

28748

T.C
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTUSU

BATI ANADOLU BÖLGESİ

SERBEST HAVA ANOMALİSİNİN FİLTRELENMESİ

VE YERKABUĞUNUN İNCELENMESİ

DOKTORA TEZİ

Jeofizik Yük. Müh. Fethi Ahmet YUKSEL

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

(Uygulamalı Jeofizik Programı)

Danışman : Prof. Dr. Mustafa ÖZDEMİR

my.

KASIM - 1993

ÖNSÖZ

Doktora tezimin konu seçiminde ve çalışmalarım sırasında büyük destek ve yardımlarını esirgemeyen, çalışmalarım süresince titiz ve uyarıcı öneri, yardım ve çok yakın desteğini gördüğüm ve yurt dışında tezimle ilgili araştırma yapmama izin veren danışman hocam sayın Prof. Dr. Mustafa ÖZDEMİR'e şükranlarımı sunarım.

Doktora çalışmalarım için yurt dışına gitmeme, Mühendislik Fakültesi Dekanırken gerekli izni veren sayın hocam Prof. Dr. Mehmet AKARTUNA'ya, Mayıs - Ekim 1989 tarihleri arasında Amerika Birleşik Devletleri, Texas A&M Üniversitesi, College of Geosciences, bölümlerinde inceleme ve araştırma imkanı sağladıkları için, Jeofizik Fakültesi Dekanı Prof. Dr. D. A. FAHLQUIST'a ve Jeofizik Bölümü Başkanı Joel S. WATKINS'e teşekkür ederim.

Çalışmalarımın değişik aşamalarında, daima yapıcı eleştirileriyle, olumlu yönde ilerlememi sağlayan ve özellikle gerekli bilgisayar programlarımın geliştirilmesinde yardımlarından ve tecrübelerinden yararlandığım sayın hocam Doç. Dr. İbrahim KARA'ya ve jeolojik haritaların düzenlenmesinde büyük yardımlarını gördüğüm Doç. Dr. Sener ÜSÜMEZSOY'a, Yard. Doç. Dr. Hasan EMRE'ye teşekkür ederim.

Yüksek Lisans ve Doktora öğrenciliğim sırasında Türk Petrol Vakfının eğitim bursu ve yabancı dil kurslarından yararlandım, vakfın kurucu ve yöneticilerini daima şükranla anımsıyacağım.

Harita ve şekilleri titizlikle ve sabırla çizen Teknik ressam Ferihan YÜKSEL AKSOZ'e teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

Ayrıca, tahsil hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerini gördüğüm, bana okuma ve araştırma bilincini kazandıran annem Suzan YÜKSEL ve babam Mehmet YÜKSEL'e şükranlarımı sunarım.

Fethi Ahmet YÜKSEL

Istanbul, 1993

İCİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ	I
İCİNDEKİLER	II
ÖZ	IV
ABSTRACT.....	V
I. GİRİŞ	1
II. MATERYAL VE METOD	3
2.1. BATI ANADOLU'NUN JEOLojİK VE JEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ	3
2.1.1. Batı Anadolu'nun Yapısal Birlikleri	3
2.1.2. Batı Anadolu'nun Kırık sistemleri	7
2.2. PENCERE VE PENCERELEME	11
2.2.1. Giriş	11
2.2.2. Pencereleme ve Gibss Olayı	11
2.2.3. Hanning Penceresi	13
2.3. FİLTRELEME VE FİLTRE TASARIM YÖNTEMLERİ	13
2.3.1. Giriş	13
2.3.2. Konvolüsyon. Filtreleme işlemi ve Filtre Çesitleri ..	14
2.3.3. Filtre Tasarım Yöntemleri	20
2.3.3.1. Fourier Dönüşüm Yöntemi ile Alçak Geçişli Filtre Düzenlenmesi	21
2.3.3.2. Rekürsiyon Yöntemi ile Alçak Geçişli Filtre Düzenlenmesi	23
2.4. ANALİTİK UZANIM	35
2.4.1. Giriş	35
2.4.2. Yukarı Doğru Analitik Uzanım	36

III

2.5. KABUK KALINLIĞINI BELİRLEME YÖNTEMLERİ	41
2.5.1. Giriş	41
2.5.2. Tsuboi Yöntemi	47
2.5.3. Talwani Yöntemi	48
III. BULGULAR	50
3.1. Filtrelerin Uygulanması	50
3.2. Analitik Uzanımların Uygulanması	80
3.3. Kabuk Kalınlığı Belirleme Yöntemlerinin Uygulanması	84
IV. TARTIŞMA VE SONUÇ	87
V. ÖZET	88
SUMMARY	89
VI. KAYNAKLAR	91
VII. ÖZGEÇMİŞ	102

BATI ANADOLU BÖLGESİ SERBEST HAVA ANOMALİSİNİN FİLTRELENMESİ
VE YER KABUĞUNUN İNCELENMESİ

Batı Anadolu Serbest Hava ve Bouguer Gravite haritalarının yorumu hazırlanmasında yukarı uzanım ve konvolüsyon filtreleme yöntemlerinin yanı sıra, bu çalışmanın amacı doğrultusunda, tek ve iki boyutlu olarak tasarlanan alçak geçişli rekursiv filtreler de başarıyla kullanılmıştır.

Batı Anadolu kabuk kalınlığının belirlenmesi için, tek ve iki boyutlu alçak geçişli rekursiv filtrelerle (IIR) filtrelenerek, elde edilen rejyonel Bouguer gravite anomali haritasına, $(\sin X)/X$ (Tsuboi) yöntemi uygulanmıştır. Tsuboi yöntemiyle bulunan moho süreksizliğini veren derinlik değerleri, Talwani yönteminde poligon başlangıç modeli olarak alınarak, modele ait gravite anomalisi hesaplanmıştır. Bu hesaplanan gravite anomalisinin gözlenen gravite anomalisiyle uyumlu olduğu görülmüştür.

Batı Anadolu kabuk kalınlığı K de Karadeniz sahillerinde ortalama 30 km den başlayarak göller bölgesinde 35-40 km ye ulaşmakta ve G de Akdeniz sahillerinde tekrar 32 km ye düşerek inceldiği hesaplanmıştır. Ege sahillerinde ise, kabuk, ortalama 32 km den başlayarak, Anadolu'nun içlerine doğru, B-D doğrultusunda, 40 km kalınlığa ulaşmıştır.

ABSTRACT

FILTERING OF FREE AIR ANOMALY AND INVESTIGATION OF
CRUSTAL THICKNESS OF W ANATOLIAN REGION

To prepare W Anatolian Free Air and Bouguer gravity maps for interpretation, not only were used upward continuation and convolution filtering methods, but also, as in the scope of this work, one and two dimensionally designed Infinite Impuls Response (IIR), recursion, low-pass filters methods were applied successfully.

In order to establish crustal thickness of Western Anatolia, (SinX)/X (Tsuboi) method was applied to the regional Bouguer gravity anomaly map which had been made by filtering with one and two dimensional low-pass recursive filters. Depth values that give Moho discontinuity gathered by Tsuboi method were considered as polygone initial model in Talwani method. Gravity anomaly belonging to the model was calculated and it was found out that both calculated and observed gravity anomalies were compatible.

It was calculated that the West Anatolian crustal thickness starts from 30 km in the N along the Black Sea coast, reaches to 35-40 km around Lake District and thins to 32 km in the South at the Mediterranean Sea coast. At the Aegean Sea coast, however, crust starts from 32 km in thickness and reaches to 40 km through the interior of Anatolia in a W-E direction.

I- GİRİŞ

Türkiye, Avrupa, Afrika ve Arabistan levhalarının doğrudan dokanak halinde bulunduğu Alp-Himalaya dağ oluş zinciri üzerinde yer alır. Bu oluşum, Anadolu yarımadasında, doğuda sıkışma ve batıda ise genişleme tektonizmasına bağlı olarak karmaşık bir tektonizma meydana getirmiştir. Diğer taraftan, Kuzey Anadolu (KAF) ve Doğu Anadolu Fayları (DAF) gibi doğrultu atımlı deformasyonlar Anadolu'nun kuzeyinde ve güney/güney doğusunda ortaya çıkmıştır. Ayrıca, Türkiye'nin güneyinde Akdeniz levhasının dalma-batma zonu bulunmaktadır.

Batı Anadolu ve çevresine ait son yıllarda oldukça geniş çaplı jeofiziksel, sismolojik, jeolojik çalışmalar ve geliştirilen değişik görüşler bulunmaktadır. Bu çalışmaların bir bölümü inceleme bölgesinin evrimini oldukça ayrıntılı olarak ele alırken (Morelli v.d., 1975; Angelier, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1981; Jackson v.d., 1983), bir bölümü Batı Anadolu ve çevresinin global tektonik veya levha tektoniği içindeki yeri açısından ele almış ve incelemişler (Papazachos ve Cominakis, 1978; McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Dewey ve Sengör, 1979; Sengör, 1979; Le Pichon v.d., 1979; Angelier v.d., 1981; Dermitzakis ve Papanikolaog, 1981; Sengör ve Yılmaz, 1981; Leite ve Mascle, 1982; Jackson ve McKenzie, 1984) ve diğer bir bölümü de Batı Anadolu ve çevresinin sedimanter özelliklerini ve volkanizmasını araştırmışlardır (Needham v.d., 1973; Lalechos ve Savoyat, 1979; Brooks ve Ferentinos, 1980; Brooks ve Williams, 1982; Akkök, 1983; Le Pichon v.d., 1984; Lyberis, 1984; Fytikas v.d., 1984; Ercan v.d., 1984; Steininger ve Rögl, 1984).

Üst Kretase'de Arap-Afrika levhalarının kuzeye doğru hareketi sonucu Anadolu levhalarının bazı sırtlar boyunca kenetlendikleri görülür. Bu kıta-kıta çarpışmalarında levha arası havzalarda meydana gelen çökeller güneye itilerek Menderes ve Toros levhaları üzerinde kalın Likya Naplarını oluşturmuşlardır (Akkök, 1983). Eosen'de G de sıkışma ve kabuk kalınlaşması devam ederken K de Pontid üzerinde bir gerilme ve kabuk incilmesi görülmektedir (İlkışık, 1980). Orta-Üst Miyosen'den itibaren Batı Anadolu'da genel bir gerilme tektoniği görülür.

Yitim ve kıta-kıta çarpışmasıyla meydana gelen kabuk kısılması ve bu kısılmanın nasıl olduğu, bugünkü yapının yerin içine doğru ve yeryüzünde nasıl değiştiği önemli problemlerdir. Bu problemlerin aydınlatılmasında sismoloji, elektrik, sismik, magnetik ve gravite gibi jeofizik yöntemler, bugün, etkin olarak kullanılmaktadır.

Türkiye'nin 26°.00 ve 32°.00 D boylamları ve 36°.00 ve 42°.00 K enlemleri arasında kalan bölgesinin, Serbest hava ve Bouguer gravite (Harita Genel Komutanlığı'nın hazırladığı) haritalarından yararlanılarak Batı Anadolu bölgesinin kabuk kalınlığı ve özellikleri incelenerek diğer jeofizik yöntemlerin sonuçlarıyla irdelendi (Harita 1.1).

Kabuk kalınlığının araştırılmasında kullanılan gravite verilerinin, önce, yerel etkilerden ayrılarak yoruma hazırlanması gerekir. Bu amaçla, gravite verilerine Sonsuz Birim Tepkili, rekürsiv, (Infinite Impuls Respons) ve Sonlu Birim Tepkili (Finite Impuls Respons) sayısal alçak geçişli filtreler ve yukarıya doğru analitik uzanım yöntemleri uygulandı.

Batı Anadolu kabuk kalınlığının dağılımı için Tsuboi ve Talwani yöntemleri kullanılarak, elde edilen sonuçlar bölgenin jeolojik ve tektonik özellikleriyle karşılaştırıldı.



Harita 1.1: İnceleme bölgesinin bulduru haritası.

II- MATERYAL METOD

2.1. BATI ANADOLU'NUN JEOLOJİK VE JEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

2.1.1. Batı Anadolu'nun Yapısal Birlikleri

Türkiye'nin 26°.00-32°.00 boylamları ve 36°.00-42°.00 enlemleri arasında kalan batı kesiminde kuzey-güney doğrultulu bir jeotraverst'te kabuğu oluşturan yapısal birlikleri:

I- Pan Afrikan dönem (İstanbul zonunun temeli, Menderes masifi çekirdeği),

II- Hersiniyen dönem (Kırklareli kompleksi),

III- Geç Hersiniyen-Erken Kimmeriyen dönem (Kuzeybatı Anadolu yığılma orojen kuşağı),

IV- Kimmeriyen dönem (İstıranca metamorfik kuşağı),

V- Alpin dönem (İzmir, Eskişehir, Afyon, Batı Toros zonu; Beyşehir-Hoyran-Hadim ve Alanya napları) (Harita 2.1),

olarak sınıflandırılabilir (Ketin, 1977; Gutnic v.d., 1979; Sengör, 1980; Sengör ve Yılmaz, 1981; Uşümezsoy, 1987, 1990) (Harita 2.2).

Batı Türkiye'nin kuzeyden güneye doğru orojenik kuşaklarının sınıflandırılması ve jeolojik yapısı aşağıdaki gibi özetlenebilir (Harita 2.2 ve 2.3).

İstıranca orojenik kuşağı, granitik ve sedimenter kökenli İstıranca metamorfikleri ve kuşak içinde Geç Kretase yaşlı sığ derinlik volkano plütonik kompleks olan KB-GD gidisli İstıranca batolitini içerir (Uşümezsoy, 1982,1990).

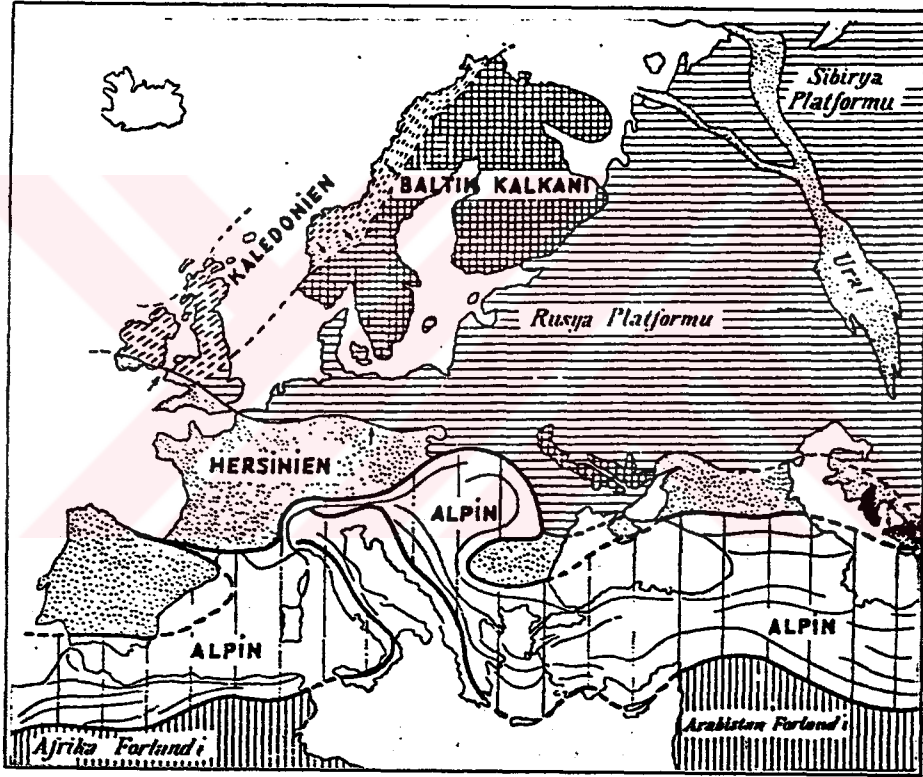
Kırklareli kompleksi, Prekambriyen, Hersiniyen yaşlı derin granitler ve yüksek dereceli metamorfik gnaysları içerir. Kırklareli granitik temeli İstıranca Kimmeriyen metamorfik kuşağı üzerine kuzeye doğru bindirir (Uşümezsoy, 1982). Bu olay bölgede kabuk kalınlaşmasına yol açmıştır.

Trakya Çanağı, Kırklareli kompleksi üzerinde Eosen'de açılmaya başlayan pulapart (çekayır) çanağında gelişmiştir. Çanağın üzerinde genç çökeller oluşmuştur (Perinçek, 1991; Doust ve Arıkan, 1974; Ercan ve Gedik,

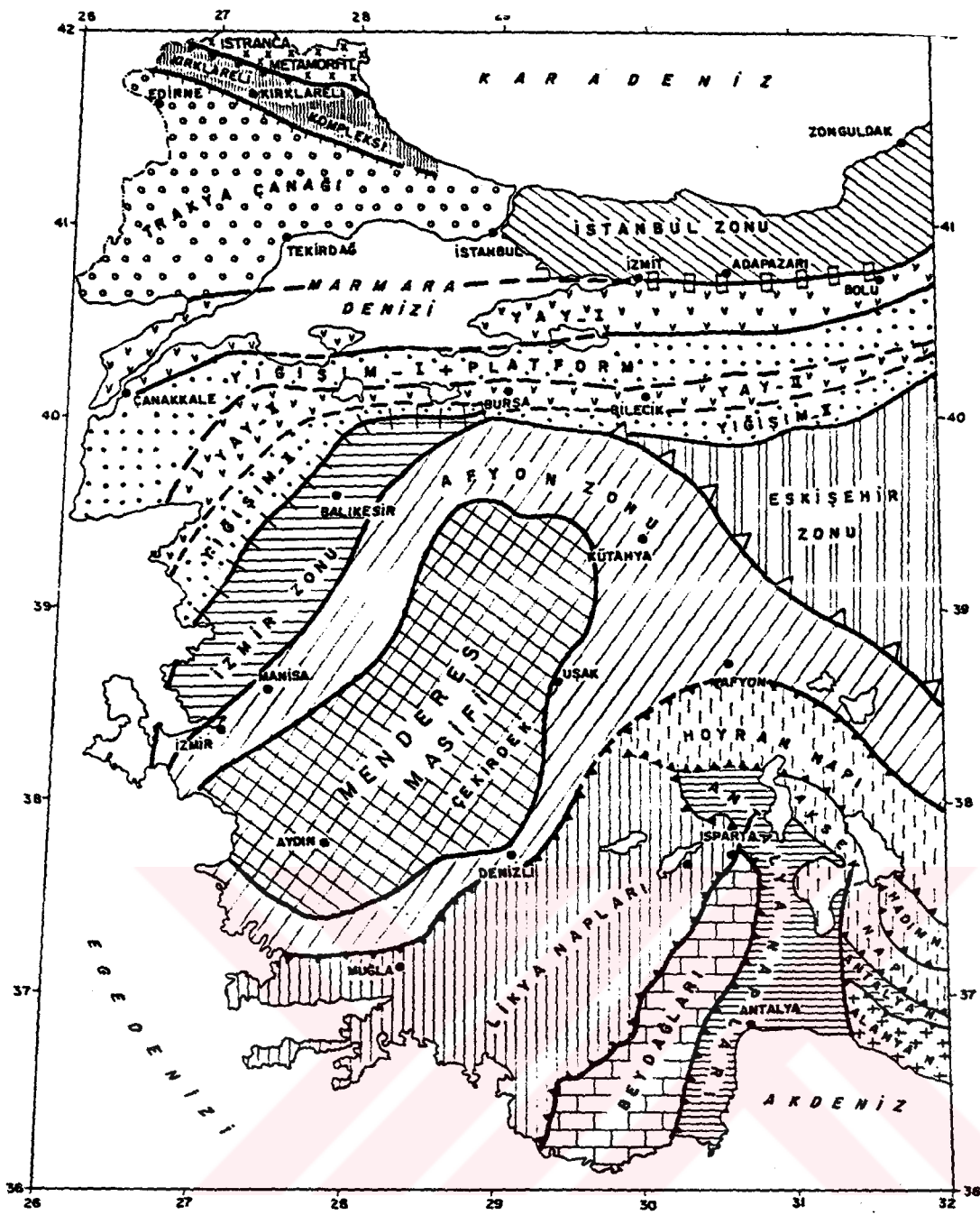
1986; Ketin, 1983).

Istanbul zonu, temelde metamorfizma geçirmemiş Paleozoyik oluşuklarla başlar ve bu temel üzerine Mesozoik çökeller uyumsuz olarak gelmiştir. Ancak bu temel yer yer granit sokulumları tarafından kesilmiştir.

Kuzeybatı Anadolu yığılması, bir birine paralel gidimli, doğu-batı uzanımlı yay ve platformlardan oluşur. Batı Anadolu'da Karbonifer sonrası Jura öncesi kabuğun yay ve yığılma oluşumuyla incilmesi veya kalınlaşması değişik araştırmacılara göre tanımlanmıştır (Üşümezsoy, 1987; Altınlı, 1943; Kaya, 1982; Kipman ve Emre, 1986; Emre, 1987; Kipman ve Emre, 1989).



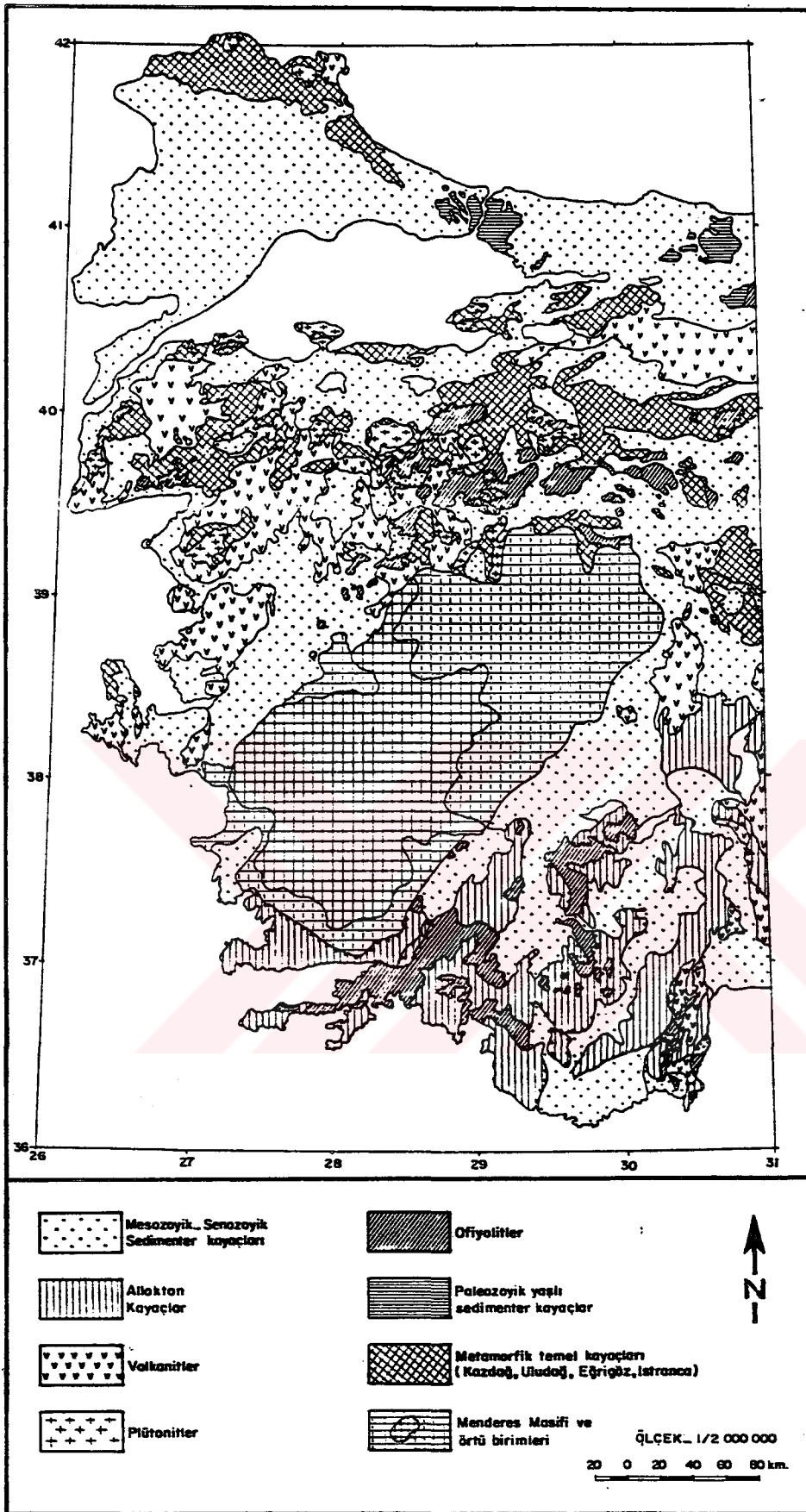
Harita 2.1: Avrupa'nın başlıca orojenik kuşaklarını gösteren genel tektonik haritası (Holmes'e göre Ketin 1983'den).



- | | | |
|----------------------------|------------------------------|---|
| Istranca metamorfizmi | Afyon zone | Geç karbonifer |
| Kırklareli kompleksi | Menderes masifi | Orta triyas |
| Trakya çanağı | Likiya napları | Paleosen |
| İstanbul zonu | Beydağları | Bindirme kuşakları |
| Kuzeybatı Anadolu yapıları | Antalya napları | Çöküntü havzası kenarı |
| İzmir zonu | Hayran, Hadım Akseki napları | Örtü altındaki olası bindirme kuşakları |
| Eskişehir zonu | Alanya napları | Tektonik birim sınırları |
| | | Tektonik alt birim sınırı |

ÖLÇEK: 1/2 000 000
20 0 20 40 60 80 km.

Harita 2.2: Batı Türkiye'nin yapısal birlikleri (Gutnic v.d., 1979 ve Üşümezsoy, 1987; 1990 dan alınmıştır).



Harita 2.3: Batı Türkiye jeoloji haritası (Bingöl, 1989 dan sadeleştirilerek alınmıştır.)

Izmir zonu, Üst Kretase öncesi kuzey-güney açılımı ve normal faylanmayla Tetis okyanusu gelişir (Üşümezsoy, 1987; Erdoğan, 1990). Bu zonda volkanizma ile birlikte kireçtaşı, grovak türü kayalar oluşmuştur. Eosen öncesi kapanan havza içersinde okyanus kabuğu dilimleri sokulmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1983). Okyanus kabuğu, kıtasal kabuk üzerine bindirmeden önce okyanus içinde bir biri üzerine bindirerek kalınlaşmış ve daha sonra kıta üzerine yerleşmiştir (Emre, 1987). Bu zon yüksek basınç metamorfizmasının egemen olduğu kesimleri kapsar (Okay, 1981).

Eskişehir zonunda, yüksek basınç metamorfizması gelişmiştir (Çoğullu, 1967). Bu zonda Eosen sonrası andezitin çoğunlukta olduğu volkanizma görülür (Ercan, 1982).

Afyon zonu, düşük dereceli metamorfizma gösteren temel üzerinde gelişen karbonat platformundan oluşmuştur (Kaya, 1982; Okay, 1985).

Menderes masifi. Pan Afrikan öncesinde çekirdek kayaları migmatitlerden oluşmuştur. Menderes masifinin kuzeyi ve güneyi Mesozoyik yaşlı çökel kayaları ile çevrelenmiştir. Kuzey kenarı ofiyolit dilimleri ile çevrelenmiş, güney kenarı ise kireçtaşı napları ile üzerlenmiştir (Koçyiğit, 1983).

Batı Toros zonu, kendi içersinde ofiyolit ve karbonat kökenli bir biri üzerine gelmiş çeşitli naplardan oluşurlar. Bu zondaki bindirmeli yapılar, Likya napları dışında çoğunlukla sedimenter kayalardan oluşur (Blumenthal, 1963; Brunn v.d., 1970; Gutnic, v.d. 1979; Ersoy, 1989). Batı Toros naplarının gerçek allokton birimleri ofiyolitlerdir (Ricou v.d., 1975). Antalya napları, Kumluca, Gödene ve Tekirova nap birliklerini içerir. Birliğin peridotitik, ofiyolitik niteliği okyanusal kabuk kökenli olduğunu gösterir (Marcoux, 1979; Yılmaz v.d., 1981; Kaya, 1982; Robertson v.d., 1984). Beydağları otoktonu karbonat istifinden oluşmuş bir küttedir (Monod, 1977). Beyşehir-Hoyran-Hadim napları, otokton platformu üzerine yerleşmiş tektonik ünitelerdir (Blumenthal, 1963; Özgül, 1976; Gutnic v.d., 1979). Alanya napları Antalya birliğini tektonik olarak üstler. Üst üste duran üç metamorfik naptan oluşmuştur (Okay ve Özgül, 1983).

2.1.2. Batı Anadolu Kırık Sistemleri

Batı Anadolu'da kırık sistemleri üç ayrı dönemde gelişmiştir. İlk dönemde KD-GB yönlü kırık sistemleri Oligosen-Miyosen evresinde oluşmuştur.

İkinci dönemde D-B gidisli grabenler Geç Miyosen-Pliyosen sürecinde meydana gelmiş, bunu Kuvaterner'de gelişmeye başlayan ve günümüzde de etkin olan KB-GD doğrultulu çizgisellikler izlemiştir (Kaya, 1982; Kissel ve Laj, 1988; Zanchi v.d., 1990) (Harita 2.4).

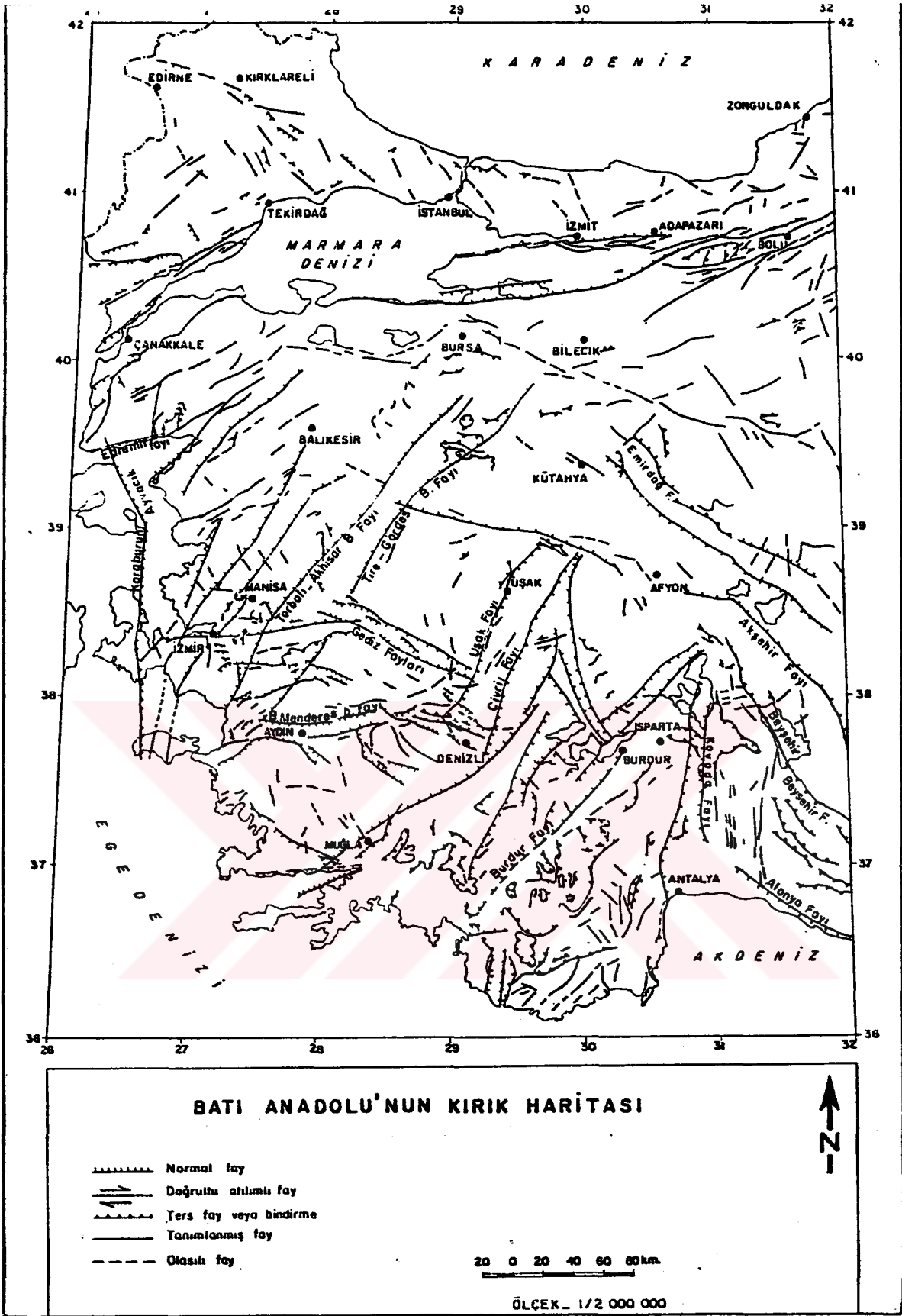
Batı Anadolu ve çevresinde meydana gelmiş graben havzaları genel bir gerilme tektonik rejimiyle ilişkilidir. Bu gerilme rejiminin oluşmasında, Ege'nin ve Batı Anadolu'nun güneyinde gelişen dalma-batma ve transform sistemlerinin de etkileşimi vardır (Le Pichon ve Angelier, 1981).

Batı Anadolu ve civarında gerilme K-G yönlüdür. Bunun sonucu olarak genelde D-B yönlü, yüksek atımlı normal veya listirik faylarla çevrili çok sayıda graben havzaları oluşmuştur.

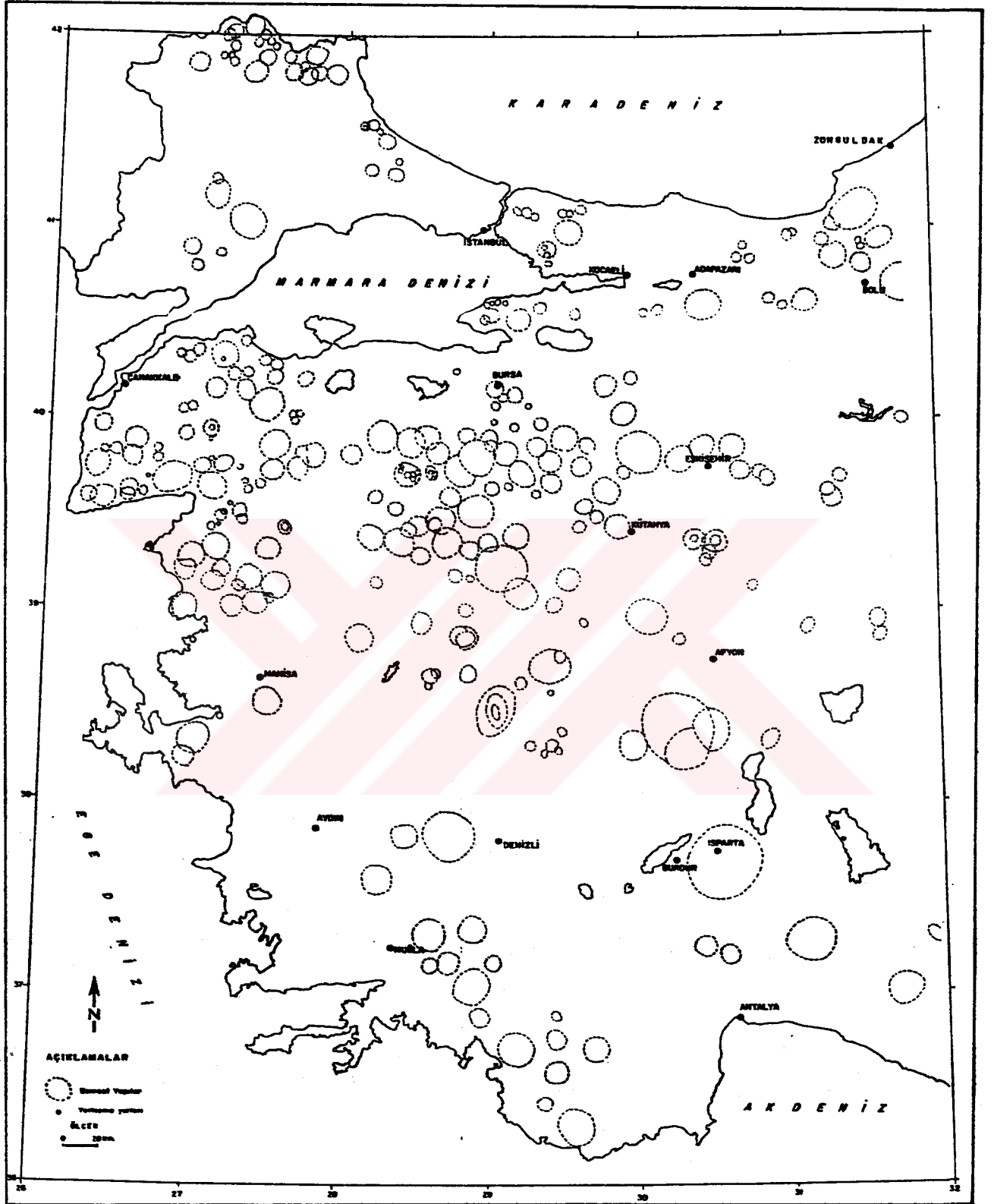
Uzaktan algılama görüntüleri, dom şeklindeki sokulum kayaların ve volkanik faaliyetler sonucu oluşan yapıların çoğunu, genellikle, dairesel çizgisellikler olarak gösterir. Henden (1981) tarafından, Landsat II uydusu 7.bant görüntüleri kullanılarak hazırlanan "Uzay Görüntülerinden Çizgisellik Haritası"ndan yararlanılarak, Batı Anadolu'nun dairesel yapılarla ilgili çizgisellikleri gösteren ayrı bir dairesel yapılarla ilgili çizgisellik haritası hazırlandı. Kırık zonları boyunca yükselen astenosfere ait erimiş madde bu kırık zonlarını etkilemektedir. K-G, KD-GB ve KB-GD doğrultulu fay sistemlerinin kestiği bölgelerde magma odaları, yoğun deprensellik ve yüksek termal etkinlikler gözlenmektedir (Harita 2.5).

