.11'de görülmektedir.

TABLO 4.7

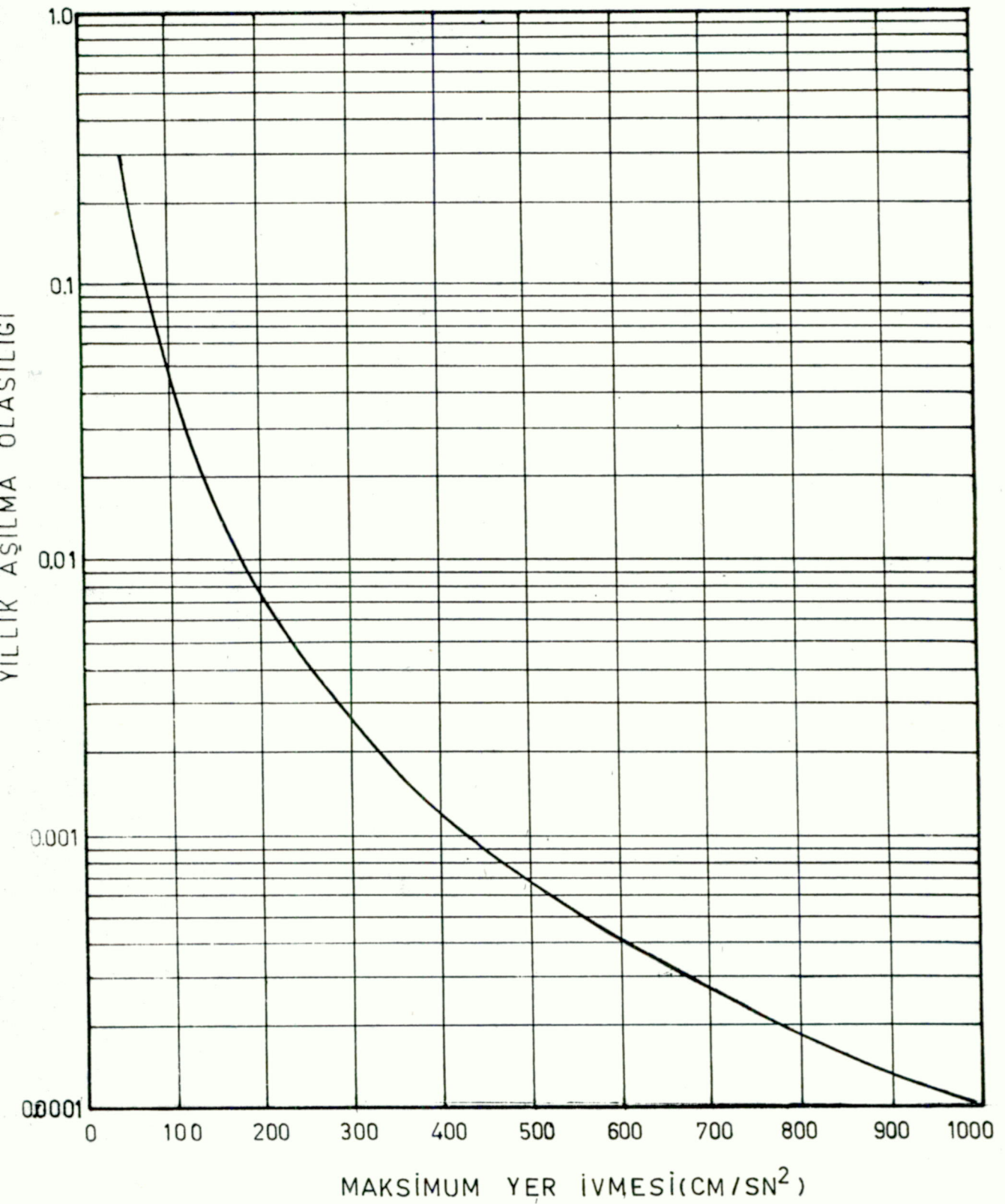
Merkezi koordinatları 30.50°E , 37.75°N ve yarıçapı 150 km. olan dairesel bir alan içindeki $M \geq 5.0$ olan depremlere ait parametreler.

ENLEM	BOYLAM	Δ	h	R
37700N	30600E	11.42	32	39.426
38000N	30000E	52.15	15	57.832
37400N	30500E	39.07	15	46.383
37500N	30700E	33.19	33	50.897
37500N	29000E	35.27	33	52.277
38000N	30500E	27.98	33	47.664
38000N	29500E	92.27	33	100.013
37900N	30600E	19.29	33	43.140
37000N	30500E	83.30	90	124.253
37200N	30000E	75.44	20	80.567
37000N	30900E	90.50	118	150.047
37800N	30000E	44.56	44	65.738
37238N	30270E	60.48	45	77.992
37588N	29757E	68.10	23	74.609
37526N	29725E	72.87	33	82.456
37585N	29600E	81.54	33	90.209
37300N	30235E	55.30	23	63.143
38300N	30200E	66.56	33	76.936
38400N	30400E	40.11	33	55.657
38200N	29700E	86.29	100	133.588
38400N	31800E	134.93	33	140.338
37500N	29000E	135.27	33	140.666
39000N	31000E	145.41	33	150.442
36800N	30000E	114.39	33	120.723
37800N	29100E	123.47	33	129.359
37500N	31300E	75.95	33	85.190
38500N	31900E	148.29	33	153.228
38300N	31400E	99.89	33	107.084
38300N	31900E	137.23	33	142.551
36500N	31000E	145.62	33	150.645
38900N	29800E	141.52	17	143.933
39000N	30000E	145.41	15	147.543
37400N	29100E	129.64	16	132.145
36600N	30000E	135.11	130	188.560
36900N	30200E	98.03	30	104.450
36800N	30900E	111.28	110	157.744
37800N	29300E	105.88	21	109.779
36900N	29200E	148.87	36	154.461
37300N	29100E	133.44	35	139.395
36963N	31075E	101.14	109	150.034
38965N	30112E	139.03	15	141.259
37703N	28893E	141.72	03	143.155

TABLO 4.8

Merkezi koordinatları 30.50 E, 37.75 N ve yarıçapı 150 km. olan dairesel bir alan içindeki M 5.0 depremler için maksimum yer ivmesinin yıllık aşılma olasılığı.

İvme(cm/sn ²)	Toplam Risk
50.0	0.28184354E+00
100.0	0.45886796E-01
150.0	0.15868936E-01
200.0	0.74707009E-02
250.0	0.41646399E-02
300.0	0.25836024E-02
350.0	0.17254730E-02
400.0	0.12163026E-02
450.0	0.89348108E-03
500.0	0.67804335E-03
550.0	0.52827457E-03
600.0	0.42063068E-03
650.0	0.34108805E-03
700.0	0.28092018E-03
750.0	0.23448835E-03
800.0	0.19802545E-03
850.0	0.15895533E-03
900.0	0.14546727E-03
950.0	0.12626236E-03
1000.0	0.11039196E-03



Şekil 4.11 Isparta - Burdur ve civarı için hesaplanan ivme - risk ilişkisi.

BOLÜM 5

BÖLGENİN LEVHA TEKTONİĞİ AÇISINDAN İNCELENMESİ

5.1 Tektonik Evrim

Toroslar ve güneydoğu Anadolu'daki Miosen - Pliosen havzaları, volkanizma faaliyetleri olmayan en genç (Post orojenik) havzalardır. Geç - Jeosenklinal devresinde, Oligo - Miosen yaşlı bilhassa andezit volkanizması ve buna bağlı olarak bazı bazalt ve riyolit erüpsiyonları vukua gelmiştir. Örneğin; Pontidler ve Toroslar'daki andezitik volkanizma olayları. Post - Jeosenklinal devre ise dikey hareketlerin etkili olduğu bir dönemdir. Günümüzdeki yeryüzü şekli ana çizgileriyle bu zamanda meydana gelmiştir. Dikey yükselmelerle dağ şeritleri büyük irtifalar almış, düşey hareketler ise bugünkü Akdeniz'i meydana getirmiştir. Çökme olayları iç zonlarda gelişmiş, Ege çukuru ve iç göller oluşmuştur (Linyit yataklarını kapsayan Neojen havzaları).

Post - Jeosenklinal hareketler Miosen sonunda (Ponsien'de) ve Pliosen - Kuaterner geçişinde olmak üzere başlıca iki dönemde oluşmuşlardır. Miosen sonunda Akdeniz çevresinde genel bir yükselme olmuş, Pliosen - Kuaterner geçiş döneminde ise günümüzdeki şeklini almıştır. Akdeniz bölgesinin önemli sismik zonları bu Post - Jeosenklinal tektonikle doğrudan ilişkilidir. Post - Jeosenklinal devrede yeni bir mağmatik safha faaliyete geçmiş ve genellikle volkanik ve bazaltik cinsten lavlar yeryüzüne yayılmıştır.

Şekil:5.1 - A, Miosen sonu - Pliosen başı basınç fazını göstermektedir. Bu tektonik faz'dan bütün Ege ve Anadolu etkilenmekte ve yeni bir yapısal duruma neden olmaktadır (Poisson, 1977; Letouzey ve Ozer, 1978; Dumont, 1979). Şekil:5.1 - B'

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

The history of the United States is a story of growth and change. It begins with the first settlers who came to the shores of North America in search of a new life. These early pioneers faced a harsh and unfamiliar environment, but their determination and courage led to the establishment of permanent settlements. Over time, these small communities grew into larger towns and cities, and the United States emerged as a powerful nation.

The American Revolution was a turning point in the country's history. It was a struggle for independence from British rule, fought between 1775 and 1781. The revolution was led by men like George Washington and Thomas Jefferson, who believed in the rights of the people and the principles of democracy. The result was the birth of a new nation, one that was founded on the ideals of liberty, justice, and equality.

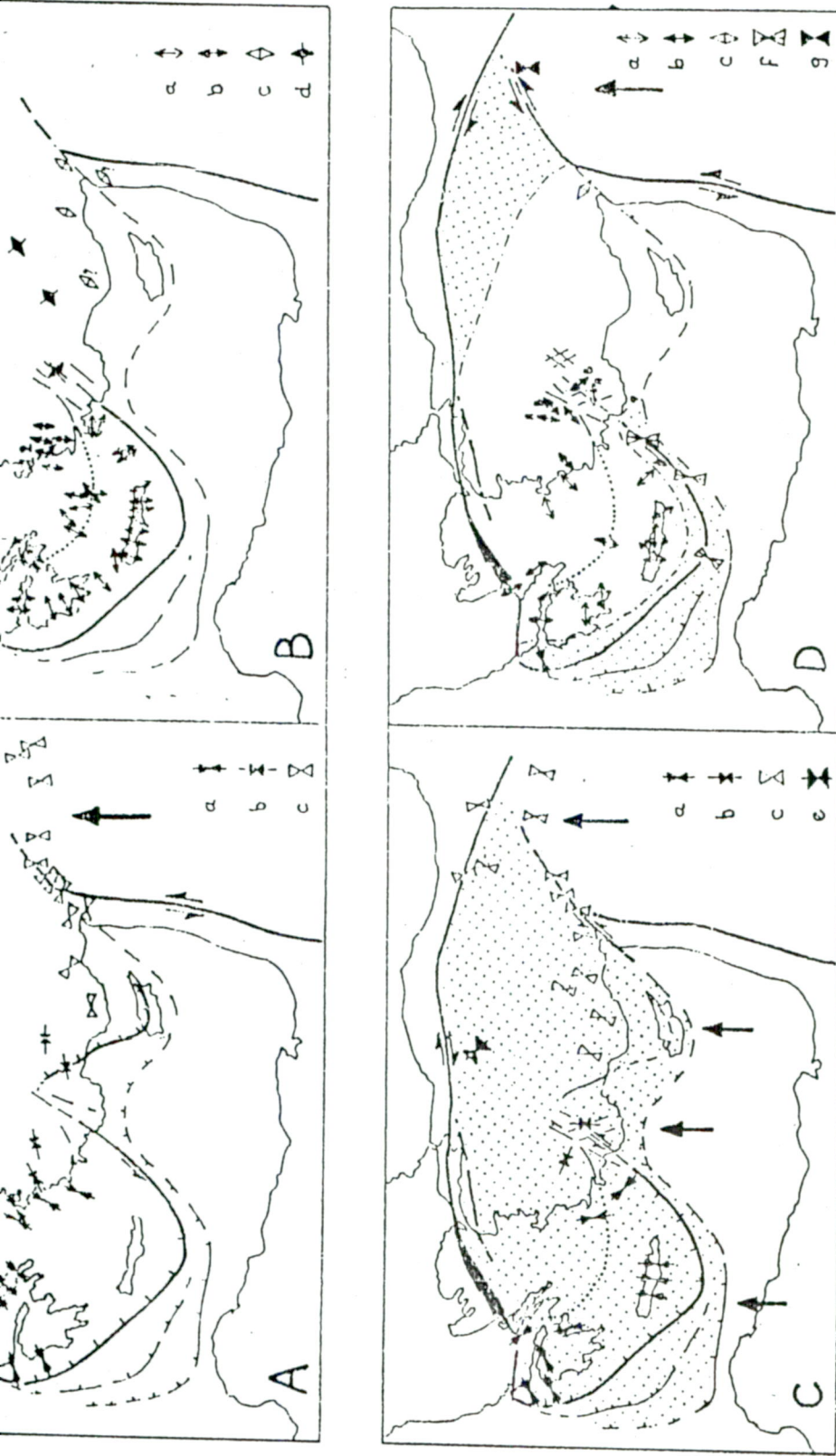
In the years following the revolution, the United States experienced rapid growth and expansion. The country's territory grew from a few scattered colonies to a vast continent. This expansion was driven by the desire for land and resources, and it led to the discovery of gold and other valuable minerals. The westward movement of the population created a new frontier, one that offered endless opportunities for those who were willing to venture into the unknown.

The Civil War was another major event in the history of the United States. It was a conflict between the Northern states, which supported the abolition of slavery, and the Southern states, which defended the institution. The war lasted from 1861 to 1865 and resulted in the preservation of the Union and the end of slavery. It was a time of great suffering and sacrifice, but it also led to the passage of the Reconstruction Amendments, which guaranteed the rights of all citizens, regardless of race.

The late 19th and early 20th centuries were a time of progress and innovation. The Industrial Revolution brought about significant changes in the way people lived and worked. New technologies, such as the steam engine and the electric light, transformed the economy and society. At the same time, there were also challenges, such as the rise of big business and the exploitation of workers. The Progressive Era was a period of reform, during which many laws were passed to protect the rights of the poor and the weak.

The 20th century was a time of global conflict and social change. The United States played a leading role in World War I and World War II, and emerged as a superpower. The Cold War was a period of tension between the United States and the Soviet Union, which lasted from the end of World War II until the early 1990s. At the same time, there were also movements for social justice, such as the Civil Rights Movement, which fought for the rights of African Americans.

The United States has come a long way since its founding. It has grown from a small colony to a global superpower, and it has made significant contributions to the world. At the same time, it has also faced many challenges, and there is still much work to be done. The history of the United States is a story of resilience and hope, and it is a story that continues to inspire and guide us today.



