

**T.C
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**DENİZLİ VE YÖRESİNİN DEPREMSELLİĞİ VE
KABUK YAPISININ ARAŞTIRILMASI**

Fatma Figen ALTINOĞLU

Yüksek Lisans Tezi

DENİZLİ - 2005

DENİZLİ VE YÖRESİNİN DEPREMSELLİĞİ VE KABUK YAPISININ ARAŞTIRILMASI

**Pamukkale Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Tarafından Kabul Edilen
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Yüksek Lisans Tezi**

Fatma Figen ALTINOĞLU

Tez Savunma Sınavı Tarihi: 12.08.2005

DENİZLİ – 2005

YÜKSEK LİSANS TEZİ ONAY FORMU

Fatma Figen ALTINOĞLU tarafından hazırlanan Yrd.Doç.Dr Ali AYDIN yönetiminde hazırlanan “**Denizli ve Yöresinin Depremselliği ve Kabuk Yapısının Araştırılması**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş,kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Coşkun SARI

Jüri Başkanı



Yrd.Doç.Dr Ali AYDIN

Jüri Üyesi (Danışman)



Doç. Dr Hulusi KARGI

Jüri Üyesi

Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun
.../.../..... tarih ve sayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Mehmet Ali SARIGÖL
Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

Bu tezin tasarımı, hazırlanması, yürütülmesi, araştırmalarının yapılması ve bulgularının analizlerinde bilimsel etiğe ve akademik kurallara özenle riayet edildiğini;bu çalışmanın doğrudan birincil ürünü olmayan bulguların , verilerin ve materyallerin bilimsel etiğe uygun olarak kaynak gösterildiğini ve alıntı yapılan çalışmalara atfedildiğini beyan ederim.

İmza

Öđrenci Adı Soyadı: Fatma Figen ALTINOğLU



TEŐEKKÖR

Tez çalıőmam sırasında danıőmanlıęımı űstlenerek çalıőmalarım boyunca yardımlarını esirgemeyen bilgi ve birikimlerinden faydalandığım sayın hocam Yrd. Doç. Dr. Ali AYDIN' a katkılarından dolayı űükranlarımı sunarım.

Ayrıca hayatım boyunca her zaman destek ve anlayıő gördüğüm sevgili aileme en içten duygularıyla teőekkör ederim.

F. Figen ALTINOğLU

Ağustos 2005



ÖZET**DENİZLİ VE YÖRESİNİN DEPREMSELLİĞİ VE KABUK
YAPISININ ARAŞTIRILMASI****Altınoğlu, Fatma Figen****Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği ABD****Tez Yöneticisi: Yrd.Doç.Dr. Ali AYDIN****Ağustos, 2005**

Denizli ve çevresinin depremselliğinin ve kabuk yapısının incelendiği bu çalışmada, 1900-2005 yılları arasında 288-308D enlemleri ve 378-398 K boylamları arası çalışma alanında magnitüdü 3 ve üstü olan ($M \geq 3$) 3770 adet deprem seçilerek bunların yıllara, derinliklerine ve açığa çıkan enerji miktarının dağılımlarına göre hesaplamalar yapılmıştır. Bunların potansiyel alan verileriyle değerlendirilmesinde Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) Yöntemi ve 3DINVER yoğunluk sınırı belirleme programı kullanılmıştır. Kabuk kalınlığının batıdan doğuya doğru düştüğü ortalama kabuk kalınlığının 35 km olduğu ve depremlerin çoğunlukla 10-15 km derinlikte meydana geldiği bulunmuştur. Depremsellik ve sismik risk araştırmalarında Gutenberg-Richter tarafından bulunan magnitüd-frekans bağıntısı ve Gumbel Uç Değerler Dağılım Yöntemi kullanılmıştır. Sismik risk hesaplamaları HAZAN programı kullanılarak yapılmış beklenen maksimum büyüklük dağılım haritaları çizilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Denizli ve çevresi, Kabuk yapısı, Sismik risk, Magnitüd-frekans ilişkisi, Gumbel Uç Değerler Dağılım Yöntemi

Prof. Dr. Coşkun SARI

Doç. Dr Hulusi KARGI

Yard.Doç.Dr Ali AYDIN

ABSTRACT**SEISMICITY OF DENIZLI AND SURROUNDING AND
INVESTIGATION OF CRUST STRUCTURE****Altınoğlu, Fatma Figen****M. Sc. Thesis in Geology****Supervisor: Assis. Prof. Dr. Ali AYDIN****August, 2005**

In this study, seismicity and crust structures of Denizli and surroundings were investigated. The study area is located at 288-308E latitude and 378-398 N longitude interval. 3770 earthquakes with magnitude 3 and above from 1900 to 2000 years happened.

Normalized full gradient method and 3DINVER program were applied to gravity anomaly of study region. And crust structures were determined. The average thickness of crust is 35 km. The epicenter of earthquakes are mostly in 10-15 km depth. Magnitude-frequency relationship and Gumbel Extreme Values were used to investigate seismic hazard and Hazan computer program was used for this calculation. And the estimated maximum magnitude distribution maps for study area were presented.

Key Words: Denizli and surroundings, Crust structure, Seismic hazard, Magnitude-frequency relationship, Gumbel extreme values

Prof. Dr. Coşkun SARI

Assoc. Prof. Dr Hulusi KARGI

Asst. Prof. Dr Ali AYDIN

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
TEZ ONAY SAYFASI.....	i
BİLİMSEL ETİK SAYFASI.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZET.....	iv
ABSTRACT.....	v
İÇİNDEKİLER DİZİNİ.....	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	viii
TABLolar DİZİNİ.....	x
SİMGE VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	xi
1. GİRİŞ.....	1
2. EGE BÖLGESİNİN TEKTONİĞİ.....	4
3. UYGULANAN YÖNTEMLER.....	7
3.1. Depremsellik Çalışmaları.....	7
3.2. Sismik Risk Çalışmaları.....	7
3.2.1. Gutenberg-Richter ilişkisi.....	8
3.2.2. Gumbel uç değerler dağılım yöntemi.....	11
3.2.3. Beklenen en büyük magnitüd değerleri.....	13
3.3. Kabuk Yapısının Belirlenmesi.....	14
3.3.1. Normalize edilmiş tam gradyan yöntemi.....	14
3.3.1.1. Normalize edilmiş tam gradyan operatörü hakkında	15
genel bilgiler	
3.3.2. 3DINVER Matlab yoğunluk sınırları belirleme programı.....	18
4. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	20
4.1. Depremselliğin belirlenmesi.....	20
4.2. Sismik risk çalışmaları.....	22
4.2.1. Magnitüd-frekans ilişkisi.....	23
4.2.2. Sismik risk parametrelerinin bulunması.....	24
4.3. Kabuk Yapısının Belirlenmesi.....	27

4.3.1. Normalize edilmiş tam gradyan yöntemi.....	27
4.3.2. 3DINVER Yoğunluk sınırları belirleme programı.....	29
5. SONUÇLAR.....	34
6. KAYNAKLAR.....	36
7. ÖZGEÇMİŞ.....	38

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil.1.1 İnceleme alanının Türkiye haritası üzerindeki yeri.....	3
Şekil 2.1 Basitleştirilmiş Türkiye tektonik haritası	4
Şekil 2.2 Batı Anadolu başlıca yapısal elemanlarını gösteren harita.....	5
Şekil 3.1 Gutenberg-Richter ilişkisindeki a ve b katsayılarının belirlenmesi...	9
Şekil 3.2 Küçük depremlerin gözlem sayısının azalmasına bağlı olarak, deprem dağılımının hesaplanan doğrusal ilişkiden sapması	10
Şekil 3.3 İki farklı veri seti için hesaplanılan Gutenberg-Richter ilişkileri	11
Şekil 3.4 Gutenberg-Richter ilişkileri G^I ve G^{III} eğrilerinin şematik.....	13
olarak gösterimi	
Şekil 3.5 Yan yana iki prizma için hesaplanan $g(x,z)$, $GH(9,z)$ ve $GH(14,z)$	17
eğrileri	
Şekil 3.6 Farklı derinliklerde yer alan yatay silindirler kullanılarak oluşturulan... sınıra ait $g(x,z)$ eğrisi ve singular nokta dağılımı	18
Şekil 4.1 Çalışma alanında meydana gelen depremlerin derinlik dağılımı.....	20
Şekil 4.2 Çalışma alanında meydana gelmiş depremlerin episantr dağılımları...	21
Şekil 4.3 Yıllara göre deprem sayısının dağılımı.....	22
Şekil 4.4 Enerji sınıflarına göre deprem sayıları.....	22
Şekil 4.5 Magnitüd-Frekans ilişkisi.....	23
Şekil 4.6 Bölgede yıllık beklenen maksimum büyüklükteki deprem dağılımı.....	26
Şekil 4.7 Bölgede 90 yıllık dönemde beklenen maksimum büyüklüklü.....	26
deprem dağılım haritası	
Şekil 4.8 Çalışma alanında gözlenebilecek maksimum büyüklükteki	27
deprem dağılımı	
Şekil 4.9 İnceleme sahasında sismisitenin kabuk yapısıyla olan ilişkisini.....	28
gösteren kesit	
Şekil 4.10 İnceleme sahasında sismisitenin kabuk yapısıyla olan ilişkisini.....	28
gösteren kesit	
Şekil 4.11 Çalışma alanı gravite anomali haritası.....	29
Şekil 4.12 İnceleme alanı için kristalin temel topografya haritası.....	30
Şekil 4.13 Çalışma alanının Moho topografya haritası.....	30

Şekil 4.14 Çalışma alanının 3DINVER programıyla elde edilen..... gravite anomali haritası	31
Şekil 4.15 Gözlemlenen gravite anomali haritası	32
Şekil 4.16 Bouguer gravite haritasından ters çözümle elde edilen..... ara yüzeyler topografyası	32
Şekil 4.17 Ara yüzeyden hesaplanan gravite anomali haritası.....	33
Şekil 4.18 Giriş gravite haritası ve hesaplanan ara yüzeyler arasındaki fark.....	33

ÇİZELGELER DİZİNİ**Sayfa**

Çizelge 4.1 Çalışma alanı için hesaplanan a, b, a/b değerleri.....	24
Çizelge 4.2 Deprem oluşma olasılıkları.....	24
Çizelge 4.3 Yıllık ve 90 yıllık ve gözlemlenebilecek maksimum..... deprem büyüklükleri	25

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

M	Deprem magnitudü
M_{Max}	En büyük deprem magnitudü
E	Sismik enerji
K	Enerji sınıfı
$G_{\Delta p}$	Normalize Edilmiş Tam Gradyan Operatörü Gravite alanının kullanılması durumunda
$G_H(x,z)$	Normalize Edilmiş Tam Gradyan Operatörü Gravite alanının kullanılması durumunda
$G_T(x,z)$	Normalize Edilmiş Tam Gradyan Operatörü Manyetik alanının kullanılması durumunda
$W(x, z)$	Ox ekseni boyunca jeofizik alan fonksiyonu
W_x, W_z	Jeofizik alan fonksiyonunun x ve z değişkenlerine göre türevleri
M_p	Ölçü noktası sayısı
L	Profil boyu
$\Delta g(x,z)$	Ölçülen gravite alan değeri
P	Olasılık
N	Deprem sayısı
G^I	Gumbel uç değerler metodunun 1. tip asimtotik dağılımı
G^{II}	Gumbel uç değerler metodunun 2. tip asimtotik dağılımı
G^{III}	Gumbel uç değerler metodunun 3. tip asimtotik dağılımı
α	Gutenberg- Richter bağıntısında olan a ve b ile ilgili katsayı.
u	Tekrarlanan uç değerlerin karakteristik değeri
w	Uç değerler aralığının üst sınırı
acc	Yer ivmesi
I	Şiddet
V	Hız
acc_{Max}	En büyük yer ivmesi
I_{Max}	En büyük şiddet
V_{Max}	En büyük hız

a	Gutenberg-Richter Magnitüd –frekans ilişkisi regresyon katsayıları
b	Gutenberg-Richter Magnitüd –frekans ilişkisi regresyon katsayıları
Ms	Yüzey dalgası magnitüdü
S	Yüzey alanı
T	Periyod
NTG	Normalize Edilmiş Tam Gradyan
ISC	The International Seismological Centre
YMOD	Yıllık mod
90YMOD	90 yıllık mod
MAXGÖZ	Maksimum gözlemlenen
COĞKOORD	Coğrafi koordinatlar

1. GİRİŞ

Dünyanın en etkin deprem kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde yer alan Türkiye, deprem oluşumu bakımından oldukça aktif bir yapıya sahiptir. Tarih boyunca birçok yıkıcı depreme sahne olmuştur. Dolayısıyla ülkemizde en sık görülen doğal afet türlerinden biri depremdir. Bu çalışmada, Türkiye'nin batısında bulunan çalışma alanının depremselliğinin araştırılması amaç edinilmiştir. Bir bölgenin depremselliği, bölgede meydana gelen depremlerin uzaysal ve zamansal dağılımlarıyla belirlenir. Depremlerin ne zaman ve hangi büyüklükte olacağını kestirmek henüz mümkün olmadığı için, bölgenin tektonik yapısı ve jeolojik özelliklerini bilerek tahminler yapılabilmektedir. Sismik risk, depremlerin meydana gelme olasılığıdır. Bir bölgenin sismik riskini belirleyebilmek için, o bölgedeki tüm sismik aktivite kaynakları ve bunların deprem potansiyelleri tanımlanmalıdır.

Sismik risk çalışmalarında kullanılacak deprem verilerinin homojen ve sürekli olması gereklidir. Verinin homojen olması, deprem büyüklüklerinin aynı tür magnitüd değerleri ile tanımlanmış olması, sürekli olması da seçilen zaman aralığında deprem verilerinde kesinti olmaması anlamına gelir (Bayrak 2004).

Bir bölgenin depremselliğinin araştırılmasında, yaygın olarak magnitüd-frekans ilişkisi olarak bilinen Gutenberg-Richter (1954) denklemi kullanılır. Bu bağıntı; $\log N = a - bM$ şeklinde verilir. Burada M; deprem büyüklüğünü, N; büyüklüğü M yada daha fazla olan depremlerin sayısını verir. a ve b ise sabit regresyon katsayılarını gösteren parametrelerdir. "a" parametresi inceleme alanının büyüklüğüne, seçilen gözlem süresine ve bu süredeki deprem oluş sayısına bağlıdır. "b" parametresi ise deprem oluşumunun fiziği ile ilgilidir ve bölgenin tektonik özelliklerine göre değişir. Büyük bir "b" değerinin zayıf bir gerilme azalımını, küçük bir b değerinin de büyük bir gerilme azalımını gösterdiği saptanmıştır (Bayrak vd. 2000). Son yıllarda yapılan çalışmalarda a/b değerlerinin a ve b değerlerine oranla sismik riski daha iyi yansıttığı ortaya konmuştur (Yılmaztürk vd. 1998, Bayrak vd. 2000).