Dairesel çizgisellikler Kuzeybatı Anadolu Yığılması, İzmir ve Eskişehir Zonları boyunca oldukça sık bir dağılım gösterirler. Ayrıca Trakya'nın Kuzeyinde Istranca Orojenik kuşağı boyunca ve Güneybatı Anadolu'da, Muğla civarında, kümelenmeler görülmektedir. Batı Anadolu'da kabuğun incelmesi ve KB-GD kırıklarının kestiği eski kırık sistemlerinin kesişim yerlerinde volkanik faaliyetler oldukça sık bir dağılım gösterir.

Ege denizi ve civarınının kabuk kalınlığı Ege'de KB-GD yönünde bir incelmeye gösterir. Bu incelmeye bu yönde gelişen doğrultu atımlı fay sistemine paralellik göstermektedir. Gerilmenin K-G yönlü ve kısalmanın da D-B yönlü oluşu gözönüne alınırsa KB-GD yönlü doğrultu atımlı fay sistemi ve kabuk incelmeye Anadolu Levhasının bugünkü B sınırında oluşmaktadır (Le Pichon ve Angelier, 1981).



Harita 2.4 : Batı Türkiye'nin kırık haritası (Kaya, 1982; Kocyigit, 1984 ve Bingöl, 1989 dan alınmıştır).



Harita 2.5 : Batı Türkiye'nin domsal yapıları (Henden, 1981'den değiştirilerek alınmıştır).

2.2. PENCERE VE PENCERELEME

2.2.1. Giriş

Arazide gözlenen veriler veya belirli bir fonksiyonla üretilen diziler sınırlı uzunlukta olurlar. Bu verilerin spektral analizleri söz konusu olduğunda çeşitli sorunlarla karşılaşılır.

Sonlu uzunlukta olan bir verinin spektrumunda gerçek spektrumu etkileyen önemli iki olaydan biri spektrumun yuvarlatılması ve diğeri ise enerji sızmasıdır. Bu iki önemli olay verinin bir pencere fonksiyonu ile kesilmesinden meydana gelir. Pencerenin dar olması spektrumun düzenlenmesine, verinin süreksiz biçimde kesilmesi ise Gibbs olayına sebep olur.

Güvenilir bir spektrum elde edebilmek için uygulanacak bir pencerede aşağıdaki özellikler dikkate alınmalıdır:

- 1) Pencerenin yan salınım genlikleri mümkün olduğu kadar düşük seviyede olmalıdır.
- 2) Yan salınımlardaki genlik azalım oranının oldukça hızlı olması gerekir.
- 3) Pencerenin ana bölme band genişliğinin uzun olmaması gerekir.

Pencereler, aşağıdaki gibi, başlıca üç grupta sınıflandırılabilir, (Harris, 1978).

- I- Trigonometrik pencereler,
- II- Güç pencereleri,
- III- Exponansiyel pencereler.

Yukarıda sıralanan bu özelliklere ulaşabilmek için çeşitli pencere fonksiyonları birçok araştırmacı tarafından önerilmiştir.

2.2.2. Pencereleme ve Gibbs olayı

Sonlu uzunlukta bir dizinin spektrumunun elde edilmesi işleminde fonksiyonun pencere içinde kalan kısmının pencerenin dışında periyodik olarak tekrarlandığı düşünülür. Periyodik bir fonksiyonun periyodun tam katı genişliğinde bir pencere ile kesildiğinde pencere dışındaki uzantılar bir süreksizlik yaratmaz. buna karşın veri boyunun periyodun tam katı olmaması durumunda, veriyi pencere dışında periyodik olarak uzatacak olursak, uç noktalarda süreksizlikler oluşur. Bu süreksizlikler spektrum analizinde

Gibss olayı olarak tanımlanır. Fourier spektrumunda bir ortamda meydana gelen bir süreksizlik öteki ortamda sıçramalar (dalgacıklar) yaratır. Bu sıçramaları ortadan kaldırmak için sinyali pencerelemek gerekir. Pencereleme işlemi frekans domeninde konvolüsyon ve zaman domeninde ise çarpma işlemine eşdeğerdir.

$$\begin{aligned}g(t) &= f(t) \cdot w(t) \\ G(w) &= F(w) * W(w)\end{aligned}\tag{2.2.2.1}$$

Burada $f(t)$ gözlem verisi, $w(t)$ pencere fonksiyonu ve $g(t)$ zaman ortamında pencerelenmiş giriş verisidir. $G(w)$, $F(w)$ ve $W(w)$ sırasıyla $g(t)$, $f(t)$ ve $w(t)$ 'nin spektrumlarıdır.

Pencere fonksiyonunun Fourier dönüşümünün birim impuls fonksiyonuna özdeş olması gerekir. Fakat buna ulaşmak olanaksızdır. En basit pencerelerden olan dikdörtgen pencerenin Fourier dönüşümü alındığında 'sinc' fonksiyonu elde edilir.

Pencerelerin uygulanmasında iki yöntem mevcuttur:

- 1) $f(t)$ fonksiyonu dikdörtgen pencereden geçirilir. $f(t)$ 'nin Fourier dönüşümü $F(w)$ alınır. $F(w)$ üç ardışık noktada genellikle düzgülendir.
- 2) $f(t)$ fonksiyonu herhangi bir pencereyle çarpılır. Elde edilen çarpımın Fourier dönüşümü alınır. Bu dönüşüm yetersiz görülürse, bir kez daha aynı pencere fonksiyonu ile çarpılır ve fourier dönüşümü alınır. Bu iki işlem eşdeğerdir.

2.2.3 Hanning Penceresi

Bu çalışmada, $\text{Cos}^\alpha(X)$ pencerelerinden olan Hanning penceresi kullanılmıştır. $\text{Cos}^\alpha(X)$ pencereleri α parametresine bağlı olarak ifade edilirler. α parametresi $1 < \alpha < 4$ arasında seçilebilir. Genel olarak $\text{Cos}^\alpha(X)$ pencereleri aşağıdaki gibi tanımlanırlar.

$$w(k) = \cos^\alpha \left[\frac{k}{X} \pi \right]; \quad k=0, 1, \dots, X \quad (2.2.3.1)$$

$$\alpha = 1.0, 2.0, 3.0, 4.0$$

Bu bağıntıda X filtre boyudur.

Hanning penceresi ise zaman ve frekans ortamında aşağıdaki gibi gösterilir. (Blackman ve Tukey, 1958).

$$w(k) = 0.5 \left[1.0 + \cos \left[\frac{\pi k}{X} \right] \right], \quad |k| \leq X \quad (2.2.3.2)$$

İki boyutlu Hanning penceresi aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$W(k, n) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{\pi (k^2 + n^2)^{1/2}}{(X^2 + Y^2)^{1/2}} \right) \right]; & |k| \leq X \text{ ve } |n| \leq Y \\ 0; & |k| > X \text{ veya } |n| > Y \end{cases} \quad (2.2.3.3)$$

Burada X, Y veri aralığı sayısı olarak istenilen filtre boyudur. k ve n ise satır ve sütun sayacıdır.

2.3. FİLTRELEME VE FİLTRE TASARIM YÖNTEMLERİ

2.3.1. Giriş

Ölçülen gravite değerleri, yer altında değişik derinlikte ve yoğunlukta bulunan jeolojik yapıların ölçü noktasındaki gravite etkilerinin bileşkesidir. Gravite ölçü değerleri, yüksek dalga sayılı kabul edilen,

yüzeğe yakın sığ (rezidüel) kütle etkileriyle, alçak dalga sayılı derin (rejyonel) kütlelerin etkilerini birlikte yansıtırılar. Rezidüel (yerel) anomaliler dar, rejyonel (bölgesel) anomaliler ise daha geniş bir yer kaplar.

Genellikle yüzeğe yakın sığ kütlelerin etkisi gürültü olarak kabul edilir. Bu gürültüler bazı yöntemlerde istenmiyen olaylar olarak tanımlanır.

Ölçülen gravite değerlerinin oluşturduğu iki boyutlu gravite haritalarından rejyonel veya rezidüel anomaliler sayısal filtreleme işlemleriyle bir birlerinden ayrılabilir.

2.3.2 Konvolüsyon, Filtreleme işlemi ve filtre çeşitleri

Matematiksel olarak verilen iki sinyal $g(t)$ ve $h(t)$ ile gösterilirse, bu iki sinyalin konvolüsyonu,

$$f(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t) \cdot h(\tau - t) dt \quad (2.3.2.1)$$

integrali ile tanımlanır. Bu integral ise, sembolik olarak

$$f(\tau) = g(t) * h(t) \quad (2.3.2.2)$$

şeklinde yazılabilir. Bu bağıntıda (*) işareti konvolüsyon işlemi gösterir.

(2.3.2.1) denkleminde $(\tau - t)$ yerine (t') konulursa

$$f(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} g(\tau - t') \cdot h(t') dt' \quad (2.3.2.3)$$
$$\int_{-\infty}^{\infty} g(\tau - t) \cdot h(t) dt$$

elde edilir. Bu, konvolüsyon işleminin komütatif olduğunu gösterir. Buna benzer şekilde konvolüsyon assosiyatif ve distribütif özelliklerine sahip olduğu da gösterilebilir. Bu konuda, polinomlara ait olan cebrik

özellikler, konvolüsyon işlemleri için de geçerli olur.

Konvolüsyon integral alma işlemi, filtre gibi bazı lineer sistemlerin davranışlarını ve girişe tekabül eden çıkışın hesaplanmasını gerçekler. Eğer bir lineer sistemi $\delta(t)$ veya $\delta(x)$ fonksiyonu ile etkilersek, bu sistemin buna vermiş olduğu cevap $f(t)$ veya $f(x)$ ile gösterilirse, herhangi bir girişe verdiği cevap, bu giriş ile birim impuls cevabının konvolüsyonuna eşittir. Zaman ve yer domeninde bu integral işlemi uygulamak zorunluluğunda olmamıza mukabil, frekans bölgesinde aynı işlem bir çarpıma dönüşmektedir.

Konvolüsyon integralinin frekans domenindeki özelliği Fourier integral dönüşümü ile incelenebilir. $g(t)$ ve $h(t)$ sinyallerinin fourier dönüşümleri $G(f)$ ve $H(f)$ ise,

$$F(f) = F[g(t) * h(t)] = G(f) \cdot H(f) \quad (2.3.2.4)$$

şeklinde olur. Yani zaman domenindeki konvolüsyon işlemi, frekans domenindeki çarpım işlemine eşdeğer olur. Bunun tersi de doğrudur. Frekans domenindeki konvolüsyon bağıntısı, zaman domenindeki çarpım işlemine eşdeğerdir.

Sistem fonksiyonu $H(f)$ olan bir filtre ile, $G(f)$ sinyali filtrelemek istenildiğinde

$$\begin{aligned} G(f) &= |G(f)| e^{i\phi_1(f)} \\ H(f) &= |H(f)| e^{i\phi_2(f)} \end{aligned} \quad (2.3.2.5)$$

şeklinde yazılan, Fourier dönüşükleri çarpılarak filtrelenmiş sonucun gene fourier dönüşüğü bulunur. Diğer bir deyişle $|G(f)|$ genlik spektrumları ve $\phi(f)$ de faz spektrumlarıdır. Frekans domenindeki bu filtreleme işleminde,

genlik spektrumları çarpılır, faz spektrumları ise toplanır. Ve

$$G(f) \cdot H(f) = |G(f)| |H(f)| e^{i[\phi_1(f) + \phi_2(f)]} \quad (2.3.2.6)$$

şeklini alır.

Zaman domenindeki ayrık sayısal filtreleme işlemi yapabilmek için, yani konvole edebilmek için, bir filtre operatörünü (filtre ağırlık

katsayıları) ters çevirip (ayna simetriği), eşit aralıklarla ayırık (discrete) hale getirilmiş olan verilerle konvolüsyona tabi tutmak gerekir.

İki boyutlu konvolüsyon işlemi de, yukarıda anlatılan tek boyutlu konvolüsyon işlemi gibidir. Bir x-y düzleminde eşit aralıklarla gridlenmiş noktalara ait g(x,y) sinyalinin, başka bir iki boyutlu h(α,β) sinyaliyle konvolüsyonu aşağıdaki gibi gösterilir.

$$f(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(\alpha, \beta) \cdot g(x-\alpha, y-\beta) d\alpha d\beta \quad (2.3.2.7)$$

Konvolüsyon işlemi polinomların (kuvvet serilerinin) çarpımı olarak da yapılabilir. Bunun için g(t) ve h(t) sinyallerinin Z-dönüşümleri aşağıdaki gibi alınır.

$$G(Z) = \sum_{n=0}^{n-1} G_n Z^n = G_0 + G_1 Z + G_2 Z^2 + \dots + G_{n-1} Z^{n-1} \quad (2.3.2.8)$$

$$H(Z) = \sum_{n=0}^{n-1} H_n Z^n = H_0 + H_1 Z + H_2 Z^2 + \dots + H_{n-1} Z^{n-1}$$

Konvolüsyon için bu sinyaller bir birleriyle çarpılır.

$$F(Z) = G(Z) \cdot H(Z)$$

$$f(t) = g(t) * h(t)$$

Elde edilen F(Z) çıkışı iki sinyalin konvolüsyonuna eşdeğerdir.

Filtreleme işlemi için gravite anomali haritası karelajlanarak veriler sayısal hale dönüştürülür. Karelajlama işlemi genelde kenarları bir birim olan, ΔX=ΔY=1, kare ağı kurularak yapılır. Kare ağın köşelerine rastlayan değerler iki boyutlu sayılar dizisi oluştururlar. Elde edilen iki boyutlu sayılar dizisi, g(x,y) ayırık fonksiyonu ile gösterilir. g(x,y) fonksiyonundaki x ve y değişkenleri uzunluğu gösterdiğinden fonksiyon uzunluk domenindedir. g(x,y) fonksiyonu iki boyutlu G_{x,y} matrisi ile de uygulamada temsil edilebilir.

Veriler sayısal hale dönüştürülürken ΔX ve ΔY örnekleme aralığı, Nyquist kuralına uygun olarak, aşağıdaki bağıntı kullanılarak seçilmelidir.

$$\Delta X = \Delta Y \leq \frac{1}{2f_N} \quad (2.3.2.9)$$

burada f_N en yüksek dalga sayısıdır.

Nyquist kuralı, örnekleme aralığının üst sınırını belirleyen bir kuraldır. Frekans katlanması (Aliasing) önlemek için örnekleme aralığı, $\Delta X = \Delta Y$, sürekli verinin içerdiği en yüksek dalga sayısı f_c göz önüne alınarak seçilmelidir. Örneklenmiş verinin içerebileceği en yüksek dalga

sayısı $f_N = \frac{1}{2\Delta X}$ 'e esittir. $\Delta X = \Delta Y = 1$, yani birim uzunluk alındığında

$f_N = 1/2$ olur. Ayrık verinin içerebileceği en yüksek dalga sayısı $1/2$ dir, (Clement, 1973).

Matematiksel olarak örnekleme tek boyutlu $g(x)$ fonksiyonunun $\delta(x)$ "Birim Dirac (Tarak) Fonksiyonu" (Birim İmpuls) ve iki boyutlu $g(x,y)$ fonksiyonunun $\delta(x,y)$ "Birim Dirac (Fırça) Fonksiyonu" ile çarpılmasından elde edilir. Birim impuls fonksiyonu bir ve iki boyutlu durumda aşağıdaki sürekli ve ayrık bağıntılarla gösterilir.

$$\delta(x) = \begin{cases} 1, & x=0 \\ 0, & x \neq 0 \end{cases} \quad (2.3.2.9)$$

$$\delta(x) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(x) dx = 1, \quad x=0 \quad (2.3.2.11)$$

Ayrık veri olması durumunda:

$$\delta(x) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} \delta(x - m\Delta x) \quad (2.3.2.12)$$

dir. İki boyutlu halde:

$$\delta(x, y) = \begin{cases} 1, & x^2 + y^2 = 0 \\ 0, & x^2 + y^2 \neq 0 \end{cases} \quad (2.3.2.13)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \delta(x, y) dx dy = 1, \quad x, y = 0 \quad (2.3.2.14)$$

dir. İki boyutlu ayrık veri olması halinde ise:

$$\delta(x, y) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{n=-\infty}^{\infty} \delta(x - m\Delta x, y - n\Delta y) \quad (2.3.2.15)$$

seklindedir.

$g(x, y)$ olarak tanımlanan orijinal verilerin ayrık fonksiyon değerleri aşağıdaki bağıntı ile elde edilir.

$$G(k\Delta x, l\Delta y) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{n=-\infty}^{\infty} G(m\Delta x, n\Delta y) \delta(x - m\Delta x, y - n\Delta y) \quad (2.3.2.16)$$

Filtreleme işlemi uzunluk domeninde iki boyutlu veri ve filtre fonksiyonlarının konvolüsyon işlemi ile aşağıdaki gibi yapılır.

$$f(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(m, n) g(x - m, y - n) dm dn \quad (2.3.2.17)$$

burada,

$g(x, y)$: Giriş fonksiyonu

$h(m, n)$: Filtre fonksiyonu

$f(x, y)$: Filtrelenmiş çıkış fonksiyonu

olarak tanımlanmıştır. Ayrıca aşağıdaki gibi senbolik olarak da gösterilebilir.

$$f(x, y) = h(m, n) * g(x, y) \quad (2.3.2.18)$$

Dalga sayısı ortamında (domeninde) filtreleme işlemi, iki boyutlu veri ve filtre fonksiyonlarının Fourier dönüşümlerinin çarpımı ile yapılır.

$$F(u, v) = H(u, v) \cdot G(u, v) \quad (2.3.2.19)$$

Filtreleme işlemi, ayrık veriler kullanıldığında aşağıda verilen bağıntılarla gerçekleştirilir.

$$f(x, y) = \sum_{m=-x/\Delta x}^{x/\Delta x} \sum_{n=-y/\Delta y}^{y/\Delta y} g(x-m\Delta x, y-n\Delta y) \cdot h(m\Delta x, n\Delta y) \Delta x \Delta y \quad (2.3.2.20)$$

$\Delta x = \Delta y = 1$ alındığında (2.3.2.20) bağıntısı aşağıdaki gibi yazılır.

$$f(x, y) = \sum_{m=-x}^x \sum_{n=-y}^y g(x-m, y-n) h(m, n) \quad (2.3.2.21)$$

Filtre fonksiyonu $h(a, b)$ her iki eksene göre çift fonksiyon ise, dalga sayısı responsu aşağıdaki gibi dijital olarak formüle edilebilir.

$$H(u, v) = 4 \sum_{m=0}^x \sum_{n=0}^y h(m, n) \cos 2\pi mu \cdot \cos 2\pi nv \quad (2.3.2.22)$$

Burada $h(m, n)$ dizisi m, n koordinatlarına göre, istenilen çıkışı verecek giriş verilerine uygulanan filtre katsayılarıdır.

Ayrık filtre katsayıları için, Fourier dönüşümünü sıfır yapan kesme frekansları Nyquist frekansına ya da veri aralığı başına 0,5 sikle alınması uygundur. $F(u, v)$ sayısal olarak ve eksene göre çift fonksiyon olarak alınırsa filtre katsayıları dizisi için, filtre operatörü $h(m, n)$ aşağıdaki gibi gösterilir.

$$h(m, n) = 4 \sum_{i=0}^{0.5/\Delta u} \sum_{j=0}^{0.5/\Delta v} H(i\Delta u, j\Delta v) \cos(2\pi i\Delta um) \cos(2\pi j\Delta vn) \Delta u \Delta v \quad (2.3.2.23)$$

Konvolüsyon işlemi, iki boyutlu veri matrisi sabit tutularak üzerinden iki boyutlu filtre matrisi soldan sağa, yukarıdan aşağıya gezdirilerek bu iki matrisin üst üste gelen elemanları, her kaydırmada çarpılıp neticeleri toplanarak elde edilir. Daha açık olarak ifade edilmek istenirse, $K \times L$ bir veri matrisi ve $I \times J$ de bir filtre matrisi olarak alınırsa, konvolüsyon

sonucunda elde edilecek olan dizinin terim sayısı $(K+J-1)(L+I-1)$ olur. Filtreleme işlemi aslında bir konvolüsyon işlemidir. Filtreleme halinde iki matriksin tam üst üste gelen değerleri çarpılıp toplandığından, işlem sonucunda elde edilen filtrelenmiş çıkışın terim sayısı $(K-J+1)(L-I+1)$ kadar olur. Yani; filtreleme işleminde iki boyutlu veri, filtre boyunun bir eksiğinin yarısı kadar kenarlarından küçülür (Robinson, 1967; Clement, 1973).

Filtreler, filtre transfer fonksiyonlarının şekline göre, aşağıdaki gibi başlıca dört gruba ayrılırlar.

- I- Alçak geçişli (Low-Pass) filtreler.
- II- Yüksek geçişli (High Pass) filtreler.
- III- Band geçişli (Band Pass) filtreler.
- IV- Band reddedici (Band Reject) filtreler.

Alçak geçişli filtreler, belirlenen dalga sayısından daha küçük dalga sayılı değişimleri geçirir. Kesme dalga sayısından büyük olan dalga sayılarını geçirmez. Bu tür filtrelere "Rejyonel Filtreler" de denir. Alçak geçişli filtrelerin katsayıları toplamı Bir'e eşittir.

Yüksek geçişli filtreler ise kesme dalga sayısından büyük olan dalga sayılarını geçirir, daha küçük olan dalga sayılarını geçirmez (süzer). Yüksek geçişli filtrelere "Rezidüel Filtreler" de denir. Bu filtrelerin katsayıları toplamı sıfırdır.

Band geçişli filtrelere gelince, belli iki dalga sayısı arasındaki değişimleri geçiren, bu dalga sayılarının dışındakileri geçirmeyen filtrelerdir.

Ayrıca, bir de, band reddedici filtreler vardır. Bunlar, belirli iki dalga sayısı arasındaki değişimleri geçirmeyen (süzen), bu dalga sayılarının dışındakileri geçiren filtrelerdir.

2.3.3. Filtre Tasarım Yöntemleri

Filtrelerin düzenlenmesi için önce teorik bir dalga sayısı tepki fonksiyonu belirlenir. Sonra, bu $H(u,v)$ teorik dalga sayısı fonksiyonunun ters Fourier dönüşümü alınarak $h(x,y)$ sürekli fonksiyonu elde edilir. Katsayıların toplamının "Bir" veya Bir'e en yakın olduğu yerde fonksiyon

kesilir. Eger katsayıların toplamı Bir değilse pencereleme ve normalleme işlemleri yapılarak katsayı toplamlarının Bir olması sağlanır. Uzunluk domenindeki bir impuls tepki fonksiyonunun, dönüşüm yöntemi yardımı ile, tekrar dalga sayısı tepki fonksiyonu hesaplanır. Son olarak filtre katsayıları dizisini temsil eden dalga sayısı tepki fonksiyonu, teorik dalga sayısı tepki fonksiyonu ile karşılaştırılır.

Düzenlenen filtrenin amacına uygun olup olmadığı, dalga sayısı tepki fonksiyonunun kesme dalga sayısı civarında dikliği ve filtre impuls tepki fonksiyonunun uzunluğu ile de dikkate alınarak yapılır.

Filtre dalga sayısı tepki fonksiyonu kesme dalga sayısı civarında ne kadar dik olursa filtrenin impuls tepki fonksiyonu o oranda uzun olur.

Oluşturulan filtreler dairesel simetriye sahiptir. Filtrenin merkezine göre eşit uzaklıkta bulunan noktalarda filtre impuls tepki fonksiyonu aynı değerlere sahiptir. Dairesel simetri faz kaymasını önler.

Filtre katsayıları dizisinin boyu uzun olması durumunda, pencere fonksiyonları kullanılarak kısaltma yapılır. yeterli olmayan filtre uzunlukları kullanıldığında, filtrenin gerçek genlik spektrumu, istenen genlik spektrumundan oldukça uzaklaşır.

Filtrenin geçirim bandı ne kadar dar olursa, filtrenin uzunluğu o oranda büyük olur. Uzunluk domeninde, katsayılar toplamı " Bir" olması, istenen aralıkta anomalilerin etkilenmeden geçmesini sağlar.

2.3.3.1. Fourier Dönüşüm Yöntemi ile Alçak Geçişli Filtre Düzenlenmesi

Dalga sayısı domeninde tanımlanan teorik dalga sayısı tepki fonksiyonu $H(u,v)$. Fourier dönüşümü ile uzunluk domeninde $h(x,y)$ fonksiyonuna dönüştürülür. Burada u ve v sırası ile x ve y eksenleri doğrultusundaki dalga sayılarını gösterir. Dalga sayısı ve uzunluk domeninde Fourier dönüşüm yöntemi aşağıdaki bağıntılarla gösterilir.

$$H(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(x, y) \exp(-2\pi i (ux+vy)) dx dy \quad (2.3.3.1.1)$$

$$h(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} H(u, v) \exp(2\pi i(ux+vy)) du dv \quad (2.3.3.1.2)$$

Yukarıdaki (2.3.3.1.1) bağıntısı normal Fourier, (2.3.3.1.2) bağıntısı ise ters Fourier dönüşümlerini tanımlar. $H(u, v)$ fonksiyonu çift fonksiyon olarak seçilirse, $h(x, y)$ fonksiyonu aşağıdaki gibi yeniden yazılır.

$$h(x, y) = 4 \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} H(u, v) \exp(2\pi i(ux+vy)) du dv \quad (2.3.3.1.3)$$

Çift fonksiyon olması durumunda " $\exp(iA) = \cos A + i \sin A$ " lı terimin $\sin A$ bileşeni alınmaz. Bu durumda $h(x, y)$ eşitliği yeniden yazılırsa aşağıdaki bağıntı elde edilir.

$$h(x, y) = 4 \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} H(u, v) \cos(2\pi ux) \cos(2\pi vy) du dv \quad (2.3.3.1.4)$$

$h(x, y)$ 'nin Fourier dönüşümü, bu durumda aşağıdaki eşitlikle verilir.

$$H(u, v) = 4 \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} h(x, y) \cos(-2\pi ux) \cos(-2\pi vy) dx dy \quad (2.3.3.1.5)$$

Filtreler düzenlenirken kullanılacak fonksiyonlar çift fonksiyon olmalıdır. Faz kaymasını önlemek için bu şarttır.

Uygulamada ayrık değer fonksiyonları kullanıldığı için x, y ve u, v değişkenleri sonsuz büyük değerler alan değişkenler olamazlar. $h(x, y)$ bağıntısında integralin üst sınırı olarak Nyquist dalga sayısı alınır.

$H(u, v)$ fonksiyonu Δu ve Δv gibi bir örnekleme aralığı kullanılarak ayrık değer fonksiyonuna dönüştürülür. Nyquist frekansı Δu ve Δv 'nin tam katı olarak seçilmelidir. k ve l birer tam sayı olmak şartı ile $k \Delta u$ ve $l \Delta v$ eş aralıklı çeşitli dalga sayılarını gösterirler. k ve l 'nin olabileceği en büyük değer $0.5/\Delta u$ ve $0.5/\Delta v$ olmalıdır. Bu işlemler sonunda $h(m \Delta x, n \Delta y)$ ayrık değer fonksiyonu elde edilir. Δx ve Δy sırası ile x ve y eksenleri doğrultusundaki örnekleme aralığını gösterir. Burada m ve n birer tam sayıdır.

$$h(m\Delta x, n\Delta y) = 4 \sum_{k=0}^{0.5/\Delta u} \sum_{l=0}^{0.5/\Delta v} H(k\Delta u, l\Delta v). \quad (2.3.3.1.6)$$

$$\cos(2\pi km\Delta u\Delta x) \cos(2\pi ln\Delta v\Delta y) \Delta u\Delta v$$

Ayrık değer fonksiyonu ne kadar uzun seçilirse $h(x,y)$ sürekli fonksiyonuna o kadar yaklaşılar. m ve n değerleri istenen uzunlukta seçilebilir. İstenen uzunlukta belirlenen ayrık değer fonksiyonu, Fourier dönüşümü ile dalga sayısı domenine çevrilerek teorik dalga sayısı tepki fonksiyonu ile karşılaştırılır. İki fonksiyonun tam bir uyumu çeşitli denemelerle sağlanabilir.

2.3.3.2. Rekiirsiyon Yöntemi ile Alçak Geçisli filtre Düzenlenmesi

Sayısal filtrelerin çıkışını hesaplamada, oldukça fazla sayıda çarpma işlemi yapıldığından dolayı, filtreleme işlemi bilgisayar kullanım zamanının önemli bir kısmını harcar. Sayısal filtreler, birim impuls tepkisi veya filtre ağırlık fonksiyonu ile uzaklık verisinin konvole edilmesi şeklinde ayrık uzaklık verilerine çok sık uygulanır. Hesaplanan her bir çıkış noktası, giriş noktalarının sınırlı sayıda ağırlıklı toplamıdır. Oysa, filtre Z-Dönüşüm değişkeninin rasyonel bir fonksiyonu olarak yazılabilirse, konvolüsyona oranla daha uyumlu esdeğer bir hesaplama algoritması elde edilebilir.

Sayısal filtreler, konvolüsyon işlemiyle ayrık verilere çok sık uygulanır. Giriş verisi filtrenin impuls cevabı veya filtre ağırlık fonksiyonu ile çoğu defa konvolüsyona tabi tutulur. Bu işlem aşağıdaki bağıntı ile gerçekleşir.

$$y_n = \sum_{i=0}^n f_i x_{n-i} \quad (2.3.3.2.1)$$

GİRİŞ : $(x_0, x_1, x_2, \dots, x_M)$, Giriş dizisi $(M+1)$ sayıdadır.

FİLTRE : $(f_0, f_1, f_2, \dots, f_N)$, Filtre ağırlık fonksiyonu $(N+1)$ sayıdadır.

ÇIKIŞ : $(y_0, y_1, y_2, \dots, y_{M+N})$, Çıkış dizisi $M+N+1$ sayıdadır.

Ayrıca konvolüsyon işlemi Z-Dönüşüm domeninde de gösterilebilir.

$$Y(Z) = F(Z) \cdot X(Z) \quad (2.3.3.2.2)$$

$$X(Z) = x_0 + x_1 Z + x_2 Z^2 + \dots + x_M Z^M$$

$$F(Z) = f_0 + f_1 Z + f_2 Z^2 + \dots + f_N Z^N$$

$$Y(Z) = y_0 + y_1 Z + y_2 Z^2 + \dots + y_{M+N} Z^{M+N}$$

Burada. sırası ile giriş, filtre ve çıkış zaman dizilerinin Z dönüşümleridir. "Z" ise birim gecikme operatörüdür.

Z değişkeninin Laplace "s" değişkeni ile ilişkisi aşağıdaki eşitlikle verilebilir.

$$Z = e^{-Ts} \text{ , T birim uzunluk cinsinden örnekleme aralığıdır.}$$

Bu bağıntıda n gecikme için, yukarıdaki bağıntı aşağıdaki gibidir.

$$Z^n = e^{-nTs}$$

Sayısal filtreleri z'nin rasyonel fonksiyonu olarak göstermek için aşağıdaki eşitlik verilebilir.

$$F(Z) = \frac{A(Z)}{B(Z)} = \frac{a_0 + a_1 Z + a_2 Z^2 + \dots + a_N Z^N}{b_0 + b_1 Z + b_2 Z^2 + \dots + b_N Z^N} \quad (2.3.3.2.3)$$

Bu durumda F(Z) filtresi doğrudan doğruya bir konvolüsyon işleminde uygulanamaz. Ancak polinom bölmesi ile F(Z) filtresi tek polinom haline getirilir. Genel olarak bu açılım sonsuz terim içerir. Filtrenin kararlı olması durumunda "f" katsayıları sifıra yaklaşmaktadır. Böylece F(Z) dizisi iyi bir yaklaşımla belli sayıda terim içerir.

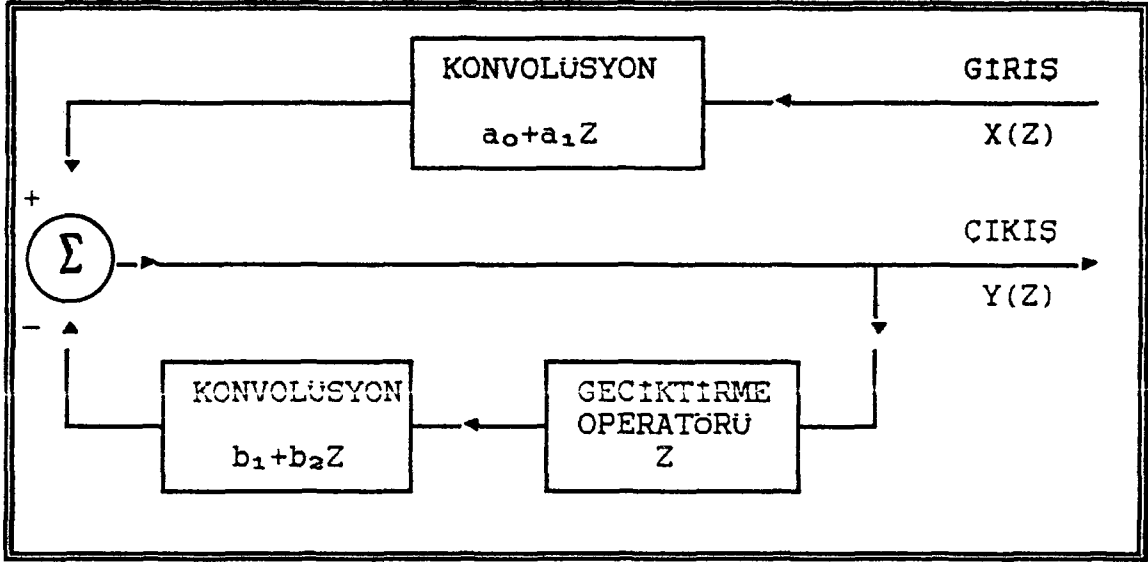
$$F(Z) = \frac{A(Z)}{B(Z)} = f_0 + f_1 Z + f_2 Z^2 + \dots + f_K Z^K \quad (2.3.3.2.4)$$

Bu dizi standart sayısal konvolüsyon kullanma ile ayrık veri dizilerine filtre olarak uygulanabilir, (Shanks, 1967).