Şek 5.1 - Türkiye'de Miyosen sonundan günümüze kadar görülen tektonik basınç ve çekim yönleri.

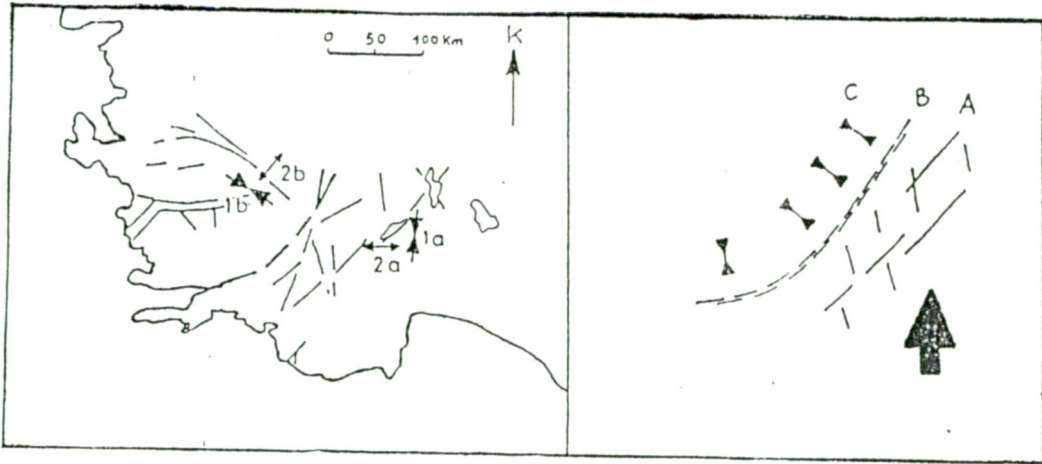
a - Angelier 1977a, b ve Mercier, 1977; b - Dumont, 1979; Dumont ve diğerleri 1979; Dumont ve diğerleri 1980; c - Letouzey ve Özer, 1978; d - Genel jeoloji verilerine göre tektonik yönler; e - Nebert, 1958; f - Ritsma, 1979; McKenzie, 1978; g - Lice depremi hakkında sözlü görüşme (Arpat, 1976).

A - Miyosen sonu-Pliyosen başı basınç tektoniği fazı büyük oklar Arap ve Anadolu levhalarının hareket yönünü göstermektedir; B - Pliyosen sonu çekim tektoniği: 1 - Efes'te Pliyosen başında görülen çekim yönü, 2 - Efes'te Pliyosen sonu çekim yönü gösterilmiştir. Kuzey Anadolu fayı, Levantin ve Güney Anadolu faylarının hareketi ile Ege yayının yitimi biçimi veri yetersizliğinden gösterilememiştir; C - Eski Kuvaaterner (Pleyistosen sonu-Holosen başı) basınç tektoniği, Tüm Ege ve Anadolu K-G basınç etkisi altında bulunmaktadır; D - Holosen ve günümüz; Basınç etkisinde kalan Ege yitimi zonu (Ritsma, 1974) ve Arap levhasının basınç etkisinde kalan Doğu Anadolu, noktalı olarak gösterilmiştir. Ege ve Batı Anadolu'da çekim tektoniği görülmektedir. Kuzey Anadolu fayının batı kısmında ise ardalanmış basınç ve çekim tektoniğinin bulunması olasıdır. (Dumont ve diğ., 1980'den alınmıştır)

deki durum ise Pliosen sonunda Batı Anadolu ve Ege'de grabenleşmenin devam ettiğini göstermektedir(Mercier,1977;Angelier, 1977).Burdur ve Eğridir'de kuvvetli bir grabenleşme görülmemekte, buna karşın Paleocoğrafik değişiklikler bulunmaktadır (Bering,1971).

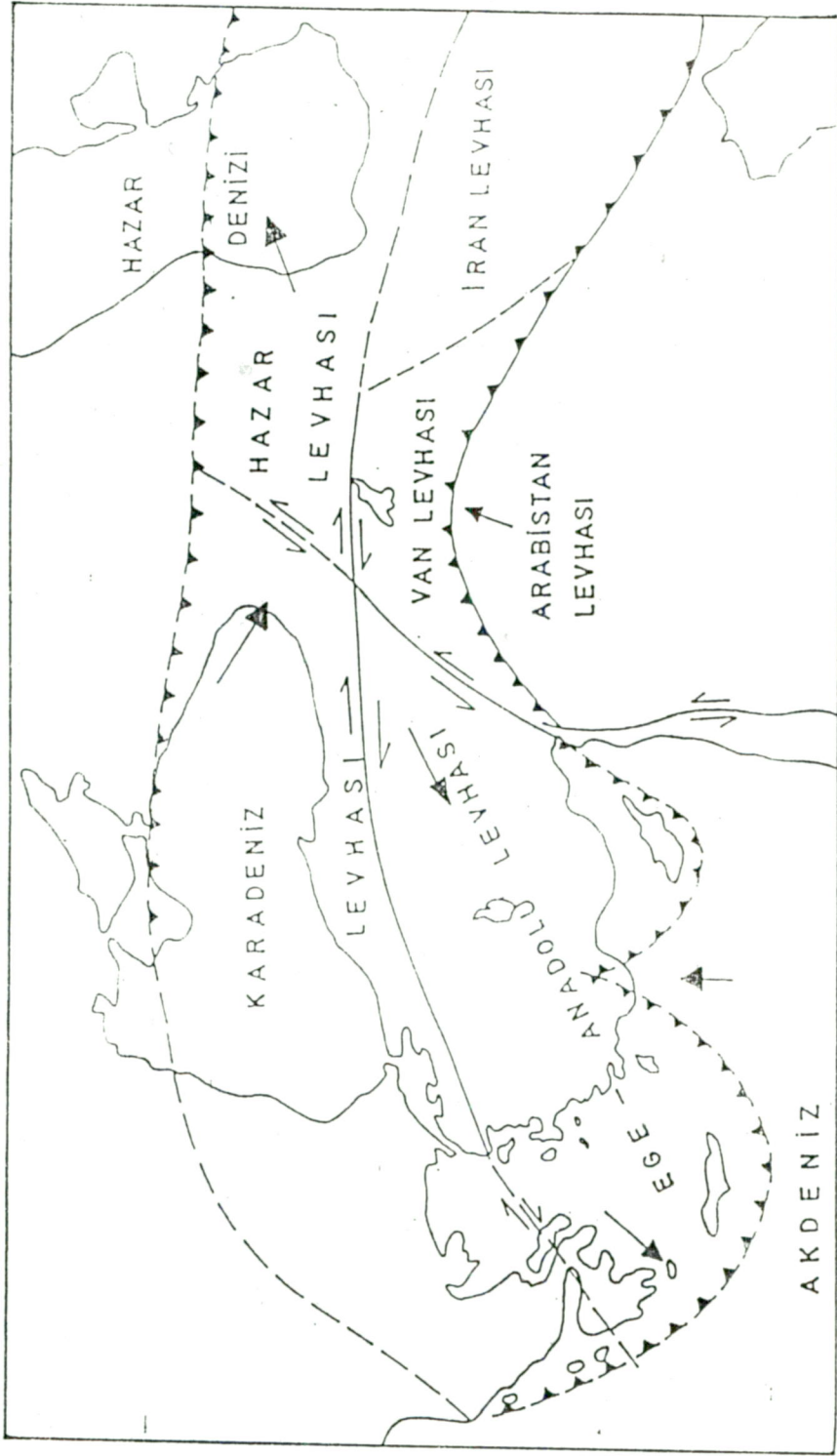
Şekil:5.1-C'de Eski Kuaterner döneminde, Orta Anadolu'dan Batı Yunanistan'a kadar bir basınç tektoniği görülmektedir.Bu tektonik evre esnasında, Arap - Avrasya ve Afrika - Avrasya arasında basınca neden olan bir yaklaşma söz konusudur.Şekil:5.1 D'deki durum Genç Kuaterner'de yeni bir grabenleşme tektoniğinin yer aldığını göstermektedir.

Burdur ve Sarayköy civarında basınç tektoniği sap - tanmıştır(şekil:5.2).Burdur'da N - S yönlü bir basınç varken Sarayköy'de WNW - ESE yönlü bir basınç söz konusudur.Bu iki



Şekil:5.2 Soda(a) Burdur'da ve (b) Sarayköy - Sazak'ta basınç tektoniği(1) ve sonra gelen çekim tektoniği(2).

bölge, Ege volkanik yayının uzantısında Gökova Körfezi'nden Çivril Ovası'na kadar uzanan bir hat etrafında ayrılmış bulunmaktadır.Şekil:5.2'nin sağ kısmında şematik olarak A da Afrika



Şekil: 5.3 · Türkiye'nin ve komşu ülkelerin levhaları veya levhacıkları (Mc KENZIE, 1972; ALPTekin, 1973; DEWEY ve diğ., 1973'ten esinlenerek çizimdir).

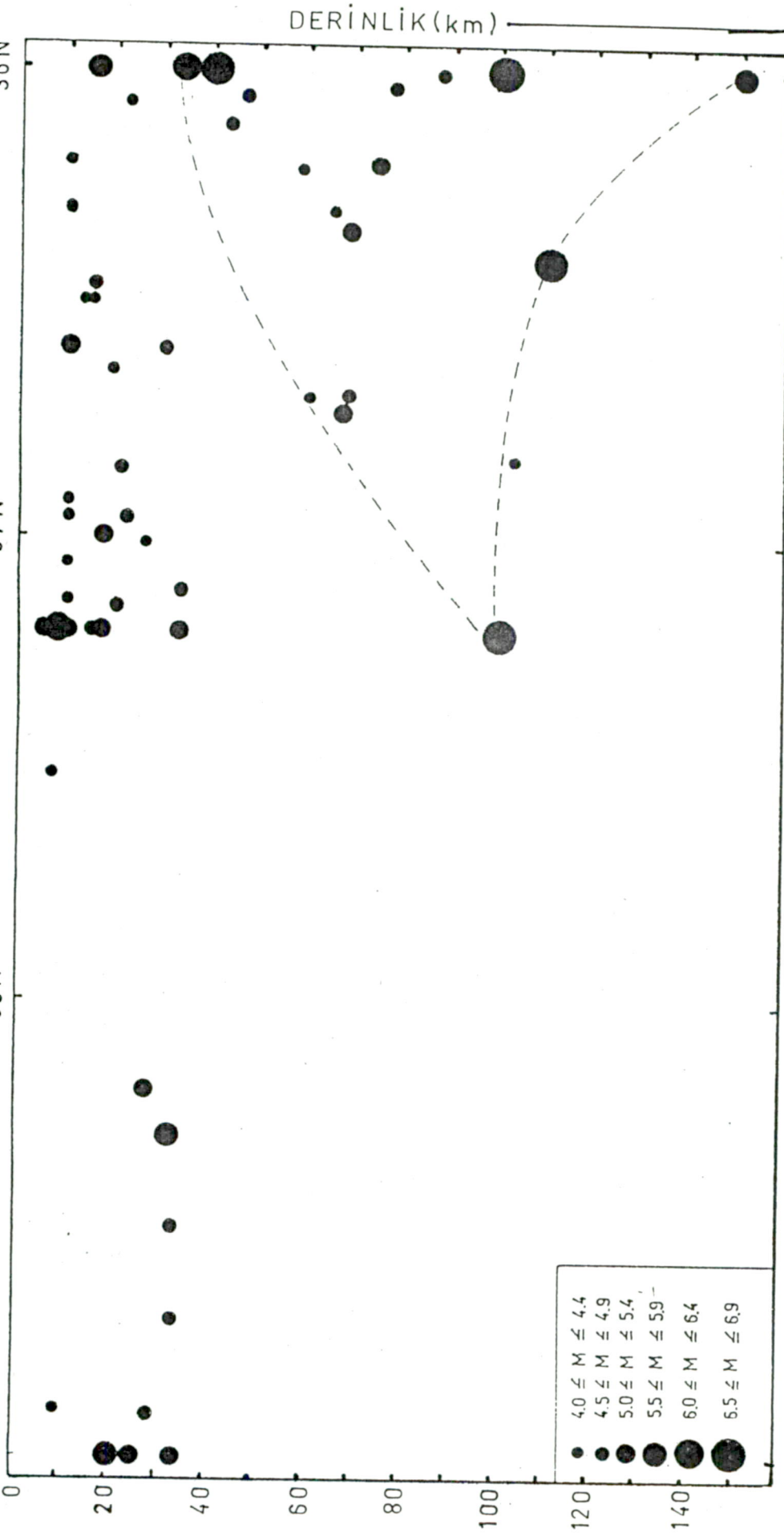
kıtasının basınç etkisi altında kalan Burdur Bölgesi; B de Ege volkanik yayının devamı üzerinde Gökova - Acı Göl hattı ve C' de İç Ege Bölgesi görülmektedir. Basınç yönü, B hattı nedeniyle yön değiştirmekte ve bu hatta dik duruma gelmektedir. Burdur Bölgesi, Ege yayının dış bölgeleri gibi birbirine N - S yaklaşımları gösteren Afrika ve Avrasya levhalarının etkisi altında kalmaktadır (Şekil:5.3). Sarayköy'deki basınç etkisi, Gökova - Çivril ayırımı dolayısıyla Burdur Bölgesi'ne doğru bir yön değiştirme gösterebilmektedir. Burdur'da en önemli grabenleşme olayının Pleistosen sonu veya Holosen başında olduğu yukarıda belirtilmişti. Bu olay W - E yönlü bir çekim sonucudur. Sarayköy'deki NNE - SSW yönlü bir çekim ile meydana gelmiş önemli bir grabenleşme olayı da aynı zamanda yer almaktadır. Genç Kuaterner'deki bu grabenleşme günümüze kadar süregelmektedir (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Arpat ve Bingöl, 1969). Genç Kuaterner'i etkileyen faylar değişik çekim yönleri gösterir. Burdur'da bunlar NW - SE doğrultusundadır (Dumont ve diğ., 1980).

Güneybatı Anadolu'daki sismo - tektonik çalışmaların sonuçlarına göre, Menderes Masifi Bölgesinde NE - SW yönlü bir çekim görülmektedir (Alptekin, 1973; Ritsema, 1974; Papazachos ve Komninakis, 1977).