Depremsellik çalışmalarında, deprem risk tahmini için istatistiksel bir yöntem olan Gumbel Uç Değerler Dağılım yöntemi kullanılır. Sismik risk analizlerinde I. ve III. tür

Gumbel dağılım yöntemleri (G^I ve G^{III}) kullanılmaktadır. Bir bölgede oluşabilecek en büyük depremin büyüklüğü (M_{Max}), III. tür dağılım yöntemi kullanılarak hesaplanmaktadır. G^I doğrusal bir davranış gösterirken, bu yöntemde kullanılan G^{III} dağılımı kavisleşen bir eğri şeklindedir. Maksimum magnitüdü depremler için üçüncü tür dağılımı kullanmak veriye en iyi yaklaşımdır ve G^{III} artan magnitüd değerleri ile eğrisellik gösterir. Bu eğrinin, kavisleşme parametresi k , uç değer aralığının üst sınırı w ve tekrarlanan uç değerlerin karakteristik değeri u dur. Bu değerlerin hesaplanmasında doğrusal olmayan en küçük kareler yöntemi kullanılır.

Çalışma alanının içinde bulunduğu Ege Bölgesi, depremsellik yönüyle sürekli aktif bir yapıya sahiptir. Bu çalışmada Denizli ve çevresinin depremselliğinin, kabuk yapısının ve meydana gelebilecek deprem riskinin araştırılması amacıyla 28° - 30° D enlemleri ve 37° - 39° K boylamları arası $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ lik bir çalışma alanı belirlenerek 1900-2005 yılları arası magnitüdü 3 ve 3'ten büyük ($M \geq 3$) olan 3770 adet deprem seçilmiştir. Çalışma alanının yeri Şekil 1'de gösterilmiştir. Çalışmada kullanılan deprem kayıtları The International Seismological Centre (ISC) ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü deprem kayıtlarından alınmıştır.

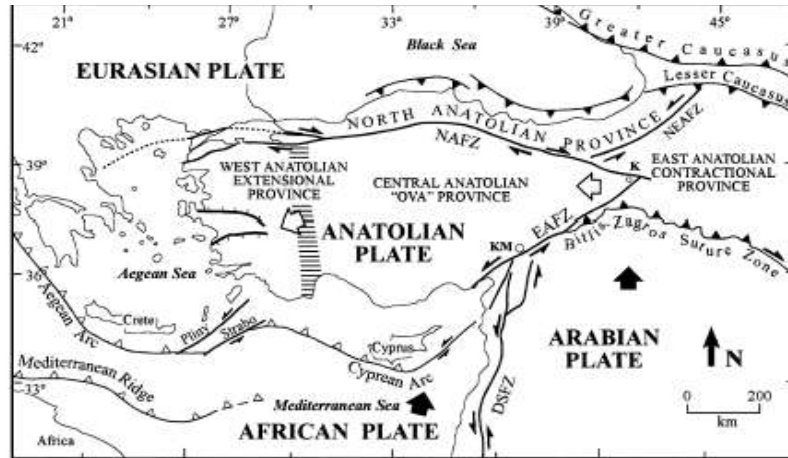
Bölgenin depremselliğinin belirlenmesi amacıyla depremlerin yıllara, derinliklerine, enerji dağılımına göre hesaplamalar yapılmış, bölgede en büyük sismik enerji üreten bölgeler ortaya konulmuştur. Depremlerin derinlik dağılımları bölgenin gravite ve manyetik alanlarıyla karşılaştırılıp, kabuk yapısı, kristalin temel ve havza derinlikleri irdelenmiştir. Temel topografyasının belirlenmesinde Normalize Edilmiş Tam Gradyan metodunun yoğunluk sınırı belirleme programından (Aydın 1997), 3DINVER matlab yoğunluk sınırları belirleme programından yararlanılmıştır (Gomez-Ortiz ve Agarwal 2005). Bölgenin sismik risk hesapları HAZAN programıyla hesaplanmıştır (Macropoulos ve Burton 1985).



Şekil 1.1 İnceleme alanının Türkiye haritası üzerinde yeri

2. EGE BÖLGESİNİN TEKTONİĞİ

Türkiye ve yakın çevresinin güncel tektoniği Afrika, Avrasya (Avrupa-Asya), Arabistan ve Ege-Anadolu plakalarının birbirlerine göre hareketleri ile açıklanabilmektedir. Afrika plakası kuzeye doğru hareket ederek Girit ve Kıbrıs yaylarında Ege-Anadolu bloğunun (plakasının) altına dalmaktadır. Arabistan plakası kuzeye doğru hareket ederek, Avrasya plakası ile çarpışmıştır. Türkiye ve çevresindeki genç tektonik hareketler bu çarpışmanın ürünleridir. Bu çarpışma sonucu, Avrasya plakası ile Arabistan plakası arasında sıkışmış durumda kalan Anadolu bloğu batıya doğru kaçmaya çalışmaktadır. Son yıllardaki çalışmalar Ege-Anadolu bloğunun, bütün halinde batıya doğru kaydığını göstermektedir. Anadolu Plakasının Karadeniz Plakasına göre batıya hareketi, Batı Anadolu'da doğu-batı yönünde sıkışmaya, kuzey-güney yönünde de genişlemeye neden olmaktadır (McKenzie 1978). Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları ile sınırlı olan Anadolu Plakasının, batısındaki sınır pek belirgin değildir, güney sınırı ise Afrika Kıtası ile sınırlıdır ve sınırda Afrika kıtasının Anadolu plakasının altına dalmasıyla oluşan yitim zonu mevcuttur.



Şekil 2.1 Basitleştirilmiş Türkiye tektonik haritası başlıca neotektonik yapıları ve neotektonik alanları göstermektedir (Şengör 1985, Barka 1992)

Ege'nin aktif tektonizması iki önemli jeolojik olayın etkisinde gelişmektedir. Bunlar; Ege dalma-batma sistemi ve Arabistan levhasının Anadolu'yu kuzey yönünde sıkıştırmasıdır. Arabistan ve Avrasya levhaları çarpışmış ve levhaların yaklaşmaya devam etmesi sonucunda Anadolu levhası batı yönünde harekete geçmiştir.

Batı Anadolu’da genel olarak yer kabuğunda önce bir sıkışma sonra bir gerilme meydana gelmiştir. Bu kıtasal çarpışma geniş bir deformasyon zonu oluşturmaktadır. Batı Anadolu’da yaklaşık K-G yönlü genişleme tektoniğine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu birçok graben gelişmiştir (McKenzie 1978, Dewey ve Şengör 1979). Bu grabenler kuzeyden güneye doğru; Edremit Körfezi, Bakırçay-Simav grabeni, Gediz-Küçük Menderes grabenleri, Büyük Menderes ve Gökova Körfezi grabenleri şeklinde sıralanabilir.



Şekil 2.2 Batı Anadolu başlıca yapısal elemanlarını gösteren harita (Bozkurt 2000)

Gediz ve Büyük Menderes grabenleri Batı Anadolu’daki en önemli tektonik yapılarıdır. Gediz grabeni Alaşehir ve Salihli arasında KB-GD uzanımlı, Salihli-Turgutlu arasında D-B ve DKD-BGB uzanımlı 10-20 km genişlikte ve 140 km uzunlukta yay biçimli bir yapıdır. Bu graben boyunca Pliyosen’den günümüze kadar olan zaman aralığı

içerisinde 1,5 km civarında bir düşey atımın meydana geldiği bildirilmektedir (Gülkan vd. 1993). Gediz grabeninin hemen güneyinde Ödemiş-Bayındır-Torbalı-Tire ve Selçuk gibi yerleşim alanları içerisinden geçen 5-20 km genişlikte ve 100 km uzunlukta Küçük Menderes grabeni yer alır (Gülkan vd. 1993). Gediz-Küçük Menderes grabenlerinin güneyinde doğrultusu doğudan batıya doğru değişen ve doğrultu atım bileşenli normal faylanmalar sunan, batıda Ege Denizi ile doğuda Sarayköy'e kadar uzanan 10-25 km genişlikte ve 200 km uzunlukta Büyük Menderes grabeni yer alır (Gülkan vd. 1993). Bu bölgenin en güneyinde Güllük ile Muğla arasında uzanan BGB-DKD doğrultulu Gökova Körfezini sınırlayan faylanmalar bulunur. Batı Anadolu'nun orta kısmında genelde D-B doğrultulu Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes fayları yer almaktadır.

Bölge, oldukça karışık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli depremlere maruz kalmış ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi oluşturmaktadır. Grabenleri sınırlayan faylar boyunca sismik aktivite görülür. Sismik aktivite, normal fayların hareketleriyle bağlantılıdır. Grabenlerin kenarlarını sınırlayan ana normal faylar, kısa uzunluklara sahip birçok küçük segmentlerden oluşmaktadır. Dolayısıyla, bu kısa segmentlerden birinde oluşan bir deprem, yakınlarındaki diğer komşu segmentleri tetiklemekte ve ileriki bir zamanda bu segmentlerde depremlerin oluşmasına neden olmaktadır. Bölgenin birbirlerine bağlantılı birçok graben ve horstlardan meydana gelmesi nedeniyle, bir segmentde oluşan deprem diğer yakın segmentte tetikleme rolü oynamaktadır (İştmen 2003).

3. UYGULANAN YÖNTEMLER

3.1. Depremsellik Çalışmaları

Depremsellik bir bölgede meydana gelen depremlerin zamansal ve uzaysal dağılımlarıdır. Bir bölgenin depremselliğiyle potansiyel alan verilerinin birlikte değerlendirilmesi sonucu bölgenin kabuk yapısı yorumlanabilir (Aydın ve Kadirov 2002). Bunun için bölgedeki depremlerin episantr, hiposantir ve zamana göre dağılımları irdelenmiştir. Bu irdeleme sonucunda 1 km aralıklarla gösterilmiş deprem derinlik dağılımında, depremlerin çoğunlukla yoğunlaştığı derinlikler belirlenmiştir. Dolayısıyla bu bölgenin en büyük sismik enerjiyi oluşturan bölge olduğu anlaşılmaktadır.

Depremlerde açığa çıkan enerji Gutenberg-Richter-Rautian tarafından verilen K enerji sınıfı ile M magnitudü arasındaki korelasyon bağıntı formüllerine göre yarıçapı 10 km olan referans küre üzerindeki sismik enerji $E=10^K$ şeklinde hesaplanmıştır. Enerji hesaplamalarında K enerji sınıfı;

$$\begin{aligned} K &= 4+1.8 \times M & (M \leq 5.5) \\ K &= 8+1.13 \times M & (M > 5.5) \end{aligned} \quad (1)$$

bağıntılarından hesaplanmıştır (Riznichenko 1985).

İnceleme alanında meydana gelen depremlerin episantr dağılımı şekille gösterilmiştir. Episantr dağılımına bakıldığında en çok depremin olduğu iki hat boyunca deprem dağılımlarının potansiyel alanlarla ilişkisi irdelenmiştir. Her iki profil boyunca alınan depremler belirli bir bant aralığında alınmış, gravite ve manyetik alan verileri bu iki bandın ortalarında yer alacak şekilde seçilmiştir.

3.2. Sismik Risk Çalışmaları

Bir bölgenin sismik aktivitesini göstermek için, deprem büyüklüğüne göre farklı sembollerle gösterilen deprem episantrları harita üzerine çizilir, böylece hangi bölgenin daha riskli olduğu ortaya konabilir. Sismik risk çalışmalarında, verilerin homojen ve

sürekli olması şartlarına uyacak şekilde hazırlanmış deprem kataloğu kullanılarak herhangi bir bölgenin deprem potansiyeli, a ve b katsayıları (Gutenberg-Richter ilişkisi), oluşma olasılıkları, beklenen en büyük magnitüd değerleri hesaplanarak ortaya çıkarılabilir (Bayrak 2000). Bu hesaplamalarda yaygın olarak Gutenberg-Richter ilişkisi ve Gumbel Uç Değerler yöntemleri kullanılmaktadır.

3.2.1. Gutenberg-Richter ilişkisi

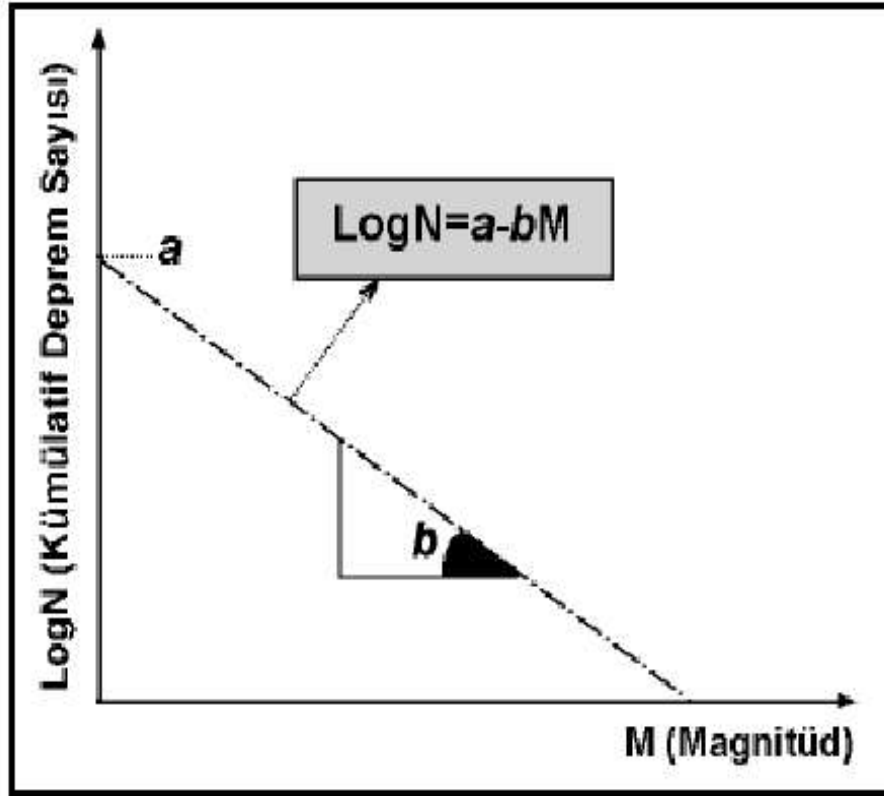
Magnitüd –frekans ilişkileri deprem istatistiğinin temelini oluşturur. Magnitüdün fonksiyonu olarak depremlerin oluş frekansı incelendiğinde , genellikle doğrusal bir ilişki izlediği görülür. Bu ilişki;

$$\text{Log } N = a - bM \quad (2)$$

şeklinde ifade edilir (Gutenberg-Richter 1954). Burada M; magnitüdü, N; magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin oluş sıklığı yani istatistiksel frekans, a ve b regresyon katsayılarını göstermekte olup en küçük kareler yöntemi ile elde edilirler (Şekil 3.1).

a ve b katsayıları ait oldukları bölgenin sismik ve tektonik özelliklerine bağlıdır. Bunlardan a katsayısının değeri gözlem periyoduna, çalışma alanının büyüklüğüne ve bölgenin sismik aktivitesine bağlıdır. Bölgeden bölgeye önemli ölçüde değişim gösterir. a değerinin büyük olması incelenen bölgedeki deprem sayısının fazla olduğunu yani bölgenin deprem aktivitesinin yüksek olduğunu gösterir. b katsayısı, doğrusal ilişkinin eğimini vermektedir.