Yukarıda açıklanmaya çalışılan rasyonel filtreler başka bir yöntemle doğrudan doğruya giriş dizisine uygulanabilir.

$$y_n = \sum_{i=0}^N a_i x_{n+i} - \sum_{j=1}^M b_j y_{n+j} \quad (2.3.3.2.5)$$

Bu, tek boyutlu rekürsiyon genel bağıntısıdır. Z domeninde giriş-çıkış fark denklemi ayrık transfer fonksiyonu ile ifade edilebilir. (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 : Rekürsiyon filtrenin akış şeması.

Tek boyutlu rekürsiyon filtrenin sistem fonksiyonu aşağıdaki gibidir.

$$F(Z) = \frac{A(Z)}{B(Z)} = \frac{\sum_{i=0}^N a_i Z^{-i}}{1 - \sum_{j=1}^N b_j Z^{-j}} \quad (2.3.3.2.6)$$

Sonsuz birim tepkili (IIR) filtrelerde transfer fonksiyonu modülünün karesi,

$$\begin{aligned} f(W^2) > 1, & \quad W > 1 \\ 0 \leq f(W^2) < 1, & \quad 0 \leq W < 1 \end{aligned} \quad (2.3.3.2.7)$$

olmak üzere;

$$|H(j\omega)|^2 = \frac{1}{1 + f(\omega^2)} \quad (2.3.3.2.8)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Sistem fonksiyonu aşağıdaki gibi yazılır.

$$|H(j\omega)|^2 = \begin{cases} 1 & , 0 \leq \omega < 1 \\ 0 & , \omega > 1 \end{cases} \quad (2.3.3.2.9)$$

Yukarıda verilen koşulları sağlayan ideal bir filtreye yaklaşmak için çeşitli analitik fonksiyonlar kullanılır.

Bu çalışmada n'inci dereceden Butterworth polinomundan yararlanılarak elde edilen filtreler kullanıldı. Genel olarak bir Butterworth filtresi aşağıdaki gibi tanımlanır (Gold ve Rader, 1969).

$$|H(j\omega)|^2 = \frac{1}{[1 - (\omega/\omega_c)]^{2n}} \quad , \quad s = j\omega \quad (2.3.3.2.10)$$

n'inci dereceden Butterworth polinomu analog bir filtredir. İstenilen kesme dalga sayısına sahip sayısal bir filtre elde etmek için, analog filtreye doğrudan bilinear dönüşüm uygulanır. S-domeninde temsil edilen sabit analog bir filtre her zaman sabit sayısal filtreye dönüştürülemez (Rabiner ve Gold, 1975). Bu olaya engel olmak ve transfer fonksiyonunun cebirsel biçimini korumak için Kaiser (1972) cebirsel bir dönüşüm önermiştir. Bu dönüşüm Bilinear Z-dönüşümüdür ve

$$s = \frac{2}{\Delta t} \cdot \tanh\left(s \cdot \frac{\Delta t}{2}\right) \quad (2.3.3.2.11)$$

şeklinde tanımlanır. $Z^{-1} = \exp(-S \Delta t)$ kullanılarak,

$$s = \frac{2}{\Delta t} \cdot \frac{(Z-1)}{(Z+1)} = \frac{2}{\Delta t} \cdot \frac{(1-Z^{-1})}{(1+Z^{-1})} \quad (2.3.3.2.12)$$

$$\tanh x = \frac{(e^x - e^{-x})}{(e^x + e^{-x})} \quad (2.3.3.2.13)$$

olduğundan veya

$$Z = \frac{\left[\left(\frac{2}{\Delta t}\right) + s\right]}{\left[\left(\frac{2}{\Delta t}\right) - s\right]} \quad (2.3.3.2.14)$$

sonucuna varılır.

Bilineer Z-dönüşümü transfer fonksiyonuna, F(S) ye aşağıdaki gibi cebirsel olarak uygulanır.

$$H(Z) = H(S) \Big|_{s = \left(\frac{2}{\Delta t}\right) \cdot \left\{ \frac{(1-z^{-1})}{(1+z^{-1})} \right\}} \quad (2.3.3.2.15)$$

Analog kesme dalga sayısı Ω_c ve sayısal kesme dalga sayısı w_c arasındaki bağıntı, (2.3.3.2.12) eşitliğinde $S = j\Omega_c$ ve $Z = \exp(-jw_c \Delta t)$ konularak aşağıdaki bağıntı elde edilir.

$$\Omega = \frac{2}{\Delta t} \tan\left(w \cdot \frac{\Delta t}{2}\right) \quad (2.3.3.2.16)$$

Görüldüğü gibi S-domeninden Z-domenine geçiş kolayca gerçekleşmektedir.

(2.3.3.2.12) bağıntısında Z değeri S'e bağlı olarak çözüldüğünde aşağıdaki eşitlik elde edilir.

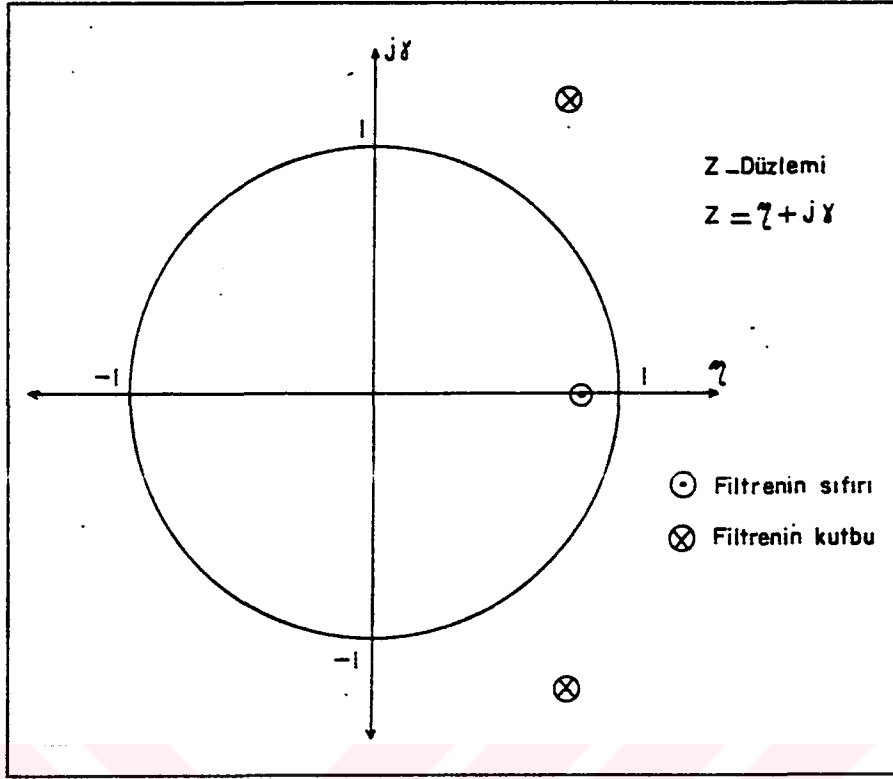
$$Z = \frac{\left[\left(\frac{2}{\Delta t} \right) + j\Omega \right]}{\left[\left(\frac{2}{\Delta t} \right) - j\Omega \right]} \quad (2.3.3.2.17)$$

Burada $\Omega_c = 0$ için $Z = 1$ yani $(1.0 + j0.0)$ sıfır kesme dalga sayısını $\Omega_c = \infty$ için $Z = -1$ yani $(-1.0 + j0.0)$ Nyquist kesme dalga sayısıdır.

Geçiş bantlı dik keskin kesme dalga sayılı analog filtreler aynı şekilde sayısal filtrelere dönüştürüldüğünde aliasing olayı meydana gelmez (Rabiner ve Gold, 1975).

Tasarlanan rekürsiv filtreler uygulandığında yuvarlatılan katsayılar kararsızlığa neden olabilir. Fakat, alçak dereceli filtrelerde bu tür bir olay söz konusu değildir (Kaiser, 1972).

Pay ve paydasının z-dönüşümü yapılan kesirli sayısal filtreler kullanılmadan önce, analiz edilerek kararlı (stable) olup olmadıkları belirlenir. Bu işlem, filtre fonksiyonunun pay ve paydasını oluşturan polinomların köklerinin bulunmasıyla yapılır. Söz konusu kökler, filtre türünü tanımlamada kullanılır. Payın kökleri filtrenin sıfırlarını ve paydanın kökleri ise filtrenin kutuplarını verir. Filtrenin duraylılığı sıfır ve kutuplarınının z-düzlemindeki birim daire (merkezi orijinde ve yarıçapı "1" olan daire) üzerindeki konumları incelenerek yapılır (Şekil 2.2).



Sekil 2.2 : F(Z) 'nin "Sıfırları" (O) ve "Kutupları" (X) nin Z-Düzlemi üzerinde gösterilmesi.

Sekil 2.2 'de alçak geçişli bir filtrenin sıfır ve kutuplarınının $z=\pm 1$ birim dairesi üzerindeki konumları görülmektedir. Birim dairesinin ζ -ekseni, z-düzleminin gerçel ve $j\delta$ -ekseni ise, z-düzleminin sanal eksenidir. Sayısal filtrenin genlik ve faz tepkileri, sistem fonksiyonu $H(z)$ 'nin birim daire $|Z|=1.0$ üzerinde incelenmesiyle bulunur. $Z=e^{-j\omega\Delta t}$ denkleminde ω 'nin gerçel değerleri $Z=1.0$ 'nın değerlerine $Z=1.0+j0.0$ noktası sıfır frekansına ve $Z=-1.0+j0.0$ noktası ise $f_N=\omega_N/2\pi=1/2\Delta t$ (burada ω frekans ve Δt dijit aralığıdır) katlama veya Nyquist frekansına karşılık gelir. Diğer frekanslar 0 ile Nyquist frekansı arasında ($0\leq\omega\leq\pi$) dağılır. Sıfır ve kutupları bilinen bir filtrenin genlik ve faz tepkileri z-düzlemi kullanarak grafiksel analizle kolayca belirlenebilir.

Filtrenin kararlı olması için $H(z)$ 'nin payının kökleri $|Z_1|\leq 1$ ve paydasının kökleri $|Z_1|>1$ olması gerekir (Rabiner ve Gold, 1975).

Tek boyutlu sayısal filtrelemede olduğu gibi, Z dönüşümü, iki boyutlu sayısal filtreleri ve iki boyutlu sayısal filtreleme işlemlerini de tanımlamada kullanılabilir.

X veri dizisi Z_1 ve Z_2 iki değişken olarak bir polinom şeklinde aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$X = \begin{bmatrix} X_{11} & X_{12} & X_{13} & X_{14} \\ X_{21} & X_{22} & X_{23} & X_{24} \\ X_{31} & X_{32} & X_{33} & X_{34} \end{bmatrix} \quad (2.3.3.2.18)$$

$$X(Z_1, Z_2) = \begin{bmatrix} X_{11} & +X_{12}Z_2 & +X_{13}Z_2^2 & +X_{14}Z_2^3 \\ +X_{21}Z_1 & +X_{22}Z_1Z_2 & +X_{23}Z_1Z_2^2 & +X_{24}Z_1Z_2^3 \\ +X_{31}Z_1^2 & +X_{32}Z_1^2Z_2 & +X_{33}Z_1^2Z_2^2 & +X_{34}Z_1^2Z_2^3 \end{bmatrix} \quad (2.3.3.2.19)$$

Z_1 ve Z_2 değişkenlerinin kuvveti, dizide ilişkili filtre katsayılarının yerini gösterir. Genel olarak, $M \times N$ dizisi için Z dönüşümü aşağıdaki eşitlikle gösterilir.

$$X(Z_1, Z_2) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N X_{ij} Z_1^{i-1} Z_2^{j-1} \quad (2.3.3.2.20)$$

(Z_1, Z_2) şeklindeki iki boyutlu polinomları Z 'nin oranı gibi iki boyutlu bir filtreyi tanımlamak mümkündür, (Shanks v.d., 1972).

$$F(Z_1, Z_2) = \frac{A(Z_1, Z_2)}{B(Z_1, Z_2)} = \frac{\sum_{i=1}^{M_a} \sum_{j=1}^{N_a} a_{ij} Z_1^{i-1} Z_2^{j-1}}{\sum_{k=1}^{M_b} \sum_{l=1}^{N_b} b_{kl} Z_1^{k-1} Z_2^{l-1}} \quad (2.3.3.2.21)$$

Bu filtre iki boyutlu rekürsiv algoritmanın kullanılması ile veri dizisine uygulanır. Bir $X(Z_1, Z_2)$ giriş dizisi verildiğinde, $F(Z_1, Z_2)$ filtresinin çıkışı aşağıdaki gibi gösterilir.

$$Y(Z_1, Z_2) = F(Z_1, Z_2) \cdot X(Z_1, Z_2) \quad (2.3.3.2.22)$$

(2.3.3.2.21) denklemi (2.3.3.2.22) denkleminde yerine konulduğunda

$$B(Z_1, Z_2) \cdot Y(Z_1, Z_2) = A(Z_1, Z_2) \cdot X(Z_1, Z_2) \quad (2.3.3.2.23)$$

veya.

$$\begin{aligned}
 & (1 + \sum_{k=1}^{M_b} \sum_{l=1}^{N_b} b'_{kl} z_1^{k-1} z_2^{l-1}) \cdot Y(z_1, z_2) \\
 & = (\sum_{i=1}^{M_a} \sum_{j=1}^{N_a} a'_{ij} z_1^{i-1} z_2^{j-1}) \cdot X(z_1, z_2)
 \end{aligned} \tag{2.3.3.2.24}$$

olur. Burada:

$$\begin{aligned}
 b'_{kl} &= b_{kl} / b_{11} \\
 a'_{kl} &= a_{kl} / b_{11} \\
 b_{11} &\neq 0
 \end{aligned} \tag{2.3.3.2.25}$$

dirler.

$Y(z_1, z_2)$ için (2.3.3.2.24) bağıntısı çözümlerse iki boyutlu rekürsiv bağıntı aşağıdaki gibi elde edilir.

$$\begin{aligned}
 Y(z_1, z_2) &= \left[\sum_{i=1}^{M_a} \sum_{j=1}^{N_a} a'_{ij} z_1^{i-1} z_2^{j-1} \right] X(z_1, z_2) \\
 &\quad - \left[\sum_{k=1}^{M_b} \sum_{l=1}^{N_b} b'_{kl} z_1^{k-1} z_2^{l-1} \right] Y(z_1, z_2)
 \end{aligned} \tag{2.3.3.2.26}$$

(2.3.3.2.26) denkleminde, (m, n) grid noktasındaki $y_{m,n}$ çıkış değerini hesaplamak için rekürsiv algoritma aşağıdaki gibi verilir.

$$y_{m,n} = \sum_{i=1}^{M_a} \sum_{j=1}^{N_a} a'_{ij} x_{m-i+1, n-j+1} - \sum_{k=1}^{M_b} \sum_{l=1}^{N_b} b'_{kl} y_{m-k+1, n-l+1} \tag{2.3.3.2.27}$$

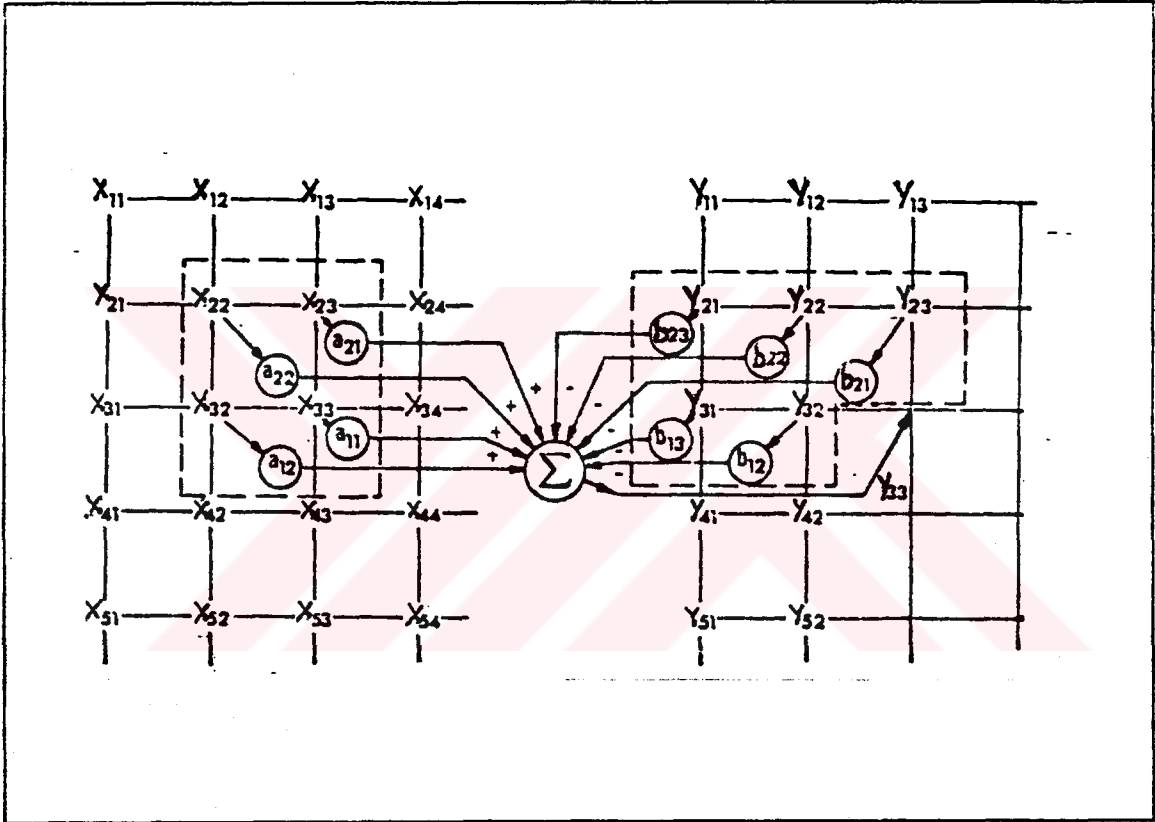
Burada ya $y_{m-k+1, n-l+1}$ bütün çıkış değerlerinin önceden hesaplanmış olduğunu ya da sıfıra eşit olduğunu kabul ederiz. Belirli bir filtreyi aşağıdaki gibi göz önünde tutalım.

$$F(z_1, z_2) = \frac{\begin{bmatrix} a_{11} & +a_{12}z_2 \\ +a_{21}z_1 & +a_{22}z_1z_2 \end{bmatrix}}{1 \cdot 0 + b_{12}z_2 + b_{13}z_2^2} + b_{21}z_1 + b_{22}z_1z_2 + b_{23}z_1z_2^2 \tag{2.3.3.2.28}$$

(2.3.3.2.27) denkleminde yararlanarak rekürsiv algoritma aşağıdaki gibi yazılır.

$$y_{mn} = a_{11}x_{m,n} + a_{12}x_{m,n-1} + a_{21}x_{m-1,n} + a_{22}x_{m-1,n-1} - b_{12}y_{m,n-1} - b_{13}y_{m,n-2} - b_{21}y_{m-1,n} - b_{22}y_{m-1,n-1} - b_{23}y_{m-1,n-2} \quad (2.3.3.2.29)$$

Bu rekürsiv algoritma Şekil 2.3 de gösterilmiştir. Bu şekil X giriş dizisinin, Y çıkış dizisini oluşturmak için nasıl filtrelenmiş olduğunu şematize eder. y_{33} çıkış değerini hesaplamak için Şekil 2.3'de gösterildiği gibi rekürsiv algoritma kullanılır. x_{22} , x_{23} , x_{32} ve x_{33} giriş değerleri ve önceden hesaplanmış y_{21} , y_{22} , y_{23} , y_{31} ve y_{32} çıkış değerleri y_{33} 'ü hesaplamak için kullanılan değerlerdir.



Şekil 2.3 : İki boyutlu Rekürsiv filtrelemenin şematize şekli.

İki boyutlu rekürsiv algoritmasında $F(Z_1, Z_2)$ iki boyutlu filtre transfer fonksiyonu, Laplace dönüşümü kullanılarak, iki boyutlu Laplace değişkenleriyle tanımlanabilir. S_1, S_2 Laplace değişkenlerine ait iki boyutlu filtrenin dalga sayısı cevabı aşağıdaki eşitlikler kullanılarak bulunabilir.

$$F(S_1, S_2) = F_2(S_2) \quad (2.3.3.2.30)$$

böyle bir filtre yalnızca bir boyutta değişen iki boyutlu filtre gibi incelenebilir. Bu filtrenin frekans cevabı

$$S_1 = i2\pi f_1$$

$$S_2 = i2\pi f_2$$

bağıntılarıyla bulunabilir. Böylece filtre cevabı, yalnızca, f_2 dalga sayısı doğrultusunda değişir.

(S_1, S_2) düzleminin eksenlerini β kadar döndürelim:

$$S_1 = S_1' \cos\beta + S_2' \sin\beta \quad (2.3.3.2.31)$$

$$S_2 = S_2' \cos\beta - S_1' \sin\beta \quad (2.3.3.2.32)$$

Böylece bu dönüşümle bir β açısı kadar (S_1, S_2) eksenleri döndürülmüş olur. (S_1, S_2) eksenlerinin dönmesi iki boyutlu (f_1, f_2) dalga sayısı eksenlerinin dönmesini de aynı zamanda gerçekleştirmiştir.

$F(S_1, S_2)$ transfer fonksiyonu (2.3.3.2.31) ve (2.3.3.2.32) denklemleri kullanılarak β açısı kadar döndürülmüş (f_1, f_2)'nin yeni (f_1', f_2') durumu elde edilir.

Aşağıda verilen filtrenin amplitüt cevabı, yalnızca, f_2 doğrultusunda değişir.

$$F(S_1, S_2) = \frac{a}{S_1 + a} \quad (2.3.3.2.33)$$

(2.3.3.2.31) ve (2.3.3.2.32) dönüşüm denklemleri uygulanarak,

$$F'(S_1', S_2') = \frac{a}{S_1' \cos\beta - S_2' \sin\beta + a} \quad (2.3.3.2.34)$$

elde edilir.

Önce, tek boyutlu S düzleminde, tek boyutlu uygun alçak geçişli filtre tasarlanır. Tasarlanan bu filtre ya S_1 ya da S_2 nin bir fonksiyonudur. Biz (S_1', S_2') düzleminde istenen açıda bu filtreyi döndürmek için ya (2.3.3.2.31) ya da (2.3.3.2.32) denklemini kullanmalıyız. Böylece $F(S_1', S_2')$ şeklinde iki boyutlu sürekli filtre tanımlanır.

İki boyutlu ayrık filtre tasarlamak için bilineer Z dönüşümü kullanılır. Burada:

$$S_1' = \frac{2}{\Delta_1} \frac{1-Z_1}{1+Z_1} \quad (2.3.3.2.35)$$

$$S_2' = \frac{2}{\Delta_2} \frac{1-Z_2}{1+Z_2} \quad (2.3.3.2.36)$$

Δ_1, Δ_2 örnekleme aralıklarıdır. (2.3.3.2.34) denkleminde verilen $F'(S_1', S_2')$ ye bilineer denklemleri uygulayalım.

$$F(Z_1, Z_2) = \frac{\Delta_1 \Delta_2}{2} \frac{(1+Z_1)(1+Z_2)}{1+b_{21}Z_1+b_{12}Z_2+b_{22}Z_1Z_2} \quad (2.3.3.2.37)$$

(2.3.3.2.37) bağıntısında b_{21}, b_{12} ve b_{22} nin değerleri.

$$\begin{aligned} b_{21} &= \left(\frac{a\Delta_1\Delta_2}{2} - \Delta_1 \cos\beta + \Delta_2 \sin\beta \right) / D \\ b_{12} &= \left(\frac{a\Delta_1\Delta_2}{2} + \Delta_1 \cos\beta - \Delta_2 \sin\beta \right) / D \\ b_{22} &= \left(\frac{a\Delta_1\Delta_2}{2} - \Delta_1 \cos\beta - \Delta_2 \sin\beta \right) / D \end{aligned} \quad (2.3.3.2.38)$$

ve

$$D = \frac{a\Delta_1\Delta_2}{2} + \Delta_1 \cos\beta + \Delta_2 \sin\beta$$

dirler. Burada: $\Delta_1 = \Delta_2 = \Delta$ alınarak denklemler basitleştirilir. a sabiti kesme dalga sayısının rad/birim(km) değeridir ve

$$a = 2\pi f_c f_N \quad (2.3.3.2.39)$$

dir. Burada da: f_c kesme dalga sayısını, f_N Nyquist ($f_N = 1/\Delta$) dalga sayısını gösterir. (2.3.3.2.39) de f_N 'nin değeri yerine konulursa,

$$a = 2\pi f_c \frac{1}{2\Delta} = \frac{\pi f_c}{\Delta} \quad (2.3.3.2.40)$$

elde edilir. Böylece (2.3.3.2.38) denklemleri aşağıdaki gibi sadeleştirilir.

$$\begin{aligned}
b_{21} &= [\pi f_c - 2(\cos\beta - \sin\beta)] / D \\
b_{12} &= [\pi f_c + 2(\cos\beta - \sin\beta)] / D \\
b_{22} &= [\pi f_c - 2(\cos\beta + \sin\beta)] / D \\
D &= [\pi f_c + 2(\cos\beta + \sin\beta)]
\end{aligned}
\tag{2.3.3.2.41}$$

Tek boyutlu sayısal rekürsiv filtrelerde olduğu gibi iki boyutlu rekürsiv filtreler de kararsız (unstable) olabilir. Yani, verilen sınırlı giriş verisinin çıkışı sınırsız olabilir. Bu durumda filtrenin kararlılığını sağlamak için, iki boyutlu filtre katsayıları sınırlandırılır.

İki boyutlu rekürsiv filtrenin kararlılığı $B(Z_1, Z_2)$ paydasının katsayılarıyla belirlenir. Kararlılık için genel bir ölçüt aşağıdaki teoremle verilir.

Teorem-1 : Z_1 ve Z_2 nin pozitif kuvvetleri olarak $1/B(Z_1, Z_2)$ 'nin türetilen katsayıları için mutlak yakınsamayı sağlayacak şekilde (Z_1, Z_2) biçiminde bir polinom olarak $B(Z_1, Z_2)$ verilmiş olsun. $|z_1|$ ve $|z_2|$ nin aynı anda birden küçük veya eşit olmaması için $B(Z_1, Z_2)$ 'nin sıfır olmaması zorunludur ve yeterlidir.

Diğer bir deyimle bu teoreme göre $B(Z_1, Z_2)$ nin sıfır olması halinde ve Z_1 ve Z_2 aynı anda büyüklük olarak birden küçük veya bir'e eşit olması durumunda Z_1 ve Z_2 nin reel veya kompleks herhangi bir değeri vardır ve sonuç olarak $1/B(Z_1, Z_2)$ filtresi kararsız olacaktır. Eğer Z_1 ve Z_2 önceki şartlarda herhangi bir değer almamışlarsa $1/B(Z_1, Z_2)$ filtresi kararlı olacaktır.

İki boyutlu filtrenin kararlılığını tayin etmek, tek boyutlu filtrelerinkinden çok çok zordur. Tek boyutluda sadece ve sadece z -düzleminde köklerin sonlu bir dizisini yerleştirmek zorunludur. Teoremi işler hale getirmek için $B(Z_1, Z_2) = 0$ halinde genel olarak (Z_1, Z_2) değerlerinin sürekliliğini bulmamız gerekir. Genel bir iki boyutlu (Z_1, Z_2) dizisi için sıfırların devamlılığını yerleştirmek amacıyla herhangi bir tekniğin olmadığını yazarlar belirtmektedir (Shanks v.d., 1972). Bununla beraber düşük dereceli bir payda için sıfır bölgelerini tahmin edebiliriz. Bunu Z_1 değişkenine değerler atayarak ve Z_2 şartlarında kökleri bularak yapabiliriz. Kararlılık için, Z_2 'nin bütün kökleri eğer $|z_1|$, büyüklük olarak, bir'den küçük ise $|z_2|$ 'nin bütün kökleri, büyüklük olarak, bir'den büyüktür.

Payda polinomunun her iki doğrultuda birinci derece olduğu özel durumlarda, Z_1 düzlemi $\leftrightarrow Z_2$ düzlemi dönüşümü lineerdir ve bu durumda filtre katsayıları üzerinde bazı özel sınırlamalar koyabiliriz.

Örneğin $F(Z_1, Z_2)=1/B(Z_1, Z_2)$ olsun. Burada,

$$B(Z_1, Z_2)=1+b_{21}Z_1+b_{12}Z_2+b_{22}Z_1Z_2$$

dir. $F(Z_1, Z_2)$ filtresi sadece ve sadece aşağıdaki şartların var olması halinde kararlı olacaktır.

Sart 1:

$$\left| \frac{1}{b_{12}} \right| > 1.0 \quad (2.3.3.2.42a)$$

Sart 2:

$$\left| \frac{1+b_{12}}{b_{21}+b_{22}} \right| > 1.0 \quad (2.3.3.2.42b)$$

Sart 3:

$$\left| \frac{1+b_{12}}{b_{21}-b_{22}} \right| > 1.0 \quad (2.3.3.2.42c)$$

2.4. ANALİTİK UZANIM

2.4.1. Giriş

Yeryüzünde herhangi bir noktada alınan gravite ölçülerinde yeraltında, değişik derinlikteki, sonsuz sayıda kütlelerin etkisi bulunmaktadır.

Yüze yakın sığ etkileri (Rezidüel) yok edebilmek, daha derinlerdeki temel kütlelerin anomalisini (Rejyonel) ortaya çıkarabilmek için potansiyel teori ve lineer sistem teorisi kullanılarak birçok araştırmacı tarafından ayırım operatörleri (ağırlık katsayıları) geliştirilmiştir.

Potansiyel alanlarda lineer sistemlerin kullanılabilceğini ilk kez

Dean (1958) göstermiştir. Mesko (1965, 1966), Darby ve Davies (1967), Zurflueh (1967), Fuller (1967), Lavin ve Devane (1970), Robinson (1970), Kontis (1971), Irshad (1972), Agarval ve Lal (1972), Tsay (1975), Kara (1984) sayılabilir.

Analitik uzanım yukarı (Upward continuation) ve aşağı (downward continuation) olmak üzere iki şekilde yapılabilir.

Yeryüzünde alınan ölçülerden gravite alanının daha yukarıda, istenildiği kadar yüksekte herhangi bir noktadaki (kütle dışında kalan ortamda) değerini bulabilmek için yukarı doğru analitik uzanım yapılır. Bir gravite alanının yukarı doğru analitik uzanımı daima mümkündür.

Gravite alanına neden olan kütlelerin bulunduğu ortamda birtakım singülaritelere rastlanıldığı için gravite alanının istenildiği kadar aşağı doğru analitik uzanımı mümkün değildir. Bu singülariteler gravite alanına neden olan max. derinliği belirler. Öyle ise, aşağı doğru analitik uzanım ancak, singülaritelerin olduğu, maksimum derinliğe kadar yapılabilir.

Aşağı doğru analitik uzanım uygulanacak gravite haritalarında singülariteler meydana getirecek çok sık kütlelerin etkisi ortadan kaldırılmak suretiyle yapılabilir.

2.4.2. Yukarı Doğru Analitik Uzanım

Potansiyel teoriden yararlanarak yatay bir $s=0$ düzlemindeki σ yüzey yoğunluğunun düzlemden h kadar yükseklikte herhangi bir P noktasında meydana getirdiği potansiyel,

$$W_p = G \iint \frac{\sigma_s ds}{R} \quad (2.4.2.1)$$

dir (şekil 2.4). Bu noktadaki gravite alanı ise;

$$g_p = G \iint \frac{\sigma_s h}{R^3} ds \quad (2.4.2.2)$$

olur. Düzlem üzerindeki Q noktasında gravite alanı ise

$$g_D = \lim_{h \rightarrow 0} g_{(P)} \quad (2.4.2.3)$$

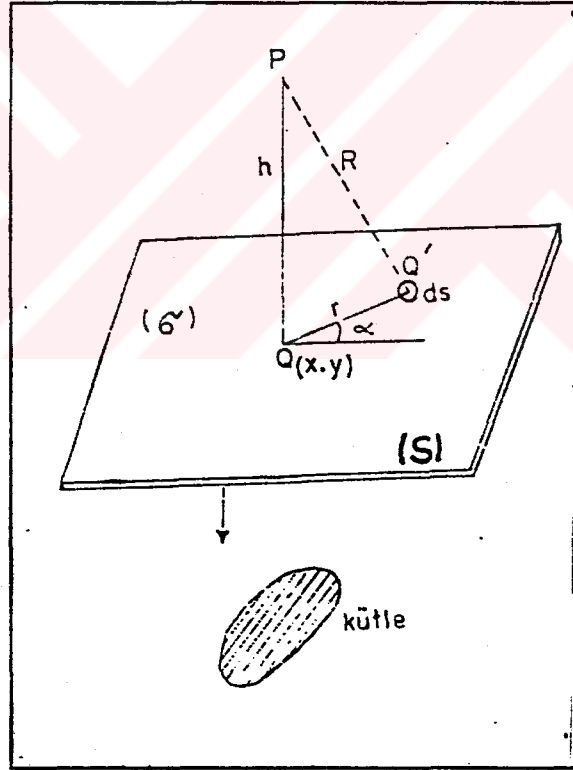
dir (Jung, 1961). Buradan da aşağıdaki bağıntı geliştirilir.

$$g_D = 2\pi G \sigma_{(D)} \quad (2.4.2.4)$$

Veya yüzey yoğunluğu,

$$\sigma_{(D)} = \frac{1}{2\pi G} g_{(D)} \quad (4.2.2.5)$$

bulunur. Yüzey yoğunluğu düzlemin 1 cm² sinin kütesidir.



Sekil 2.4 : Yukarı doğru analitik uzanım.

Yatay bir s düzleminde alan $g(x,y)$ olsun. s düzleminden h kadar yukarıda bir P noktasında gravite alanı

$$g_p = G \iint_s \frac{\sigma(\rho') h}{R^3} ds \quad (2.4.2.6)$$

veya

$$g_p = G \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{h \sigma(\rho')(x, y') dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2]^{3/2}} \quad (2.4.2.7)$$

olur. (2.4.2.6) bağıntısında, ds elemanındaki yerine (2.4.2.5) bağıntısındaki değeri yazılırsa:

$$g_p = \frac{1}{2\pi} \iint \frac{g(\rho') h}{R^3} ds \quad (2.4.2.8)$$

olur. Yarı kutupsal koordinatlar kullanılarak $R^3 = (r^2 + h^2)^{3/2}$ ve $ds = r dr d\alpha$ değerleri (2.4.2.8) formülünde yerine konursa

$$g_p = \frac{1}{2\pi} \iint \frac{g(r, \alpha) h}{(r^2 + h^2)^{3/2}} r dr d\alpha \quad (2.4.2.9)$$

$$= \int_0^{\infty} \frac{hr dr}{(r^2 + h^2)^{3/2}} \cdot \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r, \alpha) d\alpha \quad (2.4.2.10)$$

ve Gauss teoremine göre r yarı çaplı çember üzerindeki değerlerin ortalaması göz önüne alınır

$$g_{(h)} = \int_0^{\infty} g_{(r)} \cdot \frac{hr dr}{(r^2 + h^2)^{3/2}} \quad (2.4.2.11)$$

olur. (2.4.2.8) ve (2.4.2.11) formülleri birlikte ele alınır:

$$g_{(x,y,h)} = \frac{h}{2h} \iint \frac{g(x', y') dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2]^{3/2}} \quad (2.4.2.12)$$

$g(x', y')$ yerine $\overline{g(x)}$ konursa:

$$g_{(x,y,h)} = \int_0^{\infty} \frac{\overline{g(x)} h r dr}{(r^2 + h^2)^{3/2}} \quad (2.4.2.13)$$

elde edilir. Burada ana ilke $\overline{g(x)}$ bağıntısının seçimidir. Nettleton

(1962) (2.4.2.11) bağıntısını kullanarak $g(x', y')$ fonksiyonunun çift Fourier serisine acılımını yaparak yukarı uzanım katsayılarını hesaplamıştır. Peters (1949) ve Henderson (1960) (2.4.2.13) bağıntısını kullanarak $\overline{g(x)}$ fonksiyonu için çeşitli ağırlık katsayıları

önermişlerdir.