5.2 Derinlik Kesitleri

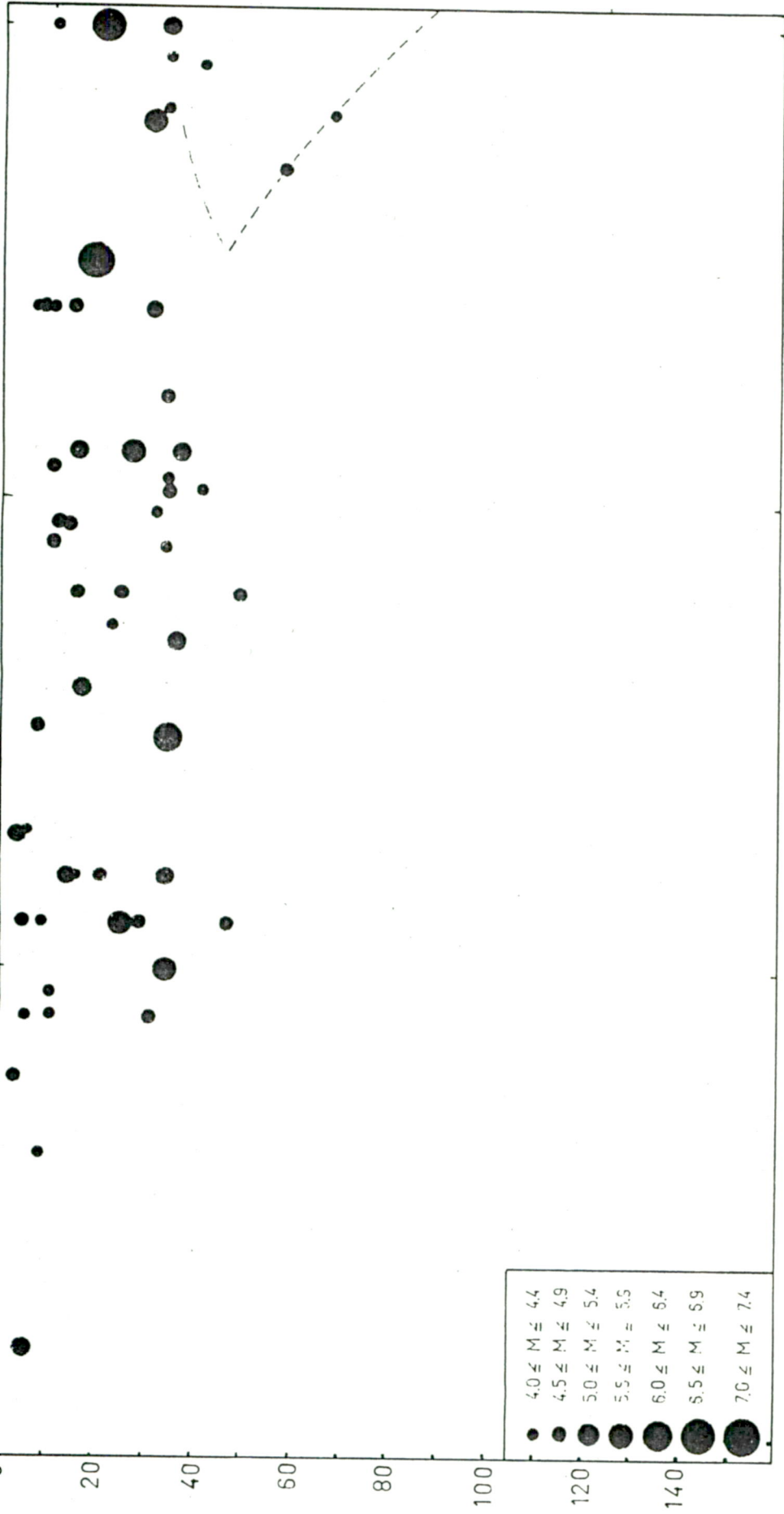
İncelenen bölgenin sismo - tektonik durumunu ayrıntılı olarak görebilmek için enlem ve boylam doğrultularında 0.4 derecelik alanlar için derinlik kesitleri alınmıştır. Bu kesitlerin yorumlanmasında korelasyonu sağlamak ve Afrika levhasının Anadolu levhası altına dalım şeklini ve doğrultusunu saptamak için karşılaştırma yoluna gidilmiştir.

Şekil:5.4'de Afrika levhasının Anadolu levhası altına

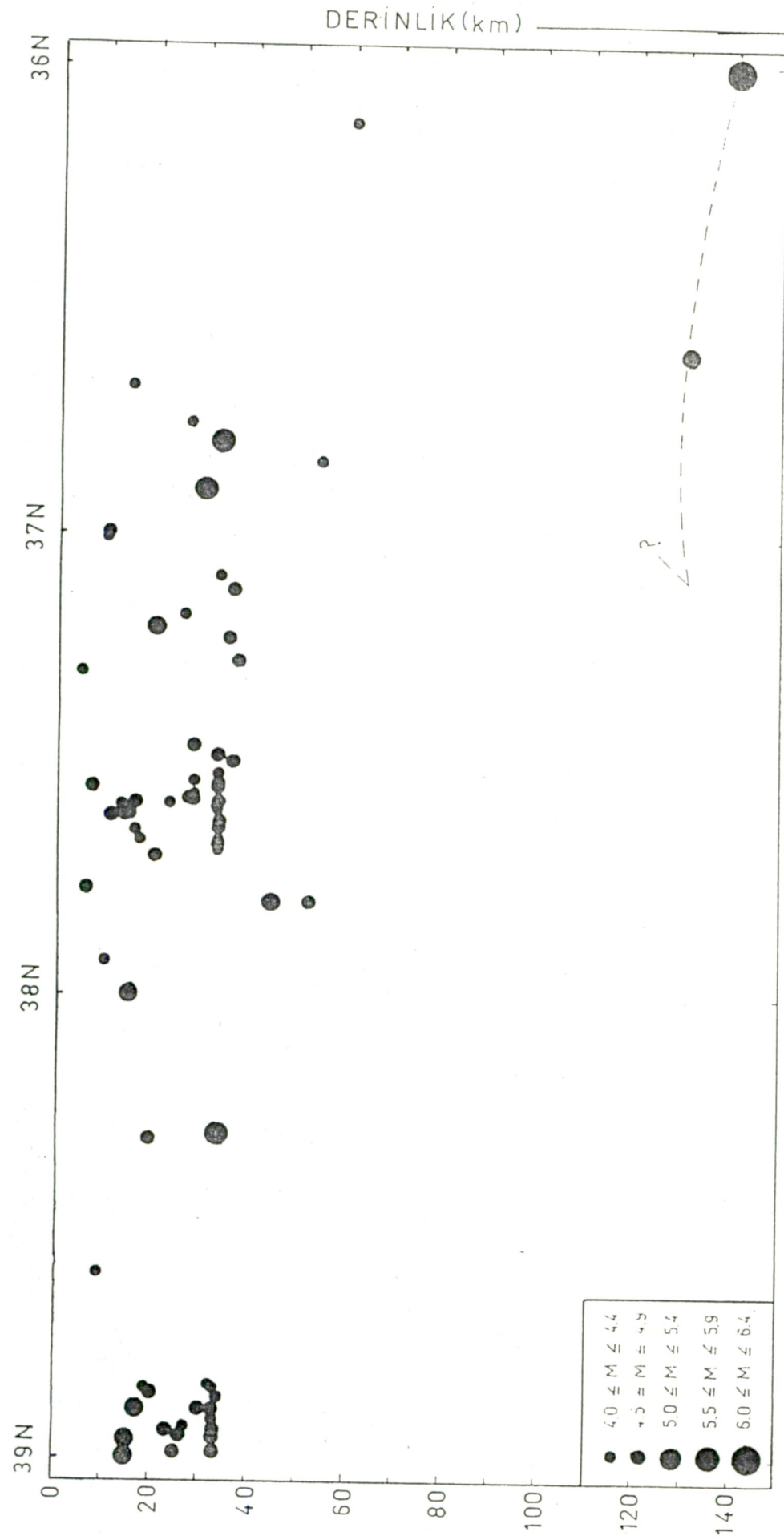


Şekil 5.4 Bölgenin 28.0°E - 28.4°E boylamında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.

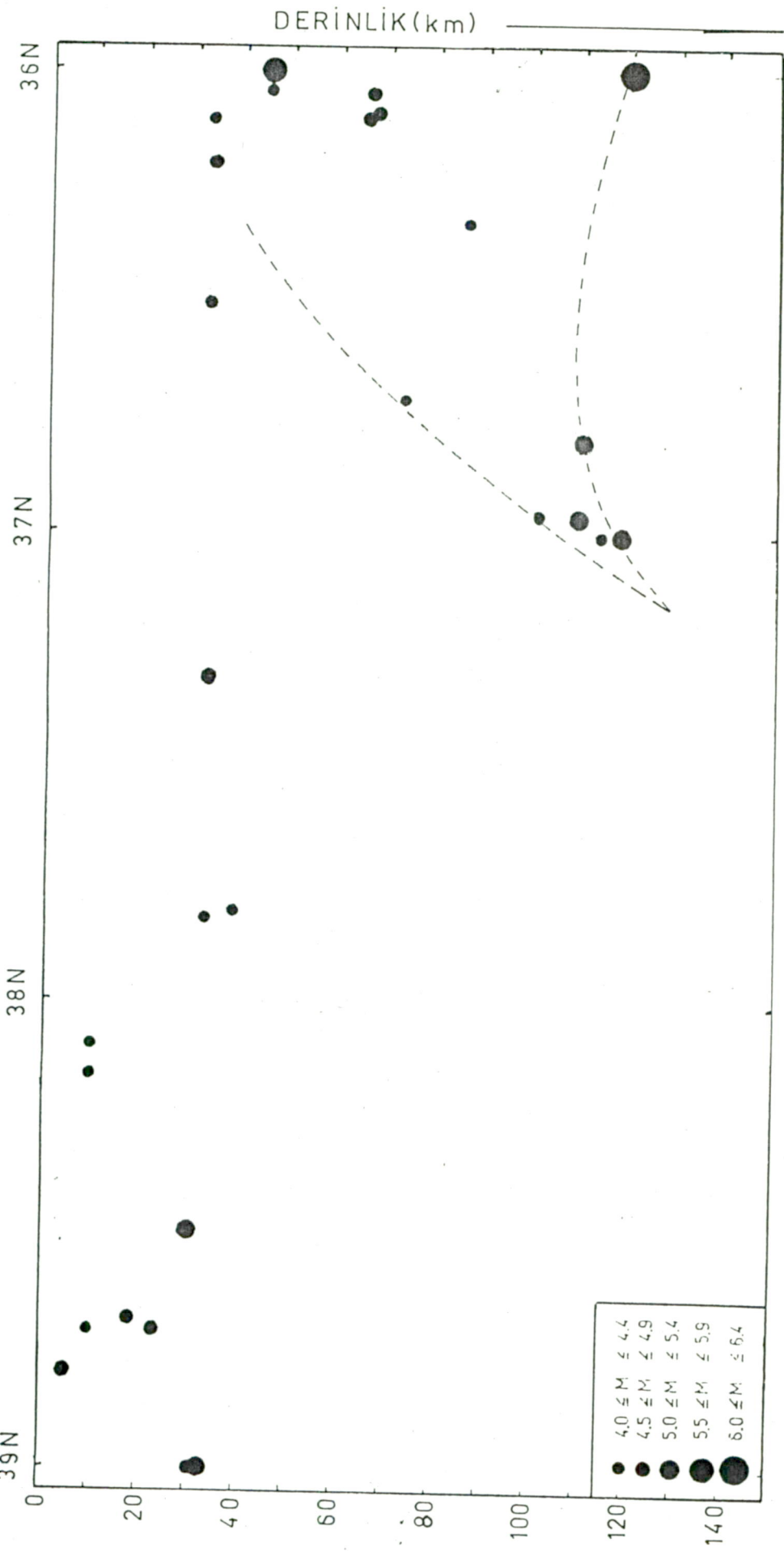
DERİNLİK (km)



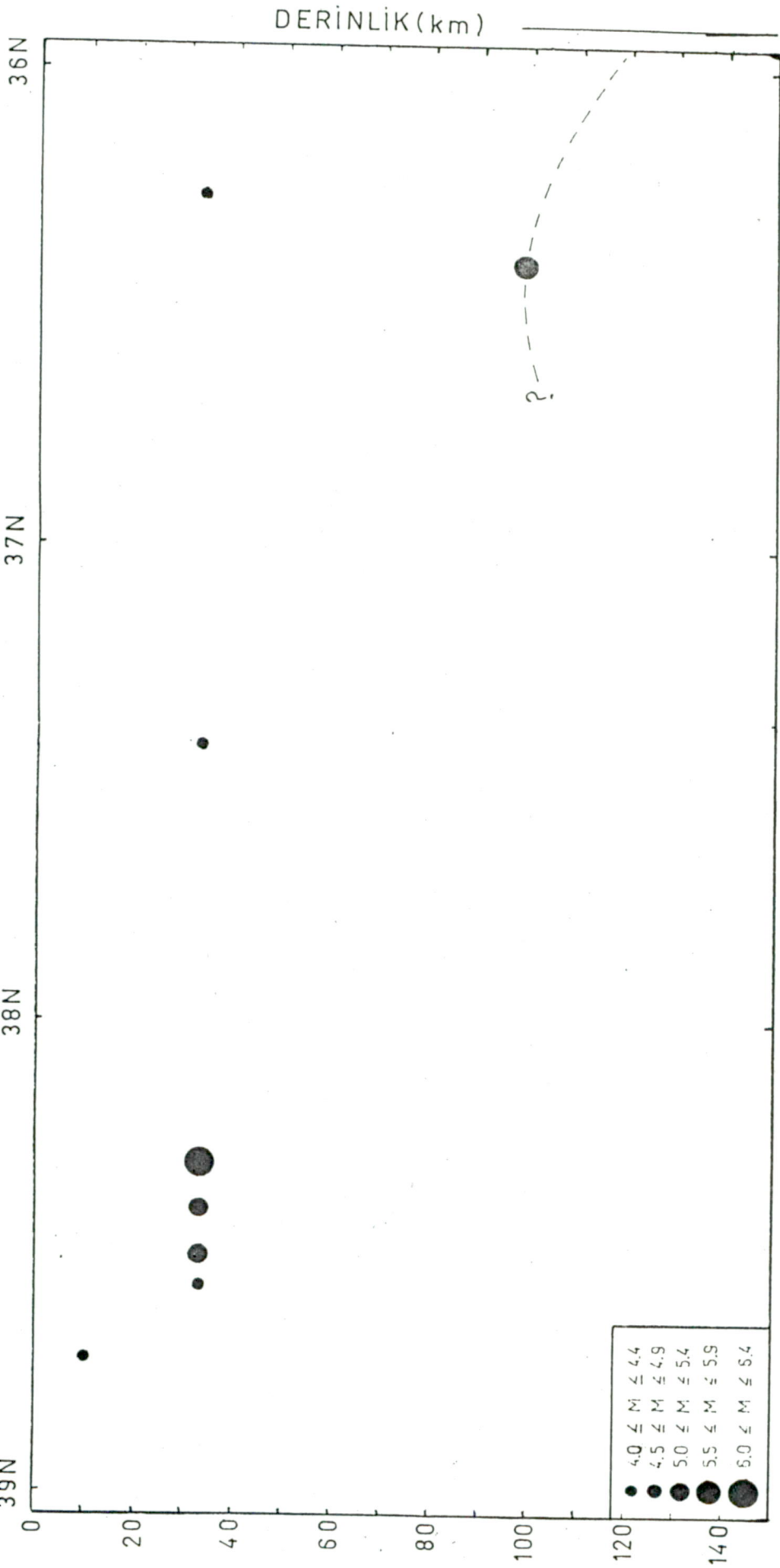
Şekil 5.5 Bölgenin 28.8°E - 29.2°E boylamında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