Eğrinin eğimi ile bölgenin sismik aktivitesi hakkında bilgi ediniyoruz. b parametresi kayaçların deformasyonu ve deprem oluşumunun fiziği ile ilgili olup bölgeye ve zamana göre değişimi, sismotektonik bölgelendirme ve depremlerin önceden kestirimi probleminde kullanılmaktadır. Yapılan incelemelerde büyük bir b değerinin zayıf bir gerilme azalımını, küçük bir b değerinin ise büyük bir gerilme azalımını gösterdiği belirlenmiştir (Lomnitz ve Singh 1976). b değerinin bölgeden bölgeye değişiminin nedenleri;

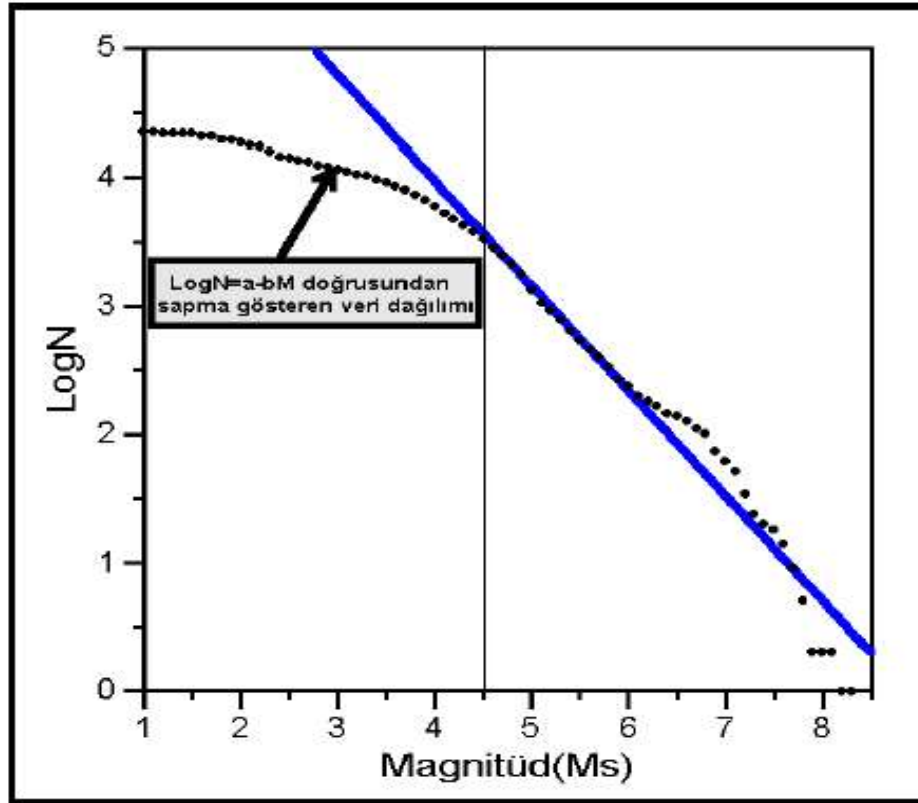


Şekil 3.1 Gutenberg-Richter ilişkisindeki a ve b katsayılarının belirlenmesi. a katsayısı hesaplanan doğrunun Log N eksenini kestiği yer ve b katsayısı bulunan doğrunun eğimini göstermektedir (Bayrak 2003)

- Büyük magnitüdlü depremlerin olmaması yada küçük magnitüdlü depremlerin çevre bölgelere göre daha fazla olması durumunda yüksek b değerleri gözlemlenir.
- Büyük magnitüdlü depremlerin olması yada küçük magnitüdlü depremlerin oluş oranı çevre bölgelerden çok daha küçük ise küçük b değerleri gözlemlenir.
- Yüksek magnitüd aralıkları düşük b değerleri vermektedir b değeri hesapları kullanılan magnitüd aralığına bağlıdır (Bender 1983).
- Kullanılan deprem sayısı fazla olması bulunan b değerlerinin daha doğru olmasını sağlar.

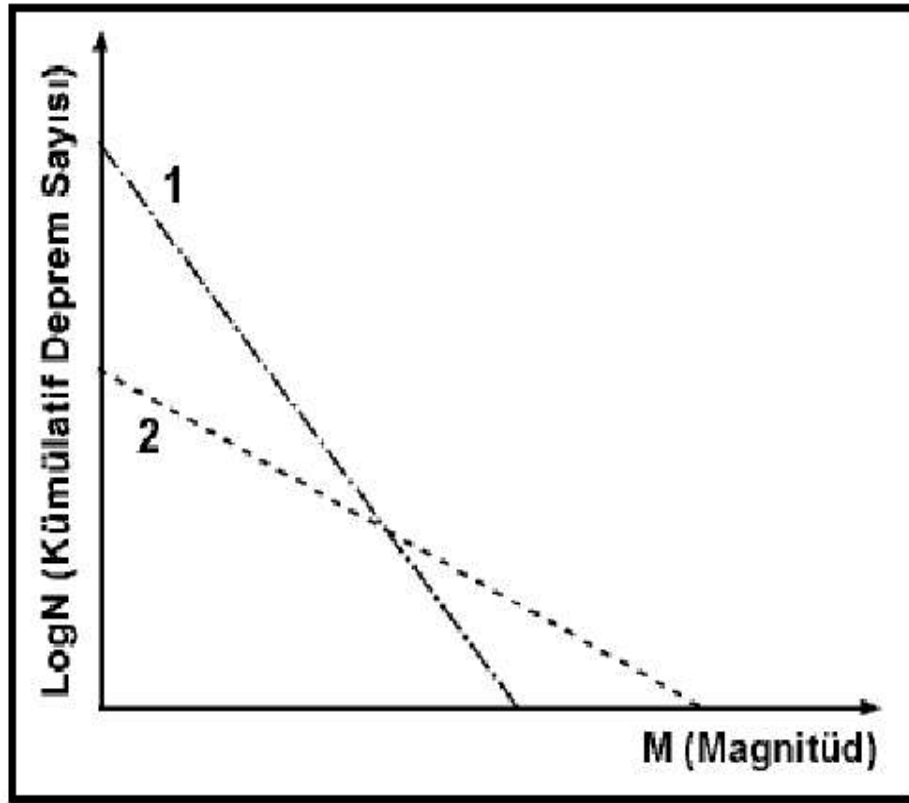
Düşük b değerleri sadece sığ bir kabuk tarafından meydana getirilmiş olmayabilir ama kalınlık ile ilişkilidir (Yılmaztürk vd. 1998).

Bazen doğrusal olan logN-M grafiği doğrusallıktan saparak ucu bükülmüş bir eğri şeklini alır bu doğrusal olmayan LogN- M eğrileri veri eksikliğinden kaynaklanır (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 Küçük depremlerin gözlem sayısının azalmasına bağlı olarak, deprem dağılımının hesaplanan doğrusal ilişkiden sapması (Bayrak 2003)

Şekil 3.3'te iki farklı veri seti için hesaplanılmış olan Gutenberg-Richter ilişkileri gösterilmiştir. 1 numara ile gösterilen ilişkide deprem sayısının çok olması ve çok büyük depremlerin olmamasına bağlı olarak, yüksek a değeri bulunur ve bu bölgenin sismik aktivitesinin yüksek olduğu söylenebilir. Bu ilişkide gözlemlenen en büyük magnitüd değeri (M_{max}) daha düşük olduğundan daha büyük b değeri elde edilir. 2 numara ile gösterilen ilişkide deprem sayısının 1 ilişkisindekinden daha az olmasından dolayı daha düşük a değeri gözlenir. Bu ilişkide M_{max} daha büyük olmasından dolayı 1. ilişkide gözlenenenden daha küçük b değeri gözlenir. Buradan şu sonuca varılır a ve b katsayılarını en büyük magnitüd değerleri ile kullanılan deprem sayısı kontrol etmektedir.



Şekil 3.3 İki farklı veri seti için hesaplanılan Gutenberg-Richter ilişkileri (Bayrak 2003)

a ve b değerlerine bağlı olarak depremlerin belli zaman dilimlerinde oluşma olasılıkları Poisson tarafından verilen

$$R = 1 - e^{(-N * T)} \quad (3)$$

formülü kullanılarak hesaplanır.

Bu denklemde R olasılık, T seçilen zaman dilimi, $N = 10^{a-bM}$ dir.

3.2.2.Gumbel uç değerler dağılım yöntemi

Gumbel uç değerler metodu belli bir bölgede belirlenen zaman aralıklarında en büyük magnitüd değerleri kullanılarak maksimum büyüklükte depremlerin tahmini oluşma olasılıklarını hesaplayan istatistiksel bir yaklaşımdır. Gumbel tarafından bulunan uç değerler teorisinin avantajı deprem verilerinin eksik olması durumunda da kullanılabilmesidir.

Gumbel uç değerler metodunun 1. 2. ve 3. tip asimtotik dağılımları;

$$G^I(m) = \exp [-\exp(-\alpha(m-u))] \quad \alpha > 0 \quad (4)$$

$$G^{II}(m) = \exp [-(u-m_0) / (m-m_0)]^k \quad k > 0, m > m_0, u > m_0/0 \quad (5)$$

$$G^{III}(m) = \exp [-(w-m) / (w-u)]^k \quad m < w, u < w, k > 0 \quad (6)$$

bağıntıları ile verilir. Burada m; maksimum (uç) magnitud değeri, α ve u; Gutenberg-Richter bağıntısında olan a ve b ile ilgili katsayılarıdır.

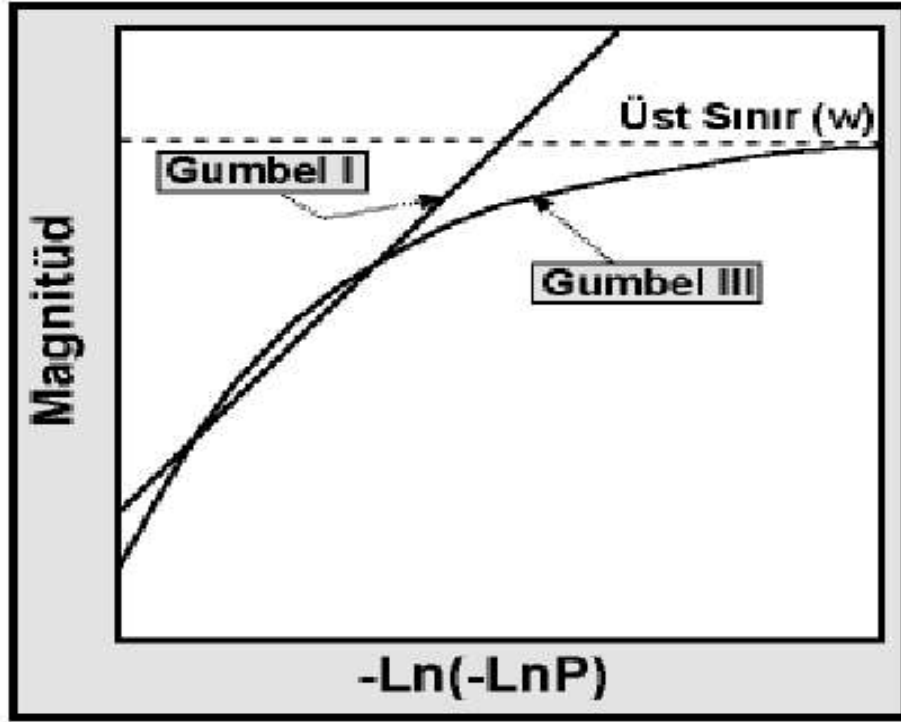
$$\begin{aligned} a &= \alpha * u / \ln 10 \\ b &= \alpha / \ln 10 \end{aligned} \quad (7)$$

w; uç değerler aralığının üst sınırı ve u; tekrarlanan uç değerlerin karakteristik değeridir.

G^{II} dağılımı sismik risk analizlerinde kullanılmaz. Gumbel^I ve Gumbel^{III} dağılımının grafiksel değişimi Şekil 3.4' te gösterilmiştir. $G^I(m)$ doğrusal bir davranış gösterirken, $G^{III}(m)$ kavisleşen bir eğri şeklindedir ve bağıntıdaki k eğrinin kavisleşme parametresidir.

(4) ve (6) eşitliği ile verilen Gumbel^I ve Gumbel^{III} dağılımları deprem büyüklüğünü değerlendirmek için kullanılır. Aynı zamanda beklenen en büyük yer hareketini, ivme (acc) veya şiddeti değerlendirmek için kullanılabilir. Bu durumda (4) veya (6) bağıntısındaki m yerine şiddet (I), hız (V) veya ivme (acc) yazılabilir.

(6) numaralı bağıntıdaki w, u ve k' nın çözümü için Gumbel^{III} dağılımına doğrusal olmayan en küçük kareler yöntemi uygulanabilir (Burton 1979).



Şekil 3.4 G^I ve G^{III} eğrilerinin şematik olarak gösterimi. Burada P; olasılığı göstermektedir (Bayrak 2003)

3.2.3. Beklenen en büyük magnitüd değerleri

Bir bölgede belirlenen bir zaman diliminde meydana gelebilecek en büyük depremin magnitüdü Gumbel^{III} dağılımından veya kümülatif enerji eğrilerinden hesaplanabilir. Kümülatif enerji boşalım eğrileri Bath (1973) tarafından tanımlanmıştır. Eğer depremlerin enerjisi bilinmiyorsa amprik olarak geliştirilmiş ilişkiler kullanılarak hesaplanabilir. Bu eğriler kullanılarak herhangi bir bölge için yıllık enerji boşalım miktarı, beklenen en büyük deprem magnitüdü (M_3 veya M_{max}) ve bu depremin oluşabilmesi için geçecek minimum süre ile belirlenir. Bir bölgede oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü (M_3)

$$M_3 = [\text{Log}(E_{max}-E_{min})-1.32]/1.5 \quad (8)$$

bağıntısı ile bulunabilir. Burada E_{max} ; hesaplanan en yüksek enerji, E_{min} ise en düşük enerjiyi göstermektedir.

Bu çalışmada M_{max} değerleri hesaplanırken; deprem riskinin tahmini için Gumbel Uç Değerler Dağılım Yöntemi kullanılmıştır. Bilindiği gibi G^I dağılımı doğrusal bir dağılım gösterirken G^{III} dağılımı kavisleşen bir eğri şeklindedir (Şekil 3.4). Maksimum magnitüdü depremlerin oluşum riskini hesaplamak için III. tip dağılımı kullanmak en iyi yaklaşımdır ve artan magnitüd değerleri ile eğrisellik gösterir. Bu dağılım üst sınıra asimptotiktir. u , w ve k parametreleri deprem oluşum olasılıkları hakkında bilgi sağlar (Yılmaztürk ve Burton 1999).

3.3. Kabuk Yapısının Belirlenmesi

Kabuk yapısının belirlenmesi çalışmalarında gravite anomalilerine normalize edilmiş tam gradyan yoğunluk sınırı belirleme programı (NTG) ve 3DINVER Matlab yoğunluk sınırları belirleme programı uygulanmış ve elde edilen sonuçlar yorumlanmıştır.