Genel olarak yukarı uzanım aşağıdaki bağıntı ile gösterilebilir.

$$g_{(x,y,h)} = \sum_{i=0}^n \Delta \overline{g(x_i)} \cdot K_{(x_i,m)} \quad (2.4.2.14)$$

$\Delta \overline{g(x_i)}$: r_1 yarıçaplı çember üzerinde alınan gravite değerlerinin ortalaması.

$K_{(x_i,m)}$: Uzanım katsayıları ($m=h$ yukarı uzanım grid uzaklığı)

Lineer sistem teorisinin potansiyel alanlarda kullanılması ile frekans ortamında hesaplanan frekans tepki fonksiyonları sayısala dönüştürülüp uzanım operatörleri elde edilebilir.

Potansiyel teoriden $z=0$ düzleminden h kadar yukarıdaki bir noktada potansiyel

$$\Phi(x,y,h) = \iint \frac{h \phi(\alpha, \beta, 0)}{2\pi [(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + h^2]^{3/2}} d\alpha d\beta \quad (2.4.2.15)$$

bağıntısı ile verilir (Henderson ve Zietz. 1949). Görüldüğü gibi (2.4.2.15) bağıntısı bir konvolüsyon işlemidir. Uzunluk ortamında simgesel olarak (2.4.2.15) bağıntısı aşağıdaki gibi yazılır.

$$\Phi(x, y, h) = \Phi(x, y, 0) * f_u(x, y, h) \quad (2.4.2.16)$$

burada, $\Phi(x, y, 0)$: $z=0$ düzlemindeki potansiyel verileri ve

$f_u(x, y, h)$: uzunluk ortamı filtre katsayılarıdır. Bu katsayılar sıfır

kaymada aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$F_u(x, y, h) = \frac{h}{2\pi(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} \quad (2.4.2.17)$$

(2.4.2.17) bağıntısının fourier dönüşümü alınarak, yukarı analitik uzanım operatörünün teorik frekans tepkisi

$$F_u(f_x, f_y, h) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{he^{-2\pi i(f_x x + f_y y)}}{2\pi(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} dx dy \quad (2.4.2.18)$$

elde edilir. (2.4.2.18) bağıntısının f_x ve f_y eksenlerine göre çift olmasından yararlanılarak sinüslü terimler ortadan kaldırılırsa

$$F_u(f_x, f_y, -h) = 4 \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \frac{h \cos(2\pi f_x x) \cos(2\pi f_y y)}{2\pi[x^2 + y^2 + h^2]^{3/2}} dx dy \quad (2.4.2.19)$$

elde edilir. Bu integralin çözümü Erdelyi (1954; s. 11 eş. 11 ve s. 56, eş. 44) kullanılarak çözümlürse

$$F_u(f_x, f_y, h) = e^{-2\pi h(f_x^2 + f_y^2)^{1/2}} \quad (2.4.2.20)$$

yukarı doğru analitik uzanım frekans tepki fonksiyonu elde edilir.

Üstel fonksiyonun dikliği, "h" 'nın değerine bağlıdır. Yukarı düzlemlere çıkıldıkça üstel fonksiyon dikleşir. Böylece daha alçak frekanslar geçirilir.

$$\Phi(x, y, 0) \rightarrow [f_u(x, y, h)] \rightarrow \Phi(x, y, h)$$

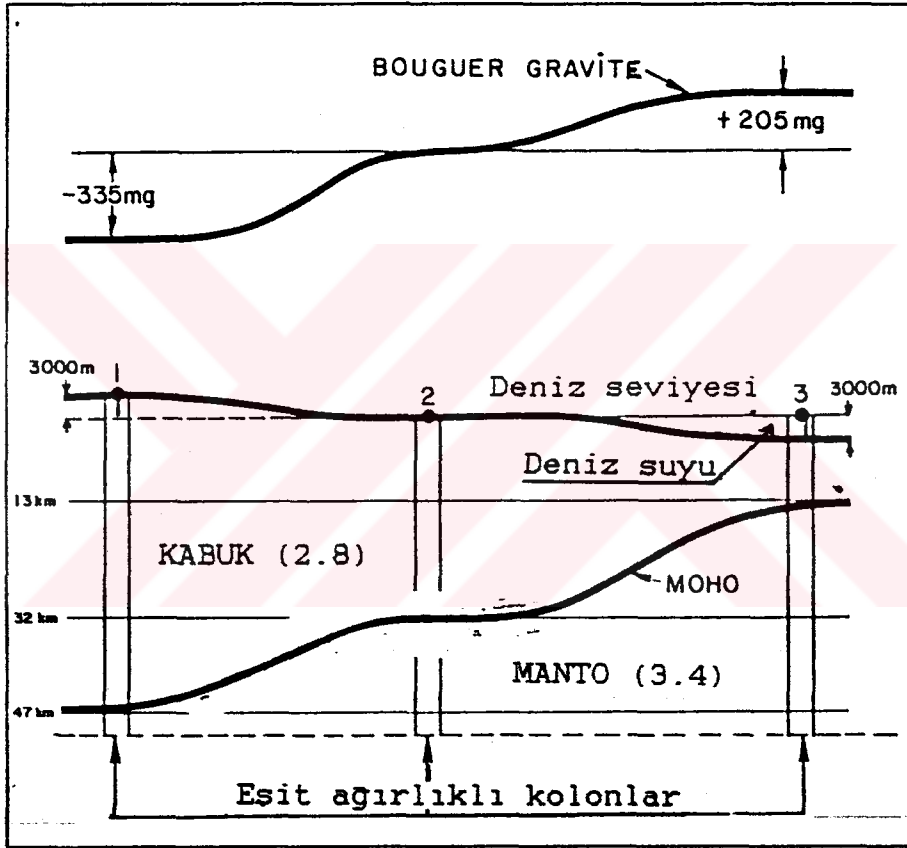
$\Phi(x, y, 0)$: $z=0$ düzlemindeki potansiyel verileri. $[f_u(x, y, h)]$:

Yukarı uzanım katsayıları ve $\Phi(x, y, h)$: h kadar yukarı uzanım yapılmış veriler.

2.5. Kabuk Kalınlığını Belirleme Yöntemleri

2.5.1. Giriş

Gravite anomalileri kullanılarak Mohorovicic (Moho) süreksizlik yüzeyi belirlenebilir. Moho süreksizlik yüzeyi yoğunluğu ortalama 2.80 gr/cm^3 olan kabuk (Litosfer) ile yoğunluğu 3.40 gr/cm^3 olan manto (Astenosfer) arasındaki ortalama sınırdır. (Mohorovicic, 1910; Ludwig v.d. 1971) (Şekil 2.5).

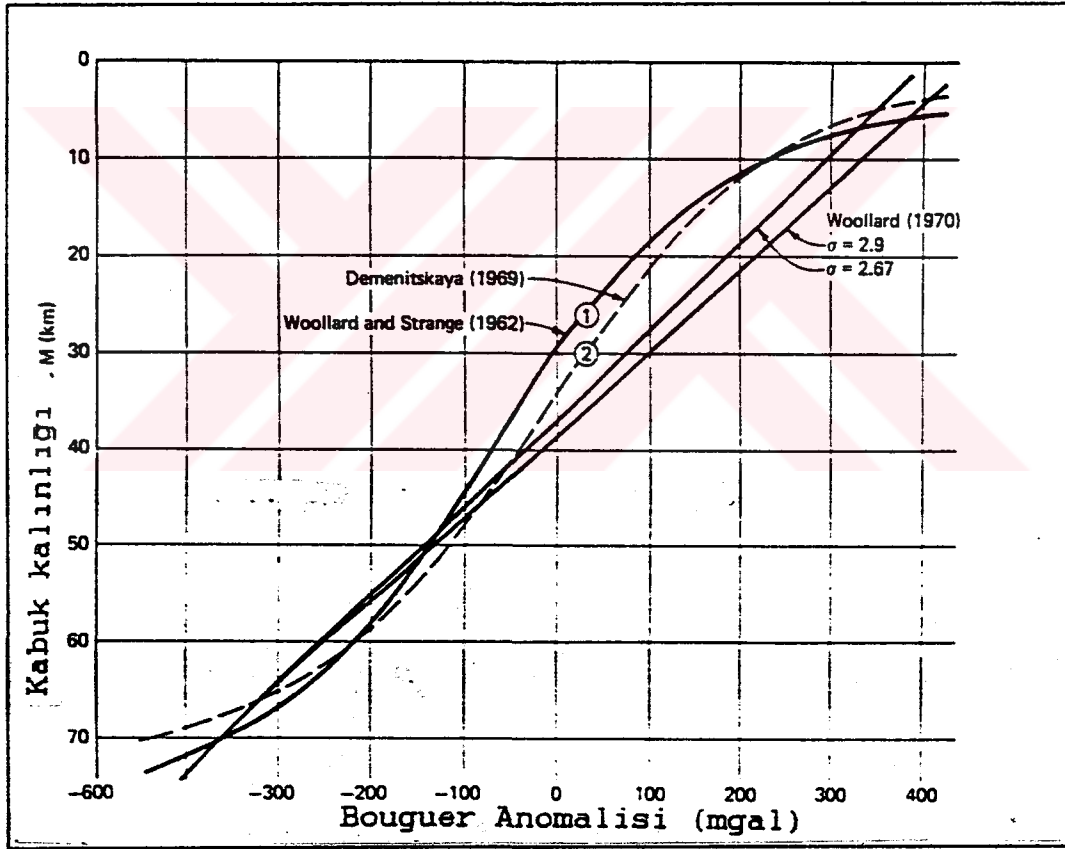


Şekil 2.5 : Okyanus derinliklerinden kıtasal alanlara kabuk kalınlığı değişimi ve gravite etkilerinin genelleştirilmiş şekli (Nettleton, 1971).

Batı Türkiye ve yakın çevresinde sismik, sismolojik, gravite, manyetik ve manyetotellürik yöntemler kullanılarak kabuk yapısı ve kalınlığını belirlemeye yönelik bazı çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar Tablo 2.1'de özetlenmektedir.

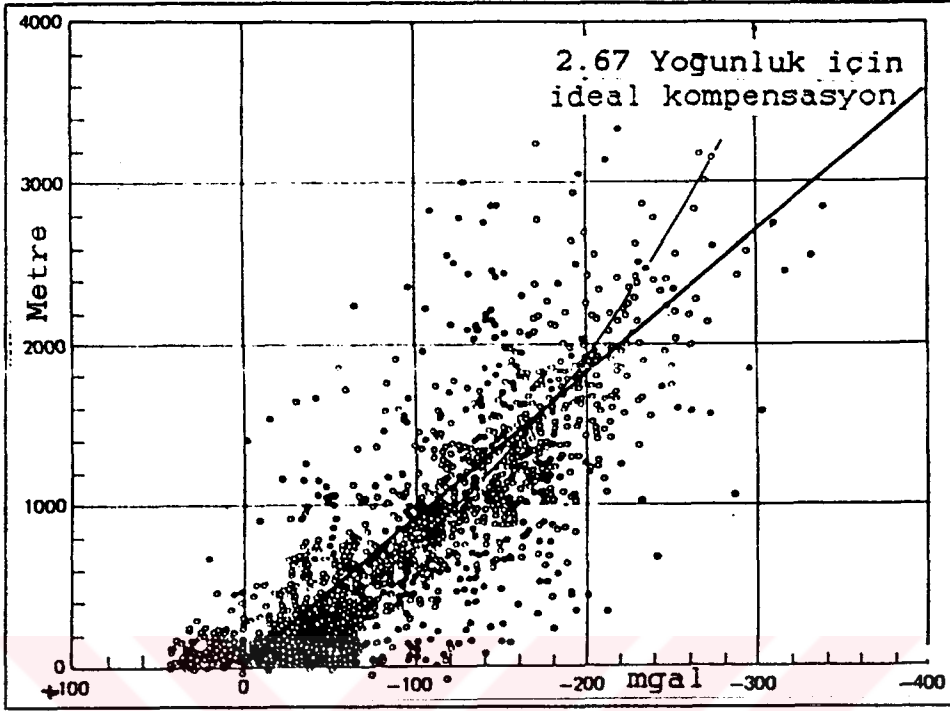
Gravite anomolileri kullanılarak ortalama kalınlıktan farkların belirlenmesi için bazı metodlar geliştirilmiştir. Gravitenin aşağı doğru analitik uzanımını veren bağıntılar yardımıyla "d" derinlikte bir düzlem üzerindeki graviteyi hesaplamak olanaklıdır. Bu düzlem üzerindeki yüzey yoğunluğu hesaplanarak ortalama arz kabuğu kalınlığından olan farklar bulunabilir. Ortalama derinlik değerinden bu farklar çıkarılırsa her noktadaki kabuk kalınlığı bulunur. Burada sorun ortalama kabuk kalınlığının belirlenebilmesidir. Ortalama kabuk kalınlığı en iyi derin sismik kırılma yöntemiyle belirlenebilmektedir.

Batı Anadolu'da ortalama kabuk kalınlığının belirlenebilmesine yardımcı olacak derin sismik kırılma verileri olmadığından. Batı Türkiye ve yakın çevresinde yapılan bazı jeofizik çalışmaların bulgularından, (Şekil 2.6)'da verilen Bouguer anomalisi - Kabuk kalınlığı,



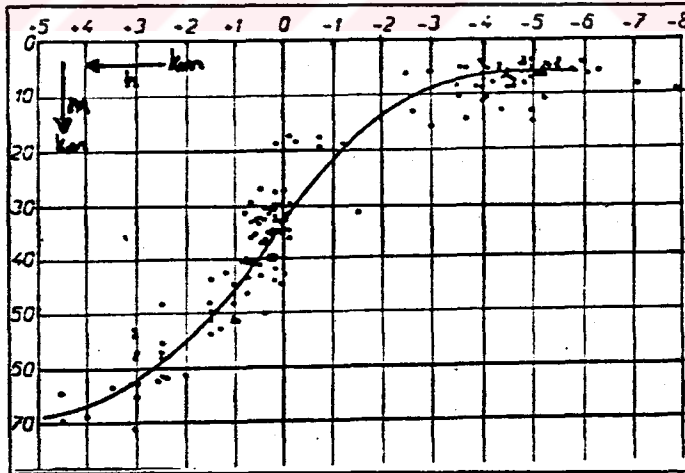
Şekil 2.6 : Bouguer anomalisi-Kabuk kalınlığı ilişkisi (Nettleton, 1976).

(Şekil 2.7)'deki Bouguer gravite anomalisi - Deniz seviyesinden olan yükseklik ve



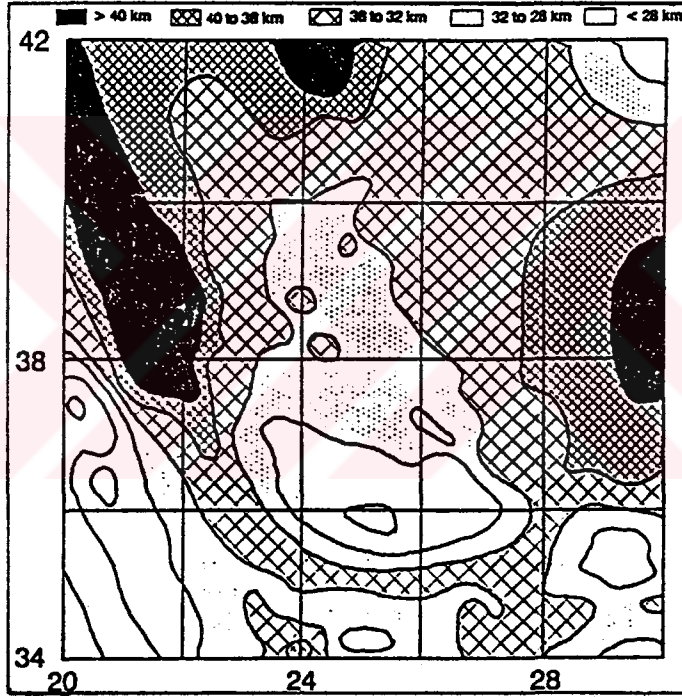
Şekil 2.7 : Bouguer-Deniz seviyesinden olan yükseklik ilişkisi (Nettleton, 1976). ○ Batı yarımküre, ● Doğu yarımküre.

(Şekil 2.8)'deki deniz seviyesinden olan yükseklik - kabuk kalınlığı ilişkilerinden yararlanılarak ortalama kabuk kalınlığı tahmin edildi.



Şekil 2.8 : Deniz seviyesinden olan yükseklik-Kabuk kalınlığı ilişkisi (Demenitskaya, 1961).

Batı Türkiye'nin Bouguer gravite anomali haritasında sıfır mgal'lik gravite konturu yaklaşık olarak Marmara denizinin güneyinden Ege ve Akdeniz sahillerine paralel olarak Batı Anadolu'yu çevrelemektedir. Sıfır mgal'e karşılık gelen dünya çapında ortalama kabuk kalınlığı yaklaşık olarak 30-32 km dir (Şekil 2.6). Ortalama topografik yükseklik ise 0-500 m arasındadır (Şekil 2.7). Kabuk kalınlığı ve topografik yükseklik arasındaki ilişkiden yararlanarak Batı Anadolu'da iç kısımlarda ortalama en fazla yükseklik 1500-2000 m olduğundan bu yüksekliğe karşılık gelen kabuk kalınlığı 35-40 km dir (Şekil 2.8). Topografik yüksekliğin sıfır olduğu yerde de kabuk kalınlığı ortalama 30-32 km dir (Şekil 2.8 ve Şekil 2.9).



Şekil 2.9 : Batı Türkiye ve çevresi kabuk kalınlığı (Makris ve Stoabe, 1984).

Tablo 2.1 : Batı Anadolu ve yakın çevresinde yapılan kabuk kalınlığı Çalışmaları.

ARASTIRMACI	İNCELEME BÖLGESİ	ARASTIRMA YÖNTEMİ	h(Km)
Sıkarulidge (1960)	Akdeniz-Tiflis	Love dalgalarının dispersiyonu	35
Canitez(1962)	Kuzey Anadolu	Sismoloji, gravite	31-35
Taner(1962)	Yunanistan, Ege, Batı Türkiye	P hızı	35
Öcal(1963)	Doğu Anadolu-Ege	Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyonu	30
Canitez(1969)	Kuzey ve Güney Ege, Anadolu	Yüzey dalgalarının dispersiyonu	32-35
Makris(1973)	Ege Denizi, batı Türkiye kıyıları	Gravite, Magnetik Sismik	32-36
Canitez(1975)	Kuzey Ege	Yüzey dalgalarının dispersiyonu	32
Crampin ve Ücer(1975)	Marmara bölgesi	Sismoloji	18-24
Bird(1976)	K. Anadolu-Siraz	Rayleigh dalgalarının grup hızı	46
Kenar(1977)	İstanbul ve civarı	P dalgalarının genlik spektrumu	30
Ulusan(1978)	Batı Anadolu	Yerel varış zamanı-Uzaklık	32
Gürbüz v.d. (1979)	Adapazarı ve yöresi	Taş ocaklarında yapay patlatma	28-29
Canitez ve Toksöz(1980)	Batı Anadolu	P dalgalarının geliş zamanı ve yüzey dalgalarının faz ve grup hızı	36
Chen v.d(1980)	Türkiye	P_n hızı	30
Gürbüz ve Ücer (1980)	Marmara, İstanbul Anadolu Kavağı	Taş ocaklarında yapay patlatma	24.6
İlkışık(1980)	Trakya	Manyetotellürik	28-36

Tablo 2.1 'in devamı.

ARAŞTIRMACI	İNCELEME BÖLGESİ	ARAŞTIRMA YÖNTEMİ	h(Km)
Necioğlu v.d. (1981)	Kuzeybatı Anadolu	P dalgası Varis zamanı-Uzaklık	28.4
Kolçak(1982)	Marmara denizi	Sismoloji. Gravite	28-29
Sayış(1982)	Batı Anadolu	Gravite	33
Ezen(1983)	Kuzey ve Doğu Anadolu platosu	Love dalgalarının dispersiyonu	38
Türkelli(1985)	Ankara	Sismoloji	30
Dewey vd(1986)	Doğu Anadolu	Sismoloji	52
Nalbant(1987)	Zonguldak bölgesi	Gravite	K-G 26-40
Kalafat v.d. (1987)	Batı Anadolu	8 istasyon için Varis zamanı-Uzaklık	29-32
Oral(1987)	Batı Anadolu	Gravite	Ege:37 ic :43 G :30
Akcıg(1988)	Ege, Batı Anadolu	Gravite	Ege 30 B.Ana. 35-40
Adatepe(1988)	Marmara Bölgesi	Gravite, Magnetik Sismoloji	30-40
İlkışık(1989)	Kuzeybatı Anadolu	Manyetotellürik	30-40
Ezen(1989)	Batı Anadolu	Rayleigh dalgala- rının dispersiyonu	ort.32 N :35
Mindevalli ve Mitchell(1989)	Anadolu	Yüzey dalgalarının dispersiyonu	40
Kenar ve Toksöz(1989)	Istanbul-Tebriz	Love dalgalarının grup ve faz hızı	41
Osmansahin ve Alptekin(1990)	1-Atina-Istanbul 2-Tebriz-Istanbul	Yüzey dalgalarının istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonlarından	1) 30 2) 40
Özer ve Kenar (1991)	Istanbul ve çevresi	Dönüştürmüş fazlarla	30

2.5.2. Tsuboi Yöntemi

Gravitenin aşağı doğru uzanımı Fourier Serisi yöntemiyle iki boyutlu ortamda

$$\Delta g(x) = \sum B_{\frac{m}{2\pi d}} \cos mx \quad (2.5.2.1)$$

olur, yeryüzünden ($z=0$) d derinlikteki bir düzlem üzerindeki yüzey yoğunluğu

$$M(x) = \frac{1}{2\pi G} \sum B_{\frac{m}{2\pi d}} \cos mx e^{-md} \quad (2.5.2.2)$$

ile tanımlanmıştır. Ölçülen gravite anomalisi değerleri

$$\Delta g(x) = b \frac{\sin x}{x} \quad (2.5.2.3)$$

bağıntısı ile tanımlanır. (Tomoda ve Aki, 1955; Tsuboi, 1983). Burada b , $x=0$ noktasında $\Delta g'$ nin değeridir.

$$\frac{\sin x}{x} = \int_0^1 \cos mx \, dm \quad (2.5.2.4)$$

olduğundan.

$$M(x) = \frac{b}{2\pi G} \int_0^1 \cos mx e^{-md} \, dm \quad (2.5.2.5)$$

bulunur. Bu integralin çözümü bize,

$$M(x) = \frac{b}{2\pi G} \cdot \frac{1}{x^2 + d^2} [(d \cos x + x \sin x) e^{-d} - d] \quad (2.5.2.6)$$

ve $x=n\pi$ deki yüzey yoğunluğu

$$M(n\pi) = \frac{b}{2\pi G} \cdot \frac{d}{(n\pi)^2 + d^2} (\pm e^{-d} - 1) \quad (2.5.2.7)$$

+n : n çift

-n : n tek

olur. Grid aralığı π alınırsa, x ve d radyan cinsinden ifade edilmiş olur.

a gerçek ölçekteki uzaklık olduğuna göre $d=\pi D/a$ olur. D üzerine kütleli kondanse ettiğimiz düzlemin derinliğini gösterir. Sonuç olarak

$$M(na) = \frac{b}{2\pi^2 G} \cdot \frac{D/a}{n^2 + (D/a)^2} (\pm e^{\pm D/a} - 1) \quad (2.5.2.8)$$

bulunur. $D/a=1$, yani bir birini izleyen iki nokta arasındaki uzaklık indirgenme derinliğine eşit alınır (2.5.2.8) denklemi

$$M(na) = \frac{b}{2\pi^2 G} \cdot \frac{1}{n^2 + 1} (\pm e^{\pm 1} - 1) = b\Phi(n) \quad (2.5.2.9)$$

şeklinde düzenlenir. $\Phi(n)$ katsayıları Tablo 2.2' de verilmiştir.

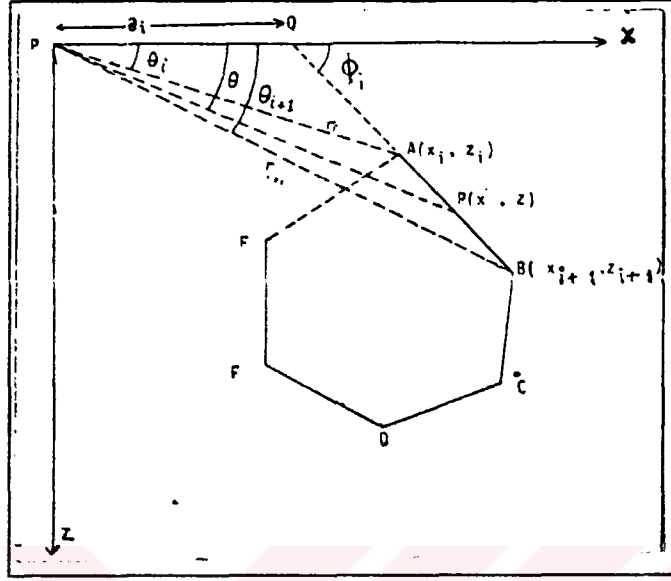
Böylece D derinliğindeki bir düzlem üzerinde yüzey yoğunlukları bulunabilir.

Tablo 2.2 : Tsuboi (SinX/X)
Yöntemi $\Phi(n)$ Katsayıları.

+n	$\Phi_n(\pi)$	$\Phi_n(\pi/2)$
0	7.056	2.425
1	-3.843	-0.719
2	1.410	0.143
3	-0.768	-0.100
4	0.414	0.037
5	-0.295	-0.036
6	0.190	0.017
7	-0.155	-0.019
8	0.168	0.010
9	-0.084	-0.012
10	0.072	0.006

2.5.3. Talwani Yöntemi

İki boyutlu ve n kenarlı bir kütleli gravite değerinin hesaplanması için, Talwani v.d. (1959); Grand ve West (1965) poligonal bir yöntem kullanmışlardır (Şekil 2.10).



Sekil 2.10 : Poligon şeklindeki iki boyutlu bir cismin kesiti.

Gelişigüzel iki boyutlu bir kütlelin çevresi, yaklaşık bir poligon şeklinde düşünülebilir. Bu poligonun, verilen herhangi bir noktadaki gravite çekiminin dikey ve yatay bileşenleri analitik bağıntılarla bulunabilir. Geliştirilen analitik bağıntılar kütlelin duruşunda ve boyutunda herhangi bir sınırlama konmaksızın kullanılabilir.

Yöntemin doğruluğu, poligonun verilen kütleyle ne derece uyum gösterdiğine ve poligonun kapalı bir poligon olarak alınmasına bağlıdır. Poligonun kenar sayısı ne kadar çoğaltılırsa yöntemin duyarlılığı o kadar arttırılabilir.

Talwani yöntemi, birçok araştırmacı tarafından, Türkiye'nin bazı bölgelerine ait (Batı Anadolu, Tuz Gölü, Marmara denizi, Ege Denizi gibi) Bouguer ve Serbest hava gravite verilerine uygulanmıştır (Özdemir, 1984; Oral, 1987; Akcığ, 1988; Nalbant, 1987).

III- BULGULAR

3.1. Filtrelerin uygulanması

Filtrelerin düzenlenmesi ve uygulanması ile ilgili teorik ve pratik esaslar birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Bu konuda, Hollaway (1958), Robinson ve Treitel (1964), Robinson (1967), Wood (1968), Shapiro (1970), Dean (1958), Bhattacharya (1965, 1972), Darby ve Davies (1967), Zurflueh (1967), Lavin ve Devane (1970), Canitez (1973), Sarver (1974), Özdemir (1977, 1984) ve Kara (1984) başlıca yayınlardır.

Gravite verileri, bilindiği gibi, Rejyonal (uzun dalgaboylu) ve rezidüel (kısa dalgaboylu) anomalileri içerirler. İncelenecek problemin amacına göre uzun veya kısa dalgaboylu olayların hangisinin inceleneceği önceden belirlenmelidir. Problemin amacı derin (uzun dalgaboylu) kütlelerin süreksizlik yüzeylerinin belirlenmesi ise, kısa dalga boylu kütlelerin veriden süzülüp atılması gerekir. Alçak geçişli filtreler, uzun dalga boylu (alçak dalga sayılı) olayları geçirip kısa dalga boylu (yüksek dalga sayılı) olayları geçirmedikleri için, bu amaca uygun filtrelerdir.

Alçak geçişli bir filtrenin düzenlenmesi için önce filtrenin kesme dalga sayısının belirlenmesi gerekir. Kesme dalga sayısı, inceleme bölgesine ait gravite anomali haritası üzerinden belirlenen doğrultular boyunca alınan profillerin Fourier spektrumları alınarak belirlenebilir. Profillerin amplitüd spektrumları çizildiğinde, dalga sayısı ekseninde, birlikte düşüş gösterdikleri değer filtrenin kesme dalga sayısını verir.

Batı Anadolu Bouguer gravite haritasından, (Harita 3.1), yedi, (Şekil 3.1), ve serbest hava (Free Air) gravite anomali haritasından, (Harita 3.2), üç profilin, (Şekil 3.3), Fourier spektrumları alındı (Şekil 3.2 ve 3.4). Bu profillerin Fourier spektrum eğrileri incelenerek uygun kesme dalga sayıları belirlendi.

Uygun gelebilecek olan dalga sayıları, Bouguer spektrum eğrileri için yaklaşık olarak 0.05-0.1 devir/veri aralığı ve Serbest hava spektrum eğrileri için ise 0.08-0.135 devir/veri aralığı arasında değişmektedir

(Sekil 3.2 ve 3.4).

Mohorovičić (Moho) süreksizliğinin oluşturduğu rejyonel gravite anomalisinin Bouguer gravite haritasından ayrılabilmesi için Bouguer gravite haritasına uygulanacak alçak geçişli filtrelerin kesme dalga sayıları 0.1, 0.065 ve 0.05 devir/veri aralığı olarak ve Serbest hava gravite haritası için ise 0.08 devir/veri aralığı en uygun optimum dalga sayısı olarak belirlendi.

Kesme dalga sayısı belirlenen tasarlanacak filtrenin filtre boyunun istenilen uzunlukta olması için, filtre operatörünün boyunun kısaltılması gerekir. Kısaltma işlemi için, yeni bir filtre operatörüne gerek duyulur. Bu kısaltma operatörü olarak, bir Hanning penceresi kullanıldı (Tablo 3.1). İki ayrı kesme dalga sayısı için üretilen filtre operatörü farklı filtre boyları için hesaplanan Hanning penceresiyle çarpıldı.

Filtre düzenlemesinin önemli özelliklerinden birisi de filtre katsayılarının toplamının "1" e eşit olma ilkesidir. Bu özellik filtrenin frekans responsunun geçirim bandının "1" e eşit olmasını gerektirir. Bu ise, bu frekans aralığında bulunan anomalilerin hiç bir etkiye uğramadan geçmesini ve haritaların karşılaştırılmasını sağlar. Pencere operatörüyle çarpılan filtre katsayıları normallenerek filtre ağırlıklarının toplamı "1" e eşit olması sağlandı.

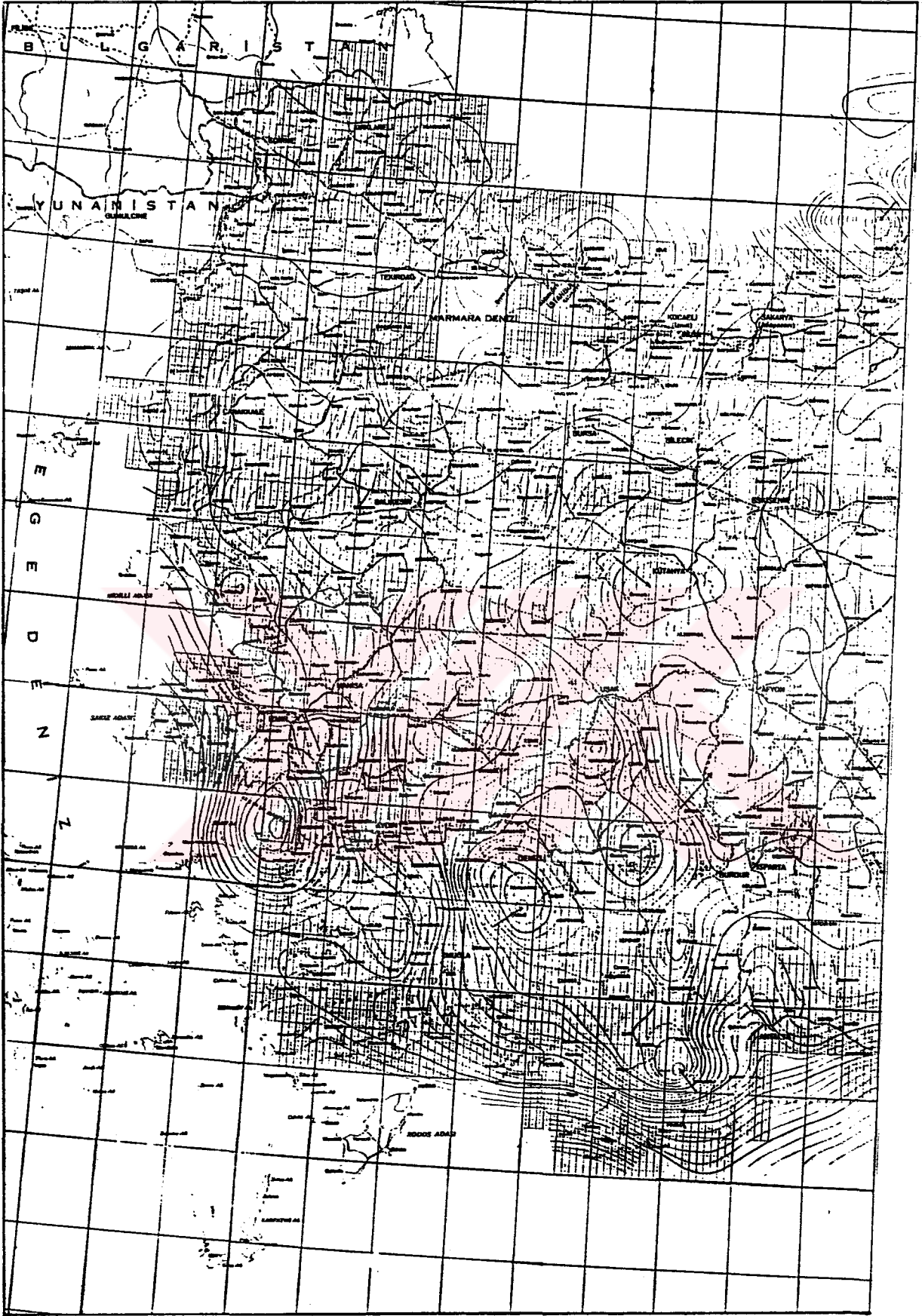
Ayrıca, büyük dalga boylu anomalilerin filtrelendikten sonra, yerlerini koruyarak bir faz kayması meydana getirmemeleri için, seçilen filtre fonksiyonunun dairesel simetriye sahip, çift fonksiyon olması gerekir.