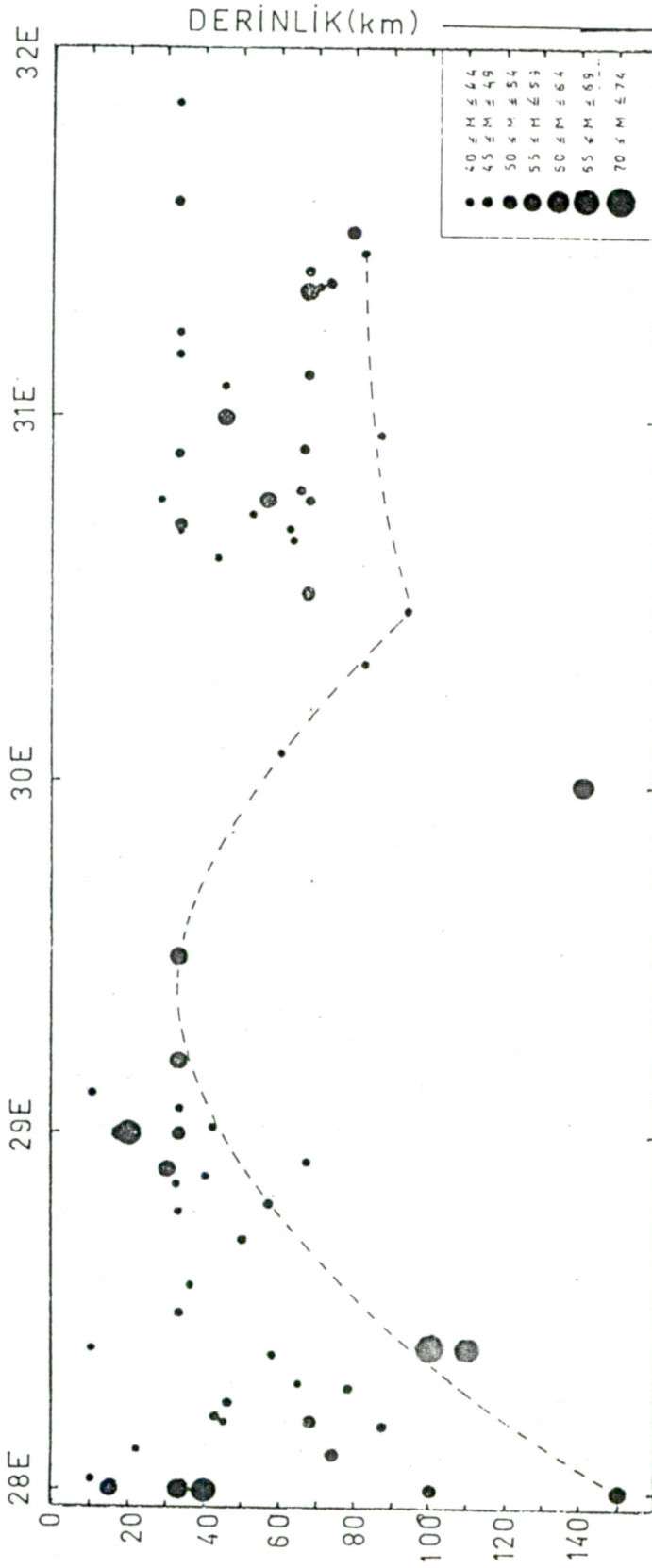
Şekil 5.6 Bölgenin 29.8°E -- 30.2°E boylamında 1900 -- 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



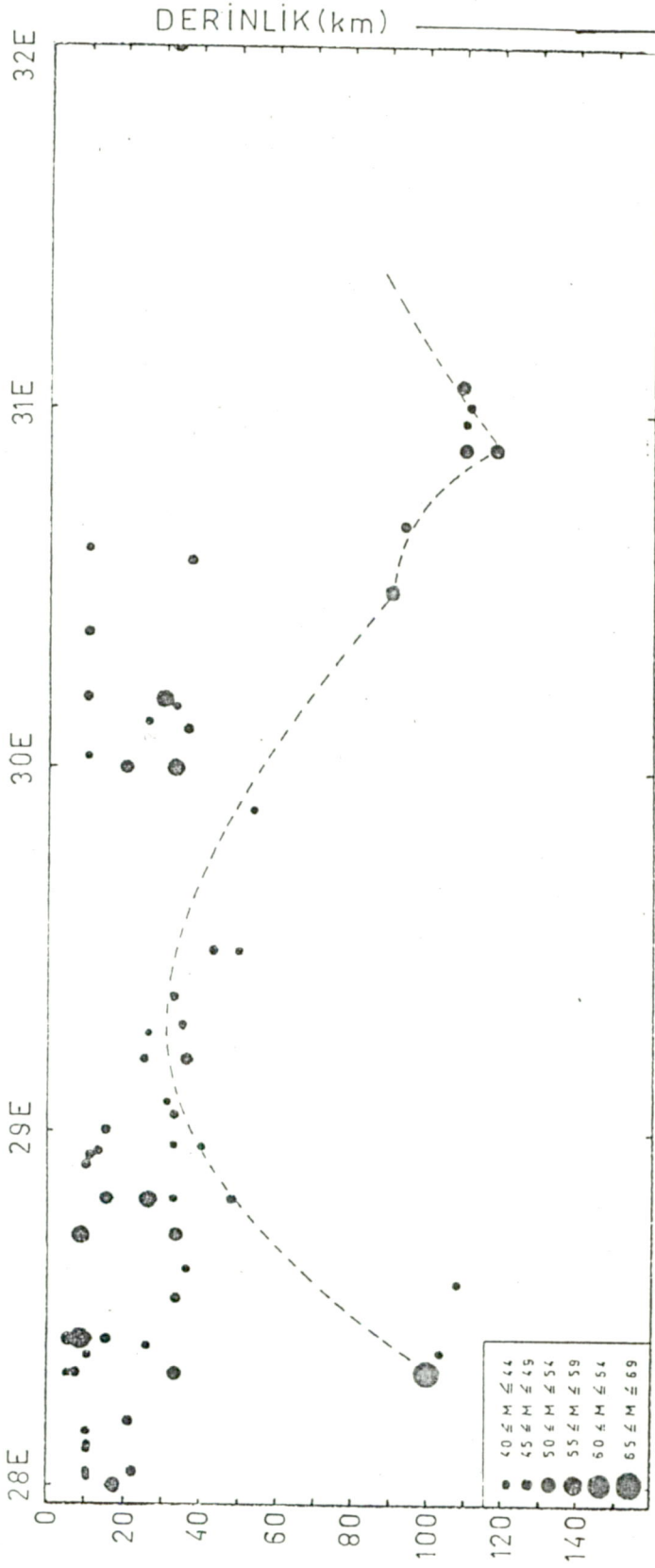
Şekil 5.7 Bölgenin 30.8°E - 31.2°E boylamında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



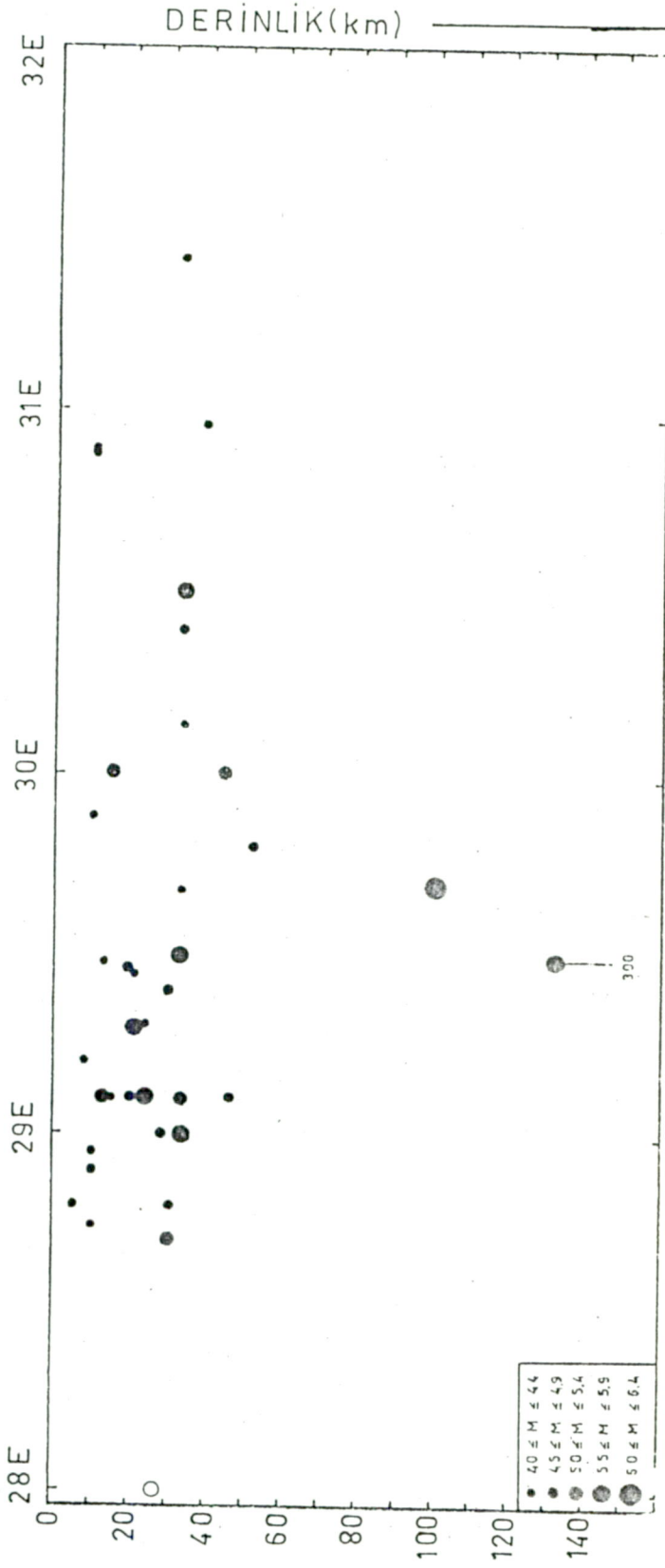
Şekil 5.8 Bölgenin 31.6°E - 32.0°E boylamında 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



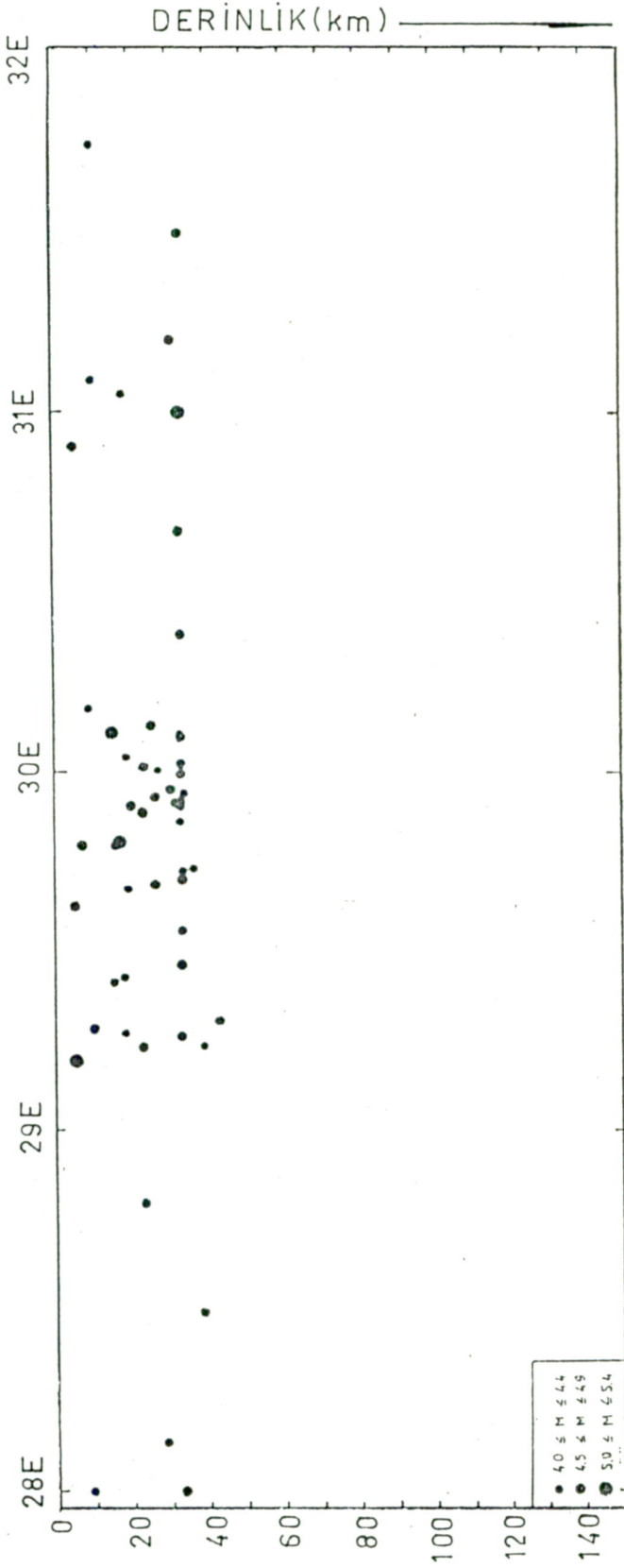
Şekil 5.9 Bölgenin 36.0°N - 36.4°N enleminde 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



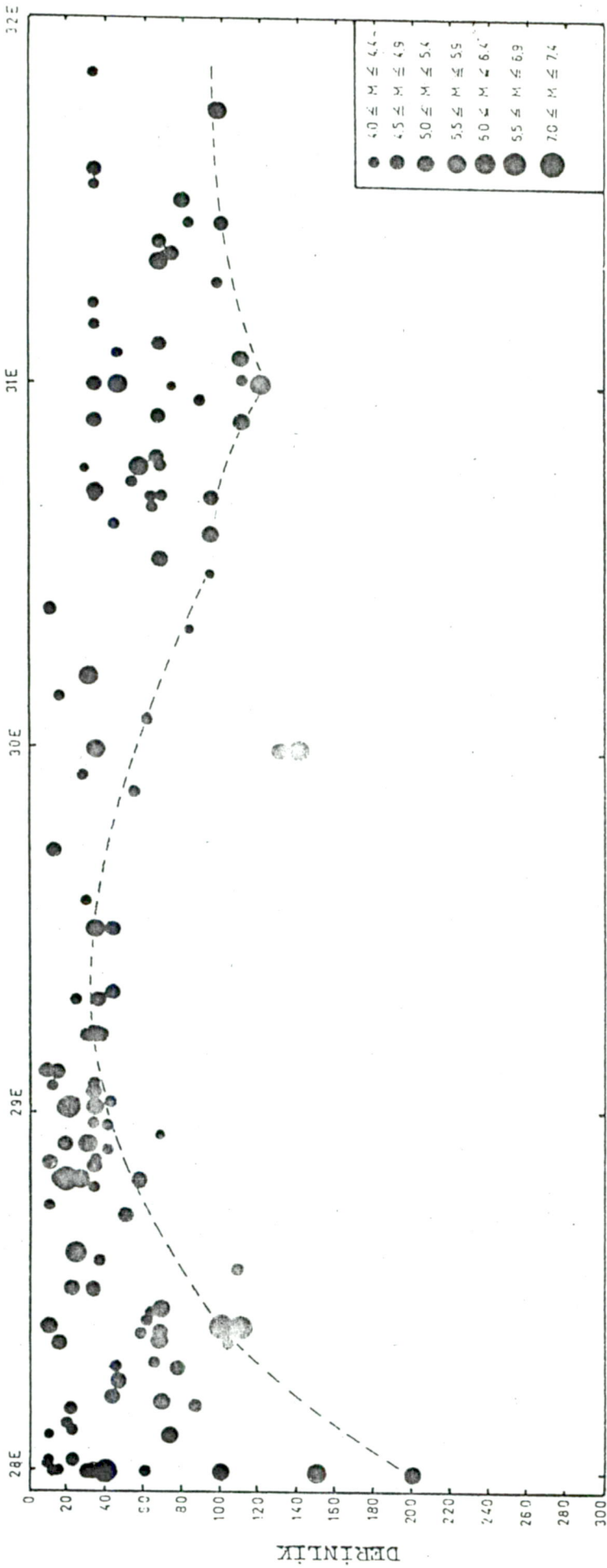
Şekil 5.10 Bölgenin 36.8°N -- 37.2°N enleminde 1900 -- 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