3.3.1. Normalize edilmiş tam gradyan (NTG) yöntemi

Normalize edilmiş tam gradyan yöntemi, jeofizik çalışma alanlarında az eğimli yapıların, maden oluşuklarının, tektonik bozulmaların neden olduğu anomalileri ayırt edebilmek amacıyla bulunmuştur. Yöntem, gravite verilerinin normalize edilmiş tam gradyan değerlerinin aşağı doğru analitik uzanımına dayanmaktadır. Analitik uzanım, ölçülen gravite alanında birbirinden ayırt edilemeyen yapıların anomalilerini ayırt etmekte kullanılmaktadır. Anomali doğuran kütle içinde veya bazı noktalarda, potansiyel alanın veya türevinin sürekliliği bozulur. Analitik özelliğin kaybedildiği bu noktalara tekil nokta denir. Kütlenin içerisine veya kenarlarına düşen tekil noktaların bilinmesi, anomaliye neden olan kütle geometrisini ve konumunu belirlemeyi sağlar. Gözlenen gravite verilerinin aşağı doğru analitik uzanım değerlerinde, anomaliye neden olan kütle geçilirken düzensiz değişimler görülür. Düzensiz değişimlerin başlangıç derinlik değeri, anomaliye neden olan kütle üst yüzeyinin derinliğini verir. NTG yönteminden güvenilir sonuçlar elde edilebilmesi için gerekli bazı şartlar; profil boyunun tahmini kütle derinliğinin 8-10 katı olması, ölçü noktası aralıklarının 500 m ve daha küçük olması, ölçü duyarlılıklarının 0.02 mGal' den büyük olması, ölçü profilinin bir hat boyunca ve topografyanın az değişken olmasıdır (Aydın 1997).

Bu yöntemin en etkin tarafı basit bir yaklaşımla tekil noktaların bulunmasıdır. Bu yöntem, daha sonraları manyetik alan verilerine de uygulanmıştır. Gravite alanının kullanılması durumunda tam gradyan değerleri $G_{\Delta p}(x,z)$ veya $G_H(x,z)$, manyetik alanın kullanılması durumunda ise $G_T(x,z)$ şeklinde ifade edilir.

Ölçülen detaylı gravite verilerinden hesaplanan $G_{\Delta p}(x,z)$ kesitlerinde, tekil noktalar iç içe maksimum veya minimum kapanımlar şeklinde ortaya çıkmaktadır. NTG alanının kütle dışında 1'e yakın değer alması nedeni ile alanın 1'den küçük değerleri minimum, 1'den büyük değerleri maksimum kapanımlar olarak kabul edilmektedir (Aydın 1997).

3.3.1.1. Normalize edilmiş tam gradyan operatörü hakkında genel bilgiler

Jeofizik alanlar rejyonel, lokal ve gürültü gibi üç bileşenden oluşur. Bu ayrım incelemeye alınacak jeolojik cismin karakterine bağlıdır. İlgilendiğimiz derinlikten altta kalan cisimlerin doğurduğu alan, rejyonel alan olarak kabul edilir. Çoğunlukla rejyonel bileşen olarak kristalin temel ve alt kısımda kalan kısmın etkisi kabul edilmektedir. Lokal bileşen olarak, tortul havzanın içerisinde olan cisimlerin etkisi kabul edilmektedir. Gürültü olarak ise, kesitin sığ kısmındaki homojenliklerin etkisi ve rasgele hata kabul edilmektedir. Bu nedenle derinlik yapısı incelendiğinde rejyonel anomali, yüzeye yakın jeolojik yapıların aramalarında ise lokal anomaliler kullanılmaktadır (Aydın 1997).

NTG yönteminin matematik temelini $G_H(x,z)$ normalize edilmiş tam gradyan operatörü oluşturur, iki boyutlu alan için $G_{\Delta p}(x,z)$ operatörü genel olarak

$$G_H(x_i,z_j) = \frac{\sqrt{\left(W_x^2(x_i,z_j) + W_z^2(x_i,z_j)\right)^v}}{\frac{1}{M_p} \sum_{i=0}^{M_p} \sqrt{\left(W_x^2(x_i,z_j) + W_z^2(x_i,z_j)\right)^v}} \quad (9)$$

şeklinde ifade edilir. Burada $W(x,z)$, Ox eksenini boyunca jeofizik alanı belirten bir fonksiyondur ve Δz aralıklarla z-ekseni boyunca değişik seviyelerde hesaplanır. M_p profildeki nokta sayısıdır, $W_x(x,z)$, $W_z(x,z)$ fonksiyonları $W(x,z)$ 'nin x ve z değişkenlerine göre türevleridir, $v = 1, 2, 4, 6, \dots$ alınır.

'Tam Gradyan' terimi $W_x(x,z)$ yatay ve $W_z(x,z)$ düşey gradyanların toplamının kullanılmasından gelir.

$$\frac{1}{M_p} \sum_{i=0}^{M_p} \sqrt{(W_x^2(x_i, z_j) + W_z^2(x_i, z_j))^y} \quad \text{tam gradyanın } M_p \text{ sayıdaki noktada hesaplanmış}$$

ortalama değeridir.

Tam gradyanın ortalama değere bölünmesinden dolayı 'Normalize edilmiş tam gradyan' ifadesi kullanılır. Normalize işlemi tam gradyan değerini birimsiz bir nitelik yapar. Bu ise, değişik alanları bir arada incelediğimizde, bunları kendi aralarında karşılaştırmaya ve toplamaya imkan sağlar (Aydın 1997).

Normalize edilmiş tam gradyan değerinin bir avantajı da, potansiyel alanın tekil noktasını çok basit şekilde ayırt etmeyi sağlamasıdır. Normalize işlemi L boyutlu bir profil için yapılabileceği gibi, bu profilde seçilen bir parça için de yapılabilir. Bu yöntem 'Değişen Normalizasyon Yöntemi' denir. Değişen normalizasyon yönteminde ortalama değer tüm L profili için değil, bu profilde seçilmiş m nokta sayılı ve L boyutlu alt profillere göre hesaplanır. Bu yöntemle göre

$$G_H(x_i, z_j) = \frac{\sqrt{(W_x^2(x_i, z_j) + W_z^2(x_i, z_j))^y}}{\frac{1}{m} \sum_{i=0}^m \sqrt{(W_x^2(x_i, z_j) + W_z^2(x_i, z_j))^y}} \quad (10)$$

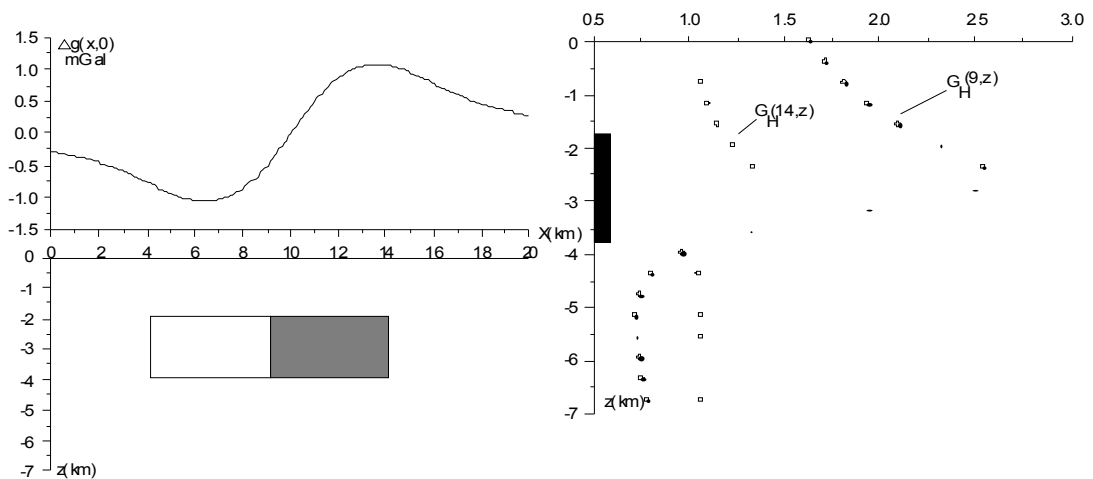
şeklinde ifade edilir. Alana göre normalizasyon yapılması bozulma etkisini önemli derecede azaltmaktadır. İzometrik olan anomalinin profile göre tam gradyan değeri hesaplandığında 1/3 oranında uzamış anomali, alana göre normalizasyon yapıldığında ise izometriye yakın ve daha net $G_{\Delta p}(x,z)$ alanı elde edilmektedir.

$$G_H(x, z) = \frac{\left[\sqrt{W_x^2(x_i, z_j) + W_z^2(x_i, z_j)} \right]_\ell}{\frac{1}{K} \sum_{\ell=0}^K \left[\frac{1}{M_p} \sum_{i=0}^{M_p} \sqrt{W_x^2(x_i, z_j) + W_z^2(x_i, z_j)} \right]_\ell} \quad (11)$$

denklemleri ile verilir.

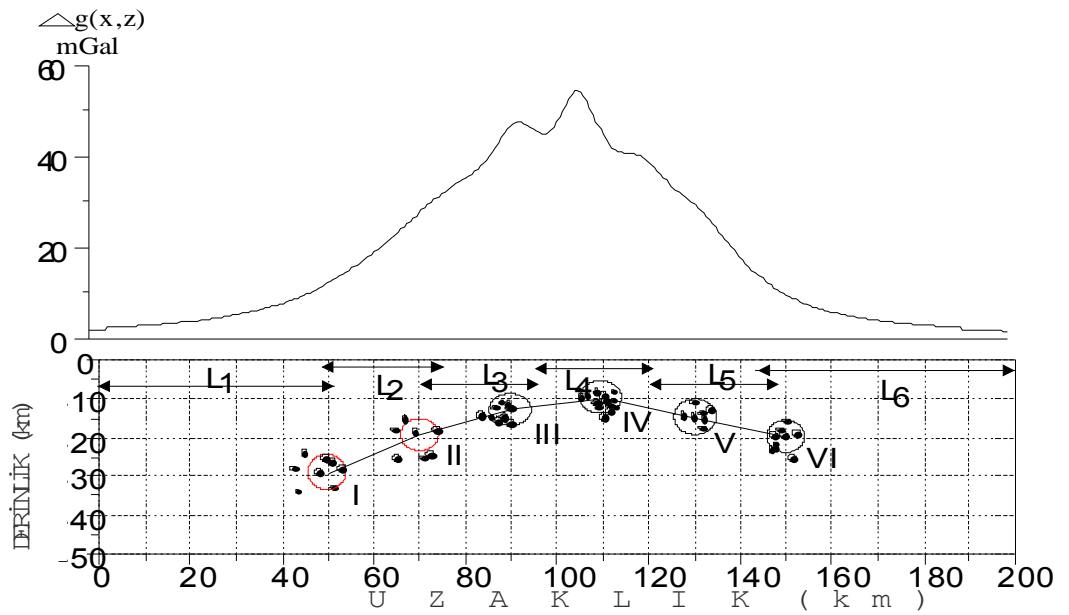
Burada ℓ profil numarasını, M profildeki veri sayısını ve K ise profil sayısını göstermektedir.

Gravite teorisinde ayırt edilmeye çalışılan sınırlar düşey ve yataya yakın sınırlar olmak üzere ikiye ayrılır. Düşeye yakın sınırlar kristalin temelde, tortul havzalarda, antiklinal ve senklinal yapılarda yer alan faylardır. Bu sınırlara tuz yapılarının, sokulumların ve başka cisimlerin kenarları dahildir. Yataya yakın sınırlar ise; tortul havzalar içinde olan tüm tabakalar arası sınırlar, kristalin temel sınırı ve yer kabuğundaki diğer yoğunluk sınırlarıdır. NTG yönteminin düşeye yakın sınırları ve bunların eğimini belirlemek için kullanıldığı bir örnek Şekil 3.5'te verilmiştir. Bu örnekte yan yana 2 km kalınlığında, 0.05 ve -0.05 gr/cm^3 yoğunluk farklarına sahip iki prizma için hesaplanan gravite eğrisi verilmiştir. Şeklin sağında $G_H(z)$ eğrisinin derinliğe göre değişimi verilmiştir. Prizmaların kontak sınırı boyunca düşey olarak hesaplanan $G_H(z)$ değerlerinin derinliğe göre değişimi içi dolu dairelerle çizilen (\bullet) eğri ile prizmaların sağ kenarında düşey olarak hesaplanan $G_H(z)$ değerlerinin derinliğe göre değişimi içi boş dairelerle (\circ) çizilen eğri ile gösterilmiştir. Kontak sınırı için $G_H(z)$ değerleri kenar $G_H(z)$ değerine göre iki kat daha fazladır. Cismin kapladığı alandan çıkınca $G_H(z)$ değerleri ani olarak azalmaktadır. Bu azalma noktasının köşe noktalarına, karşılık geldiği görülmüştür.



Şekil 3.5. Yan yana 2 km kalınlıkta, her biri 5 km genişlikte, 0.05 ve -0.05 gr/cm^3 yoğunluk farklarına sahip iki prizma için hesaplanan $g(x,z)$, $G_H(9,z)$ ve $G_H(14,z)$ eğrileri (Aydın 1997).

Şekil 3.6’da tekil noktalar ile yoğunluk sınırlarının belirlenmesi gösterilmiştir. Merkez derinlikleri 10-30 km arası olan 6 silindir ele alınmıştır. Tüm profil boyu kullanılarak ortalama değere göre normalizasyon yapıldığında elde edilen tekil noktalara göre $\Delta g(x,z)$ eğrisinde III., IV. ve V. silindirin etkisi görülüyor. Altı küçük profil boyunca ortalama yapıldığında altı silindire ait tekil noktalar ortaya çıkıyor. Bu şekilde küçük aralıklara göre normalizasyon yapılması yöntemin ayırt etme özelliğini artırıyor. Bu yöntem ‘Aralıklara Göre NTG’ yöntemi adı verilmiş. Bu normalizasyon işleminde tekil noktalar maksimum prensibine göre seçilmiştir (Aydın 1997).



Şekil 3.6 Farklı derinliklerde yer alan yatay silindirler kullanılarak oluşturulan sınıra ait $\Delta g(x,z)$ eğrisi ve tekil nokta dağılımı. L_i seçilen profil boyu. Silindirlerin yoğunluk farkları 0.5 gr/cm^3 'dür (Aydın 1997)

3.3.2.3DINVER Matlab yoğunluk sınırları belirleme programı

Bu program Parker-Oldenburg tarafından hazırlanmıştır, gridlenen gravite anomalilerinden yatay yoğunluklu ara birimlerin 3 boyutlu geometrilerini iterasyon yöntemiyle hesaplayan bir programdır. 3 boyutlu yoğunluk ara yüzeylerin geometrilerinin hesaplanması için geliştirilmiştir. Yoğunluk ara yüzeylerinin yüzey topografyasıyla kesişmediği ve ara yüzey derinliğinin genliğinden büyük olduğu durumlarda bu programı kullanmak çok uygundur. Programın temeli gravite verilerinin Fourier dönüşümleri ile ara yüzey topografyalarının toplam Fourier dönüşümleri arası

ilişkiye dayanır. Programa önce gridlenmiş gravite anomali veri değerleri ve kullanılan parametreler giriş verisi olarak girilir. Bu parametreler; satır ve sütun numaraları, veri aralığı, yoğunluk farkı, ara yüzey derinliği, koverjans kriterleri, yüksek geçişli süzgeçler için yuvarlanmış frekanslardır. Program, belli bir bölgenin gravite anomalileri grid değerlerinin girilmesiyle ara yüzey derinliklerini, yoğunluk kontrastını ve Moho topografya haritasını verir.