Göz önünde tutulması gereken önemli bir özellik de filtre uzunluğunun seçimidir. Bu konuda kriterlerden biri filtrenin kesme dalga sayısına karşı gelen dalga boyunun 1.5 katı filtre boyu olarak alır.

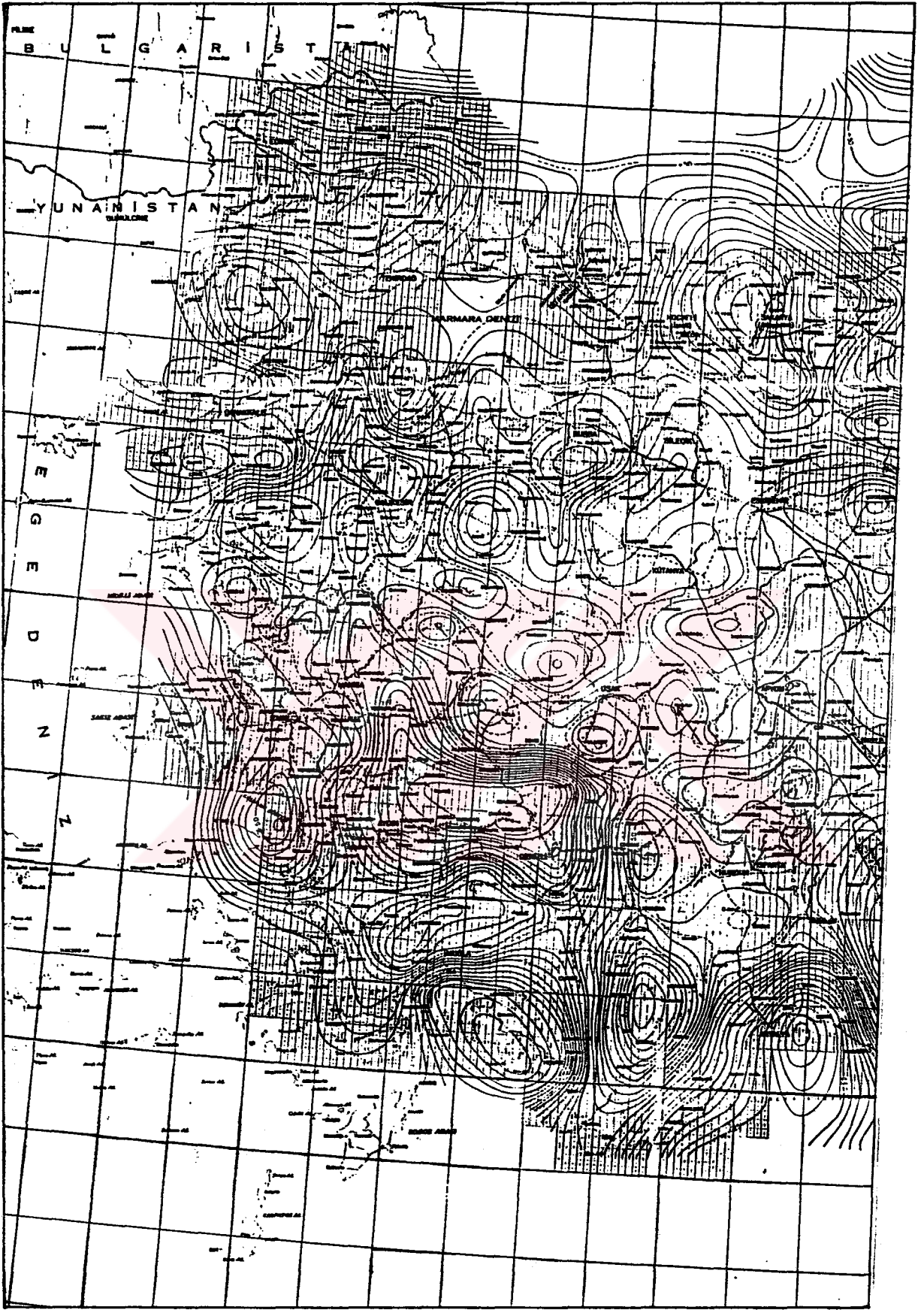
Kesme dalga sayıları 0.05 ve 0.08 devir/veri aralığı olan iki boyutlu alçak geçişli filtreler, sonlu birim tepkili (FIR) ve sonsuz birim tepkili (IIR) tasarım yöntemleri kullanılarak, tasarlandı.

FIR filtre tasarım yöntemi kullanılarak kesme dalga sayıları farklı iki alçak geçişli filtrenin katsayıları Tablo 3.2 ve Tablo 3.3 de verildi. Ayrıca, bu iki alçak geçişli filtrenin dalga sayısı responsları Tablo 3.4 ve Tablo 3.5 de gösterildi.

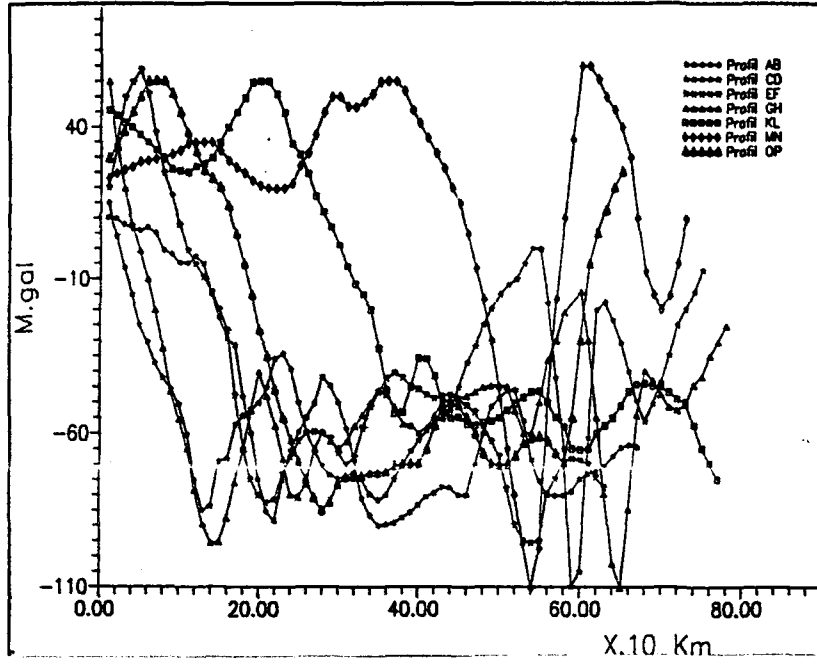
Tablo 3.2 ve Tablo 3.3 de verilen filtrelerin yatay eksen doğrultusundaki dalgasayısı responsları ise Sekil 3.5 ve Sekil 3.6 çizildi.



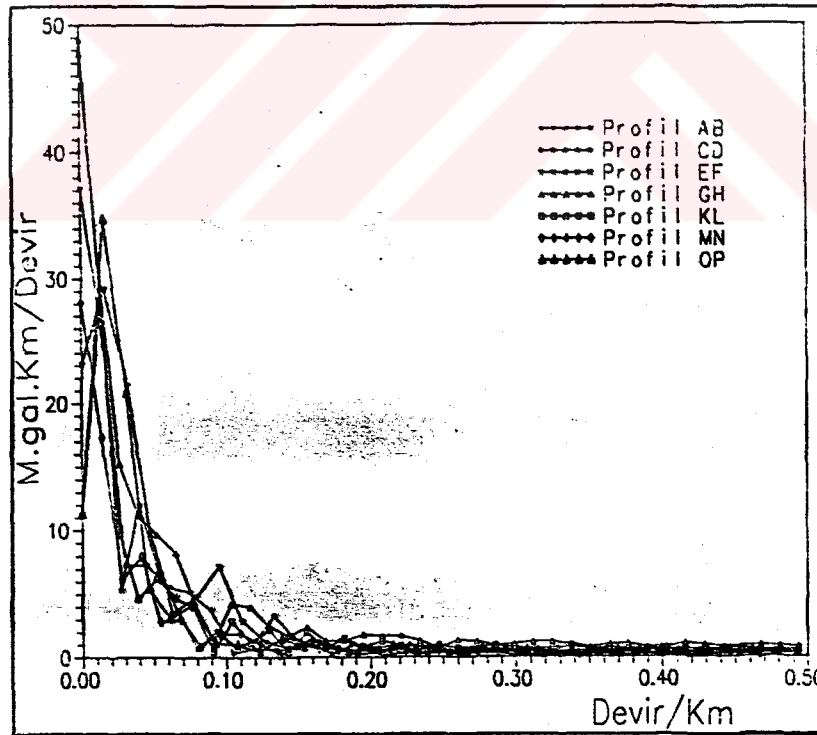
Harita 3.1 : Batı Türkiye Bouguer gravite haritası (HGK).



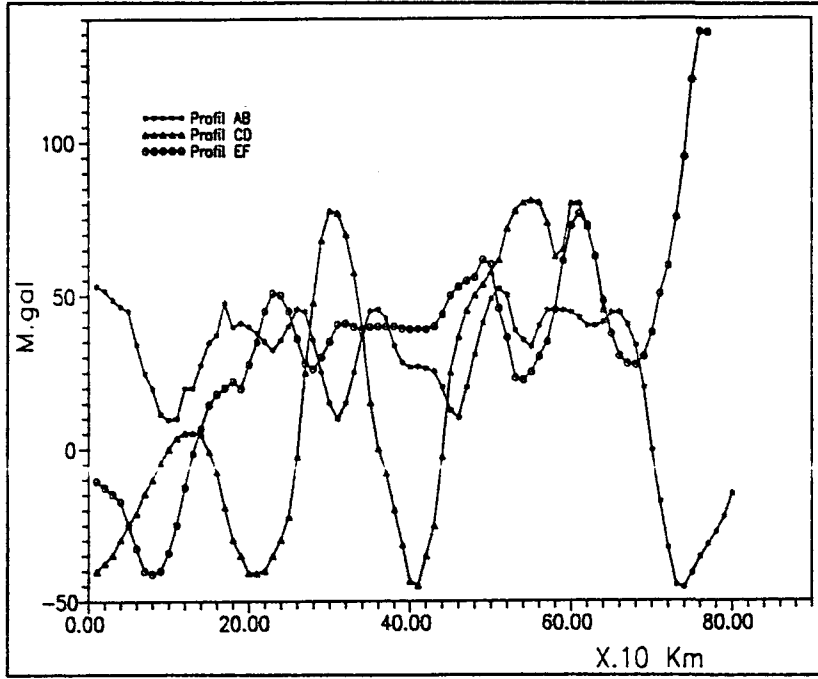
Harita 3.2 : Batı Türkiye Serbest Hava (Free Air) gravite haritası (HGK).



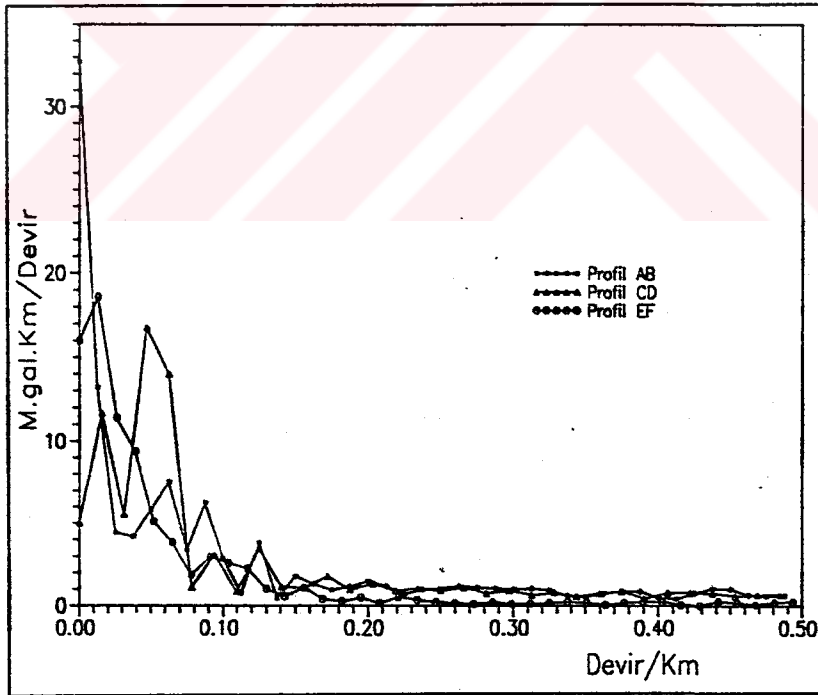
Sekil 3.1 : Bouguer gravite profilleri.



Sekil 3.2 : Bouguer gravite profillerinin Fourier spektrumları.



Sekil 3.3 : Serbest hava gravite profilleri.



Sekil 3.4 : Serbest hava gravite profillerinin Fourier spektrumları.

Tablo 3.1 : 33x33'lük alçak geçişli filtreye uygulanan Hanning pencere katsayıları.

1.00000	.995737	.983021	.962070	.933239	.897021	.854034	.805010	.750785	.692284
.630504	.566499	.501360	.436198	.372124	.310230	.251572			
.995737	.991487	.978807	.957915	.929168	.893056	.850195	.801317	.747257	.688938
.627355	.563560	.498642	.433710	.369872	.308219	.249804			
.983021	.978807	.966236	.945524	.917025	.881228	.838746	.790307	.736741	.678965
.617971	.554803	.490546	.426300	.363168	.302235	.244545			
.962070	.957915	.945524	.925109	.897021	.861746	.819891	.772178	.719428	.662553
.602532	.540403	.477238	.414128	.352165	.292421	.235931			
.933239	.929168	.917025	.897021	.869504	.834952	.793966	.747257	.695640	.640011
.581339	.520648	.458995	.397458	.337112	.279015	.224184			
.897021	.893056	.881228	.861746	.834952	.801317	.761432	.715998	.665814	.611765
.554803	.495934	.436198	.376652	.318354	.262341	.209611			
.854034	.850195	.838746	.819891	.793966	.761432	.722869	.678965	.630504	.578351
.523441	.466759	.409321	.352165	.296322	.242807	.192595			
.805010	.801317	.790307	.772178	.747257	.715998	.678965	.636831	.590362	.540403
.487866	.433710	.378930	.324533	.271526	.220895	.173587			
.750785	.747257	.736741	.719428	.695640	.665814	.630504	.590362	.546134	.498642
.448773	.397458	.345664	.294368	.244545	.197150	.153099			
.692284	.688938	.678965	.662553	.640011	.611765	.578351	.540403	.498642	.453866
.406931	.358742	.310230	.262341	.216015	.172173	.131696			
.630504	.627355	.617971	.602532	.581339	.554803	.523441	.487866	.448773	.406931
.363168	.318354	.273387	.229174	.186620	.146607	.109978			
.566499	.563560	.554803	.540403	.520648	.495934	.466759	.433710	.397458	.358742
.318354	.277131	.235931	.195624	.157075	.121123	.088573			
.501360	.498642	.490546	.477238	.458995	.436198	.409321	.378930	.345664	.310230
.273387	.235931	.198683	.162470	.128114	.096412	.068125			
.436198	.433710	.426300	.414128	.397458	.376652	.352165	.324533	.294368	.262341
.229174	.195624	.162470	.130495	.100477	.073166	.049277			
.372124	.369872	.363168	.352165	.337112	.318354	.296322	.271526	.244545	.216015
.186620	.157075	.128114	.100477	.074891	.052064	.032661			
.310230	.308219	.302235	.292421	.279015	.262341	.242807	.220895	.197150	.172173
.146607	.121123	.096412	.073166	.052064	.033764	.018884			
.251572	.249804	.244545	.235931	.224184	.209611	.192595	.173587	.153099	.131696
.109978	.088573	.068125	.049277	.032661	.018884	.008513			

Tablo 3.2 : Fourier yöntemi ile tasarlanan iki boyutlu alçak gecisli filtre katsayıları. Kesme dalga sayısı, $f_c=0.05$ devir/veri aralığı. 1/4 düzlem gösterimi. Filtre boyu : 33x33.

.007894	.007749	.007329	.006671	.005830	.004876	.003883	.002919	.002045	.001301
.000712	.000282	.000000	-.000156	-.000217	-.000214	-.000176			
.007749	.007607	.007194	.006545	.005717	.004778	.003801	.002854	.001994	.001264
.000687	.000266	-.000009	-.000160	-.000218	-.000214	-.000174			
.007329	.007194	.006798	.006179	.005389	.004494	.003564	.002663	.001848	.001158
.000614	.000221	-.000034	-.000171	-.000220	-.000211	-.000170			
.006671	.006545	.006179	.005606	.004876	.004050	.003194	.002367	.001622	.000994
.000503	.000152	-.000071	-.000186	-.000222	-.000205	-.000162			
.005830	.005717	.005389	.004876	.004223	.003487	.002726	.001994	.001339	.000791
.000367	.000069	-.000114	-.000202	-.000222	-.000197	-.000151			
.004876	.004778	.004494	.004050	.003487	.002854	.002202	.001579	.001026	.000568
.000221	-.000017	-.000156	-.000215	-.000217	-.000185	-.000137			
.003883	.003801	.003564	.003194	.002726	.002202	.001666	.001158	.000712	.000349
.000080	-.000096	-.000191	-.000222	-.000208	-.000168	-.000120			
.002919	.002854	.002663	.002367	.001994	.001579	.001158	.000764	.000423	.000152
-.000041	-.000160	-.000214	-.000219	-.000192	-.000148	-.000101			
.002045	.001994	.001848	.001622	.001339	.001026	.000712	.000423	.000179	-.000009
-.000134	-.000202	-.000222	-.000207	-.000170	-.000125	-.000081			
.001301	.001264	.001158	.000994	.000791	.000568	.000349	.000152	-.000009	-.000124
-.000194	-.000221	-.000214	-.000185	-.000143	-.000100	-.000061			
.000712	.000687	.000614	.000503	.000367	.000221	.000080	-.000041	-.000134	-.000194
-.000220	-.000217	-.000193	-.000156	-.000114	-.000075	-.000043			
.000282	.000266	.000221	.000152	.000069	-.000017	-.000096	-.000160	-.000202	-.000221
-.000217	-.000196	-.000162	-.000123	-.000085	-.000052	-.000028			
.000000	-.000009	-.000034	-.000071	-.000114	-.000156	-.000191	-.000214	-.000222	-.000214
-.000193	-.000162	-.000126	-.000090	-.000058	-.000033	-.000016			
-.000156	-.000160	-.000171	-.000186	-.000202	-.000215	-.000222	-.000219	-.000207	-.000185
-.000156	-.000123	-.000090	-.000060	-.000036	-.000018	-.000007			
-.000217	-.000218	-.000220	-.000222	-.000222	-.000217	-.000208	-.000192	-.000170	-.000143
-.000114	-.000085	-.000058	-.000036	-.000019	-.000008	-.000002			
-.000214	-.000214	-.000211	-.000205	-.000197	-.000185	-.000168	-.000148	-.000125	-.000100
-.000075	-.000052	-.000033	-.000018	-.000008	-.000002	.000000			
-.000176	-.000174	-.000170	-.000162	-.000151	-.000137	-.000120	-.000101	-.000081	-.000061
-.000043	-.000028	-.000016	-.000007	-.000002	.000000	.000001			

Tablo 3.3 : Fourier yöntemi ile tasarlanan iki boyutlu alçak geçişli filtre katsayıları. Kesme dalga sayısı. $f_c=0.08$ devir/veri aralığı. 1/4 düzlem gösterimi. Filtre boyu : 31x31.

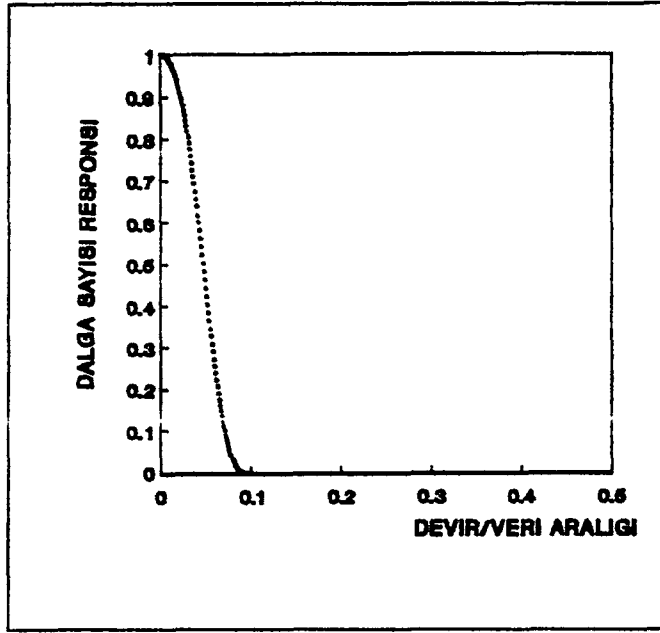
.020930	.019873	.016970	.012932	.008654	.004917	.002183	.000540	-.000211	-.000394
-.000314	-.000175	-.000070	-.000017	.000001	.000003				
.019873	.018861	.016086	.012231	.008152	.004598	.002007	.000460	-.000236	-.000394
-.000307	-.000167	-.000067	-.000016	.000001	.000003				
.016970	.016087	.013667	.010315	.006785	.003733	.001535	.000252	-.000296	-.000390
-.000287	-.000152	-.000058	-.000013	.000002	.000003				
.012933	.012231	.010315	.007674	.004917	.002567	.000914	-.000008	-.000360	-.000373
-.000252	-.000127	-.000045	-.000008	.000002	.000003				
.008655	.008152	.006785	.004917	.002996	.001396	.000317	-.000236	-.000393	-.000334
-.000206	-.000096	-.000031	-.000004	.000003	.000002				
.004917	.004598	.003733	.002567	.001396	.000460	-.000123	-.000368	-.000377	-.000273
-.000152	-.000064	-.000017	.000000	.000003	.000002				
.002183	.002007	.001535	.000914	.000317	-.000123	-.000350	-.000390	-.000314	-.000199
-.000100	-.000036	-.000007	.000002	.000003	.000001				
.000540	.000460	.000252	-.000008	-.000236	-.000368	-.000390	-.000327	-.000225	-.000127
-.000055	-.000016	.000000	.000003	.000002	.000001				
-.000211	-.000236	-.000296	-.000360	-.000393	-.000377	-.000314	-.000225	-.000136	-.000067
-.000024	-.000004	.000003	.000003	.000001	.000000				
-.000394	-.000394	-.000390	-.000373	-.000334	-.000273	-.000199	-.000127	-.000067	-.000027
-.000006	.000002	.000003	.000002	.000001	.000000				
-.000314	-.000307	-.000287	-.000252	-.000206	-.000152	-.000100	-.000055	-.000024	-.000006
.000002	.000003	.000002	.000001	.000000	.000000				
-.000175	-.000169	-.000152	-.000127	-.000096	-.000064	-.000036	-.000016	-.000004	.000002
.000003	.000002	.000001	.000000	.000000	.000000				
-.000070	-.000067	-.000058	-.000045	-.000031	-.000017	-.000007	.000000	.000003	.000003
.000002	.000001	.000001	.000000	.000000	.000000				
-.000017	-.000016	-.000013	-.000008	-.000004	.000000	.000002	.000003	.000003	.000002
.000001	.000000	.000000	.000000	.000000	.000000				
.000001	.000001	.000002	.000002	.000003	.000003	.000003	.000002	.000001	.000001
.000000	.000000	.000000	.000000	.000000	.000000				
.000003	.000003	.000003	.000003	.000002	.000002	.000001	.000001	.000000	.000000
.000000	.000000	.000000	.000000	.000000	.000000				

Tablo 3.4 : Kesme dalga sayısı $f_c=0.05$ devir/veri aralığı olan filtrenin dalga sayısı reponsı (Tablodaki degerler 100'e bölünecektir).

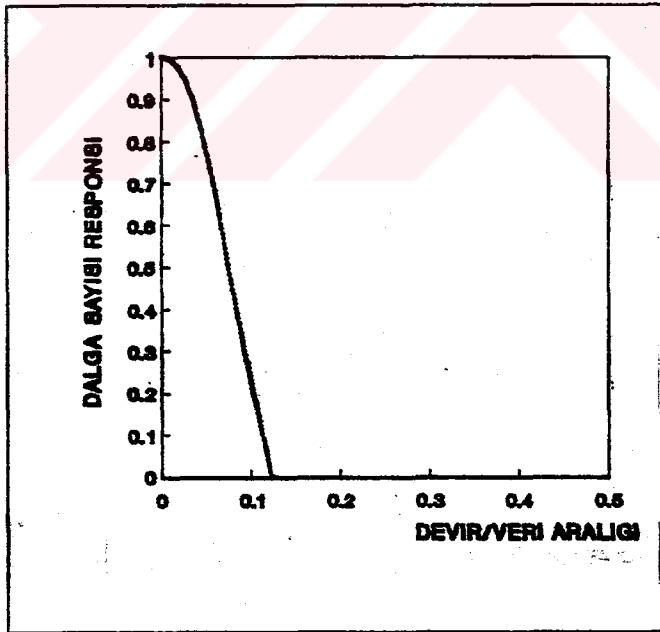
	0.000	0.025	0.050	0.075	0.100	0.125	0.150	0.175	0.200	0.225	0.250	0.275	0.300	0.325	0.350	0.375	0.400	0.425	0.450	0.475	0.500	
0.000	100	87	44	6	-0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.025	87	71	32	4	-0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.050	44	33	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.075	6	4	0	-0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.100	-0	-0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.125	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.175	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.225	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.250	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.275	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.300	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.325	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.350	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.375	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.400	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.425	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.475	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tablo 3.5 : Kesme dalga sayısı $f_c=0.08$ devir/veri aralığı olan filtrenin dalga sayısı responsı (Tablodaki değerler 100'e bölünecektir).

0.000	0.025	0.050	0.075	0.100	0.125	0.150	0.175	0.200	0.225	0.250	0.275	0.300	0.325	0.350	0.375	0.400	0.425	0.450	0.475	0.500
100	95	76	50	22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.025	95	72	45	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.050	76	72	55	32	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.075	50	45	32	17	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.100	22	20	13	6	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.125	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.175	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.225	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.250	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.275	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.300	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.325	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.350	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.375	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.400	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.425	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.450	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.475	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0



Sekil 3.5 : Kesme dalga sayısı 0.05 devir/veri aralığı olan filtrenin eksen doğrultusundaki responsi.



Sekil 3.6 : Kesme dalga sayısı 0.08 devir/veri aralığı olan filtrenin eksen doğrultusundaki responsi.

Tek boyutlu rekursiv bir alçak geçişli filtre elde etmek için, analog olan birinci dereceden ($n=1$) Butterworth polinomunun, bilineer Z-dönüşümü kullanılarak S-boyutundan Z-boyutuna dönüştürülmesi gerekir. Birinci derece Butterworth polinomu S-domeninde aşağıdaki gibi verilir.

$$Q(S)=S+1$$

Kesme dalga sayısı Ω_c olan analog bir $F(S)$ alçak geçişli filtre kesme dalga sayısı W_c olan sayısal filtre aşağıdaki gibi bir birleriyle eşitlenirse,

$$F(Z)=F(S)$$

elde edilir. S-domeninden Z-domenine dönüşüm yapıldığında S yerine Z-domenindeki aşağıdaki dönüşüm bağıntısı yazılır.

$$S = \frac{2}{\Delta} \cdot \frac{1-Z}{1+Z}$$

Kesme dalga sayısı a (radyan/km) olarak aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$a = \Omega_c = 2 \cdot \pi \cdot f_c \cdot f_N; f_N = 1/2 \Delta$$

Bouguer gravite haritasını alçak geçişli bir filtreye filtrelemek için kesme dalga sayısı $f_c = 0.05$ devir/veri aralığı olan bir filtrenin transfer fonksiyonunun tasarlanması aşağıdaki gibi olmaktadır.

$$a = \Omega_c = 2 \cdot \pi \cdot 0.05 / 2 \Delta$$

$$a = 0.15708 / \Delta$$

elde edilir. Eğer $\Omega_c \neq 1$ ise $Q'(S)$ ve $\Omega_c = 1$ ise $Q(S)$ olsun. Bu durumda,

$$Q'(S) = Q(S)$$

S yerine S/Ω_c değişkeni konulduğunda,

$$Q'(S) = Q(S) = Q(S/\Omega_c)$$

elde edilir. $F(S) = 1/Q'(S)$ filtresinde S yerine,

$$S = \frac{2}{\Delta} \cdot \frac{1-Z}{1+Z}$$

konursa,

$$Q'(S) = Q(S) = Q\left(\frac{S}{\Omega_c}\right) = Q\left(\frac{S}{\frac{0.15708}{\Delta}}\right)$$

$$Q\left(\frac{2}{\Delta} \cdot \frac{1-Z}{1+Z} \cdot \frac{\Delta}{0.15708}\right) = Q(12,73239 \cdot \frac{1-Z}{1+Z})$$

elde edilir. $Q(S)=S+1$ polinomunda s yerine yukarıdaki eşitliği yazılırsa

$$Q(S) = S+1 = (12,73239 \cdot \frac{1-Z}{1+Z} + 1)$$

elde edilir. Bu eşitlik $F(Z)=1/Q(Z)$ filtre fonksiyonunda yerine konur, pay ve payda $(1+Z)$ ile çarpılır ve gerekli sadeleştirmeler yapılırsa aşağıdaki alçak geçişli rekürsiv filtrenin transfer fonksiyonu elde edilir.

$$F(Z) = \frac{0.07282(1+Z)}{1-0.85435Z}$$

Elde edilen bu filtre transfer fonksiyonunun kararlılığının incelenmesi gerekir. Bu amaçla filtre transfer fonksiyonun Sıfırlarını veren pay ve Kutuplarını veren payda polinomları ayrı ayrı sifıra eşitlenir ve polinomların kökleri bulunur. Payı oluştur polinom sifıra eşitlendiğinde,

$$0.07282 + 0.07282Z = 0$$

$$Z = -1$$

bulunur. Aynı şekilde payda sifıra eşitlendiğinde,

$$1 - 0.85435Z = 0$$

$$Z = 1.17$$

bulunur. Kararlılık için aşağıdaki şartların sağlandığı görülmüştür.

$$\text{payın kökü } |Z| \leq 1$$

$$Z = -1 \leq 1$$

$$\text{paydanın kökü } |Z| > 1$$

$$Z = 1.17 > 1$$

Aynı şekilde, serbest hava gravite haritasını filtrelemek için, kesme dalga sayısı $f_c=0.08$ ddevir/veri aralığı olan filtre yukarıdaki işlemlere göre hazırlanarak aşağıdaki gibi elde edilmiştir.

$$F(Z) = \frac{0.11163(1+Z)}{1-0.77672Z}$$

Hazırlanan bu filtrenin Sıfırları ve kutupları için pay ve Payda polinomlarının kökleri sıfıra eşitlendiğinde,

$$\text{pay polinomunun kökü, } Z=-1$$

ve

$$\text{payda polinomunun kökü, } Z=1.28$$

olarak bulunur. Görüldüğü gibi bu filtre transfer fonksiyonu da kararlılık şartlarını sağlamaktadır. Bu iki filtre transfer fonksiyonunun kararlılığı Z-domeninde hazırlanan birim daire üzerinde gösterilmiştir (Şekil 3.6 ve 3.7).

Bir $X(Z)$ giriş dizisi için $Y(Z)$ çıkış dizisini elde edebilmek için $F(Z)$ filtre transfer fonksiyonuyla $X(Z)$ giriş dizisi aşağıdaki gibi çarpılır.

$$Y(Z) = F(Z) \cdot X(Z)$$

$Y(Z)$ bağıntısında $F(Z)$ yerine Yukarıda bulunan Filtre transfer fonksiyonu konur ve gerekli düzenlemeler yapılırsa $f_c=0.05$ için,

$$Y(Z) = \frac{0.07282(1+Z)}{1-0.85435Z} \cdot X(Z)$$

ve $f_c=0.08$ için,

$$Y(Z) = \frac{0.11163(1+Z)}{1-0.77662Z} \cdot X(Z)$$

elde edilir. Buradan da bu iki filtre transfer fonksiyonuna ait rekürans bağıntıları aşağıdaki gibi bulunur.

$$Y_n = 0.07282X_n + 0.07282X_{n-1} + 0.85435Y_{n-1}$$

$$Y_n = 0.11163X_n + 0.11163X_{n-1} + 0.77662Y_{n-1}$$

Bu iki rekürans bağıntısındaki katsayılar tek boyutlu rekürsiv filtre

katsayılarıdır. Alçak geçişli filtre katsayılarının toplamı 1 dir. Elde edilen iki alçak geçişli rekürsiv filtrenin katsayıları aşağıdaki gibi toplandığında 1 bulunmuştur.

$$0.07282+0.07282+0.85435 = 0.99999 \approx 1$$

$$0.11163+0.11163+0.77662 = 0.9999 \approx 1$$

Bouguer ve serbest hava gravite haritalarından alınan D-B ve K-G profillerine bu iki tek boyutlu alçak geçişli rekürsiv filtreler uygulandı (Şekil 3.8 ve 3.9).

İki boyutlu alçak geçişli rekürsiv filtreyi elde edebilmek için (2.3.3.2.37) bağıntısında verilen transfer fonksiyonu kullanılır. Transfer fonksiyonunda bulunan b_{21} , b_{12} ve b_{22} katsayıları (2.3.3.2.38) ve (2.3.3.2.39) bağıntılarıyla bulunur.