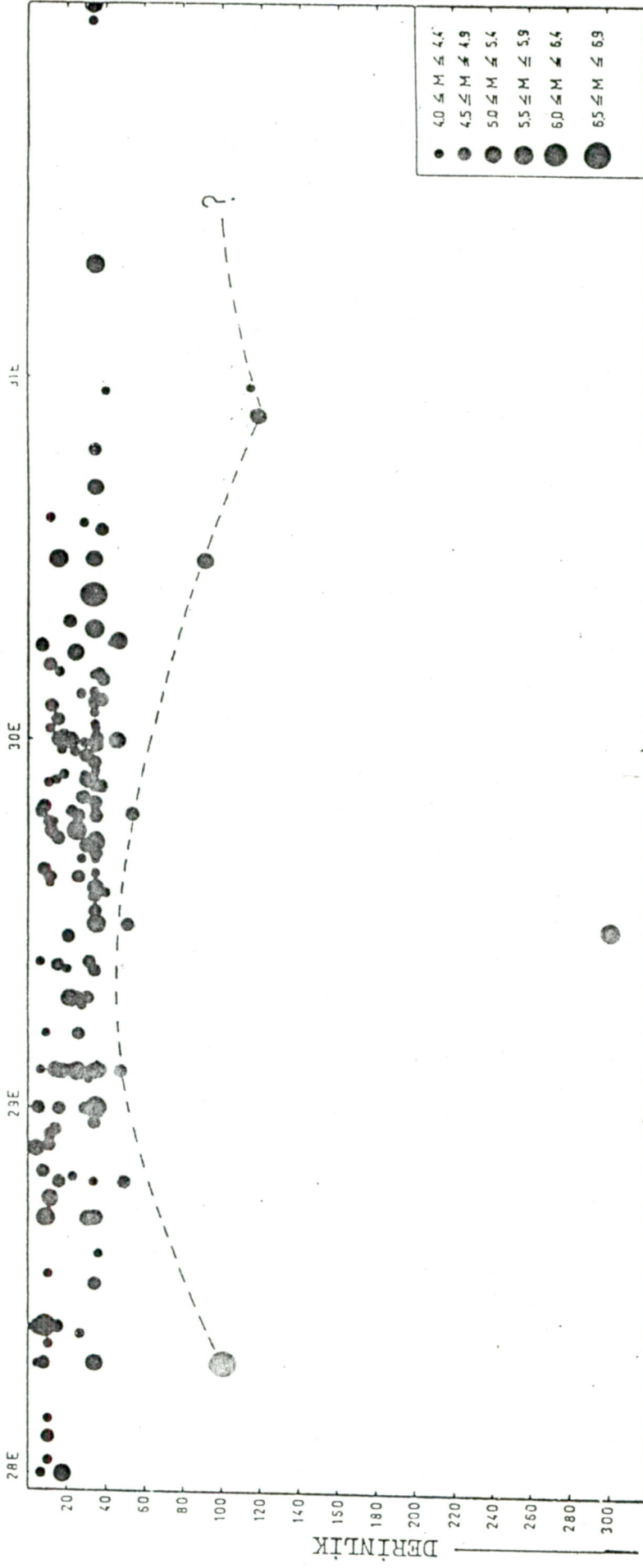
Şekil 5.11 Bölgenin 37.8°N - 38.2°N enleminde 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



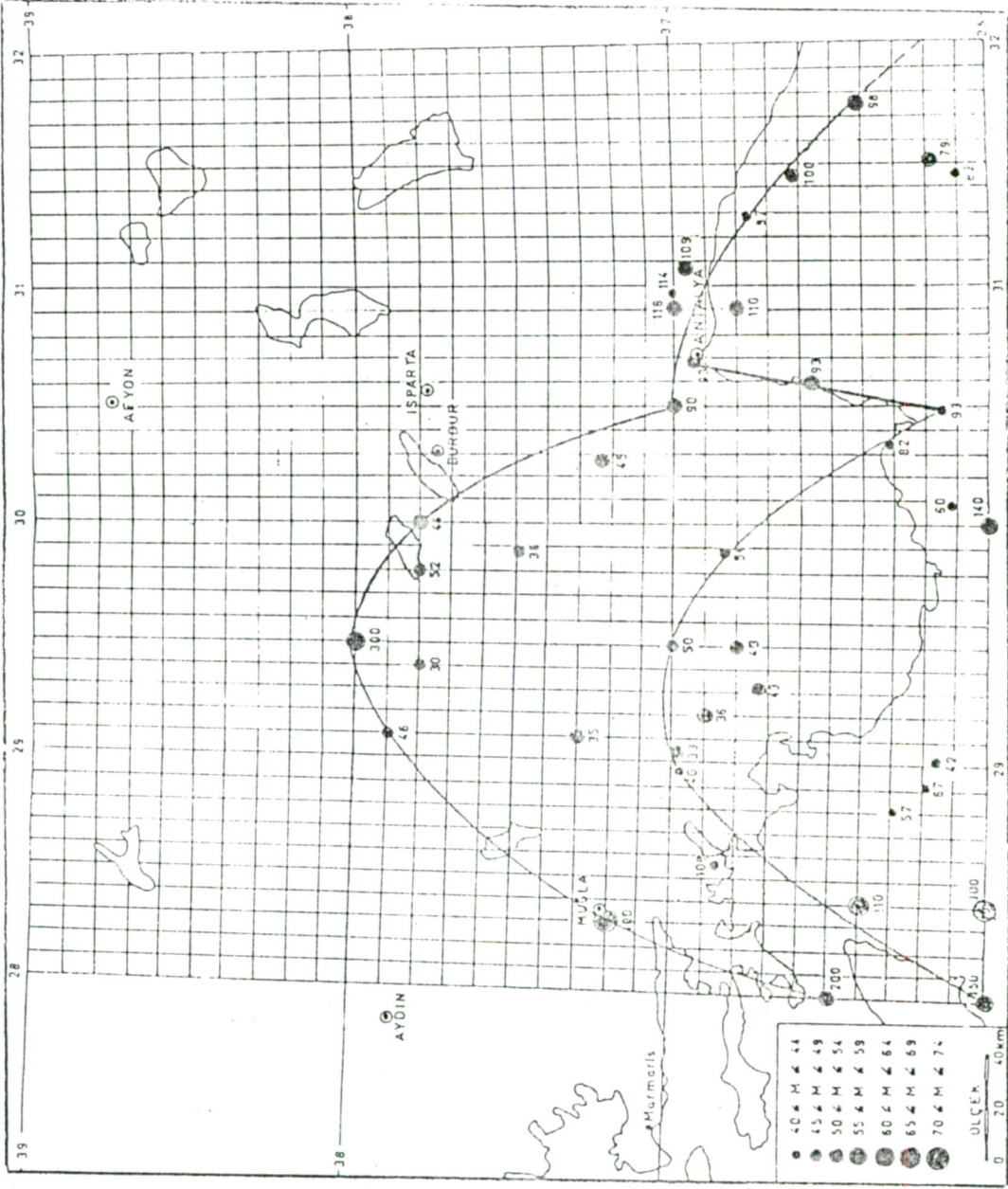
Şekil 5.12 Bölgenin 38.6°N - 39.0°N enleminde 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



Şekil 5.13 Bölgenin 36°N enleminde 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



Şekil 5.14 Bölgenin 37°N enleminde 1900 - 1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin derinlik kesiti.



Şekil: 5.15 Bölgenin 36N ve 37N enlemine ait kesitlerde görülen kapan şeklindeki yapıları oluşturan verilerin yeryü - zündeki dağılımı.

yaklaşık 40° lik bir eğimle daldığı görülür. Bu dalım bir kama görünümünde olup, 28.8 E - 29.2 E boylamında sığ derinliğe doğru bir kapan teşkil etmektedir(şekil:5.5). 29.8 E - 30.2 E boylamının güneyinde tekrar derin depremlerin olduğu görülmektedir(şekil: 5.6). Bu depremler muhtemelen daha doğuda yer alan 30.8 E - 31.2 E boylamında bariz bir şekilde görülen ve yaklaşık eğimi 50° olan kama şeklindeki yapının batı kesimiyle ilgilidir(şekil: 5.7). Doğu kısmında ise aynı yapının daha sığ derinliğe doğru devam ettiği düşünülmektedir(şekil: 5.8).

36.0 N - 36.4 N enlemine ait kesit incelendiğinde, derin depremlerin batı kesiminde yer aldığı görülür(şekil: 5.9). Burada görülen yapının sınırları, depremlerin derinlikleri ya nisıra episantr dağılımı da dikkate alınarak belirlenmiştir. 30.5 E boylamından itibaren levha sınırında bir değişim söz konusudur. 37.0 N enlemindeki durum; şekil: 5.9'da görülen yapıyla yaklaşık aynı karakterdedir. Fakat, 30.5 E boylamından 31.0 E boylamına doğru daha derin olan depremler farklı bir yapı arz etmektedir(şekil: 5.10). Bu kesitte görülen $h = 300$ km. ve $h = 100$ km. derinliğindeki depremler, bölgenin güneyindeki yapıyla ilgili değildir. Bölgenin kuzeyine doğru gidildikçe deprem olaylarının Moho süreksizliğine kadar olan kabuk içerisinde kaldığı görülür. Enlemlere paralel olarak alınan kesitlerin bir nevi birleştirilmesiyle şekil(5.13) ve şekil(5.14)'de görülen yapı kesitleri ortaya çıkmaktadır.

Enlemlere paralel olarak alınan kesitlerin gösterdiği tektonik yapıyı oluşturan sismik verilerin yeryüzündeki dağılımını bölgenin kuzeyine doğru bir dalım gösterir(şekil: 5.15). Hiposantir'ları Moho süreksizliğinden daha derin olan depremler 38.0 N enleminden daha kuzeye geçmemektedir. Bu bölümde sunulan ve daha önce yapılan çalışmalarda belirtildiği gibi

Ege ve Kıbrıs yay kuşakları Burdur civarında kesişirler. İki yay kuşağı arasında görülen sığ odaklı depremler, derinlik kesitlerinde sınırları belirlenen kapan şeklindeki yapının sırtını teşkil etmektedir. Yine derinlik kesitleri ve yüzeydeki episantr dağılımı incelendiğinde; Yardımcı burnu ile Antalya arasında bir fay olduğu görülür. Bunun, levha hareketlerine bağlı olarak gelişen doğrultu atımlı bir fay olduğu düşünülmektedir.

Afrika levhasının Anadolu yarımadası altına dalımı, Antalya'nın doğusunda ve batısında farklı eğim ve hız'da gelişmektedir. Doğuda daha sığ derinlikte olan dalımın eğimi fazla olmasına karşın batıda derine doğru inen levhanın dalım eğimi daha azdır.

BÖLÜM 6

SONUÇLAR

Bölgenin deprenselliğini incelemek amacıyla yapılan bu çalışmada, deprensellik yanında, sismolojik veriler özellikle levha tektoniği açısından değerlendirilmeye çalışılmıştır.

Bölgede meydana gelmiş tarihsel ve aletsel dönemlere ait depremler araştırılıp, incelenerek başlıca şu sonuçlar elde edilmiştir.

1. Göller Bölgesinde meydana gelen depremler genellikle sığ odaklı olup, güneye, Akdeniz'e doğru gidildikçe odak derinlikleri artmakta ve 100 - 150 km ye kadar ulaşmaktadır.

2. Isparta ve Burdur illerinin kuzeyinde ve güneydoğusunda deprem oluşumu itibariyle sakin alanlar bulunmaktadır.

3. Göller Bölgesinin frekans - magnitüd bağıntısı $M \geq 4.0$ için;

$$\log N = 6.31 - 0.85$$

olarak bulunmuştur. Daha önce yapılan çalışmalara oranla a ve b değerlerinde bir artış görülmüştür. a parametresi, gözlem periyodunun ve sismik aktivitenin artmasıyla artmıştır. Bölgede, son senelerde oluşan depremlerin genellikle sığ odaklı olması ve incelenen zaman periyodunun genişlemesiyle b de de artış meydana gelmiştir.

4. Bölgenin sismotektonik durumunu incelemek amacıyla enlem ve boylamlar boyunca 0.4° lik alanlar için derinlik kesitleri hazırlanmıştır. Bu kesitler şu şekilde yorumlanabilir.

a) Bölgenin güneybatısında Afrika levhası, Anadolu

levhasının altına yaklaşık 40° lik bir eğimle dalmaktadır. Bu zon'da görülen 100 - 150 km derinlikteki deprem odakları doğuya doğru sığlaşmakta, 30° E boylamından itibaren tekrar derinleşmektedir.

b) Buna göre, Afrika levhası kuzeye doğru kubbemsi bir yapı oluşturarak Anadolu levhası altına dalmaktadır(Şe - kil 5.13 ve 5.14). Bu dalım zaman itibariyle oldukça gençtir. Afrika levhasının, Anadolu levhası altına dalımı, Antalya'nın doğusunda ve batısında farklı eğim ve hızda gelişmektedir. Doğuda daha sığ derinlikte olan dalımın eğimi fazla olmasına karşın, batıda, derine doğru inen levhanın eğimi daha azdır.

Bölge için genel olarak hesaplanan ve yıllık ortalama oluşumlara dayanan sismik risk hesabında $M \approx 5.0$ olan bir depremin geri dönüş periyodu 63 yıldır. 12.5.1971 Burdur depremi büyüklüğüne karşı gelen yaklaşık 150 cm/ sn^2 lik bir ivme değerinin, Burdur ve civarı için aşılma olasılığı % 1.58 olarak bulunmuştur.

ÖNERİLER:

Bölge depremsellik ve tektonik yönleriyle araştırılmaya değer nitelikte ve önemlidir. Bölgede kurulacak yerel sismograf örücü(şebeke) bu amaçlar için gerekli verileri sağlayacaktır. 1 derece deprem bölgesi olan bu alan için böyle bir sistemin kurulup çalıştırılması günümüz teknolojisi açısından gerekli ve zorunlu olmaktadır.