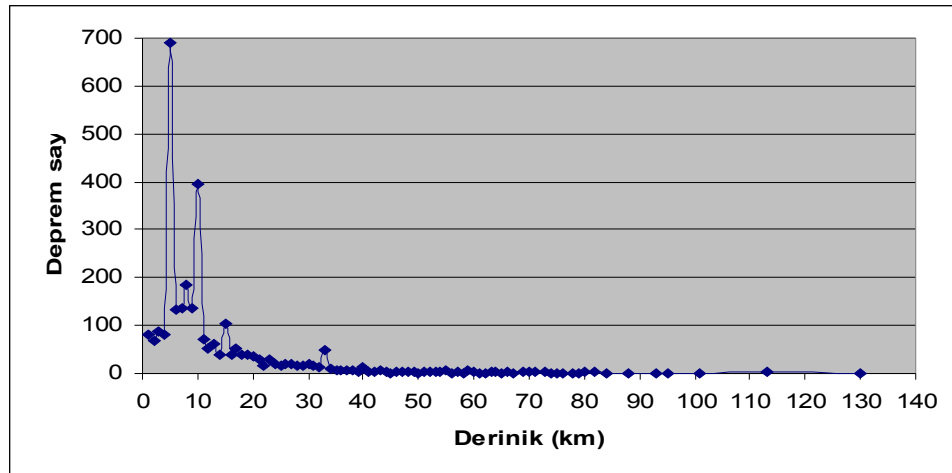
4. YAPILAN ÇALIŞMALAR

4.1. Depremselliğin Belirlenmesi

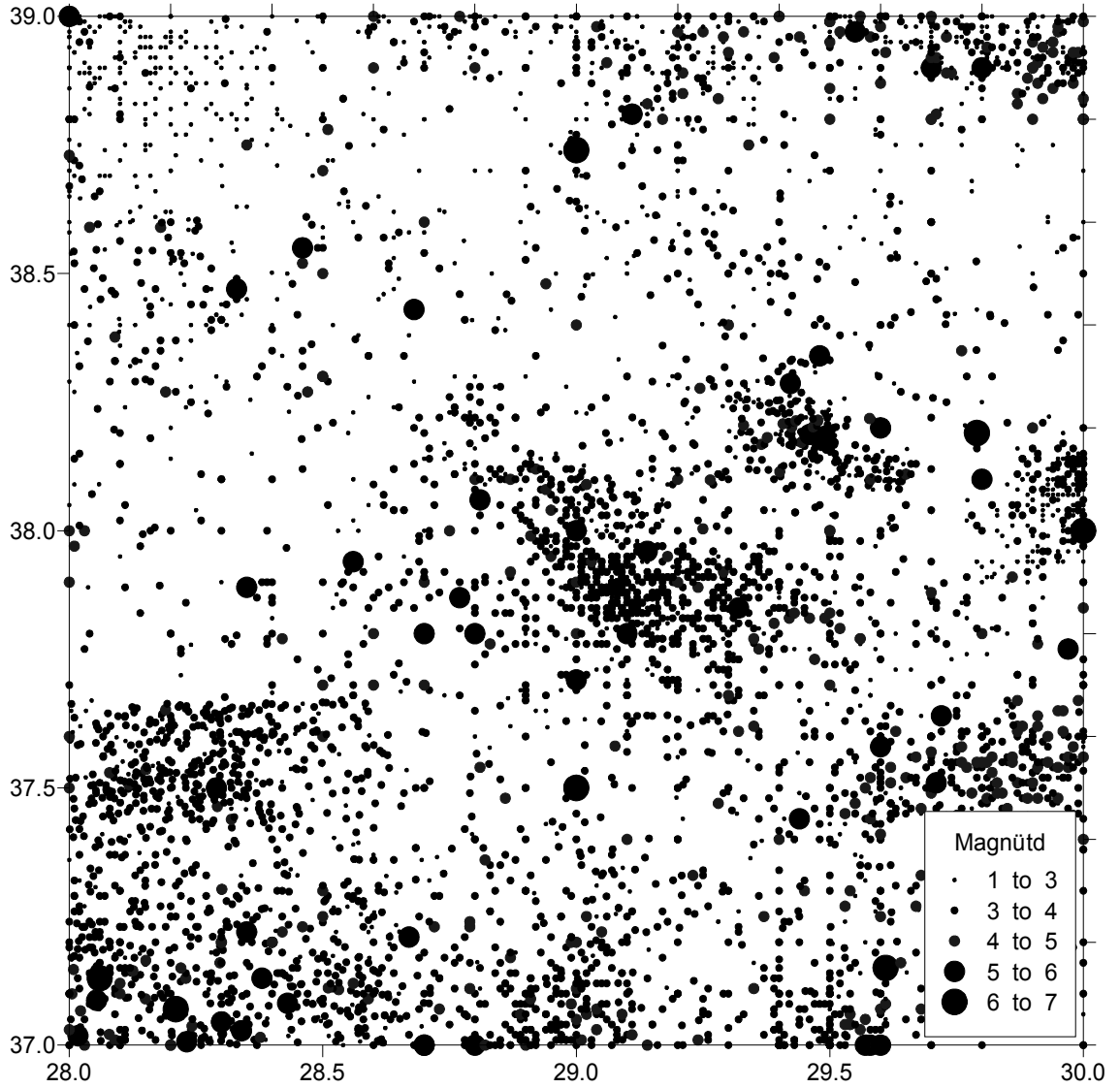
Çalışma alanı olan 288-308 D enlemleri ve 378-398 K boylamları arası bölgede 1900-2005 yılları arası meydana gelen M/3 olan depremlerin episantır, hiposantır ve zamana göre dağılımları irdelenmiştir. Bu irdeleme sonucunda 1 km aralıklarla gösterilmiş deprem derinlik dağılımında, depremlerin çoğunlukla 5-10 km aralığındaki derinliklerde yoğunlaştığı görülmüştür (Şekil 4.1). Dolayısıyla bu bölgenin en büyük sismik enerjiyi oluşturan bölge olduğu anlaşılmaktadır.

Yıllara göre meydana gelen deprem sayısına bakıldığında en fazla depremin 473, 320, 266, 205 adet olmak üzere sırasıyla 2004, 2000, 1971 ve 2003 yıllarında meydana geldiği görülmüştür. Meydana gelen depremlerin episantır dağılımları Şekil 4.2’de verilmiştir

Depremlerde açığa çıkan enerji, Gutenberg-Richter-Rautian tarafından verilen formüllerle, sismik enerji $E=10^k$ şeklinde hesaplanmıştır. En fazla deprem sayısı 2004 yılında olmasına karşın, maksimum enerji 1926 yılında açığa çıkmıştır. Deprem sayısı ile açığa çıkan enerji birbiriyle bağlantılı değildir. İncelenen alanda açığa çıkan toplam enerji $4E^{+16}$ joule dür. Bir yılda açığa çıkan enerji miktarı $4E^{+14}$ joule’dür



Şekil 4.1 Çalışma alanında meydana gelen depremlerin derinlik dağılımı



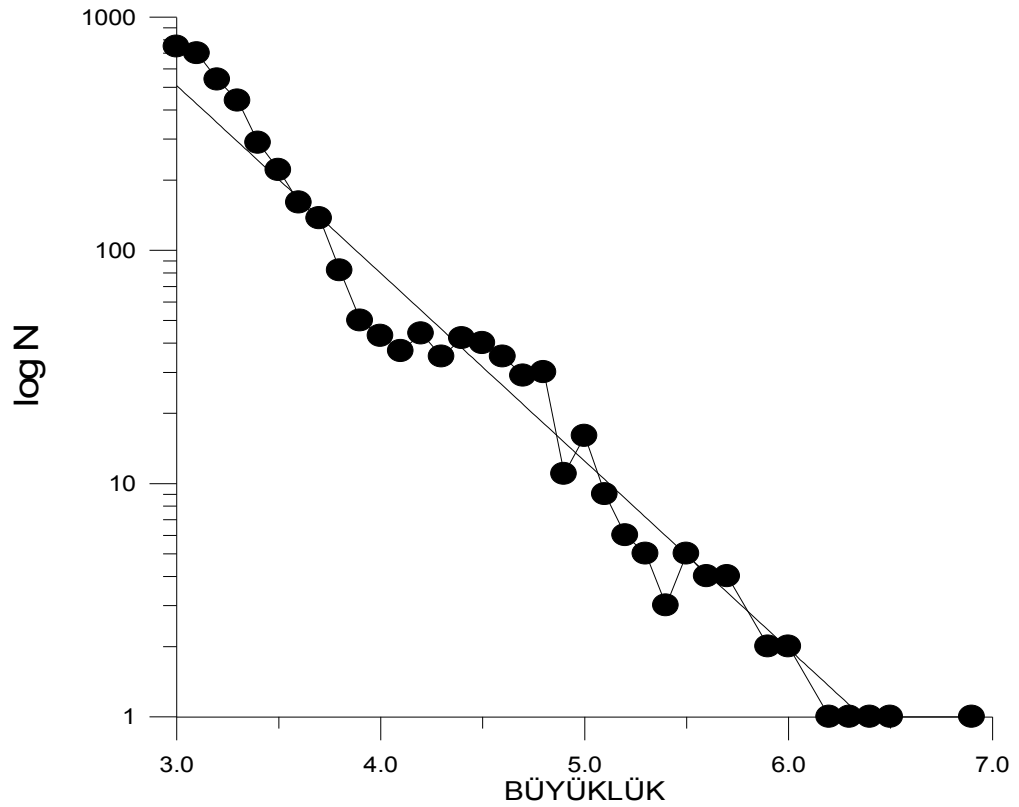
Şekil 4.2 Çalışma alanında meydana gelmiş depremlerin episantır dağılımları

Yine Denizli ve çevresindeki depremleri incelemek amacıyla, 1900-2004 yılları arasında 29° - 31° D boylamları ve 37.50° - 38.50° K enlemleri arası yaklaşık 25000 km^2 lik bir alanda M/4 olan depremler seçilmiştir. Depremlerin yıllara göre dağılımına bakıldığında en fazla depremin 13, 17, 17, 34 ve 44 adet olmak üzere sırasıyla 1925, 1914, 1995, 1999 ve 1971 yıllarında meydana geldiği görülmüştür (Şekil 4.3). Enerji sınıfları deprem sayısı dağılımı Şekil 4.4'te verilmiştir.

Bu programla bölgede beklenen yıllık maksimum depremin büyüklüğü dağılım haritası, 90 yılda meydana gelebilecek maksimum deprem büyüklük dağılım haritası ve bölgede gözlemlenen M_{Max} değerlerinin dağılım haritası verilmiştir.

4.2.1. Magnitüd-frekans ilişkisi

Bölge için elde edilen magnitüd-frekans ilişkileri Şekil 4.5'te görülmektedir. Genel olarak Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisi doğrusal bir çizgi şeklindedir, ancak küçük depremlerin azlığından dolayı doğrusal çizgiden bir sapma olur.



Şekil 4.5 Magnitüd-Frekans ilişkisi

Son yıllarda yapılan çalışmalarda, hesaplanan a ve b değerlerinin bölgesel depremselliğin bir ölçütü olarak tek başına kullanılamayacağı ve a/b değerlerinin sismik riski daha iyi yansıttığı ortaya konmuştur (Yılmaztürk vd. 1998; Bayrak vd. 2002) Bölge için hesaplanan a, b ve a/b değeri Çizelge 1'de verilmiştir.

Çizelge 4.1 Çalışma alanı için hesaplanan a, b ve a/b değerleri

a	b	a/b
5,12	0,80	6,4

$R=1-e^{(-N*T)}$ formülüyle hesaplanan belli büyüklükteki depremlerin belli zaman aralıklarında oluşma olasılıkları Çizelge 2' de verilmiştir.

Çizelge 4.2 Deprem oluşma olasılıkları

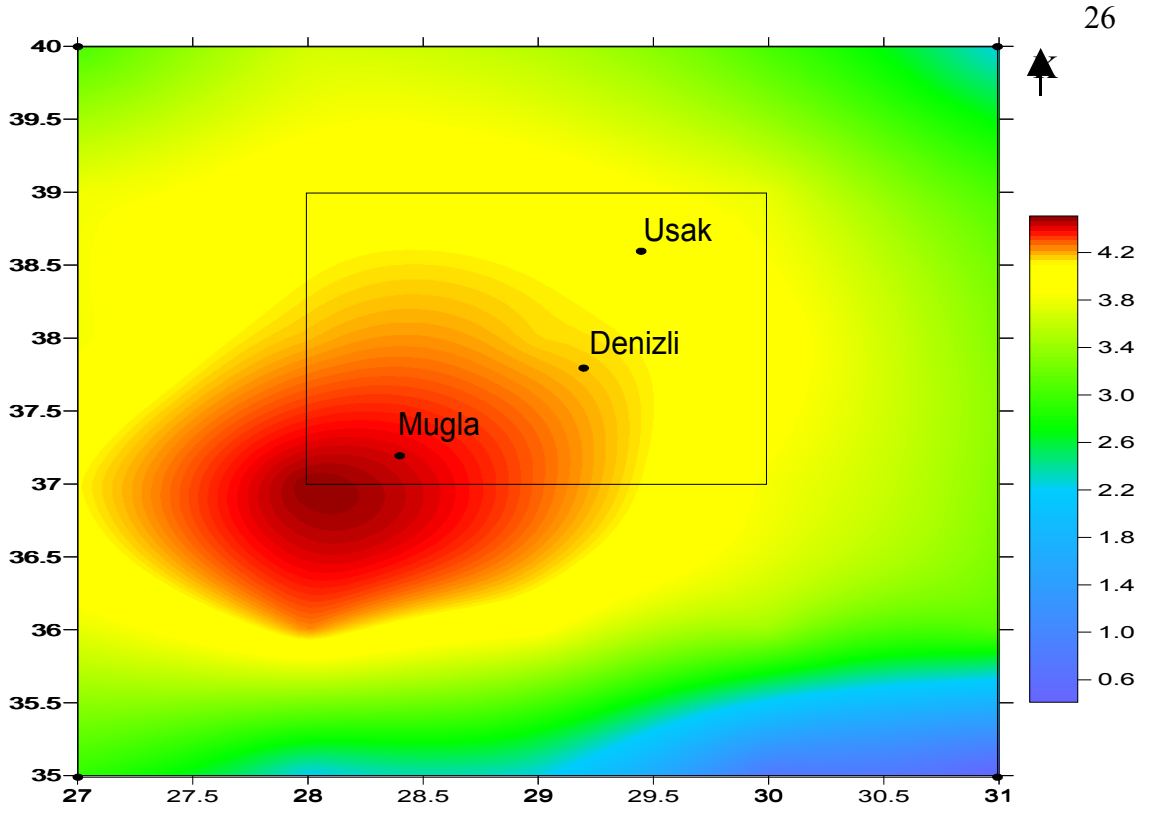
M (Magnitüd)	Deprem oluşma olasılıkları (%)			
	10 yıl	25 yıl	50 yıl	100 yıl
4	99	99	99	99
5	99	99	99	99
6	99	99	99	99
7	47	79	95	99
8	0,08	2,2	4,4	8,6