Bu amaçla Bouguer gravite haritası için kesme dalga sayısı $f_c=0.05$ devir/veri aralığı ve Serbest hava gravite haritası için ise kesme dalga sayısı $f_c=0.08$ devir/veri aralığı alınarak iki adet alçak geçişli filtre aşağıdaki gibi üretildi.

$$a=2\pi f_c f_N, \quad f_N=1/2 \Delta \quad (f_c : \text{kesme dalga sayısı})$$

$$a=2*3.1415*0.05*1/2 \Delta, \quad \Delta_1 = \Delta_2 = \Delta = 1$$

$$a=0.1571/\Delta = 0.1571 \text{ (devir/veri aralığı)}$$

Sonra sırasıyla b_{21} , b_{12} ve b_{22} bulunur. (2.3.3.2.41) bağıntısında β , (S_1 , S_2) eksenlerinin dönme derecesidir. $\beta=45^\circ$ alınarak (2.3.3.2.41) bağıntısından D, b_{21} , b_{12} ve b_{22}

$$D = \{0.1571+2(0.707+0.707)\} = 0.1571+2.8284 = 2.9855$$

$$D = 2.9855$$

bulunur. D'nin yardımıyla b_{21} , b_{12} ve b_{22} katsayıları sırasıyla aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$b_{21} = \{0.1571-2(0.707-0.707)\}/2.9855 = 0.1571/2.9855 = 0.0526$$

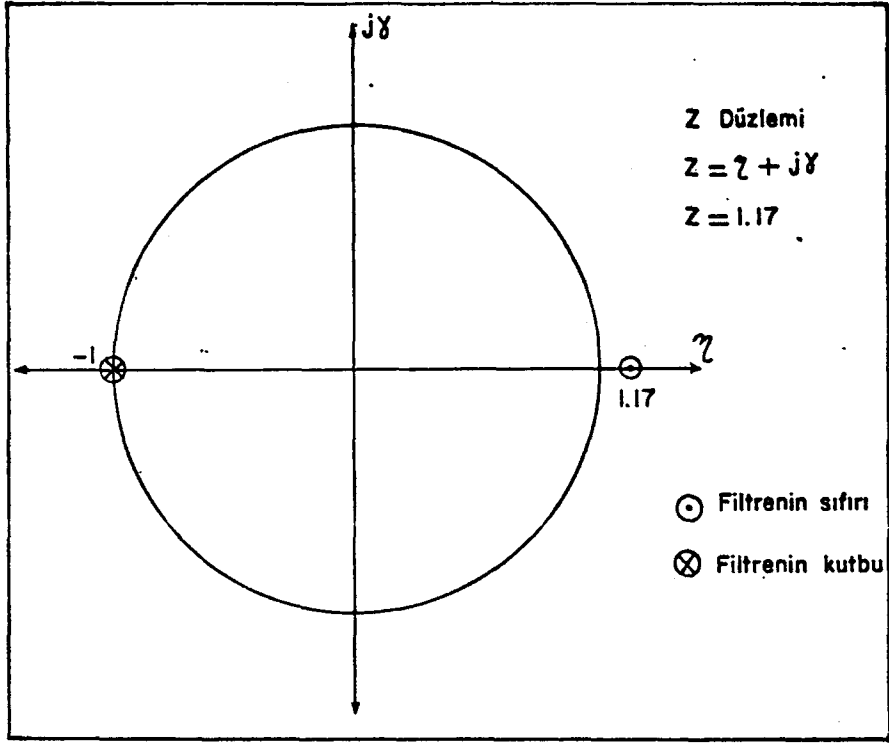
$$b_{21} = 0.0526$$

$$b_{12} = \{0.1571+2(0.707-0.707)\}/2.9855 = 0.1571/2.9855 = 0.0526$$

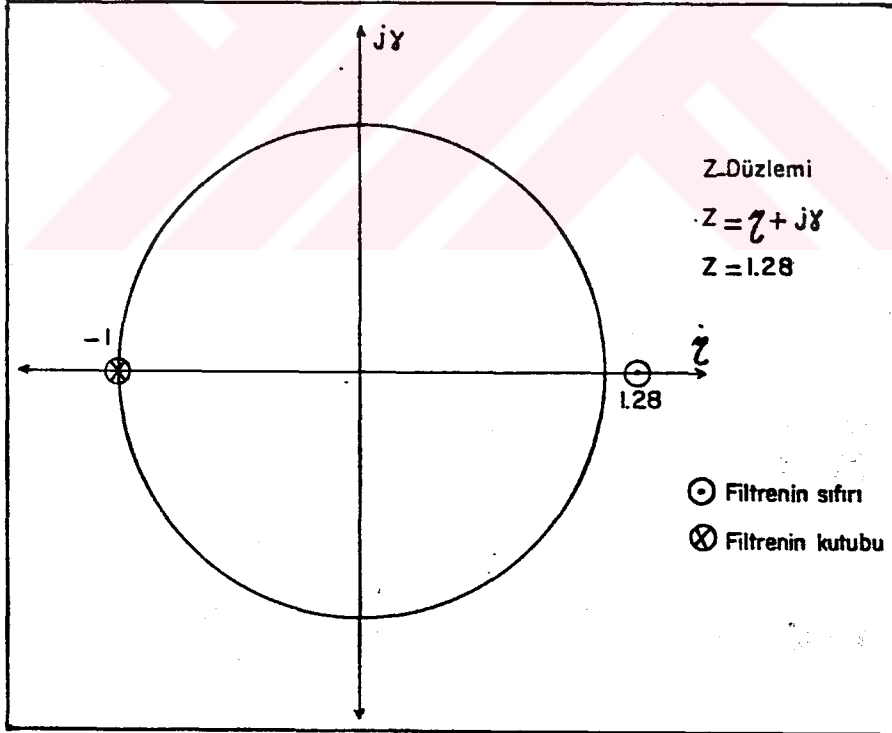
$$b_{12} = 0.0526$$

$$b_{22} = \{0.1571-2(0.707+0.707)\}/2.9855 = (0.1571-2.8284)/2.9855 \\ = -2.6713/2.9855 = -0.8948$$

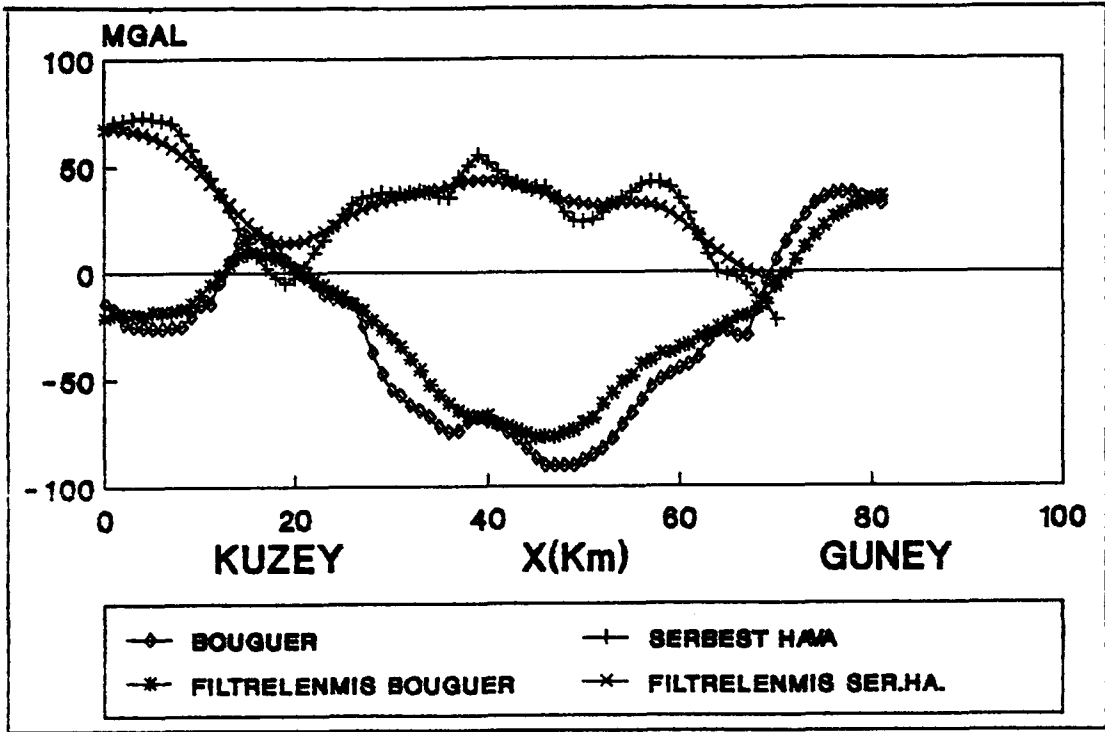
$$b_{22} = -0.8948$$



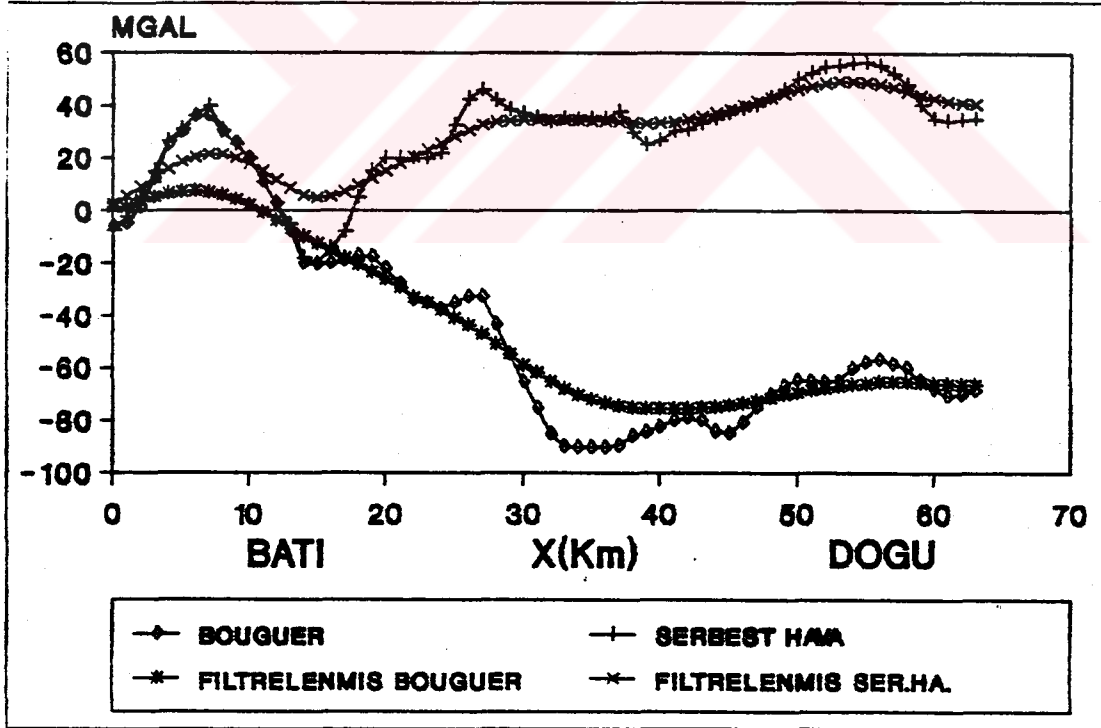
Şekil 3.5 : Kesme dalga sayısı $f_c=0.05$ devir/veri aralığı olan $F(z)$ IIR filtre transfer fonksiyonunun sıfır ve kutuplarının Z-Düzleminde gösterilmesi.



Şekil 3.6 : Kesme dalga sayısı $f_c=0.08$ devir/veri aralığı olan $F(z)$ IIR filtre transfer fonksiyonunun sıfır ve kutuplarının Z-Düzleminde gösterilmesi.



Sekil 3.7 : K-G (Adapazari-Antalya) doğrultusunda Bouguer ve Serbest Hava gravite anomalileri ve bunların tek boyutlu rekursiv filtreye filtrelenmesi.



Sekil 3.8 : B-D (Manisa-Afyon) doğrultusunda Bouguer ve Serbest Hava gravite anomalileri ve bunların tek boyutlu rekursiv filtreye filtrelenmesi.

Bulunan bu katsayılar (2.3.3.2.37) bağıntısında yerine konarak.

$$F(Z_1, Z_2) = \frac{0.052 + 0.052Z_1 + 0.052Z_2 + 0.052Z_1Z_2}{1 + 0.052Z_1 + 0.052Z_2 - 0.895Z_1Z_2}$$

iki boyutlu rekürsiv filtrenin transfer fonksiyonu elde edilir. Bulunan $F(Z_1, Z_2)$ transfer fonksiyonu (2.3.3.2.22) bağıntısında yerine konulursa, (2.3.3.2.29) bağıntısıyla verilen rekürans bağıntısı aşağıdaki gibi elde edilir.

$$y_{n,n} = 0.052x_{n,n} + 0.052x_{n-1,n} + 0.052x_{n,n-1} + 0.052x_{n-1,n-1} \\ - 0.052y_{n-1,n} - 0.052y_{n,n-1} + 0.895y_{n-1,n-1}$$

Aynı şekilde Serbest hava gravite haritası için kesme dalga sayısı $f_c = 0.08$ devir/veri aralığı olan alçak geçişli filtre, yukarıdaki gibi hesaplandı. (2.3.3.2.38) bağıntısıyla bulunan aşağıdaki katsayılar

$$b_{21} = 0.081$$

$$b_{12} = 0.081$$

$$b_{22} = -0.836$$

(2.3.3.2.37) bağıntısında yerine konularak rekürsiv filtrenin transfer fonksiyonu aşağıdaki gibi elde edilir.

$$F(Z_1, Z_2) = \frac{0.0816 + 0.0816Z_1 + 0.0816Z_2 + 0.0816Z_1Z_2}{1 + 0.0816Z_1 + 0.0816Z_2 - 0.8367Z_1Z_2}$$

Transfer fonksiyonunu (2.3.3.2.22) bağıntısında yerine koyarak bulunan katsayılar için, (2.3.3.2.29) eşitliğiyle tanımlanan rekürsiv algoritma aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$y_{n,n} = 0.0816x_{n,n} + 0.0816x_{n-1,n} + 0.0816x_{n,n-1} + 0.0816x_{n-1,n-1} \\ - 0.0816y_{n-1,n} - 0.0816y_{n,n-1} + 0.836y_{n-1,n-1}$$

Rekürsivon filtrelerin anlamlı olabilmesi için tasarlanan filtrenin kararlı (stable) ve pozitif uzaklık yönüne doğru çalışması gerekir. Bu durumda faz spektrumları doğrusal değildir. Veriler sayısal olduğundan, bu

hatayı gidermek için sıfır fazlı filtreler geliştirilmiştir. Bu yöntemle çeşitli frekansların farklı gecikmeleri önlenir.

Elde edilen iki boyutlu filtrenin kararlı olup olmadığı (2.3.3.2.42a,b,c) bağıntıları yardımıyla aşağıdaki gibi incelenebilir. Kesme dalga sayısı $f_c=0.05$ için tasarlanan filtrenin kararlılığı için,

$$\left| \frac{1}{b_{12}} \right| = \left| \frac{1}{0.0526} \right| = 19.01$$

$$\left| \frac{1+b_{12}}{b_{21}+b_{22}} \right| = \left| \frac{1+0.0526}{0.0526-0.8948} \right| = 1.25$$

$$\left| \frac{1+b_{12}}{b_{21}-b_{22}} \right| = \left| \frac{1+0.0526}{0.0526+0.8948} \right| = 1.06$$

pozitif ve birden büyük olduğu görülür. Aynı şekilde kesme dalga sayısı $f_c=0.08$ için tasarlanan filtrenin kararlılığı da incelenirse,

$$\left| \frac{1}{b_{12}} \right| = \left| \frac{1}{0.081} \right| = 12.35$$

$$\left| \frac{1+b_{12}}{b_{21}+b_{22}} \right| = \left| \frac{1+0.081}{0.081-0.836} \right| = 1.43$$

$$\left| \frac{1+b_{12}}{b_{21}-b_{22}} \right| = \left| \frac{1+0.081}{0.081+0.836} \right| = 1.179$$

bulunur.

Görüldüğü gibi, tasarlanan rekürsiv filtrelerde alt bölüm 2.3.3.2 de verilen Teorem-1, Şart 1, 2 ve 3 sağlanmıştır.

Rekürsiyon yöntemi kullanarak sıfır fazlı filtreler, aşağıda anlatıldığı gibi, iki şekilde elde edilebilir:

1) Giriş verileri $F(Z_1, Z_2)$ filtresine uygulanır. Sonra, filtrelenmiş çıkış ters çevrilerek tekrar aynı filtreden geçirilir. Bu çıkış tekrar ters çevrilerek istenilen sıfır fazlı filtre elde edilir.

Bu filtreleme işleminde bütün frekanslar için faz tepkisi sıfırdır, çünkü $F(Z_1, Z_2)$ 'nin spektrumun karesi genlik spektrumuna eşittir. Dolayısıyla faz kayması yoktur ve filtreleme işleminin faz tepkisi sıfırdır, buna karşın genlik spektrumu sistem fonksiyonunun $F(Z_1, Z_2)$ spektrumunun karesine eşittir. Bu nedenle genlik spektrumu karekökü alınarak hesaplanır.

Giriş verileri iki defa filtreden geçtiği için sıfır fazlı filtrenin genlik spektrumu daha da diktir. Bu zaten istenilen durumdur, çünkü kesme bandı çok dikleşir; fakat geçiş bandı buna karşılık küçülür.

2) İkinci yöntem kararlı pozitif ve negatif filtre elde edilmesini gerektirir. (Shanks, 1967) Negatif filtre elde edebilmek için Z yerine Z^{-1} konularak ters filtre elde edilir. Burada Z^{-1} zaman ilerlemesini gösterir. Pozitif ve negatif filtreden çıkan veriler toplanarak sıfır fazlı filtre çıkışı elde edilir.

(2.3.3.2.37) bağıntısında Z_1 ve Z_2 yerine Z_1^{-1} , Z_2^{-1} konulursa negatif filtre elde edilir.

$$F(Z_1^{-1}, Z_2^{-1}) = \frac{0.052 + 0.052Z_1^{-1} + 0.052Z_2^{-1} + 0.052Z_1^{-1}Z_2^{-1}}{0.052 + 0.052Z_1^{-1} + 0.052Z_2^{-1} - 0.895Z_1^{-1}Z_2^{-1}}$$

Negatif filtrenin rekürsiyon bağıntısı aşağıdaki gibi elde edilir.

$$y_{n,n} = 0.052x_{n,n} + 0.052x_{n+1,n} + 0.052x_{n,n+1} + 0.052x_{n+1,n+1} - 0.052y_{n+1,n} - 0.052y_{n,n+1} + 0.895y_{n+1,n+1}$$

Aynı şekilde Serbest hava gravite haritası için elde edilen rekürsiyon bağıntısı da aşağıdaki gibidir.

$$y_{m,n} = 0.0816x_{m,n} + 0.0816x_{m+1,n} + 0.0816x_{m,n+1} + 0.0816x_{m+1,n+1} \\ - 0.0816y_{m+1,n} - 0.0816y_{m,n+1} + 0.836y_{m+1,n+1}$$

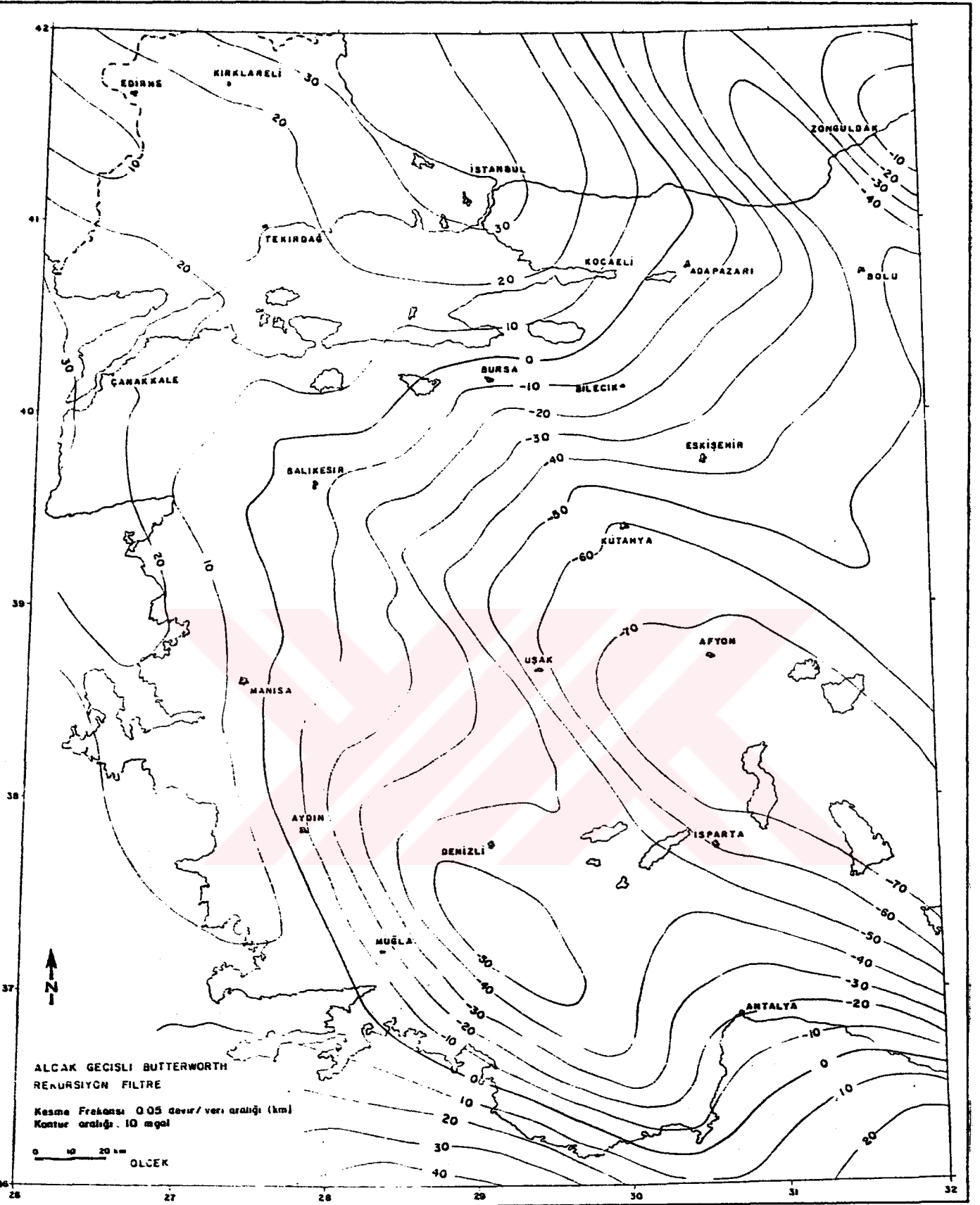
Rekürsivyon filtrelerin Bouguer ve Serbest hava gravite haritalarına, Harita 3.1 ve Harita 3.2, uygulanmasıyla Batı Anadolu rejyonal gravite haritaları elde edildi (Harita 3.3 ve Harita 3.4).

Ayrıca, Fourier dönüşüm yöntemi kullanılarak, kesme dalga sayısı 0.05 ve 0.08 devir/veri aralığı olan alçak geçişli Sonlu Birim Tepkili (Finite Impuls Respons, kısaca FIR) filtreler, bu çalışmanın kapsamı içerisinde elde edildi.

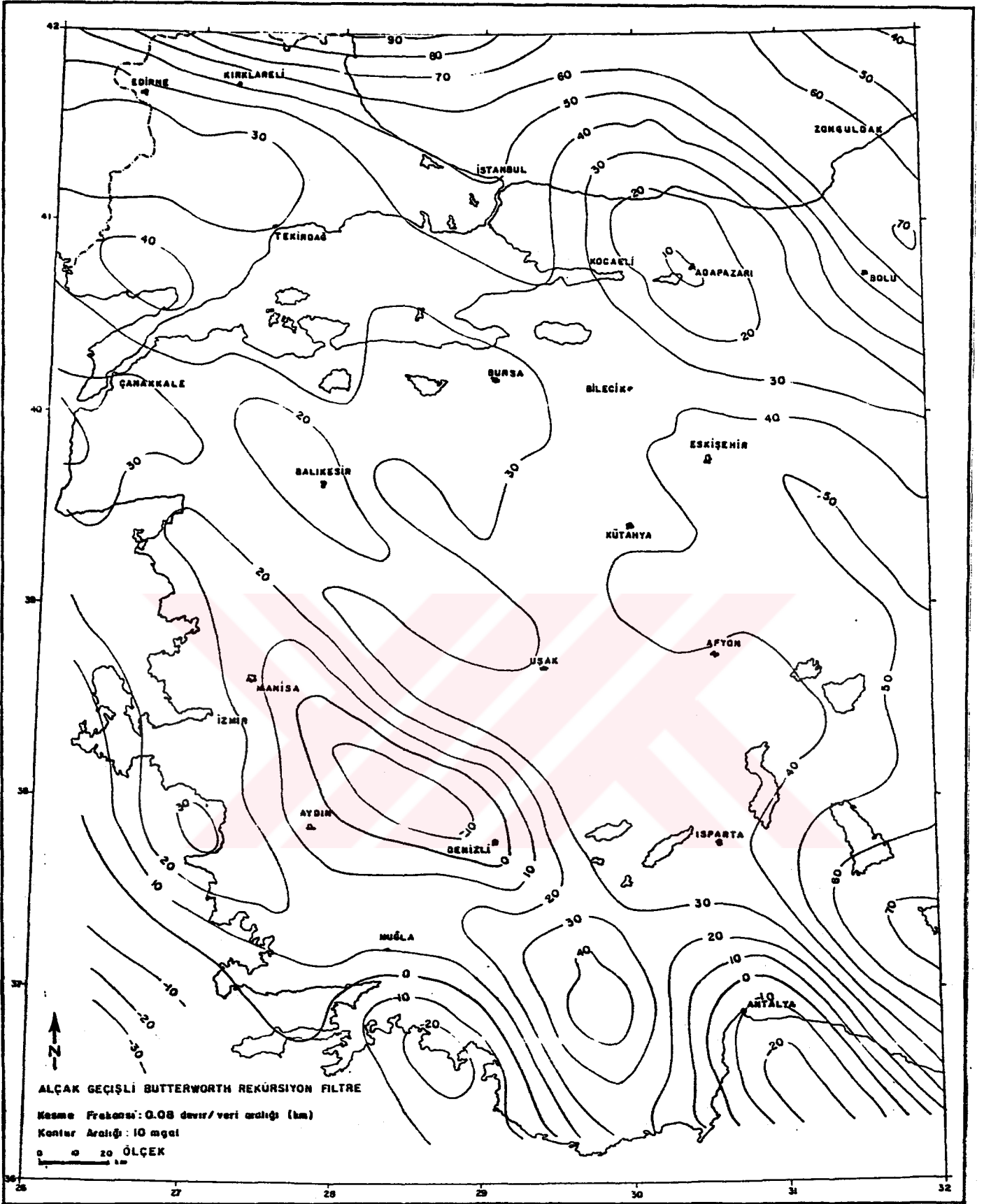
Fourier dönüşüm yöntemi kullanılarak tasarlanan alçak geçişli filtre yine Bouguer ve Serbest hava gravite anomali haritalarına uygulanarak rejyonal haritalar elde edildi (Harita 3.5 ve Harita 3.6).

Ayrıca, genel bir fikir edinmek amacıyla kesme dalga sayısı 0.065 devir/veri aralığı olan Fourier filtre (Özdemir, 1984) ve kesme dalgasayısı 0.1 devir/veri aralığı olan Hankel filtre (Özdemir, 1977) Bouguer gravite haritalarına uygulanmıştır (Harita 3.7 ve Harita 3.8).

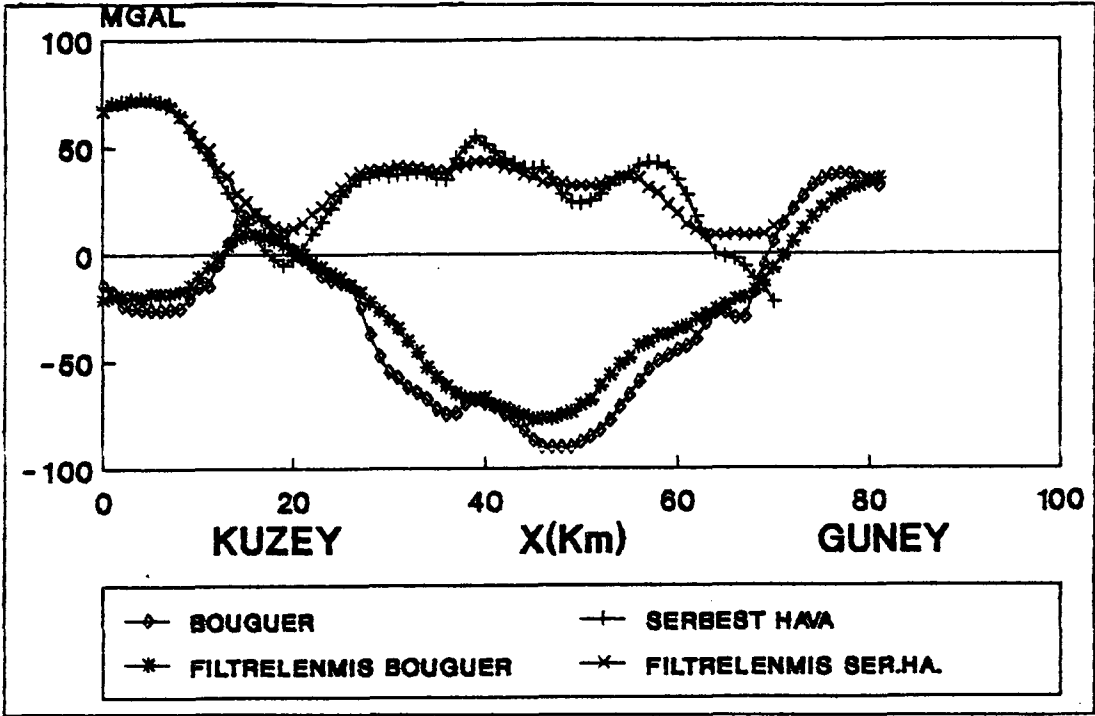
Rekürsiv tek ve iki boyutlu ve Fourier iki boyutlu yöntemlerle hazırlanan alçak geçişli filtreler gravite haritalarına uygulanmasıyla elde edilen rejyonal haritalardan, K-G (Adapazarı-Antalya) ve B-D (Manisa-Afyon) doğrultusunda, alınan iki profil üzerinde Bouguer ve Serbest hava gravite anomalileri ile filtrelenmiş gravite anomalileri birlikte gösterildi (Şekil 3.9, 3.10, 3.11, 3.12).



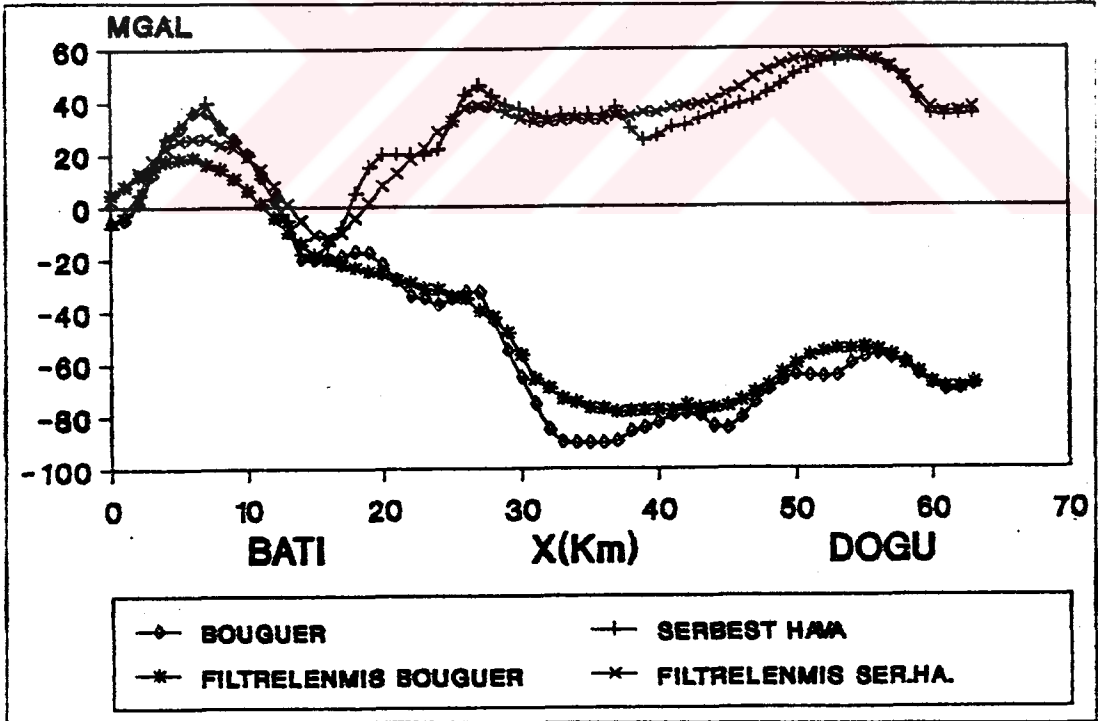
Harita 3.3 : Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının alçak geçişli Rekürsiyon filtreyle filtrelenmesinden elde edilen rejyonel harita. $f_c=0.05$ devir/veri aralığı (km). Kontur aralığı 10 mgal.



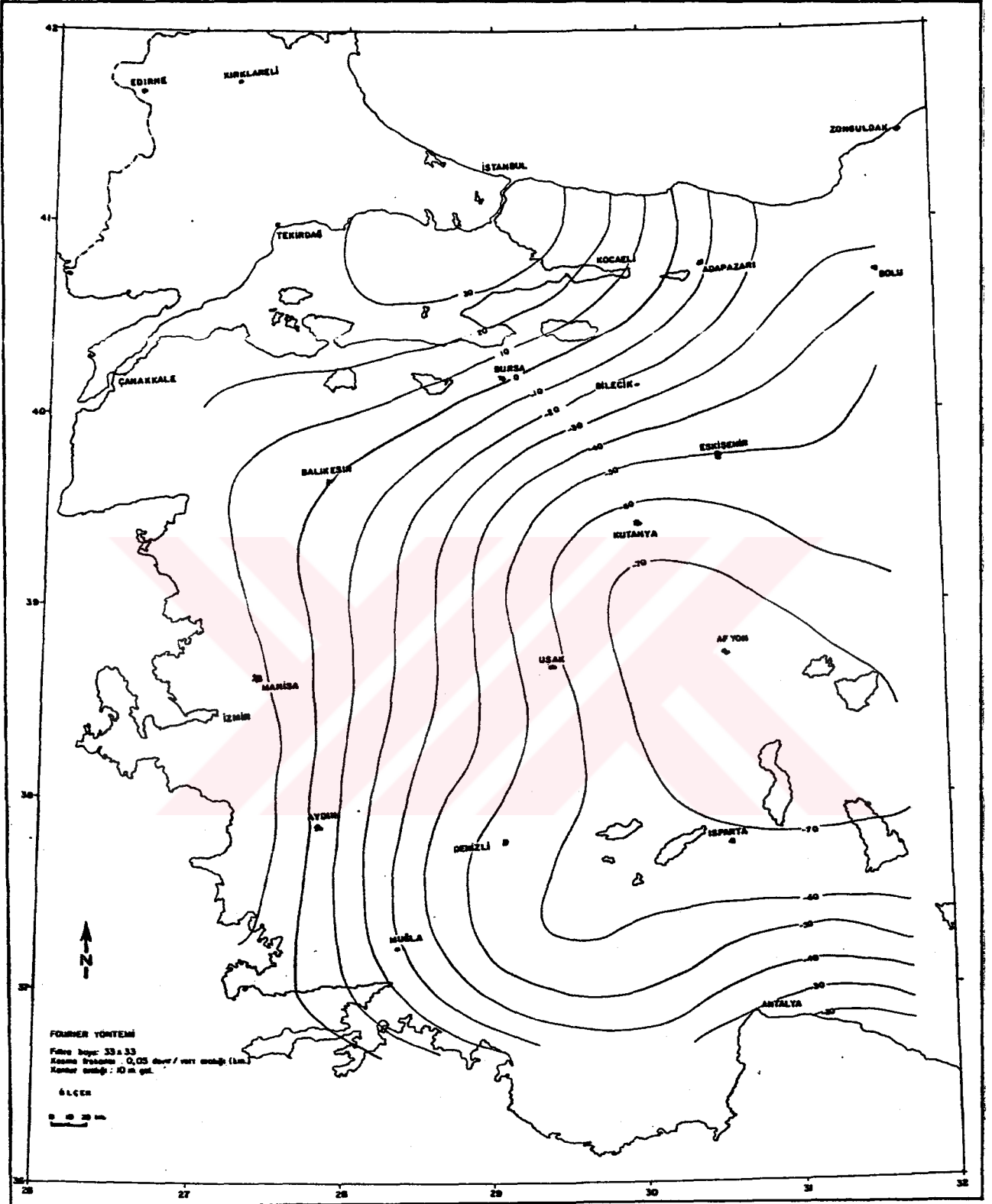
Harita 3.4 : Batı Anadolu Serbest Hava (Free Air) gravite haritasının alçak geçişli Rekürsiyon filtreyle filtrelenmesinden elde edilen rejyonel harita. $f_c=0.08$ devir/veri aralığı (km). Kontur aralığı 10 mgal.