ÇALIŞMADA KULLANILAN DEPREM PARAMETRELERİ

YIL	AY	GL	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1900	09	20	00	00	0.0	37800N	29100E	6.8	
1902	06	21	00	00	0.0	37800N	29100E	4.3	15
1903	03	04	04	00	0.0	39000N	29000E	5.5	20
1904	01	01	11	38	0.0	37800N	29100E	4.8	20
1906	06	09	17	00	0.0	36700N	29000E	3.8	
1910	06	11	24	16	4.7	37500N	29000E	4.2	07
1911	04	07	21	45	0.0	37800N	28700E	5.3	30
1914	10	03	22	42	0.0	36000N	30000E	6.0	140
1914	10	03	22	07	0.0	37700N	30040E	6.9	32
1914	10	03	23	23	0.0	38000N	30000E	4.7	15
1914	10	04	00	22	0.0	38000N	30000E	4.7	15
1914	10	04	02	07	0.0	38000N	30000E	4.7	15
1914	10	04	15	50	0.0	38000N	30000E	5.0	15
1914	10	04	16	20	0.0	38000N	30000E	4.4	15
1914	10	04	17	50	0.0	38000N	30000E	4.4	15
1914	10	04	18	10	0.0	38000N	30000E	4.4	15
1914	10	04	18	48	0.0	38000N	30000E	4.7	15
1914	10	04	20	28	0.0	38000N	30000E	5.1	15
1914	10	05	12	09	0.0	38000N	30000E	4.5	15
1914	10	06	12	30	0.0	38000N	30000E	4.6	15
1914	10	08	16	13	0.0	38000N	30000E	4.6	15
1914	10	10	13	13	0.0	38000N	30000E	4.8	15
1914	10	11	09	45	0.0	38000N	30000E	4.6	15
1914	10	13	20	38	0.0	38000N	30000E	5.2	15
1914	10	15	00	13	0.0	38000N	30000E	4.5	15
1917	06	13	12	15	0.0	38000N	30000E	4.8	15
1918	01	16	07	13	0.0	37600N	29000E	4.6	15
1918	03	17	13	12	0.0	37400N	29000E	5.6	15
1918	03	17	13	45	0.0	36000N	28000E	4.8	15
1918	03	23	02	13	0.0	36000N	28000E	5.5	15
1919	07	18	07	01	0.0	36000N	28000E	5.6	15
1919	07	20	00	03	2.0	36000N	28000E	5.2	15
1919	08	24	18	16	1.8	36000N	28000E	4.8	15
1920	05	01	06	34	4.0	37000N	28700E	5.4	0
1920	06	12	01	20	0.0	37500N	29000E	5.2	0
1920	07	02	14	13	0.0	37500N	29000E	4.2	0
1920	07	04	12	17	5.8	37500N	29000E	5.0	0
1920	09	28	15	45	4.0	37500N	29000E	5.2	0
1921	04	13	04	54	0.5	36000N	29500E	5.7	0
1921	05	22	21	23	1.6	38400N	28180E	5.2	0
1922	06	03	04	14	0.0	37400N	28700E	5.1	0
1922	08	11	08	19	3.6	36000N	29050E	5.1	0
1922	08	13	00	09	5.3	36000N	28000E	6.2	0
1922	08	13	12	46	0.0	36000N	28000E	6.7	0
1922	11	20	04	24	4.4	36000N	28000E	5.8	0
1922	12	06	14	01	0.0	37500N	29000E	4.5	0
1923	09	11	10	14	4.8	38000N	29500E	5.2	0
1924	09	10	11	59	3.0	37000N	30200E	4.6	0
1924	11	20	20	27	4.1	37000N	30200E	5.3	0
1925	07	08	19	42	0.0	38300N	30200E	5.5	0
1925	07	09	07	22	0.0	37400N	30500E	4.9	0
1925	07	09	08	27	0.0	37400N	30500E	4.8	0
1925	07	15	10	05	0.0	37400N	30500E	4.7	0
1925	08	05	05	01	0.0	37400N	30500E	4.5	0
1925	08	07	06	46	2.7	37400N	30500E	4.5	0
1925	08	07	06	46	3.7	38000N	30500E	5.9	0
1925	08	07	16	12	5.6	37400N	30500E	4.5	0

Y IL	AY	GU	SA	CA	SEC	ENLEM	PCYLAM	MAG	h
19225	08	07	17	32	0.0	37400N	305000E	4.4	
19225	08	07	18	02	0.0	37400N	305000E	4.4	
19225	08	08	03	04	1.2	37400N	305000E	4.8	
19225	08	09	17	16	4.0	37400N	305000E	4.8	
19225	08	12	00	05	2.0	37400N	305000E	4.4	
19225	08	16	20	58	5.4	37400N	305000E	4.1	
19225	08	16	22	20	0.0	37400N	305000E	4.2	
19225	08	18	05	14	0.0	37400N	305000E	4.5	
19225	08	28	08	58	0.0	37400N	305000E	4.3	
19225	09	01	08	16	2.0	38000N	290000E	4.6	
19225	09	03	09	52	0.0	38000N	290000E	4.5	
19225	09	14	09	06	4.5	39000N	310000E	5.1	
19225	09	20	18	06	5.2	39000N	310000E	5.8	
19226	12	18	02	28	4.2	37400N	304000E	5.1	
19226	01	13	01	46	4.4	38000N	295000E	5.7	3
19226	01	13	08	08	2.4	38000N	295000E	5.6	
19226	03	01	20	01	4.2	36800N	300000E	5.8	
19226	03	16	00	00	0.0	37800N	291000E	5.1	
19226	03	16	17	53	0.0	37500N	290000E	6.0	
19226	06	26	19	46	1.5	36000N	284000E	7.4	1000
19226	06	27	02	13	1.2	36000N	280000E	5.3	1000
19226	12	16	17	53	5.0	39000N	310000E	5.6	
19226	12	20	00	10	3.1	39000N	310000E	5.0	
19227	02	07	06	04	3.6	39000N	310000E	5.2	
19227	02	19	23	35	2.8	37000N	287000E	4.8	
19227	06	05	08	24	5.8	36000N	281000E	6.2	1
19228	03	31	05	12	2.4	38500N	280000E	4.5	
19228	04	02	00	00	0.0	38500N	280000E	4.6	
19228	04	13	00	00	0.0	38500N	280000E	4.6	
19229	05	08	12	27	3.0	38000N	295000E	4.5	
19229	08	04	05	03	5.4	36500N	310000E	4.9	
19230	09	11	12	36	4.9	37500N	313000E	5.5	
19231	01	11	00	00	0.0	38300N	314000E	5.5	
19231	01	12	15	06	0.9	38500N	320000E	4.5	
19231	01	12	15	55	3.4	38500N	315000E	5.0	
19231	01	28	00	00	0.0	38300N	314000E	5.5	
19231	04	09	00	00	0.0	38300N	315000E	6.0	
19232	05	14	03	45	0.0	36000N	285000E	4.7	
19233	07	19	20	07	0.8	38200N	297000E	6.0	1000
19233	07	19	20	07	1.0	38200N	297000E	6.0	1000
19233	07	24	00	00	0.0	37800N	291000E	5.1	
19233	08	17	06	24	4.0	37000N	287000E	4.5	
19234	06	19	18	43	0.5	36500N	310000E	5.2	
19234	06	19	18	43	1.5	39000N	310000E	5.3	
19234	11	19	00	00	0.0	38800N	305000E	4.5	
19236	08	02	18	21	0.8	38000N	295000E	4.8	
19236	08	02	22	41	0.9	38000N	295000E	4.8	
19236	08	03	04	01	3.6	36500N	310000E	4.7	
19236	08	10	06	31	5.7	36500N	310000E	4.5	
19236	08	12	22	24	2.0	37000N	287000E	4.9	
19237	05	29	15	22	4.0	36300N	307000E	5.0	
19238	01	16	13	37	1.5	36500N	280000E	5.2	2000
19238	07	02	12	26	3.2	39000N	280000E	5.5	
19239	01	02	04	35	2.2	36300N	307000E	5.5	
19239	03	13	03	36	4.5	36000N	290000E	5.0	
19239	07	24	22	05	0.1	37200N	283000E	4.8	

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1940	1	4	0	0	0.0	37700N	29100E	3.9	05
1941	5	23	19	51	0.0	37200N	28400E	6.0	08
1941	5	23	19	25	0.0	37200N	28400E	4.5	10
1941	5	23	20	34	0.0	37200N	28400E	5.3	10
1941	5	23	23	0	0.0	37200N	28400E	5.2	10
1941	6	7	19	52	0.0	37200N	28300E	4.4	05
1941	6	23	8	0	0.0	37200N	28300E	4.9	07
1941	9	21	22	40	0.0	37200N	28300E	5.2	33
1941	10	14	0	0	0.0	37200N	28400E	4.6	15
1941	12	13	6	15	0.0	37200N	28300E	6.5	100
1942	2	5	1	15	0.0	38900N	29800E	5.4	17
1943	1	1	0	0	0.0	37200N	28400E	5.1	05
1943	1	8	23	56	0.0	37000N	28000E	5.2	17
1943	10	16	13	8	0.0	36400N	28400E	6.6	110
1943	11	15	11	43	0.0	36900N	28800E	5.2	15
1943	11	20	10	1	0.0	36900N	28800E	5.6	26
1945	12	21	18	35	0.0	37900N	29000E	4.7	04
1946	4	12	7	36	0.0	38200N	28000E	5.0	27
1946	7	16	19	45	0.0	38500N	31000E	5.2	30
1947	1	27	3	31	0.0	37700N	30600E	5.4	--
1947	5	3	4	14	0.0	39000N	30000E	5.3	15
1948	1	13	14	30	0.0	38100N	28800E	4.8	30
1948	4	30	14	50	0.0	36000N	31000E	5.8	45
1948	8	10	13	26	0.0	38400N	29400E	4.9	25
1948	8	20	0	0	0.0	38100N	28800E	3.9	05
1949	5	8	9	36	0.0	38400N	29000E	4.1	08
1950	1	2	13	43	0.0	38000N	30000E	4.1	15
1950	6	4	14	11	0.0	36500N	28500E	4.8	22
1951	2	2	23	59	0.0	37000N	30500E	5.4	90
1951	11	11	13	43	0.0	36000N	29000E	4.5	--
1952	9	23	20	30	0.0	36900N	29300E	4.7	35
1953	1	12	9	31	0.0	36000N	28000E	4.3	--
1953	7	22	15	9	0.0	39000N	28400E	5.2	25
1954	4	8	4	18	0.0	37200N	29200E	4.8	25
1956	5	5	20	42	0.0	37000N	28200E	4.1	--
1956	5	5	22	29	0.0	37000N	28200E	4.1	--
1957	2	5	17	20	0.0	36200N	28400E	4.3	10
1957	4	24	19	10	0.0	36000N	29000E	6.7	20
1957	4	25	2	25	0.0	36500N	28800E	7.0	18
1957	4	25	7	52	0.0	36500N	28900E	4.5	18
1957	4	26	6	33	0.0	36200N	28900E	5.9	30
1957	4	26	16	9	0.0	36300N	29100E	4.1	--
1958	5	23	19	49	0.0	36500N	28000E	4.1	13
1958	12	9	8	54	0.0	36500N	28000E	4.3	15
1958	12	19	3	27	0.0	37400N	29100E	5.0	16
1959	1	6	18	29	0.0	36800N	29200E	4.3	--
1959	1	6	19	59	0.0	36800N	28000E	4.1	--

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1959	1	7	22	21	0.0	36600N	29100E	4.4	07
1959	1	9	18	9	0.0	37000N	29100E	4.3	--
1959	1	11	4	27	0.0	36600N	29100E	4.5	14
1959	1	17	2	53	0.0	36700N	29100E	4.3	--
1959	1	20	11	15	0.0	36500N	29000E	4.3	--
1959	1	20	20	41	0.0	36700N	28700E	4.2	--
1959	1	26	11	38	0.0	37000N	29500E	4.8	50
1959	1	26	16	15	0.0	36700N	29000E	4.3	--
1959	3	1	19	56	0.0	37000N	29000E	4.3	--
1959	4	25	0	26	0.0	37000N	28700E	5.9	08
1959	4	25	1	5	0.0	36600N	28400E	5.2	10
1959	6	9	11	21	0.0	36500N	28700E	4.3	--
1959	6	10	6	42	0.0	36800N	29100E	4.3	--
1959	12	8	9	35	0.0	37200N	28800E	4.8	15
1960	1	9	3	58	0.0	37200N	29000E	4.8	15
1960	1	15	10	41	0.0	37200N	29000E	4.2	--
1960	1	17	21	45	0.0	37200N	29000E	4.2	--
1960	1	19	0	5	0.0	36900N	28800E	4.2	--
1960	1	19	21	27	0.0	36700N	28800E	4.3	--
1960	1	20	18	11	0.0	36700N	28800E	4.3	--
1960	1	21	11	6	0.0	36700N	28800E	4.3	--
1960	1	21	11	30	0.0	36700N	28800E	4.3	--
1960	1	21	19	52	0.0	36500N	28200E	4.2	--
1960	1	26	3	12	0.0	36500N	28500E	4.2	--
1960	1	26	13	5	0.0	36600N	29100E	4.9	08
1960	1	26	13	13	0.0	36800N	28800E	4.3	--
1960	1	26	13	34	0.0	36800N	28800E	4.3	--
1960	1	26	20	7	0.0	36600N	28700E	4.3	--
1960	1	27	2	28	0.0	36600N	28700E	4.3	--
1960	1	28	4	31	0.0	36600N	29100E	4.1	08
1960	1	29	16	44	0.0	36800N	28800E	4.3	--
1960	1	31	23	6	0.0	36800N	29000E	4.1	--
1960	2	6	22	21	0.0	36000N	28500E	4.3	--
1960	4	8	2	45	0.0	36200N	28200E	4.2	--
1961	3	25	2	45	0.0	37400N	29400E	4.0	05
1961	5	23	2	45	0.0	36500N	28600E	6.3	24
1961	6	21	16	12	0.0	37800N	29100E	5.0	13
1963	2	16	6	21	0.0	36700N	28000E	4.1	60
1963	3	11	7	27	0.0	37900N	29100E	5.6	24
1963	5	23	10	14	0.0	36600N	30000E	5.4	130
1963	7	8	16	2	0.0	36600N	28000E	4.7	30
1963	7	26	16	12	0.0	37200N	29100E	4.3	--
1963	7	26	19	47	0.0	36800N	28900E	4.1	--
1963	7	30	4	23	0.0	36500N	28500E	3.9	--
1963	9	29	13	35	0.0	36600N	29200E	4.6	30
1963	11	22	20	26	0.0	37300N	29800E	4.4	05
1963	11	22	21	41	0.0	37200N	30000E	5.1	20