4.2.2. Sismik risk parametrelerinin bulunması

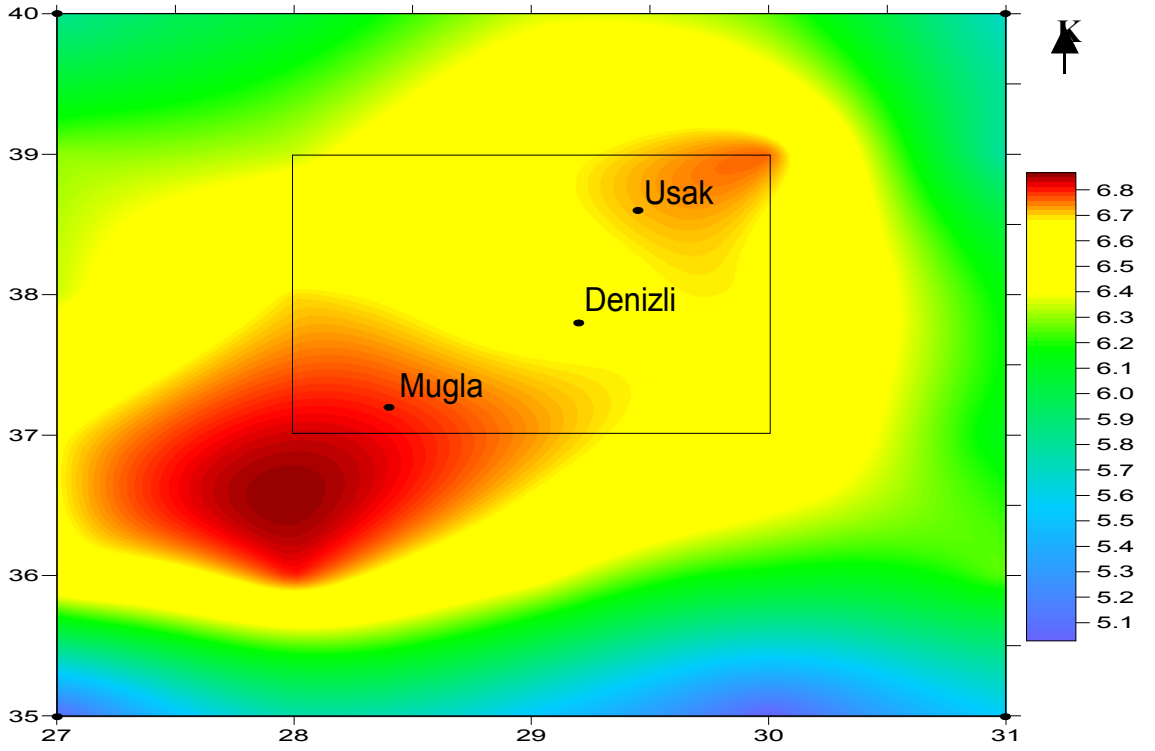
Gumbel Uç Değerler Dağılım yöntemi, verilen bir bölge ve zaman ortamında deprem riskinin tahmini için istatistiksel bir yaklaşım yöntemidir. Sismik risk çalışmalarında I. ve III. tip yaklaşımlar kullanılır ve M_{Max} değerlerini tahmin etmede G^{III} dağılımı kullanılmıştır. Macropoulos ve Burton (1985) tarafından yazılan programı kullanılarak 0.5° - 0.5° lik grid aralıklarına bölünen çalışma bölgesi için yıllık (Şekil 4.6) ve 90 yıllık dönemlerde beklenen maksimum büyüklükteki depremler bulunmuş (Şekil 4.7) ve beklenen maksimum büyüklük haritaları çizilmiştir (Şekil 4.8). Şekil 4.6'da bölge için, bir yıllık periyotta olması beklenen en büyük depremin 4.6 büyüklüğünde olduğunu görüyoruz. 90 yıllık zaman dilimi içinde beklenen maksimum büyüklükteki depremin 6.8 büyüklüğünde olduğunu Şekil 4.7'de görüyoruz. Gözlemlenebilecek en büyük deprem haritasında da bölgenin maksimum 7.1 büyüklüğünde bir depremi oluşturabilme potansiyeli olduğunu görüyoruz.

Çizelge 4.3 0.58-0.58 lik grid aralıklarına bölünmüş çalışma bölgesi için yıllık ve 90 yıllık dönemde olması beklenen ve çalışma alanında gözlemlenebilecek maksimum deprem büyüklükleri.

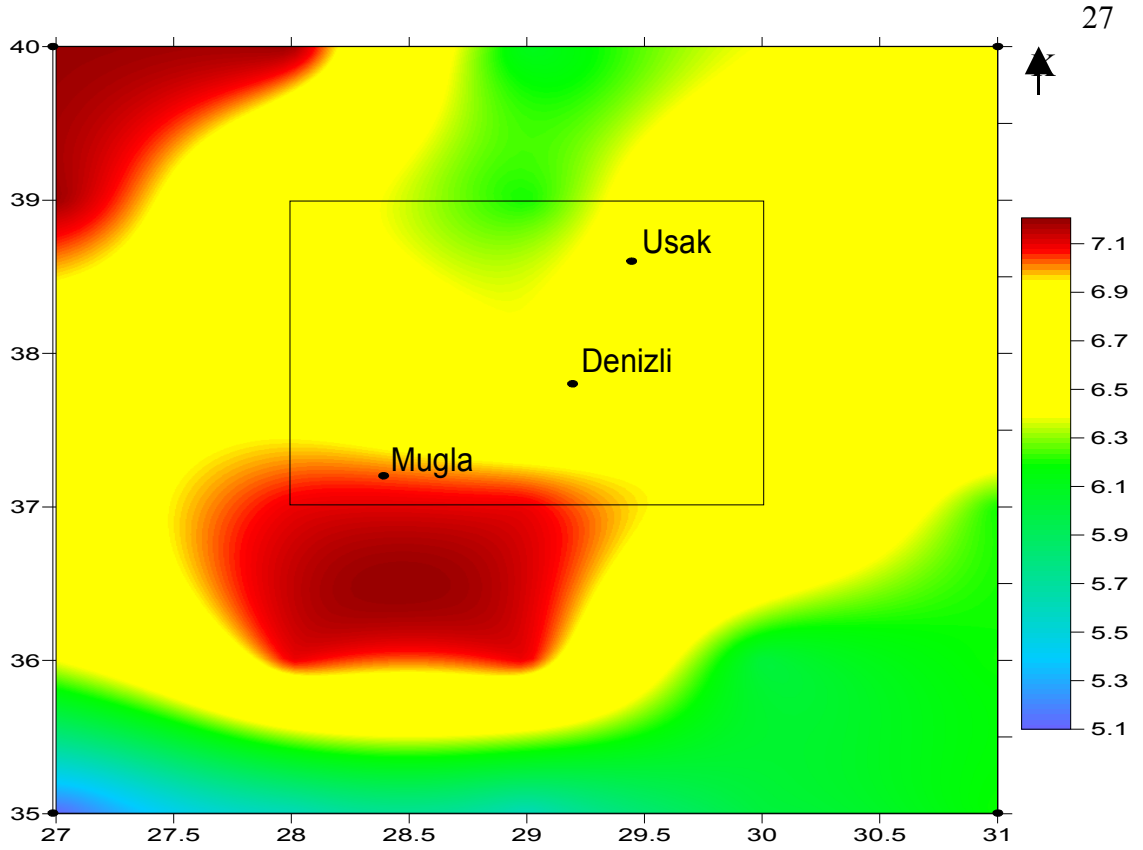
COĞKOORD		YMOD	90YMOD	MAXGÖZ
37.00	28.00	4.47	6.87	7.1
37.50	28.00	4.22	6.89	6.8
38.00	28.00	4.17	6.73	6.8
38.50	28.00	4.15	6.51	6.5
39.00	28.00	4.02	6.43	6.5
37.00	28.50	4.30	6.69	7.1
37.50	28.50	4.31	6.79	7.1
38.00	28.50	4.11	6.72	6.5
38.50	28.50	4.12	6.68	6.5
39.00	28.50	3.93	6.52	6.2
37.00	29.00	4.25	6.74	7.1
37.50	29.00	4.25	6.78	7.1
38.00	29.00	4.12	6.54	6.4
38.50	29.00	3.94	6.71	6.3
39.00	29.00	3.91	6.70	6.2
37.00	29.50	4.03	6.46	7.1
37.50	29.50	4.21	6.57	6.9
38.00	29.50	4.14	6.71	6.9
38.50	29.50	3.99	6.64	6.9
39.00	29.50	3.76	6.66	6.2
37.00	30.00	3.76	6.63	6.9
37.50	30.00	4.00	6.57	6.9
38.00	30.00	3.92	6.67	6.9
38.50	30.00	3.72	6.72	6.9
39.00	30.00	3.76	6.80	6.9



Şekil 4.6 Bölgede yıllık beklenen maksimum büyüklükteki deprem dağılımı



Şekil 4.7 Bölgede 90 yıllık dönemde beklenen maksimum büyüklükteki deprem dağılım haritası



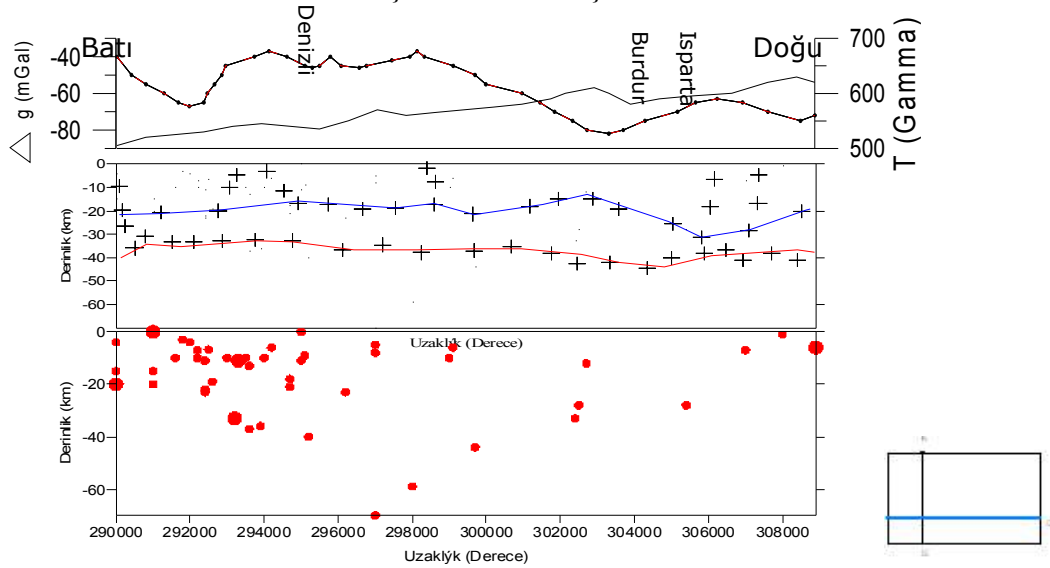
Şekil 4.8 Çalışma alanında gözlenebilecek maksimum büyüklükteki deprem dağılımı

4.3 Kabuk Yapısının Belirlenmesi

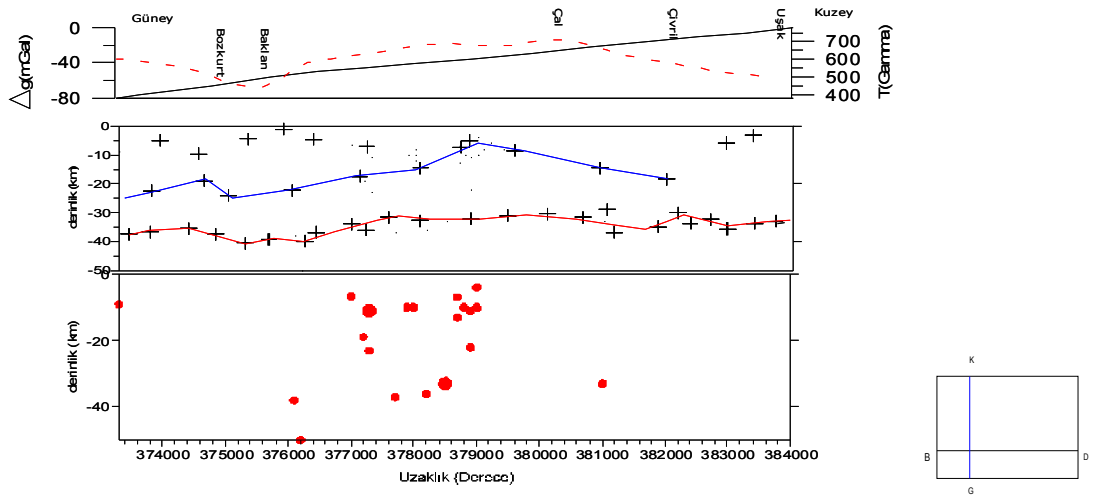
4.3.1. Normalize edilmiş tam gradyan (NTG) yöntemi

Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) fonksiyonunu hesaplamak için, $\Delta g(x,0)$ yer yüzünde ölçülen gravite değerlerinden hesaplanan $\Delta g(x,z)$ alan değeri ve bu değerden yatay ve düşey türevler $\Delta g_x(x_i,y_i)$ ve $\Delta g_z(x_i,y_i)$ hesaplanır. Bu yöntem kullanılarak elde edilen yoğunluk sınırı kesitleri Şekil 4.5 ve Şekil 4.6'da verilmiştir. Yoğunluk kesitleri ile depremlerin derinlikleri araştırıldığında genellikle depremlerin kabukta meydana geldiği görülmektedir. Küçük büyüklükteki depremler kristalin temele kadar olan kısımda meydana gelmiştir. Doğu-batı profili boyunca depremlerin Denizli ilinin her iki yanında yoğunlaştığı görülmüştür, burada gravite alanının gradyanının yüksek olduğunu görüyoruz.. Buna bağlı olarak bu bölgede kabuk kalınlığının azaldığını görüyoruz. Gravite anomalisi bu alanda yüzeye uzanan graben faylarıyla uyumlu etkiler göstermektedir. Bu faylaşmalar boyunca odak noktalarının yoğunlaştığı

görülmektedir. Güney-Kuzey profili boyunca sismik aktivitenin en yüksek Baklan-Çal arasında kalan bölgede olduğunu görüyoruz. Manyetik alan ölçüleriyle deprem dağılımı arasında her iki kesitte de bir ilişki kurulamamıştır.

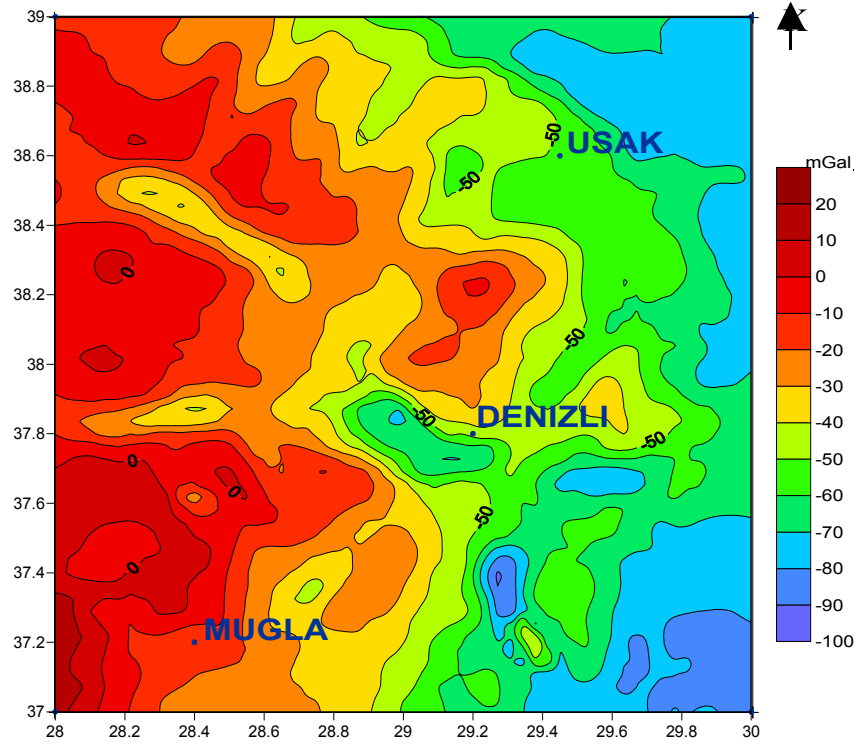


Şekil 4.9 İnceleme sahasında depremselliğinin kabuk yapısıyla olan ilişkisini gösteren batı-doğu uzanımlı profilden elde edilen kesitin gravite (kesikli çizgi) ve toplam manyetik (sürekli çizgi) alanın değişimi (üste), NTG yoğunluk sınırı belirleme yöntemiyle elde edilen kesit ve kristalin temel ve kabuk topografya sınırları(ortada), depremlerin derinlikle dağılımı (altta). Çalışma alanı üzerinde profil yeri şeklin sağında gösterilmiştir.