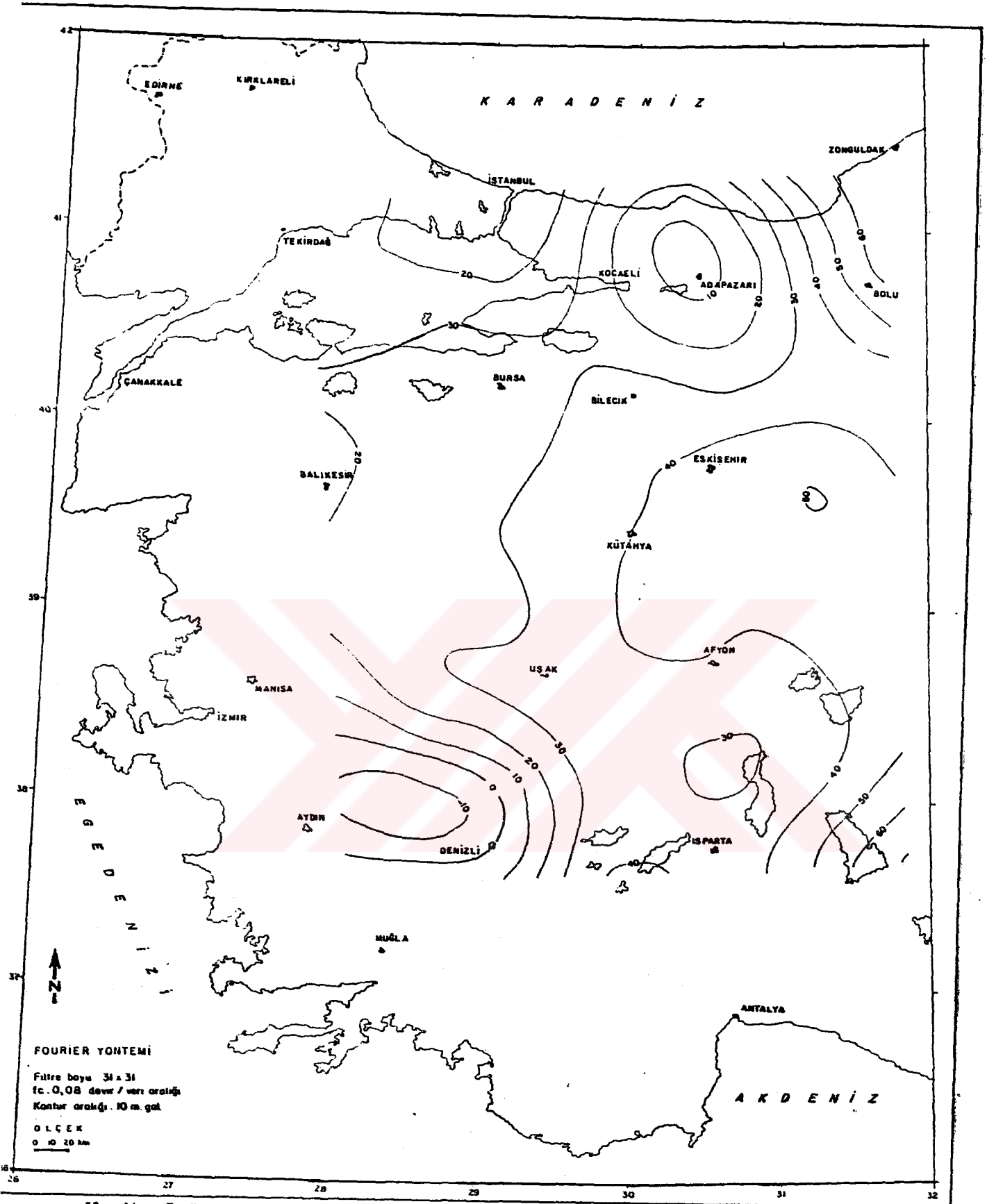
Şekil 3.9 : K-G (Adapazarı-Antalya) doğrultusunda Bouguer ve Serbest Hava gravite anomalileri ve bunların iki boyutlu rekursiv filtreye filtrelenmesiyle elde edilen kesit.



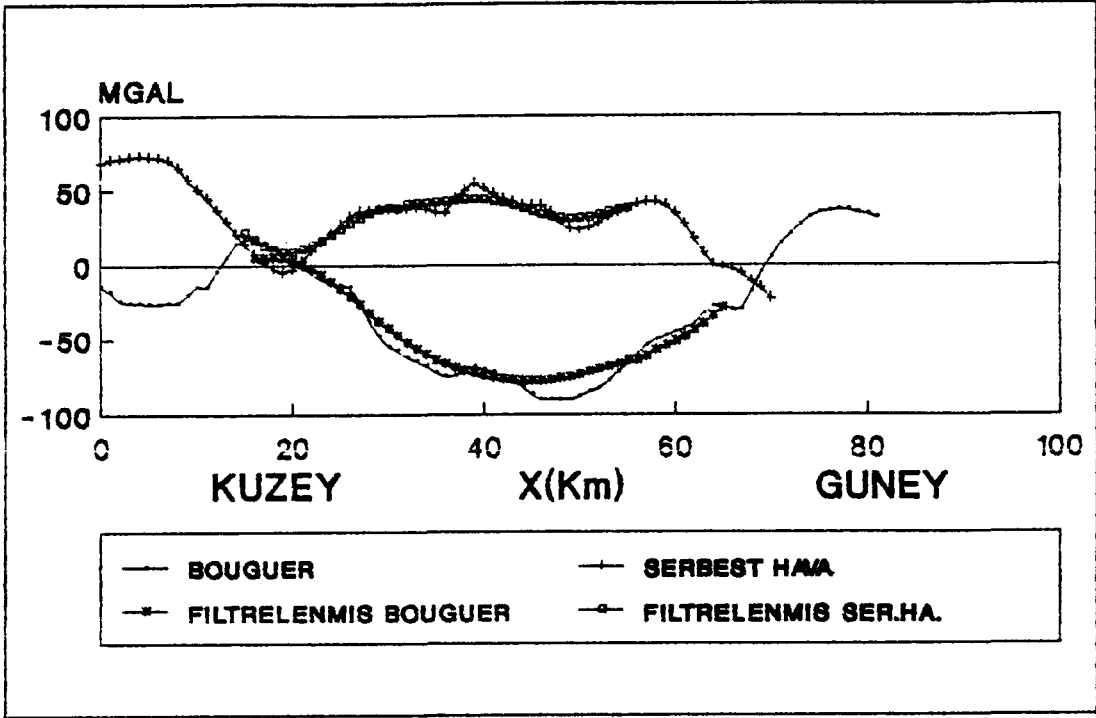
Şekil 3.10 : B-D (Manisa-Afyon) doğrultusunda Bouguer ve Serbest Hava gravite anomalileri ve bunların iki boyutlu rekursiv filtreye filtrelenmesiyle elde edilen kesit.



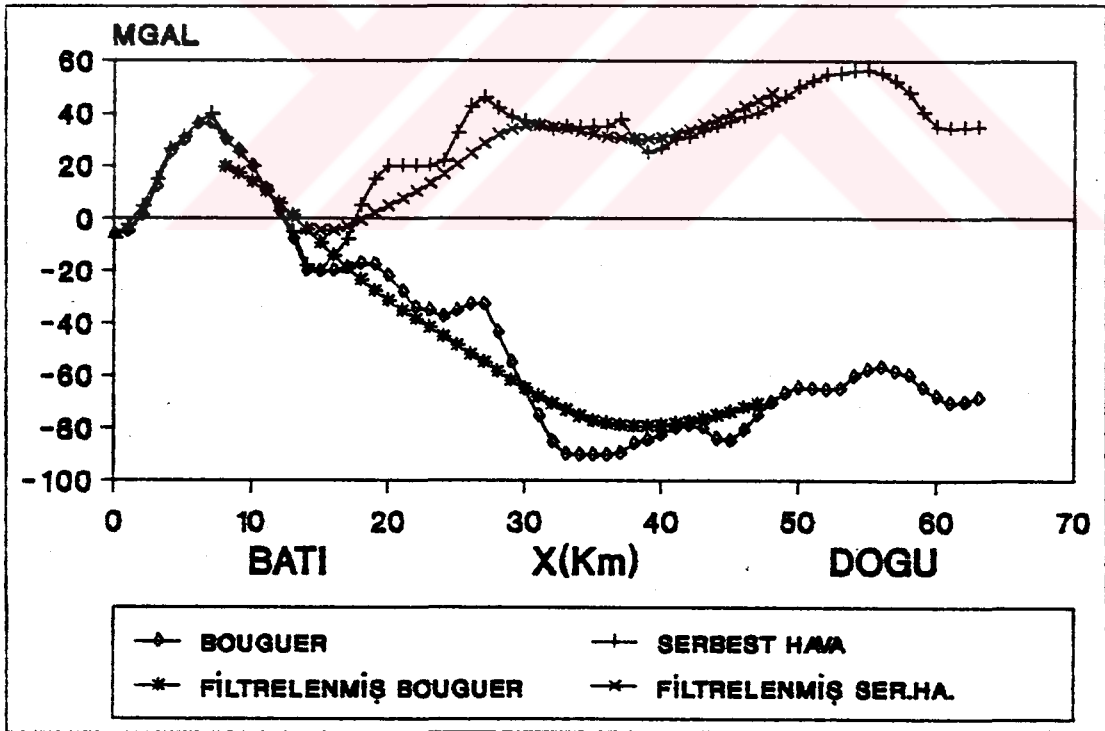
Harita 3.5 : Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının alçak geçişli Fourier filtre ile filtrelenmesinden elde edilen rejyonel harita. $f_c=0.05$ devir/veri aralığı (km). Kontur aralığı 10 mgal. Filtre boyu 33x33.



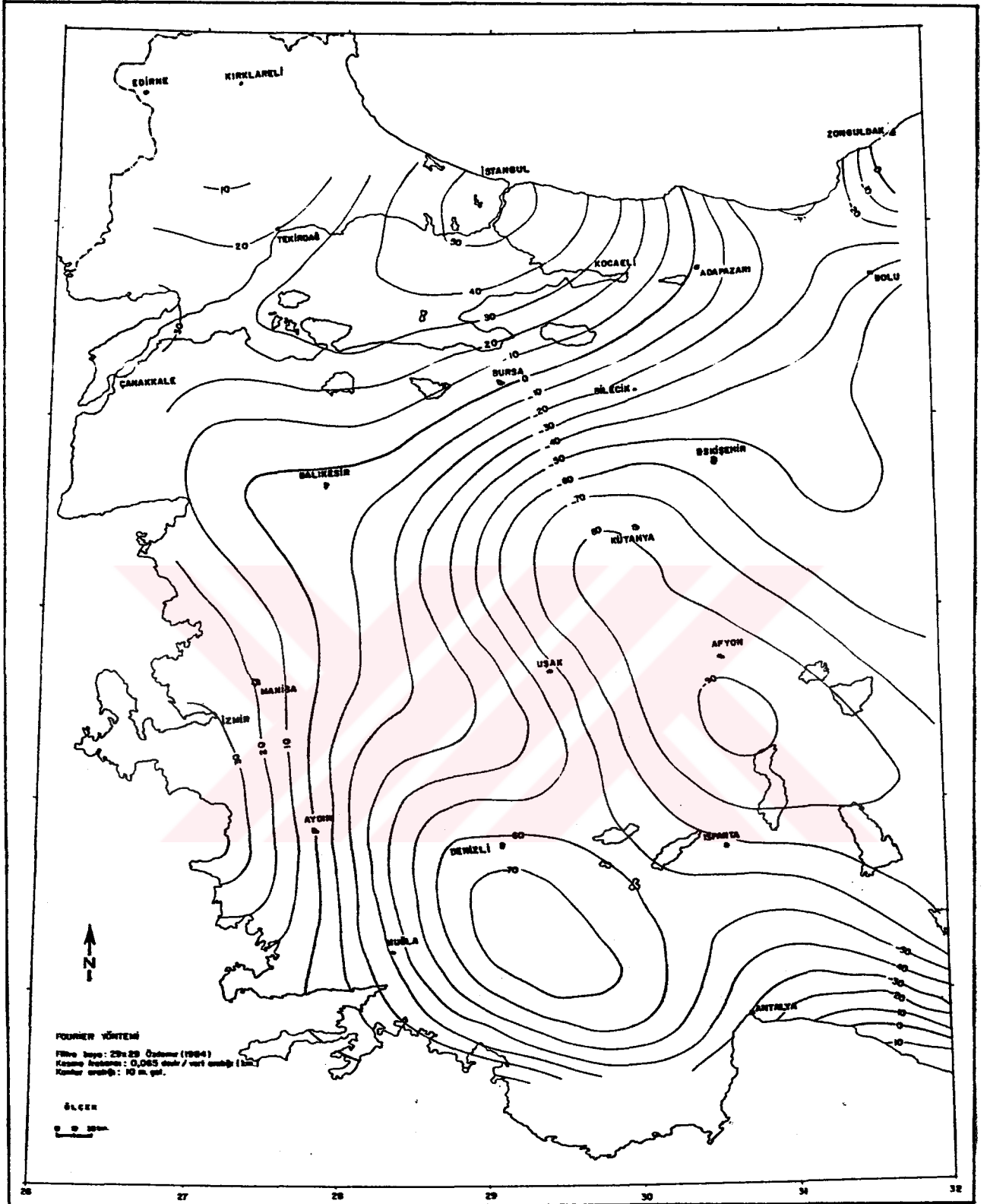
Harita 3.6 : Batı Anadolu Serbest Hava gravite haritasının alçak geçişli Fourier filtre ile filtrelenmesinden elde edilen rejyonel harita. $f_c=0.08$ devir/veri aralığı (km). Kontur aralığı 10 mgal. Filtre boyu 31x31.



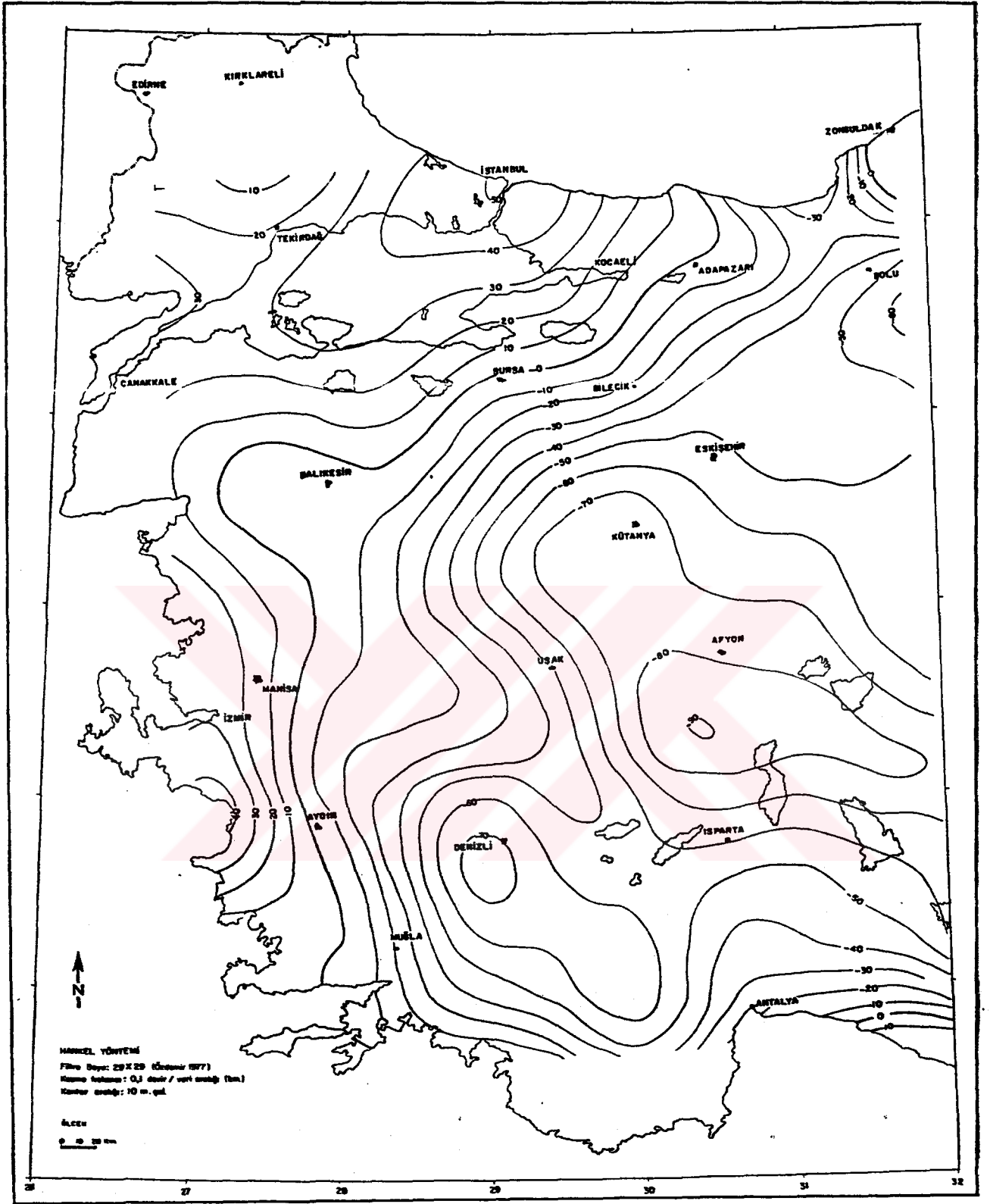
Şekil 3.11 : K-G (Adapazarı-Antalya) doğrultusunda Bouguer ve Serbest Hava gravite anomalileri ve bunların iki boyutlu Fourier filtreyle filtrelenmesiyle elde edilen kesit.



Şekil 3.12 : B-D (Manisa-Afyon) doğrultusunda Bouguer ve Serbest Hava gravite anomalileri ve bunların iki boyutlu Fourier filtreyle filtrelenmesinden elde edilen kesit.



Harita 3.7 : Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının alçak geçişli Fourier filtre ile filtrelenmesinden elde edilen rejyonel harita. $f_c=0.065$ devir/veri aralığı (km). Kontur aralığı 10 mgal. Filtre boyu 29x29, (Özdemir, 1984).



Harita 3.8 : Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının alçak geçişli Hankel filtre ile filtrelenmesinden elde edilen rejyonel harita. $f_c=0.1$ devir/veri aralığı (km). Kontur aralığı 10 mgal. Filtre boyu 29x29, (Özdemir, 1977).

3.2. Analitik Uzanımların Uygulanması

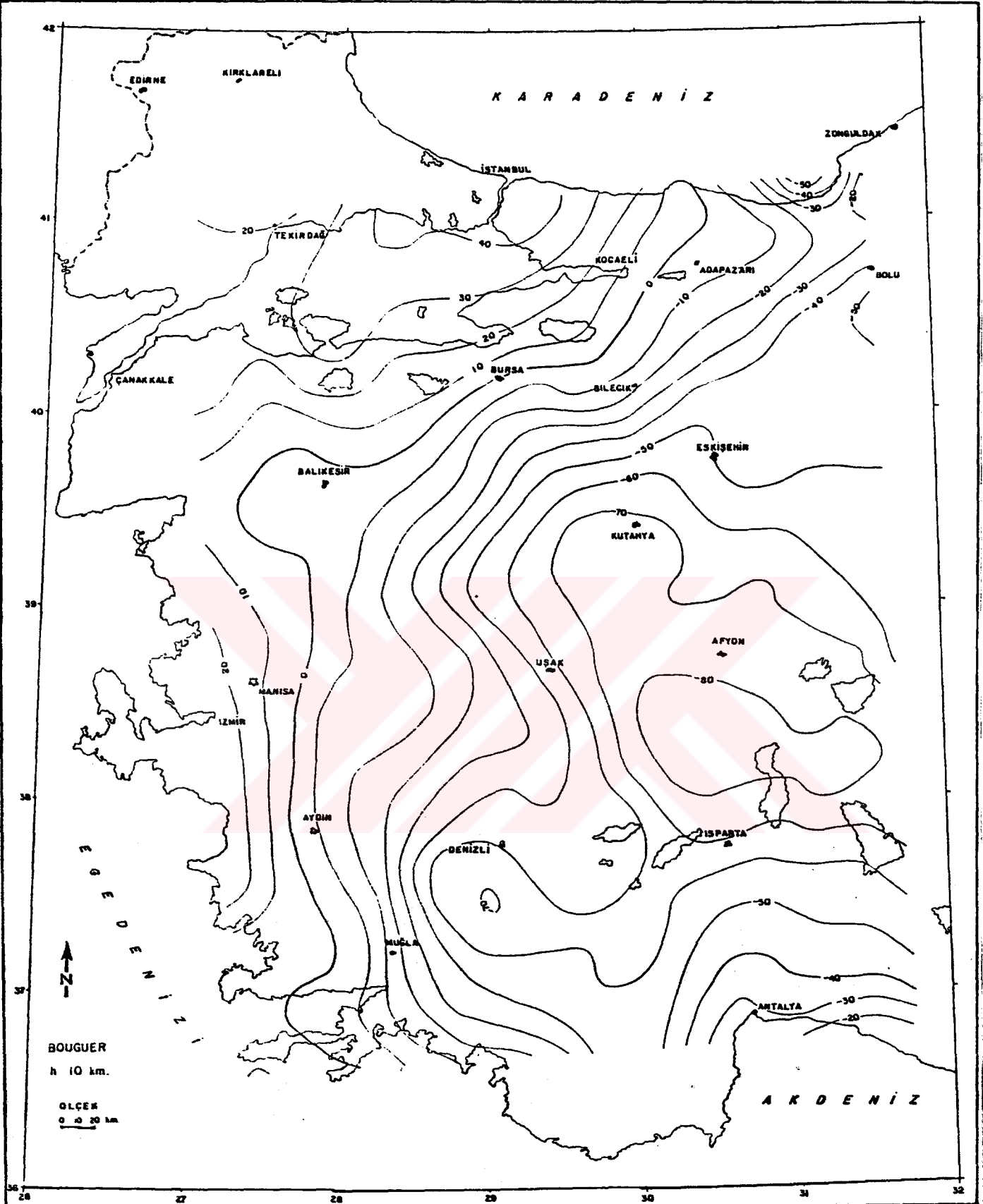
Bu çalışmanın kapsamı içerisinde Fourier yöntemi kullanılarak h=10 km için hazırlanan yukarı doğru uzanım katsayıları (Tablo 3.3) Batı Anadolu Bouguer ve Serbest hava gravite anomali haritalarına uygulandı (Harita 3.9 ve Harita 3.10).

Elde ettiğimiz yukarı doğru uzanım katsayılarından başka Kara (1984) tarafından önerilen h=10 km için yukarı doğru analitik uzanım katsayıları da Batı Türkiye Serbest hava gravite haritasına uygulandı (Harita 3.11).

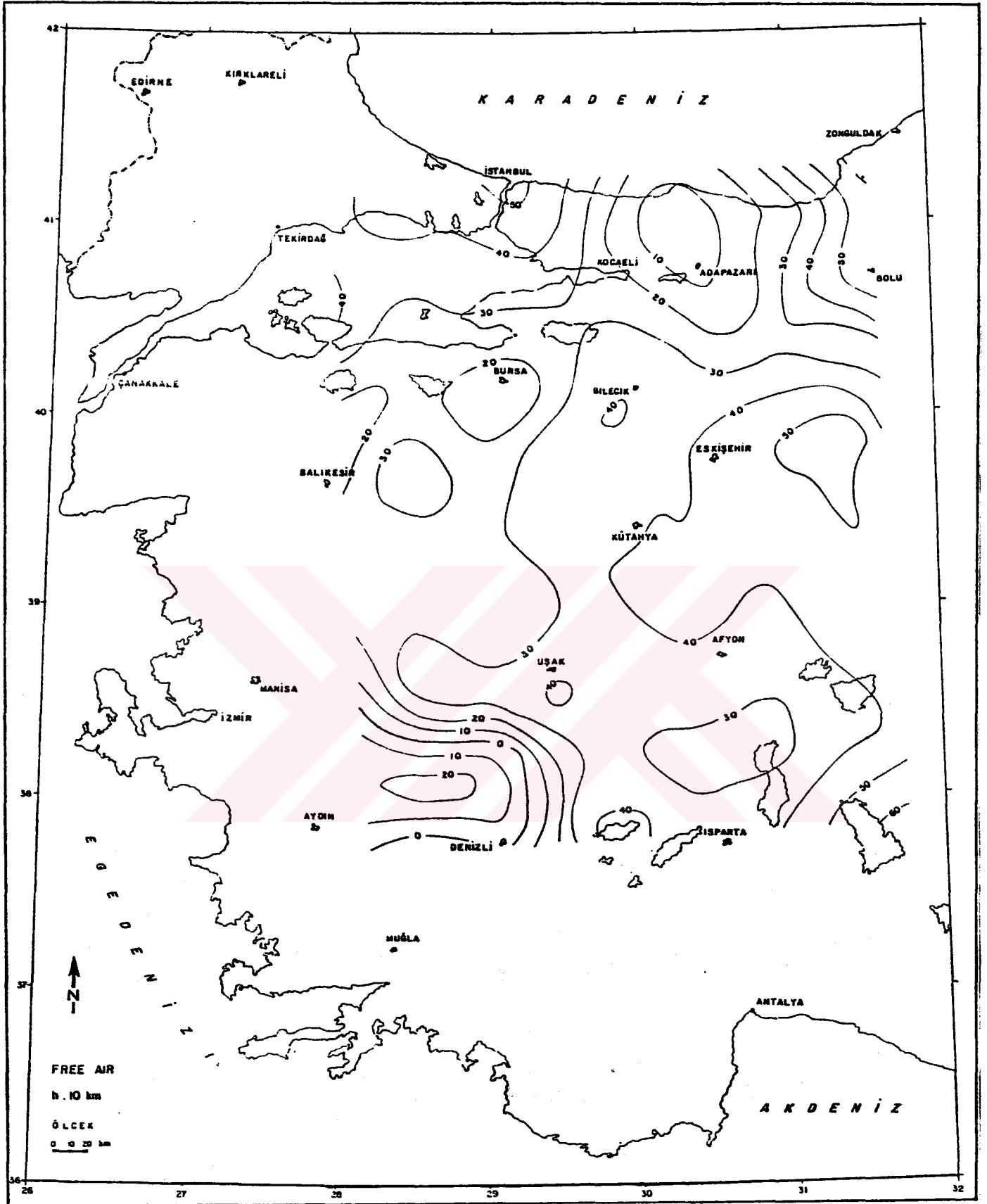
Üretilen uzanım katsayıları ile diğer araştırmacılar tarafından üretilen uzanım katsayılarının uygulandığı gravite uzanım haritaları anlamlı bir uyum gösterirler.

Tablo 3.3 : Yukarı Doğru Analitik Uzanım katsayıları, h=10 km.

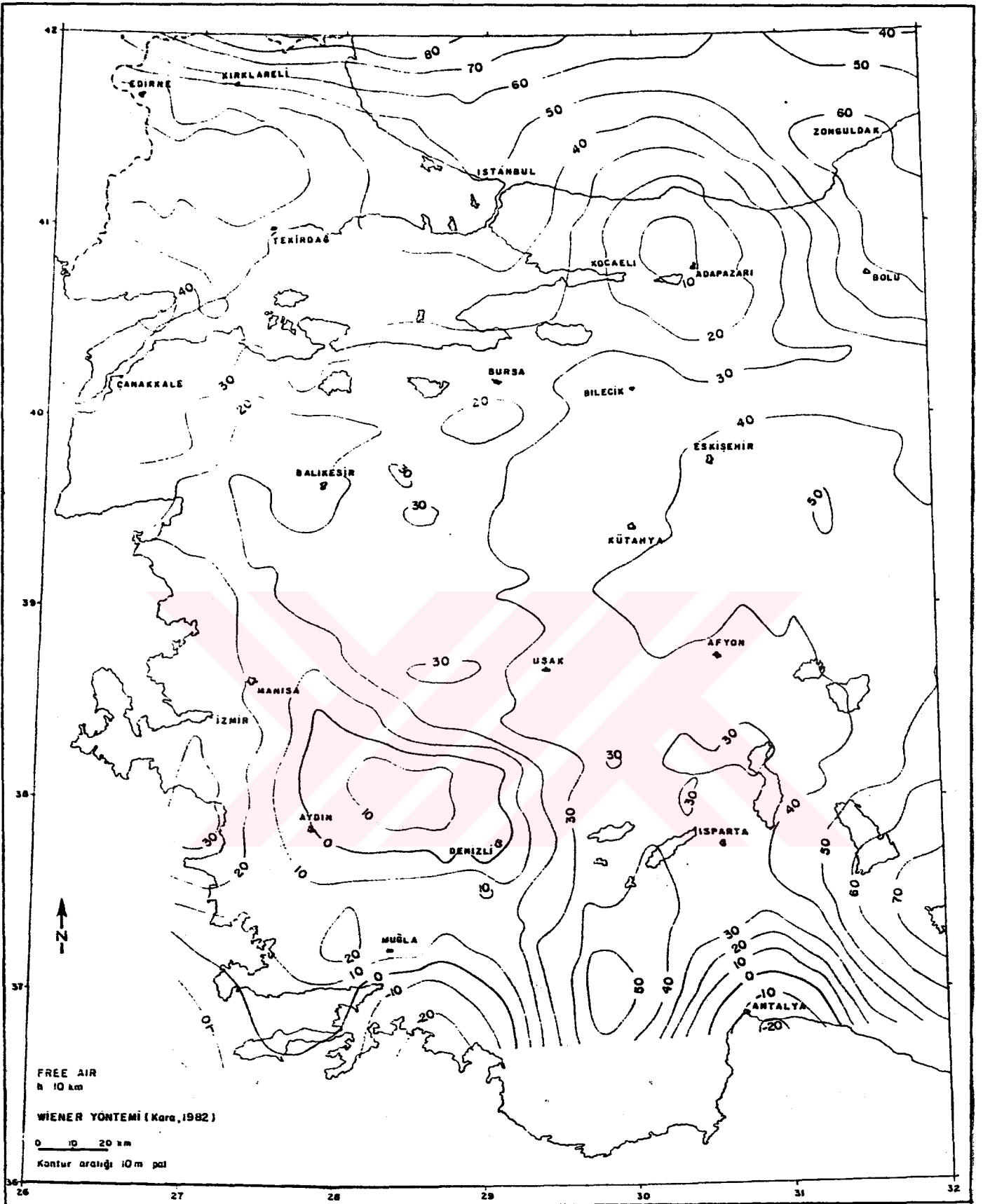
.155288	.066707	.014082	.006093	.002160	.001257	.000738	.000302	.000392
.000023	.000259	-.000064	.000183	-.000082	.000128	-.000071	.000084	
.066707	.036275	.011514	.004907	.002102	.001171	.000654	.000379	.000277
.000134	.000142	.000044	.000081	.000009	.000048	-.000004	.000028	
.014082	.011515	.006420	.003238	.001710	.000966	.000572	.000361	.000229
.000156	.000102	.000073	.000047	.000036	.000022	.000017	.000010	
.006093	.004907	.003238	.002010	.001214	.000748	.000473	.000306	.000205
.000137	.000096	.000065	.000046	.000031	.000023	.000015	.000011	
.002160	.002102	.001710	.001214	.000825	.000551	.000370	.000251	.000172
.000120	.000083	.000059	.000041	.000029	.000020	.000014	.000009	
.001257	.001171	.000966	.000748	.000551	.000396	.000281	.000199	.000141
.000100	.000071	.000051	.000036	.000025	.000018	.000012	.000008	
.000738	.000654	.000572	.000473	.000370	.000281	.000209	.000154	.000113
.000082	.000060	.000043	.000031	.000022	.000016	.000011	.000007	
.000302	.000379	.000361	.000306	.000251	.000199	.000154	.000117	.000088
.000066	.000048	.000036	.000026	.000019	.000013	.000009	.000006	
.000393	.000277	.000229	.000205	.000172	.000141	.000113	.000088	.000068
.000051	.000039	.000028	.000021	.000015	.000011	.000007	.000005	
.000023	.000134	.000156	.000137	.000120	.000100	.000082	.000066	.000051
.000040	.000030	.000023	.000017	.000012	.000009	.000006	.000004	
.000259	.000142	.000102	.000095	.000083	.000071	.000060	.000048	.000039
.000030	.000024	.000018	.000013	.000009	.000007	.000005	.000003	
-.000064	.000044	.000073	.000065	.000059	.000051	.000043	.000036	.000028
.000023	.000018	.000014	.000010	.000008	.000005	.000004	.000002	
.000183	.000081	.000047	.000046	.000041	.000036	.000031	.000026	.000021
.000017	.000013	.000010	.000008	.000005	.000004	.000002	.000002	
-.000082	.000009	.000036	.000031	.000029	.000025	.000022	.000019	.000015
.000012	.000009	.000008	.000005	.000004	.000003	.000002	.000001	
.000128	.000048	.000022	.000023	.000020	.000018	.000016	.000013	.000011
.000009	.000007	.000005	.000004	.000003	.000002	.000001	.000001	
-.000071	-.000004	.000017	.000015	.000014	.000012	.000011	.000009	.000007
.000006	.000005	.000004	.000002	.000002	.000001	.000001	.000000	
.000084	.000028	.000010	.000011	.000009	.000008	.000007	.000006	.000005
.000004	.000003	.000002	.000002	.000001	.000001	.000000	.000000	



Harita 3.9 : $h=10$ km için Batı Anadolu Bouguer gravite Yukarı Uzanım haritası. Kontur aralığı 10 mgal.



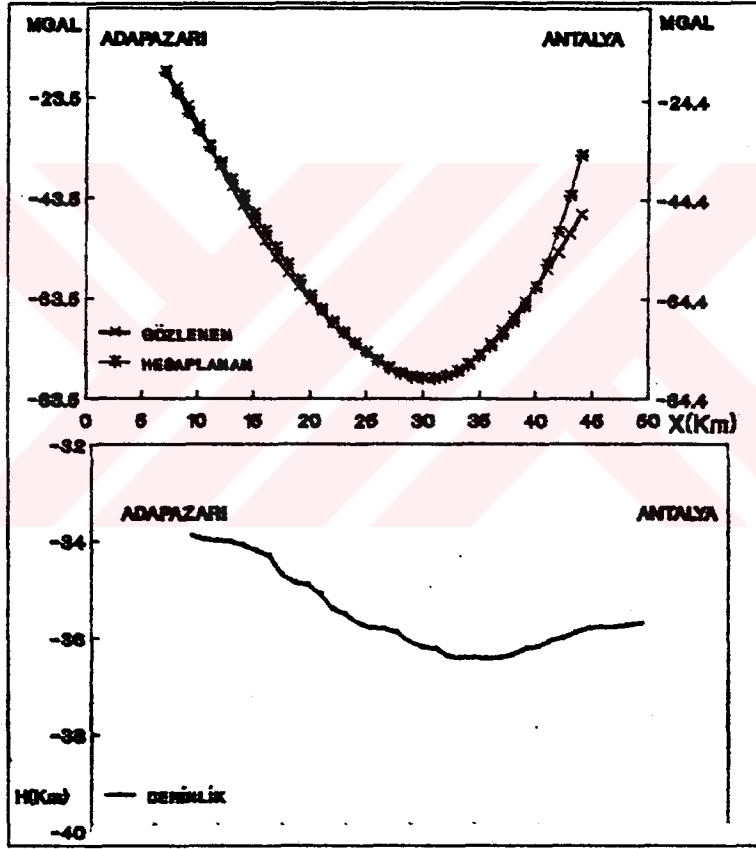
Harita 3.10 : $h=10$ km için Batı Anadolu Serbest Hava gravite Yukarı Uzunım haritası. Kontur aralığı 10 mgal.



Harita 3.11 : $h=10$ km için Batı Anadolu Serbest Hava gravite Yukarı Uzanım haritası. Kontur aralığı 10 mgal (Kara, 1984 Wiener Yukarı Uzanım katsayıları uygulandı).