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1964	1	29	22	29	0.0	36400N	28900E	3.9	--
1964	1	30	17	45	0.0	36900N	30200E	5.7	30
1964	3	31	9	33	0.0	36300N	28800E	4.7	57
1964	4	25	1	11	0.0	37800N	29800E	4.5	52
1964	6	8	16	49	0.0	36300N	28300E	4.4	65
1964	7	16	17	40	0.0	36100N	30800E	4.6	65
1964	8	25	11	11	0.0	36100N	28700E	4.9	50
1964	8	27	19	32	0.0	36000N	29000E	5.4	18
1964	10	13	10	30	0.0	36900N	28300E	4.4	--
1965	1	29	7	29	0.0	37000N	28000E	4.5	--
1965	3	2	22	0	0.0	38300N	28100E	5.5	32
1965	3	3	1	37	0.0	38300N	28500E	4.5	42
1965	3	26	20	29	0.0	36800N	30900E	5.3	110
1965	6	13	20	1	0.0	37800N	29300E	5.7	21
1965	6	17	2	58	0.0	37800N	29400E	4.7	30
1965	0	12	9	51	0.0	37600N	29300E	4.6	23
1965	9	19	14	3	0.0	38900N	28000E	4.3	09
1965	10	4	1	50	0.0	37900N	29200E	4.2	08
1965	12	2	6	45	0.0	37700N	29300E	4.6	29
1966	1	13	1	44	12.6	38400N	28500E	4.4	33
1966	1	22	0	23	42.1	37700N	30000E	4.9	20
1966	2	8	13	16	21.3	36200N	28100E	5.3	74
1966	3	25	23	17	0.0	39000N	29300E	4.7	43
1966	3	29	2	36	0.0	38000N	28800E	4.0	--
1966	3	29	23	22	0.0	38300N	29100E	3.9	--
1966	4	1	13	15	0.0	38700N	28500E	4.7	38
1966	5	9	3	51	8.0	37000N	30900E	5.0	118
1966	5	22	7	37	28.5	38700N	28000E	4.6	33
1966	8	16	21	1	46.6	37200N	28800E	4.6	48
1966	9	25	3	10	0.0	37800N	30000E	5.1	44
1966	11	3	13	17	50.8	38800N	30900E	4.6	05
1966	12	29	7	41	18.7	36200N	30900E	4.6	33
1967	5	22	19	46	1.4	36734N	29320E	4.5	43
1967	6	1	10	39	22.8	36900N	29200E	5.0	36
1967	6	13	12	54	10.0	39000N	31200E	4.5	31
1967	6	18	15	28	54.1	36800N	29500E	4.8	43
1967	6	30	4	24	1.2	37700N	30600E	4.4	28
1967	7	1	3	24	42.1	36100N	31400E	4.5	67
1967	7	19	9	6	19.0	37900N	29000E	4.7	28
1967	8	9	0	33	11.8	37100N	28800E	4.2	33
1967	8	26	14	17	57.4	37300N	30800E	4.5	33
1967	9	5	8	31	1.1	36700N	29300E	4.4	24
1967	10	26	4	55	58.3	37300N	29100E	5.1	35
1967	11	13	6	50	3.3	37600N	29100E	4.6	46
1968	7	4	2	27	54.0	36880N	28554E	4.4	108
1968	11	3	18	39	58.8	38819N	29190E	5.0	05
1968	11	3	18	44	2.1	36610N	29720E	4.6	12

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1969	1	8	3	4	49.1	37817N	31130E	4.3	33
1969	1	14	23	12	7.9	38175N	29203E	5.5	33
1969	3	4	1	47	25.5	36963N	31075E	5.0	109
1969	3	12	14	54	5.3	36767N	31287E	4.3	97
1969	3	25	13	28	49.8	38746N	28410E	4.8	40
1969	3	25	14	40	19.9	38506N	29326E	4.7	25
1969	3	28	1	48	30.4	38587N	28449E	6.0	09
1969	3	28	5	40	10.0	38231N	28968E	4.6	03
1969	4	21	20	57	39.6	36381N	28576E	4.4	36
1969	4	23	21	19	28.6	38565N	31980E	4.2	33
1969	4	24	14	45	48.0	38358N	28671E	4.7	48
1969	4	26	8	25	14.5	36659N	28491E	4.3	33
1969	4	27	10	58	22.0	36463N	28353E	4.7	15
1969	7	11	1	45	25.1	36174N	28854E	4.4	33
1969	9	6	20	30	39.6	36732N	28358E	5.1	67
1969	11	3	13	17	0.0	39000N	31100E	4.6	--
1969	11	15	2	54	37.4	37771N	29809E	4.6	06
1969	12	21	22	1	6.7	36694N	28385E	4.7	68
1970	3	28	21	41	18.6	38987N	29256E	4.6	33
1970	3	28	22	5	27.8	38780N	29789E	4.6	07
1970	3	29	2	40	34.0	38949N	29458E	4.5	33
1970	3	30	6	46	24.4	38970N	28798E	4.5	23
1970	3	30	20	38	0.9	38977N	29620E	4.5	05
1970	3	31	11	57	58.0	38981N	29679E	4.7	26
1970	4	1	17	55	11.2	38958N	29224E	4.5	23
1970	4	3	23	19	38.6	38067N	29479E	4.3	13
1970	4	4	16	48	0.0	38900N	29900E	4.6	33
1970	4	5	5	47	24.8	38872N	29789E	4.5	16
1970	4	10	1	14	0.0	38700N	28400E	4.2	--
1970	4	12	19	55	25.0	38902N	29411E	4.3	15
1970	4	17	20	27	0.0	38900N	29700E	4.0	--
1970	4	18	5	37	0.0	38200N	29400E	4.3	--
1970	4	18	12	31	9.2	38823N	29695E	4.6	33
1970	4	18	23	6	0.0	38800N	29900E	4.1	--
1970	4	19	22	5	54.1	38902N	29909E	4.5	33
1970	4	20	2	23	26.7	38961N	30101E	4.5	33
1970	4	20	18	0	34.0	38832N	29720E	4.4	33
1970	4	20	18	33	13.3	38899N	30656E	4.5	33
1970	4	21	1	33	1.3	38920N	30374E	4.5	33
1970	4	21	18	4	10.3	38976N	29552E	4.3	33
1970	4	23	7	18	29.2	38965N	30112E	5.0	15
1970	4	24	14	37	19.2	36783N	28835E	4.6	33
1970	4	26	23	15	2.7	38854N	29907E	4.4	33
1970	4	27	1	54	10.5	38989N	30129E	4.6	25
1970	4	27	9	34	34.2	38991N	30023E	4.5	33
1970	5	6	21	2	0.0	38900N	29900E	4.2	--

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1970	5	8	2	49	15.6	38903N	29948E	4.7	30
1970	5	8	6	58	59.1	38875N	29935E	4.4	34
1970	5	8	14	0	39.8	38939N	30005E	4.3	27
1970	5	11	16	28	30.8	38922N	30110E	4.3	33
1970	5	14	21	34	4.8	38856N	30039E	4.2	19
1970	5	28	2	52	17.1	38908N	29728E	4.4	36
1970	5	29	23	38	50.8	38120N	29304E	4.3	24
1970	6	20	6	4	24.8	38954N	29924E	4.5	26
1970	9	21	19	8	2.3	38848N	29908E	4.2	32
1970	9	28	19	54	9.4	37102N	28602E	4.2	36
1970	10	19	1	32	27.6	36986N	29042E	4.6	33
1970	10	24	19	34	10.9	37029N	29078E	4.1	31
1970	11	11	20	58	13.2	36121N	28208E	4.9	43
1970	11	17	0	24	36.8	36678N	29581E	4.4	29
1970	11	21	2	13	51.3	36958N	28955E	4.3	33
1970	12	28	3	42	15.5	37050N	28928E	4.5	11
1970	12	28	17	0	47.9	36057N	28250E	4.5	46
1971	1	2	3	25	39.4	36981N	28952E	4.3	40
1971	1	3	12	46	8.6	37268N	28813E	4.4	22
1971	1	31	5	37	31.1	37156N	30579E	4.6	37
1971	2	1	1	12	26.8	37228N	30177E	4.5	35
1971	2	7	4	59	44.5	36073N	28112E	4.2	22
1971	2	20	7	15	20.4	37840N	29465E	4.6	19
1971	2	22	14	27	44.7	37238N	30270E	5.0	45
1971	2	24	2	14	41.6	37092N	28900E	4.5	10
1971	2	25	4	46	55.0	37054N	28943E	4.5	13
1971	2	26	11	54	42.1	37478N	29829E	4.8	33
1971	2	28	23	11	48.5	37389N	29680E	4.2	26
1971	3	8	22	44	47.3	37515N	29736E	4.7	21
1971	4	10	13	21	55.0	38918N	28131E	4.7	28
1971	5	12	6	25	13.0	37588N	29757E	5.5	23
1971	5	12	6	44	9.7	37607N	30184E	4.4	15
1971	5	12	8	26	33.6	37599N	29813E	4.3	33
1971	5	12	10	10	24.9	37490N	29693E	4.8	33
1971	5	12	10	10	37.2	37526N	29725E	5.5	33
1971	5	12	12	57	24.8	37585N	29600E	5.4	33
1971	5	12	14	23	35.4	37553N	29614E	4.3	33
1971	5	12	15	11	51.7	37521N	29973E	4.3	33
1971	5	12	17	12	25.4	37576N	29957E	4.7	28
1971	5	12	17	48	3.0	37441N	29640E	4.4	33
1971	5	12	19	2	25.6	37512N	29796E	4.5	33
1971	5	12	20	13	8.1	37495N	29876E	4.8	36
1971	5	13	4	7	21.3	37583N	29965E	4.4	23
1971	5	13	4	45	27.5	37463N	29735E	4.8	14
1971	5	13	8	14	33.0	37609N	30053E	4.6	14
1971	5	13	8	30	25.0	37684N	30048E	4.4	33

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1971	5	13	13	28	39.5	37635N	29932E	4.7	33
1971	5	13	22	47	7.3	37662N	29905E	4.4	17
1971	5	13	23	32	54.9	37591N	29917E	4.4	33
1971	5	14	4	18	30.2	37660N	30077E	4.4	33
1971	5	14	22	18	23.0	37673N	30005E	4.5	33
1971	5	14	22	51	10.7	37410N	29534E	4.7	33
1971	5	15	12	19	56.9	37483N	29906E	4.3	33
1971	5	16	5	27	51.0	37621N	30103E	4.6	33
1971	5	16	8	39	34.1	37538N	29910E	4.5	33
1971	5	16	9	25	1.4	37569N	29736E	4.9	33
1971	5	17	14	16	17.9	37666N	29878E	4.8	33
1971	5	18	2	3	55.1	37526N	29795E	4.5	33
1971	5	20	1	14	37.4	37599N	29882E	4.4	33
1971	5	20	3	6	45.3	37580N	29984E	4.8	33
1971	5	21	9	41	12.2	37511N	29651E	4.9	07
1971	5	23	1	2	54.7	37594N	30100E	4.4	33
1971	5	23	2	36	35.2	37553N	29580E	4.3	33
1971	5	23	4	26	6.3	37638N	29971E	4.3	16
1971	5	23	5	19	8.1	37611N	30095E	4.5	11
1971	5	23	20	11	21.6	37550N	29904E	4.7	33
1971	5	24	11	17	49.6	37521N	30031E	4.4	33
1971	6	4	15	6	12.1	37572N	29846E	4.6	27
1971	6	8	16	59	24.8	37523N	29774E	4.7	10
1971	6	8	23	42	55.2	37555N	29715E	4.8	28
1971	6	9	2	57	25.5	37574N	29744E	4.4	12
1971	6	15	22	55	45.5	37053N	28960E	4.6	33
1971	6	19	0	27	15.7	37116N	29373E	4.7	33
1971	6	28	23	37	39.9	37548N	29819E	4.9	07
1971	6	29	4	26	31.2	37458N	29889E	4.9	28
1971	7	8	6	35	22.1	37031N	29273E	4.3	26
1971	8	7	17	7	24.2	38868N	29900E	4.5	20
1971	8	9	4	40	46.5	37550N	29755E	4.8	11
1971	8	9	11	32	31.0	37563N	29991E	4.4	28
1971	9	5	12	19	56.9	37263N	30322E	4.5	20
1971	9	8	17	1	9.2	37278N	30253E	4.8	06
1971	9	9	15	10	3.4	37300N	30235E	5.3	23
1971	9	21	16	48	51.6	37274N	30165E	4.8	37
1971	9	28	5	10	24.8	37119N	30109E	4.7	36
1971	9	30	8	45	58.0	37681N	30098E	4.5	33
1971	10	3	7	44	26.9	38947N	29869E	4.7	23
1971	10	3	17	18	53.7	36757N	29925E	4.4	27
1971	10	6	1	46	38.3	38312N	30154E	4.6	19
1971	10	9	22	29	16.0	37275N	30241E	4.5	33
1971	10	10	2	10	51.4	37173N	30127E	4.3	26
1971	10	16	9	45	36.0	36601N	28417E	4.8	61
1971	10	21	7	11	36.9	38009N	30395E	4.6	33

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1971	11	26	16	22	30.0	36068N	29065E	4.4	33
1971	12	7	0	51	18.3	37560N	29777E	4.2	12
1972	1	22	17	17	31.4	37587N	29890E	4.4	13
1972	5	28	3	14	36.3	38947N	29992E	4.7	33
1972	6	28	9	9	38.5	38942N	29669E	4.0	19
1972	7	31	23	55	11.7	36043N	31593E	4.5	33
1973	2	7	20	8	23.0	37760N	29706E	4.4	35
1973	2	25	14	55	21.1	38844N	29425E	4.1	18
1973	2	27	17	10	10.6	38852N	29854E	4.2	33
1973	3	12	8	31	14.0	37535N	29905E	4.4	28
1973	3	21	8	16	23.5	37090N	30173E	4.3	33
1973	4	22	22	20	58.6	37285N	30265E	4.3	42
1973	6	9	19	9	33.1	36215N	28379E	4.1	58
1973	7	28	18	55	10.8	36081N	31358E	4.4	70
1973	7	29	15	1	20.6	37017N	28379E	4.1	26
1973	9	18	8	47	40.5	36680N	30141E	4.4	15
1973	10	30	19	40	3.8	37748N	29383E	4.3	19
1973	11	10	18	26	13.1	37803N	30961E	4.4	39
1973	11	30	6	47	49.2	37320N	29630E	4.5	25
1973	12	8	19	40	5.3	37363N	29489E	4.5	14
1974	1	26	5	19	16.6	37404N	29756E	4.4	25
1974	2	5	18	23	26.2	37309N	29583E	4.4	39
1974	2	10	4	12	0.4	37333N	29572E	4.6	33
1974	4	28	0	55	32.8	36269N	31854E	4.2	33
1974	7	9	2	32	17.6	36652N	28449E	5.0	69
1974	8	29	8	2	29.6	38830N	29268E	4.2	18
1974	11	23	21	47	33.9	37721N	31952E	4.3	33
1974	12	24	10	27	42.8	37521N	29796E	4.6	25
1975	4	30	4	28	56.9	36184N	30772E	5.6	56
1975	5	31	5	36	52.9	36162N	29015E	4.0	42
1975	5	31	12	41	23.9	36642N	28131E	4.0	19
1975	6	10	8	42	27.8	36153N	30659E	4.2	63
1975	6	21	16	19	29.9	36105N	31169E	4.2	33
1975	8	30	17	5	53.0	38600N	30175E	4.1	09
1975	9	20	5	40	19.6	36161N	30684E	4.1	33
1975	10	28	23	41	40.2	38711N	31014E	4.5	23
1975	11	12	9	3	49.5	36346N	28193E	5.2	68
1976	2	15	23	36	34.9	36083N	28877E	4.4	40
1976	2	15	23	36	42.2	36870N	28640E	4.2	--
1976	3	28	0	55	25.0	36260N	30670E	4.0	--
1976	5	3	9	46	41.8	37100N	28690E	4.1	--
1976	5	14	1	23	13.0	37836N	29444E	4.1	21
1976	5	27	1	55	17.1	36870N	29120E	4.0	--
1976	7	23	6	44	48.0	38200N	31420E	4.1	33
1976	8	14	10	15	40.9	36103N	31229E	4.0	33
1976	8	19	1	12	36.7	37703N	28893E	5.0	03