Şekil 4.10 İnceleme sahasında depremselliğinin kabuk yapısıyla olan ilişkisini gösteren güney-kuzey uzanımlı profilden elde edilen kesitin gravite (kesikli çizgi) ve toplam manyetik (sürekli çizgi) alanın değişimi (üstte), NTG yoğunluk sınırı belirleme yöntemiyle elde edilen kesit ve kristalin temel ve kabuk topografya sınırları (ortada), depremlerin derinlikle dağılımı (Altta).Çalışma alanı üzerinde profil yeri şeklin sağında gösterilmiştir

Bölge için gravite verileri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeofizik Dairesi Gravite-Manyetik birimince 1999'da hazırlanmış 1 / 2 000 000 ölçekli Türkiye Bouguer Anomali Haritası'ndan sağlanmıştır. Bu haritada, yoğunluk $2,67 \text{ gr/cm}^3$, anomali değerleri mgal ve kontur aralığı 5 mgal'dir. Çalışma alanı için Bouguer anomali haritası Şekil 4.11'de verilmiştir.

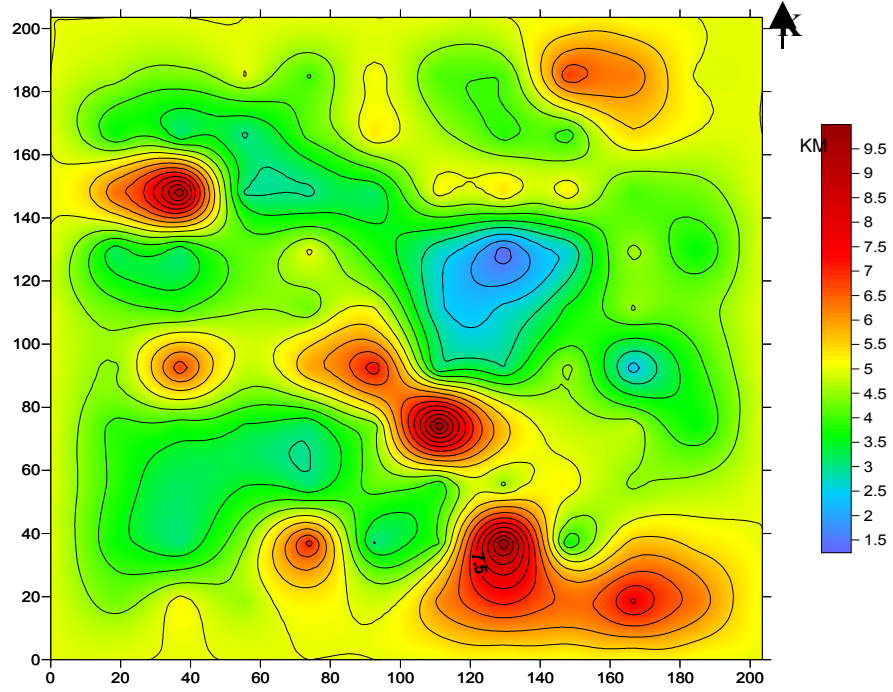


Şekil 4.11 Çalışma alanı gravite anomali haritası kontur aralıkları 10 mgal

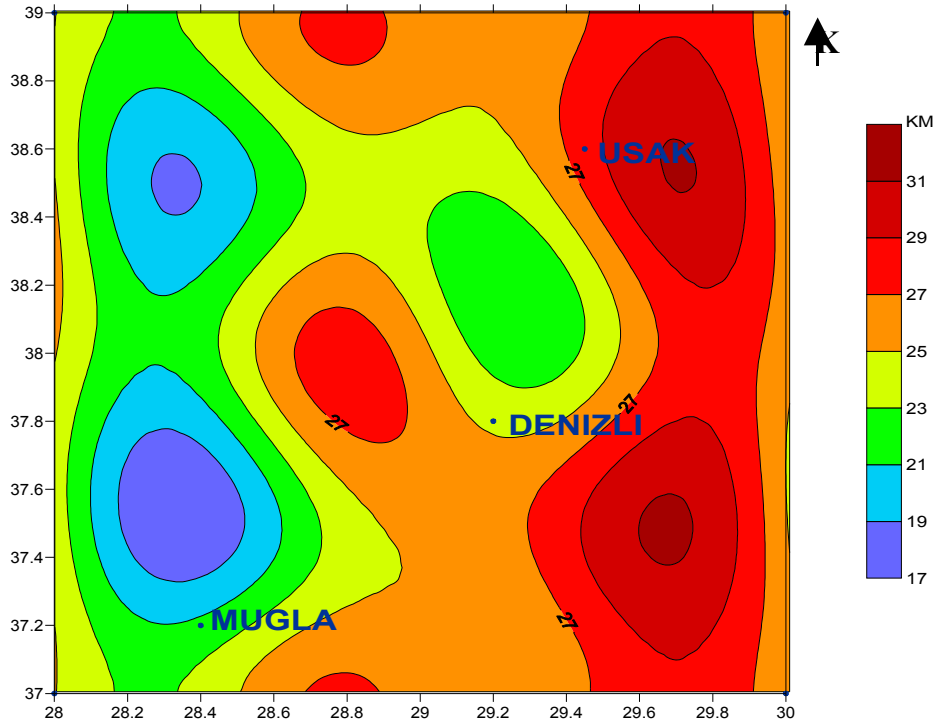
4.3.2 3DINVER yoğunluk sınırları belirleme programı

Bu çalışmada yoğunluk sınırlarını belirlemek için Normalize Edilmiş Tam Gradyan yöntemi yanında 3DINVER.M Matlab programı kullanılmıştır. Şekil 4.12'de çalışma alanının Bouguer anomali haritasından hesaplanan kristalin temel topografya haritası verilmiştir. Bölgenin batısında gravite değerleri 0 ile -20 mGal arasında değerler vermekte, doğuya doğru giderek artarak -50 ile -80 mGal arasında değişmekte GD kısmında -100 ulaşmaktadır. Şekil 4.13'de gösterilen, program kullanılarak elde edilen Moho topografya haritasında kabuk kalınlığının 17-25 km arasında değiştiğini, doğuya gidildikçe kalınlığın arttığını 31 km'ye ulaştığını görüyoruz Buna bağlı olarak Şekil 4.14'de gravite anomali haritasında gravite değerleri batıda 5 ile -20 arasında değerler

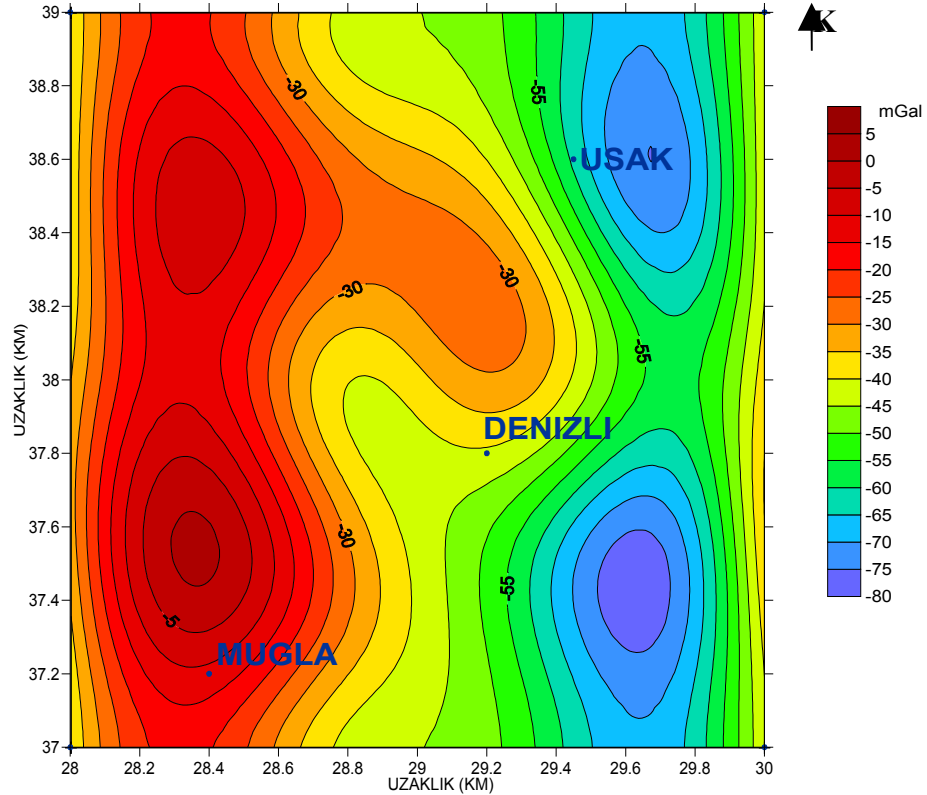
alıyor, doğuya doğru yine azalıyor, GD ve KD kısımlarında -100 mGal oluyor. Bunların 3 boyutlu çizimleri aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.12 İnceleme alanı için Bouguer anomali haritasından hesaplanan kristalin temel topografya haritası (Km)

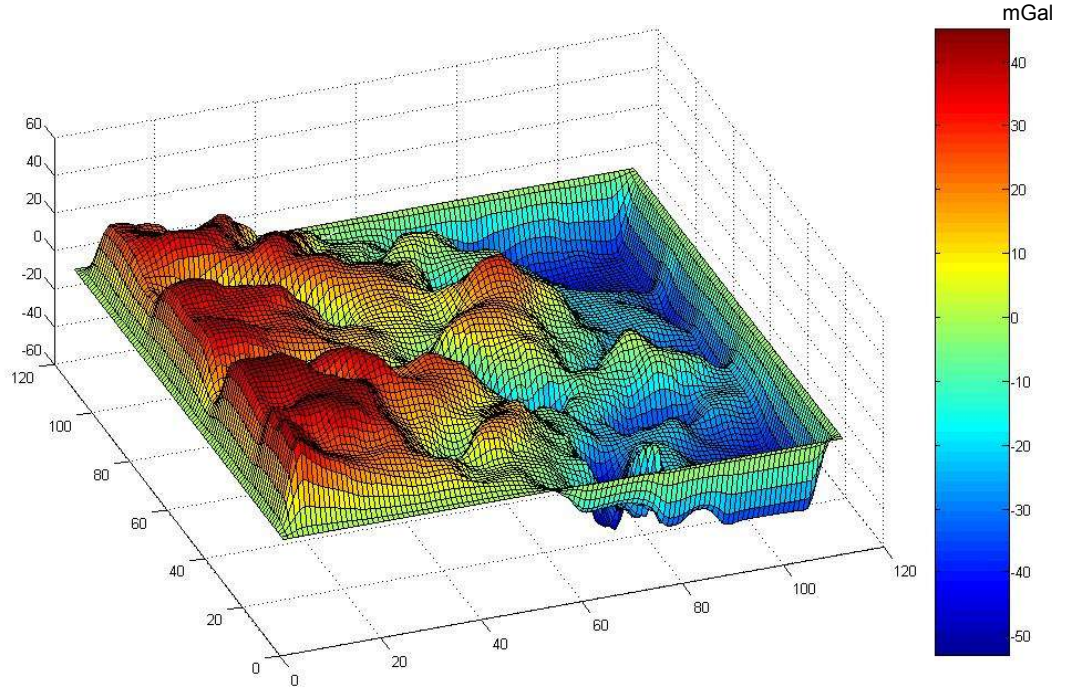


Şekil 4.13 Çalışma alanının gravite anomali haritasından elde edilen Moho topografya haritası

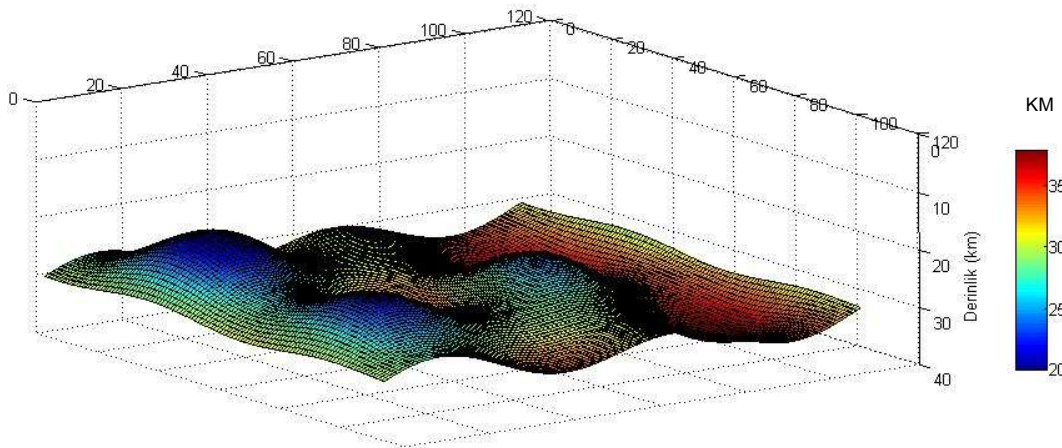


Şekil 4.14 Çalışma alanının 3DINVER programıyla elde edilen gravite anomali haritası

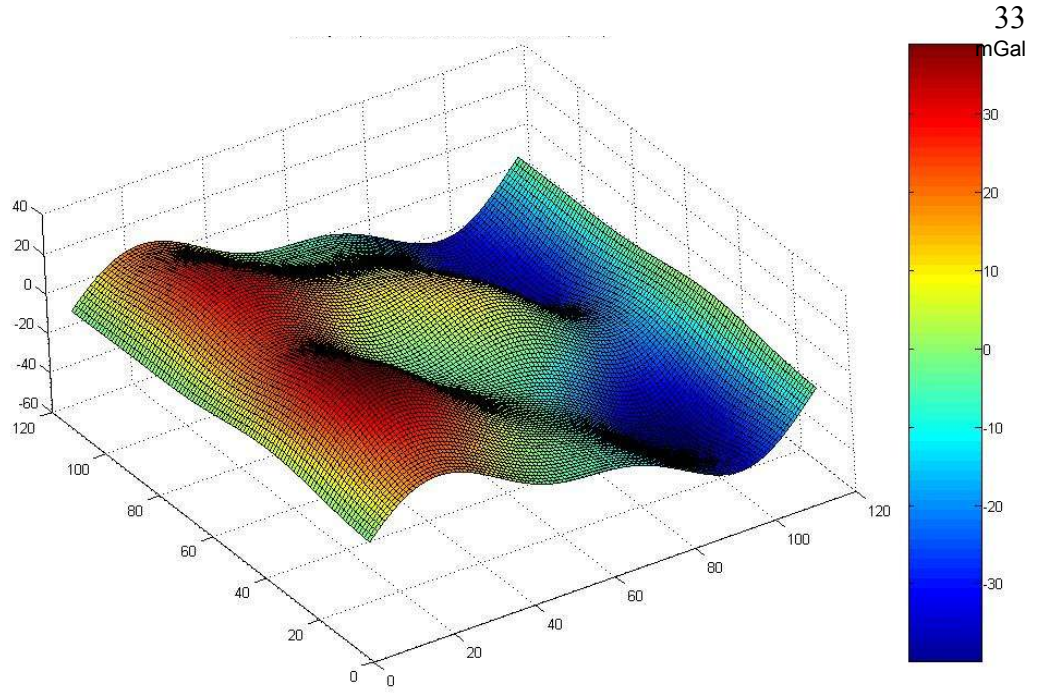
Şekil 4.15'te bölgenin gözlemlenen gravite anomali haritası verilmiştir. Bu haritaya bakıldığında bölgenin batısında gravite değerleri 35-40 mGal civarındadır. Gravite değerleri doğuya doğru azalmış ve -50 mGal'e kadar düşmüştür. Şekil 4.16'da bölge için gravite haritasından elde edilen ara yüzeyler topografya haritasını görüyoruz. Bölgenin batısında kabuk kalınlığının 20-25 km civarında değişirken, doğuda 35-40 km'ye yükseldiğini görüyoruz. Moho topografyasından hesaplanan gravite anomali haritasına bakıldığında (Şekil 4.17) çalışma alanının batısında 40 mGal olan anomali değerinin doğuda -40 mGal seviyesinde olduğunu görüyoruz. Gözlenen ve hesaplanan gravite anomalileri arası fark Şekil 4.18'de verilmiştir. Çalışma alanının ortasında oldukça düşük farklar gözlenmesin karşın kenarlarda kenar etkilerinden kaynaklanan büyük farklar görülmektedir.