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1976	8	19	1	12	39.2	37960N	28800E	4.6	--
1976	9	7	21	17	3.8	38270N	30880E	4.0	--
1976	9	16	6	54	26.5	37530N	29460E	4.0	--
1976	9	24	13	40	6.9	36540N	31550E	4.0	33
1977	1	23	6	58	4.2	37890N	29680E	4.0	33
1977	3	8	3	1	36.7	36543N	28439E	4.1	63
1977	4	11	16	23	1.9	36932N	30685E	4.6	93
1977	4	18	2	4	14.5	36400N	28970E	4.0	--
1977	4	21	3	25	50.7	38770N	31540E	4.0	--
1977	5	3	17	51	50.9	36670N	31140E	4.1	--
1977	6	1	12	54	49.2	36243N	31344E	5.7	67
1977	6	8	4	49	53.8	36207N	28774E	4.0	33
1977	6	13	8	59	35.3	37260N	29180E	4.0	--
1977	6	15	11	16	22.5	36120N	31120E	4.0	--
1977	7	2	22	1	50.1	36049N	30915E	4.5	66
1977	9	10	6	56	34.6	37900N	28450E	4.2	--
1977	9	25	19	56	56.7	38689N	31050E	4.3	18
1977	10	14	14	11	0.2	37418N	31996E	4.2	33
1977	11	28	2	59	13.9	36300N	28030E	5.0	--
1977	12	16	7	40	47.6	38490N	28020E	4.4	--
1977	12	22	8	34	15.2	37120N	29730E	4.2	--
1978	1	11	3	57	45.4	37482N	28828E	4.5	07
1978	3	21	2	38	27.1	37000N	30969E	4.2	114
1978	4	14	8	59	40.7	36900N	29120E	4.0	--
1978	4	26	14	1	36.0	38760N	31490E	4.1	--
1978	4	27	5	14	11.5	38720N	31740E	4.1	10
1978	6	17	20	40	38.1	37493N	28748E	4.8	11
1978	7	29	4	34	41.9	37580N	30009E	4.6	16
1978	8	20	16	11	23.0	36600N	29060E	4.3	10
1978	8	30	23	52	8.5	37130N	30610E	4.1	10
1978	9	18	17	34	54.5	36600N	29060E	4.2	10
1978	10	3	9	55	6.7	37670N	29390E	4.1	--
1978	12	22	3	53	18.4	36300N	28030E	4.3	10
1979	2	19	4	3	38.5	36043N	31088E	4.2	45
1979	2	28	3	17	58.3	36833N	28354E	4.1	103
1979	4	4	21	17	3.4	36017N	30689E	4.3	62
1979	4	21	9	40	21.2	36000N	29110E	4.0	10
1979	5	28	9	27	32.4	36400N	31751E	5.9	90
1979	6	22	10	34	53.1	36734N	28727E	4.1	10
1979	6	25	19	45	37.2	36140N	29070E	4.4	--
1979	8	22	11	47	29.6	38097N	28945E	4.0	10
1979	8	23	17	35	10.5	38050N	28900E	4.2	10
1979	9	8	15	9	38.6	36840N	29880E	4.2	54
1979	9	14	15	39	21.0	37010N	30030E	4.2	10
1979	9	14	17	26	46.7	37002N	30201E	4.6	10
1979	11	17	1	53	50.9	36800N	28980E	4.1	--

YIL	AY	GU	SA	DA	SEC	ENLEM	BOYLAM	MAG	h
1979	12	31	6	21	34.3	36184N	31510E	5.3	79
1979	12	31	8	25	4.3	36100N	31450E	4.1	82
1980	1	22	9	47	4.3	36430N	31360E	4.0	--
1980	3	29	3	58	6.5	36038N	28287E	4.7	77
1980	4	29	21	19	9.4	37039N	28516E	4.5	33
1980	7	11	12	24	29.6	38830N	28950E	4.1	--
1980	8	12	6	25	4.1	36610N	28230E	4.1	--
1980	10	2	23	8	11.4	38099N	30892E	4.4	10
1980	10	4	15	12	3.8	36937N	28847E	4.9	10
1980	11	11	1	22	29.8	36750N	28530E	4.1	--
1980	11	11	1	45	55.7	36670N	28540E	4.1	--
1980	11	30	1	8	37.1	36063N	31365E	4.7	73
1981	1	29	7	24	16.7	36110N	30770E	4.9	67
1981	1	29	23	0	18.1	36150N	30480E	4.3	93
1981	4	26	14	13	32.7	36570N	30590E	5.4	93
1981	4	27	10	23	57.0	36190N	28920E	4.1	67
1981	5	3	19	54	43.9	36330N	30770E	4.3	28
1981	5	11	19	15	27.2	36860N	28170E	4.9	21
1981	8	10	5	21	27.5	36120N	30080E	4.0	60
1981	8	15	5	46	32.2	37240N	29610E	4.4	10
1981	10	11	10	29	23.0	36250N	30520E	5.0	67
1981	11	11	10	29	25.6	36320N	30330E	4.3	82
1982	3	14	15	9	12.2	38710N	31090E	4.4	10
1982	5	25	14	55	31.2	36960N	28100E	4.0	10
1982	6	7	0	31	29.1	36960N	28030E	4.6	22
1982	6	28	9	29	52.3	37060N	28140E	4.4	10
1982	6	29	6	57	42.6	36930N	28020E	4.4	10
1983	6	24	14	47	51.0	37360N	29630E	4.6	10
1983	10	11	12	8	19.9	38860N	29280E	4.7	10
1984	1	23	14	42	34.1	36710N	31000E	4.4	73
1984	1	31	15	51	35.7	37140N	28030E	4.0	10
1984	2	5	0	20	19.3	37230N	28750E	5.0	10
1984	2	5	21	7	47.5	37280N	28540E	4.1	10
1984	2	6	4	3	27.2	37150N	28090E	4.5	10
1984	2	11	8	12	32.0	36880N	30380E	4.5	10
1984	3	25	15	52	38.2	37920N	28740E	4.1	10
1984	4	20	14	21	10.4	36010N	28180E	4.7	87
1984	4	26	0	28	49.6	37190N	28350E	4.2	10
1984	5	4	1	35	3.6	37930N	29880E	4.1	10
1984	5	7	6	15	39.5	36620N	31450E	4.6	100
1984	8	22	12	49	35.9	38450N	30520E	4.0	10
1984	9	8	20	22	29.9	38170N	30880E	4.4	10
1984	11	14	10	1	35.4	36090N	31120E	4.6	67
1985	1	31	1	25	50.1	37460N	30860E	4.6	21
1985	3	3	7	29	25.9	38730N	31080E	4.1	10
1985	3	14	15	6	25.6	36920N	31660E	4.1	10

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Abdüselamoğlu, Ş., 1977, Gediz ve yakın çevresinin jeolojisi ve yapısal özelliği: Hacettepe Univ. Yerbilimleri, 1, 1 - 6
- Allen, C. R.; Nordquist, J. M., Richter, C. F ve Amand, P. St, 1965, Relationship Between Seismicity and Geologic Structure in the Southern California Region: Bulletin of Seismological Society of America. Vol.55
- Alptekin, O, 1973, Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications: PhD thesis, Socorro, New Mexico Institute of Mining and Technology, 189 p, yayımlanmamış.
- Alptekin, Ö, 1978, Türkiye ve Çevresindeki Depremlerde Manyitud Frekans Bağlantıları ve Deformasyon Boşalımı (Doçentlik Tezi). K.T.Ü - TRABZON
- Bune, V, I, 1961, Some results of a detailed study of seismic Conditions in the Stalinabad region in 1955- 1959 Bull(Izv) Acad. Sci. U.S.S.R., Geophys. Ser.,3: 237 - 242(English translation).
- Dumont, J, F.; Uysal, Ş.; Şimşek, Ş., Karamenderesi, İ. H, ve Letouzey, J., 1980, Güneybatı Anadolu'daki grebenlerin oluşumu: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 92, 7 - 17.
- Erentöz, C, Pamir, H, N, 1963, Türkiye Jeoloji Haritası Konya Paftası. M.T.A - ANKARA
- Erentöz, C; Pamir, H, N; Dubertret, L, 1973, Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası. M.T.A - ANKARA

- Erentöz, C; Pamir, H, N, 1974, Türkiye Jeoloji Haritası Denizli Paftası. M.T.A - ANKARA
- Erentöz, C; Pamir, H, N, 1975, Türkiye Jeoloji Haritası Ankara Paftası. M.T.A - ANKARA
- Erguvanlı, A; Özaydın, K, 1978, Deprem Risk Analizindeki Belirsizlikler Hakkında. Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni Sayı: 22.
- Ergünay, O; O, Yurdatapan, 1973, Sismisite Çalışmaları ve Kıbrıs'ın Sismisitesi Hakkında bir inceleme. Türkiye Jeofizikçiler Birliği yayınları. Sayı: 2. ANKARA
- Estava, L, 1970, Seismic Risk and Seismic Design Decisions in Seismic Design for Nuclear Power Plants: The M.I.T. Press, Cambridge, Mass.
- Evernden, J, F, 1970, Study of regional seismicity and Associated Problems. Bull. Seismol. Soc. Am., 60: 393 - 446.
- Gumbel, E, J., 1958, Statistics of Extremes. Columbia Univ. press, New York.
- Gutenberg, B, and Richter, C, F, 1954, Seismicity of the Earth. Princeton Univ. Press, Princeton, N, J, 2nd ed., 273 pp.
- Gutenberg, B, and Richter, C, F, 1956, Magnitude and Energy of Earthquakes. Ann. Geofis(Rome), 9: 1 - 15.
- Harsh, K, Gupta, 1976, Dams and Earthquakes. Elsevier Scientific Publishing Com. Amsterdam - Oxford - New York.
- Ishimoto, M, and Iida, K, 1939, Observations sur les Seismes enregistres par le microsismographe construit derniere - ment. Bull. Earthquake Res, Inst, 17: 443 - 478.
- Isacks, B, and Oliver, J, 1964, Seismic Waves with Frequencies from 1 to 100 cycles per second recorded in a deep mine in northern New Jersey, Bull. Seismol. Soc. Am, 54: 1941 - 1979.

- Kaptan, C; E, Ada; S, Karabiber, 1984, Çataltepe Baraj Yeri Deprem Risk Analizi. T.C Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı - Devlet Su İşleri Genel Müd. Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı Suları Dairesi Başkanlığı - ANKARA.
- Karnik, V, 1969, Seismicity of the European Area. Part. 1 D, Reidel Publ. Co, Dordrecht - Holland.
- Ketin, I, 1960, Türkiye Tektonik Haritası Hakkında Açıklama. M.T.A Dergisi - ANKARA.
- Ketin, I; Canitez, M, 1979, Yapısal Jeoloji. ITU Kütüphanesi. Sayı : 1143 - ISTANBUL.
- Ketin, I, 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. ITU Kütüphanesi. Sayı : 1259 - ISTANBUL.
- Knopoff, L, 1969, The statistics of earthquakes in Southern California. Bull. Seism. Soc. Am. 54 : 1871 - 1873.
- Koçyiğit, A, 1980, Hoyran Gölü Yöresinin Stratigrafik ve Tektonik Özellikleri. Doç. Tezi, Ankara Univ. Fen Fak. Sayı : 1725.
- Koçyiğit, A, 1984, Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim. TJKB, c : 27, sayı : 1
- Lahn, E, 1948, Denizli - Sarayköy - Buldan Bölgesinin Deprem Faaliyeti Hakkında. TJKB, 1, 2, 39 - 45.
- Lahn, E; Pınar, N, 1952, Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. T.C İmar ve İskan Bakanlığı - Yapı İşleri Genel Müd. yayını. Seri : 6, sayı : 36.
- Mc Kenzie, D, P, 1977, Can Plate tectonics describe continental deformation; Biju - Duval, B and Montadert L, Structural History of the Mediterranean basin de : Editions Technig, Paris, 189 -196.
- Miyamura, S, 1962, Magnitude - Frequency relation of earthquakes and its bearing on geotectonics. Proc. Japan Acad, 38 : 27 - 30.

- Mogi, K, 1962, Study of elastic shocks caused by the heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. Bull. Earthq. Res. Inst., 40 : 125 -174.
- Mogi, K, 1967, Regional variations in magnitude - Frequency relation of earthquakes. Bull. Earthq. Res. Inst., 45 : 313 - 325.
- Monod, O, 1978, Güzelsu - Akseki Bölgesindeki Antalya Napları Üzerine açıklama. TJKB, c : 21.
- Numanoğlu, A, B, 1978, Batı Anadolu'nun Deprem Riski Analizi. Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni. Sayı : 21.
- Papazachos, B; Delibasis, N; Liapis, N; Mousoulidis, G, and Purcasu, G, 1967, Aftershock sequences of some large earthquakes in the region Greece. Ann. Geofis.(Rome), 20 : 1 - 93.
- Pınar, N, Lahn, E, 1952, Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. T.C Bayındırlık Bakanlığı - Yapı ve İmar İşleri Re - isliği. Yayın no : 6. ANKARA.
- Purcaru, G, 1975, A new quantitative measure of seismicity and some related Problems, Veröff. Zentralinst. Physikd. Erde Nr. 31. Teil 1, 185 - 204.
- Reid, H, F, 1911, The elastic rebound theory of earthquakes. Univ. of California. Departmen of Geology. Bull, 6,
- Richter, C, F, 1958, Elementary Seismology. W, H, Freeman nd Co., San Francisco.
- Rosenblueth, E, 1973, Analysis of Risk. 5th World Congerence on Earthquake Engineering, invited paper, Rome -Italy.
- Scholz, C, H, 1968, The frequency - magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am. 58, 399 - 415.

- Tezcan, S; Acar, Y; Çivi, A, 1979, İstanbul İçin Deprem Riski Analizi. Deprem Araştırma Enstitüsü Bült. Sayı : 26.
- Utsu, T, 1965, A method for determining the value of b in the formula $\log N = a - bM$, Showing the magnitude - frequency relation for earthquakes. Geophys. Bull. Hokkaido Univ, 13 : 99 - 103.
- Yüceci, M, S, 1982, Sismik Risk Analizi. ODTÜ İdari İlimler Fakültesi. Yayın no : 41.