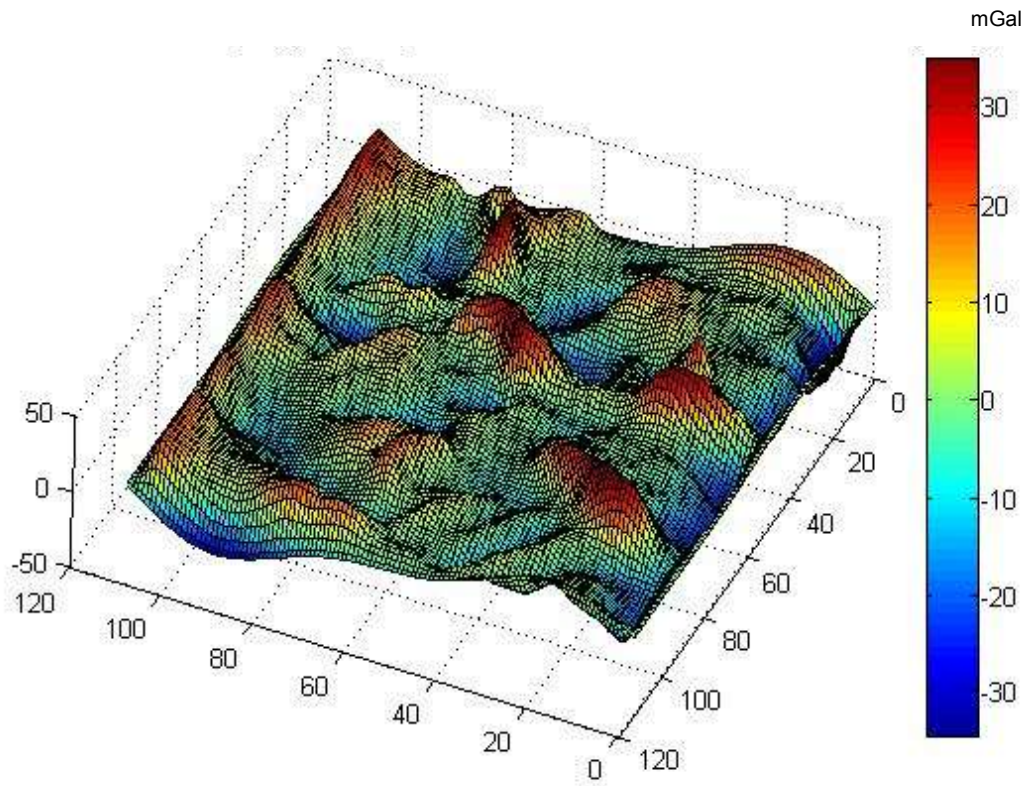
Şekil 4.15 Gözlemlenen gravite anomali haritası (mGal), koordinatlar Km olarak verilmiştir



Şekil 4.16 Bouguer gravite haritasından ters çözümle elde edilen ara yüzeyler topografyası (Km)



Şekil 4.17 Ara yüzeyden hesaplanan gravite anomali haritası



Şekil 4.18 Giriş gravite haritası ve hesaplanan ara yüzeyler arasındaki fark (mGal)

5. SONUÇLAR

Çalışma alanının içinde bulunduğu Ege bölgesi depremsellik yönüyle oldukça aktif bir yapıya sahiptir. Bu çalışmada, Denizli ve çevresi için depremsellik ve kabuk yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Batı Anadolu Graben sisteminin, genel olarak D-B doğrultulu eğim atımlı normal faylardan oluştuğu gözlenmiştir. Bu bölgede oluşan depremler sığ odaklı ve orta derinlikte depremlerdir. Batı Anadolu Graben sisteminde meydana gelen depremler birbirlerine yakın kollarda oluşurlar, bu yüzden deprem oluş zamanları birbirine yakındır ve çok sayıda deprem gözlenir.

Kabuk yapısının belirlenmesi çalışmalarında bölgede meydana gelen depremlerin derinlik dağılımına bakarak en çok deprem meydana gelen derinlikler belirlenmiştir. Dolayısıyla bu bölgenin en büyük sismik enerjiyi oluşturan bölge olduğu anlaşılmaktadır. Buna göre depremlerin çoğunlukla kabukta 5-10 km derinlikte batı-doğu istikametinde uzanan Ege derin yapılarının da içinde bulunduğu bantlarda meydana geldiği görülmüştür. Bölgenin ortalama kabuk kalınlığı 27 km olarak hesaplanmıştır. Yıllara göre meydana gelen deprem sayısına bakıldığında en fazla depremin 473 tane olmak üzere 2004 yılında olmasına rağmen, bölgede maksimum enerji 1926 yılında açığa çıkmıştır. Çalışma bölgesinde açığa çıkan toplam enerji $4E^{+16}$ Joule'dür. Bir yılda açığa çıkan enerji miktarı ise $4E^{+14}$ Joule'dür.

İnceleme alanında, yoğunluk sınırlarının belirlenmesinde Normalize Edilmiş Tam Gradyan yöntemi kullanılmıştır. Yoğunluk sınırı kesitleri ile depremlerin derinlikleri araştırıldığında, genellikle depremlerin kabukta meydana geldiği görülmektedir. Depremlerin büyük kısmı kristalin temel üzerinde meydana gelmiştir. En aktif bölgelerin, havza kenarı graben yapıları olduğu görülmüştür. Genellikle küçük büyüklükteki depremler kristalin temele kadar olan kısımda meydana gelmiştir. NTG yöntemiyle elde edilen kristalin temel topografyası ve episantr dağılım haritaları incelendiğinde, temel derinliğinin fazla olduğu kısımlarda depremlerin yoğunlaştığı görülmektedir. Episantrların yığılım gösterdiği kısım inceleme alanının ortasında kalan Afyon ve civarı, Gediz ve Menderes havzalarının çakıştığı, Doğu-Batı uzanımlı derin yapıların birleştiği alanlardır. Bu alan, Anadolu Levhası'nın batıya hareketi ve Arap levhasıyla güneyden sıkıştırılması sonucu kabukta yüzeysel derin tektonik oluşukların

meydana geldiği yerlere tekabül etmektedir. Çalışma alanındaki kabuk derinliği batı doğu yönünde, magnitüd yönüyle sismik aktivitenin de kuzey-güney istikamette arttığı gözlenmiştir.

Çalışma alanı için gravite değerlerine 3DINVER programı uygulanmıştır. Bu program, gridlenen gravite anomalilerinin 3 boyutlu geometrilerini iterasyon yöntemiyle hesaplayan bir programdır. Elde edilen sonuçlara göre, gravite değerleri batıdan doğuya doğru negatif anomali göstermektedir. Bölgenin batısında gravite değerleri 40 mGal civarındayken, doğusunda -50 mGal civarına düşmüştür. Buna bağlı olarak, kabuk kalınlığının batıda 20 km'den doğuda 35 km civarına çıktığı görülmüştür.

Sismik risk belirlenmesi çalışmalarında Gutenberg-Richter yöntemi kullanılarak a, b, a/b modal değerleri, Gumbel Uç Değerler Dağılım yöntemiyle de beklenen en büyük magnitüd (M_{Max}) değerleri hesaplanmıştır. Çalışma alanı 0.5° - 0.5° lik gözlem aralıklarına bölünerek gözlenen maksimum büyüklükteki depremlerin, yıllık ve 90 yıllık periyotlarda beklenen olası maksimum deprem büyüklükleri dağılım haritaları verilmiştir. Bu gölgede en fazla gözlemlenebilecek deprem büyüklüğünün 7.1 olduğunu ve riskli bölgenin çalışma alanının güneybatısında kalan alan olduğu ortaya çıkmıştır. Bölgede bir yılda olması beklenen maksimum deprem magnitüdü 4.6 büyüklüğünde. 90 yıllık zaman dilimi içinde olması beklenen deprem büyüklüğüne baktığımızda 6.4-6.9 arasında değişiyor. Yine bölgenin güneybatısı ve kuzey doğusu en büyük depremleri oluşturacağı görülüyor.

6. KAYNAKLAR

- Aydın A. (1997) Gravite Verilerinin Normalize Edilmiş Tam Gradyan, Varyasyon ve İstatistik Yöntemleri İle Hidrokarbon Açısından Değerlendirilmesi, Model Çalışmalar ve Hasankale-Horasan (Erzurum) Havzasına Uygulanması, Doktora Tezi, **K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü**, Trabzon, 151 s
- Aydın A. and Kadirov A. (2002) Interpretation of Crustal structure of eastern Anotolia by using potential and earthquake data, **International Workshop**, September 2002, Erzurum, Turkey
- Barka, A. A. (1992) The North Anatolian Fault zone, **Annales Tecton.** 6:164-195
- Bath, M. 1973. Introduction to Seismology, **Halsted Press**, London, pp 386 .
- Bayrak, Y., Erduran, A. ve Yılmaztürk, A. (2000) Türkiye'deki Farklı Sismotektonik Bölgelerin Sismisitesi (Seismicity of the different seismotectonic region in Turkey), in Turkish with an English abstracts, **Ulusal Jeofizik 2000 Toplantısı**, Ankara : 135- 138.
- Bayrak, Y., Yılmaztürk, A. ve Öztürk, S. (2002) Lateral Variations of the Modal (a/b) Values for Different Regions of the World, **Jour. of Geodynamics**, 34: 653-666.
- Bayrak, Y. (2003) Sismoloji Ders Notları
- Bayrak, Y. (2004) Sismoloji Deprem Bilimi No62, **KTÜ-MMF Fakülte Ders Notları**, Trabzon, 250 s
- Bender, B. (1983). Maximum Likelihood Estimation of *b* Values for Magnitude Grouped Data, **Bull. Seis. Soc. Am.** 73(3): 831-851.
- Bozkurt E. (2000) Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications, in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, **Geological Society Special Publication**, Geological Society, London, 173
- Burton, P. W. (1979) Seismic risk in southern Europe trough to India examined using Gumbel's third distribution of extreme values: **Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.**, 59 (2): 249-280.
- Dewey, J. ve Şengör, C. (1979) Aegean and Surrounding Regions Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, **Geol. Soc. Am. Bull.**, 90: 84-92.
- Ergin, K., Uz, Z. ve Güçlü, U. (1967) Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, **I.T.Ü. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enst.**, 24.

- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yüçemen, M. S. ve Doyuran, V. (1993) En Son Verilere Göre Hazırlanan Deprem Bölgeleri Haritası. **O.D.T.Ü Deprem Mühendisliği Araştırma Merkezi., Rapor no:93-01**
- İştmen Ö. (2003) Türkiye'nin farklı bölgelerinde sismik risk ve hazard parametrelerinin değişimi ve bu parametreler arasındaki ilişkilerin irdelenmesi. **KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü**, Trabzon,87s.
- Koçyiğit, A. (1984) Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha içi Yeni Tektonik Gelişim. **TJK Bült.**, 27(1),
- Lomnitz, C., Sing, S. K. (1976) Earthquake and earthquake prediction in seismic risk and engineering decisions, **Elsevier Scientific Pub. Co.**, Amsterdam, : 3-30.
- Macropoulos, K. C. ve Burton, P. W. (1985) Hazan: A Fortran Program to Evaluate Seismic - Hazard Parameters Using Gumbel's Theory of Extreme Value Statistics, **Computers&Geosciences**,:12, No.1: 29-46.
- McKenzie, D. 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions, **Geophys. J. R. Ast. Soc.**, 55,:217-254.
- MTA, (1999) Türkiye Bouger Anomali Haritası, ölçek 1:2.000.000, **MTA**, Ankara
- Ortiz, D. G., Agarwal B. N. P. (2005) 3DİNVER.M:a Matlab program to invert the gravity anomaly over a3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm,**Computers& Geosciences**,31:513-520
- Riznichenko Y.V. (1985) Problemi Seysmologii, Moskow , Nauka, P.405.
- Şengör, A.M.C., Görür N., Şaroğlu F. (1985) Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape:Turkey as a case study, in Biddle K.T., Christie-Blick N., Strike –slip faulting and basin Formation, **Soc. econ. Paleontol. Mineral. Sp. Pub.**, 37:227-264
- Strakhov, V. N., Grigoreva, O. M. and Lapina, M. I. (1977) Determination of Singular Points of two Dimensional Potential Fields, **Prikladnaya Geofizika**, 85:96-113.
- Yılmaztürk, A. ve Burton, M. (1999) Earthquake source parameters as inferred from body waveform modelling, southern Turkey, **Geodynamics**, 27:469-499
- Yılmaztürk, A., Bayrak, Y., Çakır, Ö. (1998) Crustal Seismicity in and around Turkey, **Natural Hazards**, 18:253-267.
- Yüksel F.A. (2005) Batı Anadolu'nun Bouguer Gravite Anomalilerinin Süzgeçlenmesi ve yer kabuğu kalınlık dağılımının incelenmesi, **PAÜ, Mühendislik Bilimleri dergisi**, 11: 2:1272

ÖZGEÇMİŞ

Fatma Figen ALTINOĞLU, 1979 yılında İstanbul'da doğdu. Orta öğrenimini 1990-1997 yılları arasında Denizli Anadolu Lisesi'nde tamamladıktan sonra, 1998 yılında Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne girdi. 2002 yılında Jeofizik Mühendisi ünvanıyla mezun olduktan sonra 2003 yılında Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda yüksek lisans eğitimine başladı.