3.3. Kabuk Kalınlığı belirleme yöntemlerinin Uygulanması

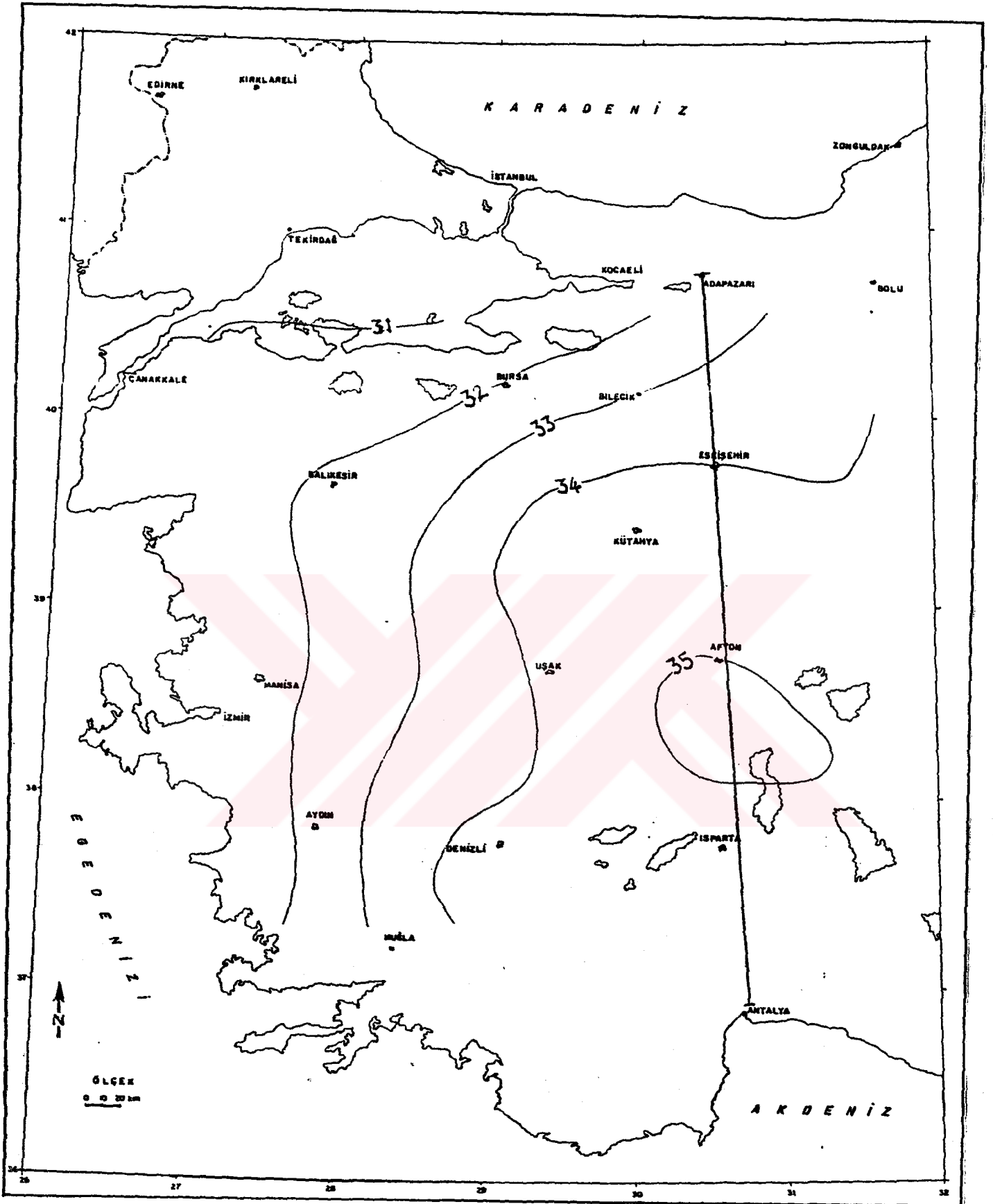
Batı Anadolu Bouguer ve Serbest hava gravite anomali haritalarına alçak geçişli rekürsiyon filtrelerin uygulanması ile elde edilen filtrelenmiş haritaya Tsuboi yöntemi uygulayarak moho derinlik haritası elde edildi (Harita 3.12). Ayrıca Moho derinlik haritasından Kuzey-Güney (Adapazarı-Antalya) doğrultusunda alınan bir profile Talwani yöntemi uygulanarak mohoroviçic süreksizlik yüzeyini veren geometrinin gravite anomalisi hesaplandı. Hesaplananla gözlenen anomalinin üst üste çakıştığı görüldü (Tablo 3.4 ve Şekil 3.13).



Şekil 3.11 : Talwani yöntemiyle bulunan moho süreksizlik yüzeyi.

Tablo 3.4 : Modele ait ölçü noktalarının koordinatları ve hesaplanan ve gözlenen gravite anomalisinin değerleri.

İSTASYON No	İSTASYON APSİSİ (km)	DERİNLİK (km)	HESAPLANAN Δg (mgal)	GÖZLENEN Δg (mgal)
1	70	-33.89	-18.68	-18.1
2	80	-33.96	-22.73	-21.5
3	90	-33.98	-26.72	-25.1
4	100	-34.00	-30.34	-29.1
5	110	-34.07	-33.66	-33.1
6	120	-34.19	-36.87	-37.2
7	130	-34.30	-40.14	-41.2
8	140	-34.70	-43.55	-45.1
9	150	-34.86	-47.05	-48.8
10	160	-34.89	-50.53	-52.3
11	170	-35.10	-53.96	-55.5
12	180	-35.40	-57.31	-58.5
13	190	-35.50	-60.54	-61.2
14	200	-35.69	-63.58	-63.8
15	210	-35.79	-66.36	-66.2
16	220	-35.80	-68.88	-68.5
17	230	-35.88	-71.16	-70.6
18	240	-36.09	-73.25	-72.5
19	250	-36.19	-75.16	-74.3
20	260	-36.22	-76.85	-75.9
21	270	-36.39	-78.26	-77.3
22	280	-36.40	-79.36	-78.4
23	290	-36.41	-80.08	-79.2
24	300	-36.42	-80.42	-79.5
25	310	-36.41	-80.34	-79.5
26	320	-36.35	-79.82	-79.0
27	330	-36.21	-78.87	-78.1
28	340	-36.18	-77.53	-76.6
29	350	-36.05	-75.87	-74.8
30	360	-35.99	-73.89	-72.5
31	370	-35.89	-71.61	-70.0
32	380	-35.78	-68.98	-67.2
33	390	-35.77	-65.88	-64.3
34	400	-35.76	-62.08	-61.2
35	410	-35.74	-57.25	-57.9
36	420	-35.70	-51.03	-54.5



Harita 3.12 : Tsuboi yöntemiyle bulunan Batı Anadolu kabuk kalınlığı haritası. Ortalama derinlik 32 km alındı.

IV- TARTIŞMA VE SONUÇ

Gravite verilerinin yoruma hazırlanmasında uzanım ve filtreleme (FIR) yöntemlerinin yanı sıra bu çalışmanın amacı doğrultusunda tek ve iki boyutlu tasarlanan rekürsiyon (IIR) filtreler tarafımızdan ilk defa inşaa edilerek başarıyla kullanılmıştır. Rekürsiyon filreler konvolüsyona nazaran daha az bilgisayar zamanı kullanmakta ve kolay tasarlanabilmektedir.

Serbest hava ve Bouguer gravite haritalarına yukarı doğru analitik uzanım ve alçak geçişli filtrelerle filtrelenmesiyle elde edilen gravite anomali haritalarına Tsuboi yönteminin uygulanmasıyla elde edilen Moho derinlik dağılımı, Talwani yönteminde, poligon başlangıç modeli olarak alınıp modele ait gravite anomalisi hesaplanmıştır. Hesaplanan gravite anomalisi ile gözlenen gravite anomalisinin uyumlu olduğu görülmüştür. Tsuboi ve Talwani yöntemleriyle bulunan kabuk kalınlığı Batı Anadolu'nun B-D yönünde, iç kısımlarına doğru, gidildikçe 35-40 km kalınlığa ulaştığı ve K-G yönünde ise, Karadeniz sahillerinde, 30 km den başlayarak Göller bölgesinde 35-40 km ye ulaştığı ve bu kalınlık tekrar güneyde, Akdeniz sahillerinde, ortalama 32 km kalınlığa ulaştığı hesaplanmıştır.

Batı Anadolu'nun jeolojik ve tektonik özellikleriyle, hesaplanan kabuk kalınlığı ve kabuk modeli diğer jeofizik gözlemlerin bulgularıyla uyumlu olduğu görülmüştür.

V. ÖZET

Gravite verilerinden faydalanılarak, Batı Anadolu'nun kabuk yapısı incelenmiştir. Bölge jeolojik ve jeotektonik olarak son derece karmaşık bir yapıya sahiptir. Değişik jeolojik devirlerden buyana bölge, kuzeyden güneye doğru birçok orojenik olayların etkisinde kalmıştır. Batı Anadolu Alp-Himalaya orojenik kuşağının Doğu Akdeniz bölümünde yer almaktadır. Türkiye'nin en fazla çalışılan bölümlerinden biri olmasına rağmen bazı temel jeolojik ve jeofizik soruları cevaplandırılmayı beklemektedir. Bu sorulardan birisi, bölgede kabuk yapısı tam olarak nasıl değişir? Ve civardaki kıtasal veya okyanusal kabuklarla ilişkisi nasıldır?

Kabuk kalınlığının bölgesel değişimine ışık tutmak amacıyla, önce gravite verileri çok sayıda veri işlem yöntemleriyle işlenmiştir. Kabuk yapısının modellenmesinde rejyonel gravite verileri kullanıldığından, gözlemsel gravite değerlerinden rejyonel anomalilerin, duyarlı olarak, ayrılmasını önemlidir. Bu amaçla, gravite verilerine alışık gelmiş alçak geçişli (FIR) filtrelerin yanı sıra, bizzat tarafımızdan ilk defa inşaa edilmiş olan, iki boyutlu rekursiyon (IIR) filtreler de, rejyonel ve rezidüel ayrımı için, başarıyla kullanılmıştır.

Kabuk modellenmesinde ise değişik profiller boyunca $\sin X/X$ (Tsuboi) ve Talwani teknikleri uygulanmıştır. Talwani yönteminde gerekli olan kabuk modeline ait başlangıç geometrik parametreleri, $\sin X/X$ yöntemiyle hesaplanmıştır. Sonra Talwani yöntemiyle, kabuk geometrisine ait gravite anomalisi hesaplanmıştır. Hesaplanan gravite eğrisiyle gözlemsel gravite eğrisi arasında büyük bir uyum olduğu belirlenmiştir. Bu sonuç, Talwani yöntemiyle yapılan gravite modellemelerinde başlangıç modelinin geometrisine ait parametrelerin seçiminde $\sin X/X$ yönteminin rahatlıkla kullanılabileceğini göstermektedir.

Izmir-Ankara kenet kuşağı eski bir yitim zonu olduğu ileri sürülmektedir. Sıfır değerli Bouguer rejyonel gravite değerleri, bölgede iki farklı kabuğun sınırına işaret eder. Sıfır mgal eş gravite konturundan Batı Anadolu'nun içlerine, Göller bölgesine doğru, gidildiğinde -90 mgal'lik gravite düşümleri görülür. Bu gravite düşümleri kabuğun

kalınlaşmasıyla ilişkilidir.

Serbest hava gravite anomalileri diğer jeofizik bulgular ve tektonik bilgilerle kullanıldığında kabuk yapısı ile ilgili önemli bilgiler sağlar. Çalışma alanında en yüksek serbest hava anomalileri Göller bölgesi üzerindedir. Bu değerler bölgenin yüksek topografya ve karmaşık jeolojisinden kaynaklanmaktadır. Yapılan kabuk modellemesi sonucunda kabuk kalınlığının bu bölgede yaklaşık 35-40 km arasında olduğu bulunmuştur. Bu ise bölgenin aktif bir gerilme altında olduğunu göstermektedir.

SUMMARY

FILTERING OF FREE AIR ANOMALY AND INVESTIGATION OF CRUSTAL THICKNESS OF W ANATOLIAN REGION

West Anatolia was chosen to study its crustal structure by using, mainly, gravity data. The region shows a very complex geologic and geotectonic aspects, and it was effected by orogenic movements from north to south during different geological periods and classified to be in the Alp-Himalayan Belt. Eventhough the area is one of the most studied region of Turkey, some basic geologic and geophysical questions have been waiting to be answered. For example, how the area is crustal thickness changing and what is the relationship between it and surrounding oceanic and crustal blocks.

In order to understand the change of crustal thickness in the area a wide variety of data processing techniques including classical low-pass filtering (FIR), and 2-D low-pass recursion filtering (IIR). Then Talwani as well as Tsuboi methods were employed.

As it is known, separation regional gravity anomalies from observed gravity anomalies is very important for crustal modelling studies. Therefore, both of classical and 2-D recursion filtering techniques were used successfully for the separation. Talwani method were employed to model crustal structure geometry in 2-Dimension. In order to obtain reasonable initial geometric parameters for Talwani modelling, SinX/X (Tsuboi) method used. Calculated and observed regional anomalies showed

very good correlation. which implies that $\sin X/X$ method can be reliably used to get model geometric parameters.

Izmir-Ankara suture zone was claimed to be an old subduction zone, is located at the north part of the study area. Our this area regional gravity values appeared as zero values, which supports these claims.

When regional scale Free Air gravity anomalies combined with other geophysical and geological data can yield information concerning regional mass variations that are important to understanding the structure, geological history of the Earth's crust and upper mantle. The highest free-air gravity anomaly is observed over the Lake Regions where has a tectonically complex structure. These high values may be due to high elevation, complex tectonism, and deep crustal floor. In addition the area was modelled as a one of the thickest crust in Western Turkey, which is approximately between 35-40 km.

VI- KAYNAKLAR

Adatepe, F. M. (1988): Marmara Denizi Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi. İ. Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enst. Doktora tezi, 133s.

Agarwal, B. N. P. and Lal, T. (1972): A Generalized Method of Computing Second Derivate of Gravity Field. *Geophysics*, v. 20, 385-394.

Akçığ, Z. (1988): Batı Anadolu'nun Yapısal Sorunlarının Gravite Verileri ile İrdelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 31(2), 63-70.

Akkök, R. (1983): Structural and Metamorphic Evolution of the Northern Part of the Menderes Massif: New Data from the Derbent Area and Their Implications for the Tectonics of the Massif: *Jour. of Geol.* v.91. p. 342-350.

Altınlı, E. (1943): Bandırma-Gemlik Arasındaki Kıyı Sıradağının Jeolojik İncelemesi. İ. Ü. Fen Fak. Mec. 8(1-2), 76-137, İstanbul.

Angelier, j. (1979): Neotectonique de L'arc Egeen: Societe Geologique du Nord, Publ. No. 3. 59655 Villeneuve d'Aseq Cedex, France.

Angelier, v.d. (1981): Analyses of Fault Mechanisms and Expansion of Southwestern Anatolia since the Late Miocene: *Tectonophysics*, v. 75, p.1-9.

Bhattacharya, B. K. (1965): Two-dimensional Harmonic Analysis as a Tool for Magnetic Interpretation. *Geophysics* v. 30, 829-857.

Bhattacharya, B. K. (1972): Design of Spatial Filters and Their Application to High-resolution Aeromagnetic Data. *Geophysics*, v. 37, 68-91.

Bingöl, E. (1989): Türkiye Jeoloji Haritası, 1/2 000 000. MTA-Ankara.

Bird, P. (1976): Thermal and Mechanical Evaluation of Continental Convergence Zones, Zagros and Himalayas. Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Tecnology.

Blackman, R. B. and Tukey, J. W. (1958): The measurement of power spectra. New York: Dover, appendix. B.5, 95-100.

Brooks, M and Ferentinos, G. (1980): Structure and Evolution of the Sporadhes Basin of the North Aegean trough, Northern Aegean Sea. *Tectonophysics*, v. 68, p. 15-30.

Brooks, M. and Williams, G. D. (1982): Extensional Tectonics in Neogene and Quaternary Sequences at the Western Margin of the Axios Basin, Northern Greece. *Jl. Geol. Soc. London*, v. 139, p. 239-297.

Brunn, J. H., Graciansky, P. Ch. De., Gutnic, M., Juteau, T., Lefevre, R., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A. (1970): Structures Majeures et Correlations Stratigraphiques Dans les Taurides Occidentales. *Bull. Soc. Geol. France*, 12, 515-556.

Blumenthal, M. (1963): Le Systéme Structural du Taurus Sud-Anatolien. In Livre á la memoire du professeur P. Fallot, t. II, mém., h., s., Soc. Géol. Fr., Paris, p. 611-622.

Canitez, N. (1962): Gravite Anomalileri ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğunun Yapısı. Doktora Tezi, 86s. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul.

Canitez, N. (1969): Türkiye ve Civarındaki Depremlere Ait Fondamental Moddan Yüzey Dalgaları Üzerine İncelemeler. TUBİTAK Proje no: MAG-150.

Canitez, N. (1973): Jeofizikte kullanılan bazı veri-işlem yöntemleri. Türkiye Jeofizikçiler Birliği yayınları No. 2, 19-51.

Canitez, N. (1975): Ege Bölgesinde Yer Kabuğunun Yapısı. İTÜ Maden Fakültesi rapor, 28s.

Canitez, N. and Toksöz, M., N. (1980): Crustal Structure Beneath Turkey. *EOS Trans. AGU.*, 61: 290.

Chen, C. Y., Chen, W. P. and Molnar, P. (1980): The Uppermost Mantle P Wave Velocities Beneath Turkey and Iran. *Geophysical Research Letters*, 7: 77-80.

Clement, W. D. (1973): Basic Principles of Two-dimensional Digital Filtering. *Geophys. Prosp.* 5(21), 125-145.

Crampin, S., Uçer, S. B. (1975): The Sismicity of the Marmara Sea Region of Turkey. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 40: 269-288.

Çoğullu, E. (1967): Etude petrographique de la region de Mihaliçik. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 47, 683-824.

Darby, E. K. and Davies, E. B. (1967): The Analysis and Design of Two-Dimensional Digital Filtering. *Geophys. Prosp.*, v. 21, 125-145.

Dean, W. C. (1958): Frequency Analysis for Gravity and Magnetic Interpretation: *Geophysics*, v. 23, 97-127.

Demenistkaya, R. N. (1961): Fundamental Principle of Structure of the Crust of the Earth Derived from Geophysical data.

Dermitzakis, M. D. and Papanikolaog, (1981): Paleogeography and geodynamics of the Aegean Region During the Neogene. Proc. of VII. th Inter. Cong. on Mediter. Neogene, Athens, 1979, p. 245-289.

Dewey, J. F. and Şengör, A. M. C. (1979): Aegean and Surrounding regions. Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone. Geol. Soc. America Bull., v. 90, p. 84-92.

Dewey, J. F., Hemton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. ve Şengör, A. M. C. (1986): Shortening of Continental Litosphere: the Neotectonics of Eastern Anatolia a Young Collision Zone, in Collision Tectonics. Geol. Soc. Special. Pub. 19: 3-36.

Doust, H. and Arıkan, Y. (1974): The Jeology of the Thrace Basin (Trakya Havzasının Jeolojisi). Türkiye II. Petrol Kongresi, TPO Jeologları Der. 119-136, Ankara.

Emre, H. (1987): Orhaneli Ofiyolitinin Jeolojisi ve Petrolojisi. İ. Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, İstanbul.

Ercan, T. (1982): Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması. Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması paneli. TJ Kurultayı, 5-14, Ankara.

Ercan, T., Günay, E., Baş, H. ve Can, B. (1984): Petrology and Interpretation of The Origin of Quaternary Volcanics in the Datça Peninsula. M. R. and E. I. of Turkey v. 97-98, p. 21-31.

Ercan, T. ve Gedik, A. (1986): Karadeniz ve Trakya'da Yapılan Derin Sondajlardan Alınan Karotlardaki Volkanik Kayaçların Petrolojisi ve Volkanizmanın Bölgesel Yayılımı. Jeomorfoloji Der., 14, 39-48, Ankara.

Erdelyi, A., editor (1954): Bateman Manuscript Project. Tables of Integrals transforms vol. I: New York, McGraw-Hill Co inc.

Erdogan, B. (1990): İzmir-Ankara Zonu ile Karaburun Kuşağının Tektonik İlişkisi. MTA Enst., 110, Ankara.

Ersoy, Ş. (1989): Fethiye (Muğla)-Gölkhisar (Burdur) Arasında, Güney Dağı ile Kelebekli Dağı ve Dolayının Jeolojisi. İ. Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, İstanbul.

Ezen, Ü. (1983): Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love Dalgalarının Dispersiyonu ve Yer Kabuğu yapısı. Deprem Araştırma Bülteni, 43: 42-62.

Ezen, Ü. (1989): Rayleigh Dalgalarının Dispersiyonununa göre Batı Anadolu'da Kabuk Yapısı. 18-22 Eylül 1989 11. Jeofizik Kurultayı Bildiri özetleri. Jeofizik, 3(2): 148-149.

Fuller, B. D. (1967): Two-dimensional Frequency Analysis and Design of Grid Operators. Mining geophys., Soc. Explor. Geophysicsts, v. 2, 658-708.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L. (1984): Tertiary to Quaternary Evolution of Volcanism in the Aegean Region, in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17, p. 687-699.

Gold, B. and Rader, C. M. (1969): Digital processing of signals. Chapter 3, McGraw-Hill Book Co., New-York.

Grant, F. S. and West, G. F. (1965): Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill, Inc., New York.

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J., F. (1979): Geologie des Taurides Occidentales (Turque) Mem. Soc. Geol. Fr., N., ser., 58-137.

Gürbüz, C., Uçer, S., B., Özdemir, H. (1979): Adapazarı Yöresinde Yapılan Yapay Patlatma ile İlgili Ön Değerlendirme Sonuçları. Deprem Araştırma Bülteni 31: 73-88.

Gürbüz, C., Uçer, S. B. (1980): Anadolu Kavacağı'nda Yapılan Taş Ocağı Patlatmalarından Elde Edilen Sismik Kayıtların Değerlendirilmesi. Deprem Araştırma Bülteni, 49: 39-49.

Harris, F. J. (1978): On the Use of Window for Harmonic Analysis With the Discrete Fourier Transform. Proc. IEEE 66(1), 51-83.

Henden, İ. (1981): Uzay Görüntülerinden Türkiye Çizgisellik Haritası ve Maden Aramaları İçin Hedef Sahaların Seçilmesi, Bölgesel Çizgiselliklerin Deprem ve Sıcak Su Kaynakları ile İlişkisi. MTA Enst. Der. 95/96, 68-76.

Henderson, R. G. and Zietz, I. (1949): Computation of Second Vertical Derivatives of Geomagnetic Fields, Geophysics, vol. 14, 517-534.

Henderson, R. G. (1960): A Comprehensive System of Automatic Computation in Magnetic and Gravity Interpretation. Geophysics, vol. 25, 569-585.

Hollaway, J. L. (1958): Smoothing and Filtering of Times Series and Space Fields. Advances in Geophysics, v. 4, 351-388, Academic Press, New York.

İrshad, R. M. (1972): Design of Small Operators for the Continuation of Potential Field Data. Geophysics, v. 37, 485-506.

İlkışık, O. M. (1980): Trakya'da Yerkabuğunun Manyetotellürik Yöntemle İncelenmesi. Doktora Tezi. İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.

İlkışık, M. (1989): Kuzeybatı Anadolu'da Isı Akısı Dağılımı. Jeofizik 3(2): 83-91.

Jackson, J., King, G. C. P. and Vita-Finzi, C. (1983): Neotectonics of the Aegean: An Alternative View. Earth Planet. Sci. Lett., v. 61. p. 300-318.

Jackson, J. and McKenzie, D. (1984): Rotational Mechanisms of Active Deformation in Greece and Iran in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17, p. 743-754.

Jung, K. (1961): Schwerkraftverfahren in der angewandten geophysik.

Kaiser, J. F. (1972): Design Methods For Sampled Data Filter. "Digital Signal Processing", IEEE. Press.

Kalafat, D., Gürbüz, C. ve Ucer, S. B. (1987): Batı Türkiye'de Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması. Deprem Araştırma Bülteni, 59: 43-64.

Kara, İ. (1984): İki boyutlu Wiener yöntemi ile aşağı ve yukarı Analitik Uzanımların Düzenleme ve Uygulamaları. İ. Ü. Yerbilimleri Dergisi. 4(1-2). 105-127.

Kaya, O. (1982): Tersiyer Sırt Yitmesi: Doğu Ege Bölgesinin Yapısı ve magmatikliği için olası bir fay mekanizması. Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli. TJK Kurultayı, 1982. 39-58, Ankara.

Kenar, Ö. (1977): Sismik P Dalgalarının Genlik Spektrumlarından Yararlanarak İstanbul ve Civarında Yer Kabuğu Yapısı. İTÜ, Doktora Tezi.

Kenar, Ö., Toksöz, N. (1989): Anadolu Yarımadasında Yüzeysel Dalgalarının Dispersiyonu ve Ortamın Sogurma özellikleri. Jeofizik, 3(2): 92-106.

Ketin, İ. (1977): Türkiye'nin Başlıca Orojenik Olayları ve Paleocoğrafik Evrimi. M.T.A.E. Dergisi, 83: 1-4, Ankara.

Ketin, İ. (1983): Türkiye jeolojisine genel bir bakış. İTÜ matb., İstanbul.

Kipman, E. ve Emre, H. (1986): Orhaneli Metamorfizminin Petrografisi. TJK Kurultayı, 40. Yıl, Ankara.

Kipman, E. ve Emre, H. (1989): Bandırma-Mudanya Arası Metamorfizminin Petrografisi. Anadolu Üniversitesi MMF Der. 5(1), Eskişehir.

Kissel, C. and Laj, C. (1988): The Tertiary Geodynamical Evolution of the Aegean arc: A Paleomagnetic Reconstruction. *Tectonophysics*, 146, 183-201.

Koçyigit, A. (1983): Hoyran Gölü(Isparta Büklümü) Dolayının Tektoniği. *TJK Bült.*, 26(1), 1-10. Ankara.

Koçyigit, A. (1984): Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim. *TJK Bült.*, 27(1), 1-17.

Kolçak, D. (1982): Türkiyede Deprem Etkinliğinin Nicel Saptanması. *Istanbul Yerbilimleri*, 3(1-2), 1-20.

Kontis (1971): Aeromagnetic Field Test of Total Intensity Upward Continuation. *Geophysics*, v. 36, 418-425.

Lalechos, N. and Savoyat, E. (1979): La Sedimentation Neogene dans le Fosse Nord-Egeen: Proc. 6 th Coll. on Geology of the Aegean Region, Athens, 1977, p. 591-603.

Lavin, P. M. and Devane, J. F. (1970): Direct Design of Two-Dimensional Digital Wavenumber Filters. *Geophysics* 35(6), 1073-1078.

Leite, O. and Mascle, J. (1982): Geological Structures on the South Cretan Continental Margin and Hellenic Trench (Eastern Mediterranean): *Marine Geol.*, v. 49, p. 199-223.

Le Pichon, X. and Angelier, J. (1979): The Hellenic arc and Trench System: A key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*. v. 60, p.1-42.

Le Pichon, X. v.d. (1979): From Subduction to Transform Mation: A Seabeam Survey of the Hellenic Trench System: *Earth Planet Sci. Lett.* v. 44, p. 441-450.

Le Pichon, X. and Angelier, J. (1981): The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London*, v. A 300, p. 357-372.

Le Pichon, X., Lyberis, N. and Alvarez, F. (1984): Subsidence History of the North Eagean Trough, in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geol. Soc. Special pub.* 17, p. 727-741.

Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L. (1971): Seismic Refraction. pp.53-84 in "The Sea," vol. 4, pt. 1. Wiley-Interscience, New York.

Lyberis, N. (1984): Tectonic Evolution of The North Aegean Trough, in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17. p. 709-725.

Makris, J. (1973): Some Geophysical Aspects of the Evolution of the Hellenides. Bull. Geol. Soc. of Greece, vol. X, No. 1, 206-213.

Makris, J., and Stoabe, C. (1984): Physical Properties and State of the Crust and Upper Mantle of the Eastern Mediterranean Sea Deduced from Geophysical Data. Mar. Geology, 55, 347-63(194).

Marcoux, J. (1979): Antalya Naplarının Genel Yapısı ve Tetis Güney Kenarı Paleocoğrafyasındaki Yeri. TJK. Bült. 22(1), 1-5, Ankara.

Meskó, A. (1965): Some Notes Concerning the Frequency Analysis for Gravity Interpretation. Geophysics Prosp., v. 13, 475-488.

Meskó, C. A. (1966): Two-dimensional Filtering and the Second Derivative Method. Geophysics, v. 31, 606-617.

McKenzie, D. P. (1978): Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Sea Surrounding Region. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. v. 30, p. 109-185.

Mindevalli, O. Y. and Mitchell, B. J. (1989): Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion. Geophys. J. Int. 98: 93-106.

Mohorovičić, A. (1910): Das Beben vom 8. X, 1909. Jahrb. des Meteorologischen Observ. (Zagreb), 9.

Monod, O. (1977): Recherches Géologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beyşehir (Turquie). Univ. Paris-Sud, C. d'Orsay, Dr. Tezi, 442s.

Morelli, C., Pisani, M. and Gantar, G. (1975): Geophysical Studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean. Boll. Geofis. Teor. Apply., v. 66, p. 127-167.

Nalbant, S. S. (1987): Zonguldak Bölgesinin Kabuk Yapısının Düz Çözümleme ile Modellenmesi. İTÜ Maden Fakültesi, 46s., İstanbul.

Needham, H. d., Le Pichon, X., Melguen, M., Pautot, G., Renard, V., Avedik, F. and Carre, D., (1973): North Aegean Sea Trough. 1972 Jean Charcot Cruise. Bull. Geol. Soc. Greece. v. 10, p. 152-153.

Necioglu, A., Maddison, B., Türkelli, N. (1981): A Study of Crustal and Upper Mantle Structure of North-Western Turkey. Geophys. Res. Letters, 8(1): 33-35.

Nettleton, L. L. (1962): Gravity and Magnetics for Geologists and Seismologist. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., vol. 46, pp. 1815-1838.

Nettleton, L. L. (1971): Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists. Soc. Explor. Geophys. Monogr. Ser. 1.

Nettleton, L. L. (1976): Gravity and magnetics in oil prospecting. International series in the earth & planetary sciences, McGraw-Hill, 464s.

Okay, A. I. (1981): Kuzeybatı Anadolu'daki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Mavisist Metamorfizması. TJK Bült. 24(1), 85-95. Ankara.

Okay, A., Özgül, N. (1983): HP/LT Metamorphism and the Structure of the Alanya Massif an Allochthonous Composite Tectonic Slice (the Geol. Evol. of East Mediter.). Geol. Soc. London Sp. Publ. 13, 17-27.

Okay, A. (1985): Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Metamorfik Kuşaklar. TJK Ketin simpozyumu, 20-21 Şubat 1984. 83-92. Ankara.

Oral, M. B. (1987): Some Remarks on the Gravity Anomalies of W Turkey and its implications on the crustal structure. İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi. 200s.

Osmanşahin, I., Alptekin, Ö. (1990): Love ve Rayleigh Dalgalarının İstasyonlar Arası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-manto Yapısının Belirlenmesi. Jeofizik. 4(2): 123-146.

Öcal, N. (1963): Aufbau der Erdkruste in Anatolien. Zeitsch Rift für Geophysik Bd 29: 227-232.

Özdemir, M. (1977): Gönen-Manyas Bölgesinin Bouguer Haritasının Alçak Geçisli Süzgeçlerle Filtrelenmesi. Türkiye Jeofizikçiler Dergisi, 6(2-3), 57-78.

Özdemir, M. (1984): Tuz Gölü Bölgesinin Bouguer Gravite Alanının Filtrelenmesi ve Temel Yapı Derinliğinin Araştırılması. I. Ü. Yerbilimleri Dergisi, 4(1-2), 67-68.

Özer, M. F., Kenar, Ö. (1991): Dönüşmüş Fazlarla Yerkabuğu Yapısı Modellenmesi. Türkiye 12. Jeofizik Kurultayı Bildiri Özetleri, Mart-1991, 45. Ankara.

Özgül, N. (1976): Toroslar'ın Bazı Temel Özellikleri. TJK Bült. 19. 65-78.

Papazachos, B. C. and Cominakis, P. E. (1978): Deep Structure and Tectonics of the Eastern Mediterranean. Tectonophysics. v. 46, p. 285-296.

Perinçek, D. (1991): Possible Strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin. Turkey-An Interpretation. AAPG Bull. 75(2), 241-257. USA.

Peters, L. J. (1949): The Direct Approach to Magnetic Interpretation and its Practical Application. Geophysics. v. 14. 290-320.

Rabiner, L. R. and Gold, B. (1975): Theory and application of digital signal processing, Prentice-Hall, Inc., New Jersey.

Ricou, L. E., Argyriadis, I., Marcoux, J. (1975): L'Axe Calcaire du Taurus un Alignement de Fenêtres Arabo-Africains Sous des Nappes Radiolaritiques, Ophiolitiques et Métamorphiques. Bull. Soc. Géol. Fr. sér. 7, 17, 1024-1044.

Robertson, A. H. F., Woodcock, N. H. (1984): The SG Segment of the Antalya complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan Continental margin. In: Dixon, J., Robertson, A. H. F. (Eds). The geological evolution of the Eastern Mediterranean special publication of the geological society, London, 17, 251-273.

Robinson, E. A. and Treitel, S. (1964): Principles of Digital Filtering. Geophysics, v. 29, 395-404.

Robinson, E. A. (1967): Predictive de Composition of Seismic Traces. Geophysics, v. 22, 767-778.

Robinson, E. S. (1970): Upward Continuation of Total Intensity Magnetic Fields. Geophysics, 920-926.

Sanver, M. (1974): Ege Bölgesi Havadan Magnetik Haritasının İki Boyutlu Filtreler ve İstatistik Yöntemlerle Analizi. İTÜ Maden Fak. doktora tezi, 161s.

Sayıç, A. (1982): Batı Anadolu'nun Yapısal Durumunun Açıklanmasında Gravitenin Yukarı Doğru Uzanım Çalışmalarının Getirdikleri. İ. Ü. Müh. Fak. Diploma Tezi, 24s.

Shanks, J. L. (1967): Recursion Filters for Digital Processing. Geophysics, 33(1), 33-51.

Shanks, J. L., Treitel, S., Justice, J. (1972): Stability and Synthesis of Two-dimensional Recursive Filters. IEEE Trans. on Audio and Elect. AU-20(2), 115-128.

Shapiro, R. (1970): Smoothing, Filtering and Boundary Effects. Reviews of Geophysics and Space Phys., v. 8, 359-388.

Sikharulidge, D. I. (1960): Dispersion of Love Waves and Study of Earth's crust structure from observation data of Tbilisi seismic station. Travaux Scient., serie: A, fasc. 22, p. 41.

Steininger, F. F. and Rögl, F. (1984): Paleogeography and Palinspastic Reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys, in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17, p. 659-668.

Sengör, A. M. C. (1979): The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance. Jl. Geol. Soc. London. V. 136. p. 269-282.

Sengör, A. M. C. (1980): Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. TJK Konferansları Serisi no: 2. s: 7, Ankara.

Sengör, A. M. C., Yılmaz, Y. (1981): Tethyan Evolution of Turkey. Tectonophysics. 75: 181-241.

Sengör, A. M. C., Yılmaz, Y. (1983): Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından bir Yaklaşım. TJK Yerbilim. özel Diz. no: 1, Ankara.

Talwani, M., Worzel, L. J. and Landisman, M. (1959): Rapid Gravity Computation for Two-dimensional bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture zone. Journal of Geophysical research, v. 64, 49-59.

Taner, D. (1962): Crustal Structure in Greece in The Aegean Sea and Near the Western Coast of Turkey. Ann. de Geophys., 18: 291-294.

Tomoda, Y. and Aki, K. (1955): Use of the Function Sinx/x in Gravity Problems. Proc. Japan Acad., 31. 443-448.

Tsay, L. J. (1975): The Use of Fourier Series Method in Upward Continuation With New Improvements. Geophys. Prosp., v. 23. 28-41.

Tsuboi, C. (1983): Gravity. George Allen & Unwin Ltd., London, UK.

Türkelli, N. (1985): Seismic Investigation of the Crustal Structure in Central Anatolia. Ph. D. Thesis. Middle East Technical University, Ankara. Turkey.

Ulusan, N. (1978): Batı Anadolu'daki Kabuk Hızlarının Araştırılması. İÜFF Lisans Üstü Tezi.

Uşimezsoy, S. (1982): Igneous and Metamorphic Geology and Mineralization of Istranca Region. I. Ü. Yerbilimleri, 3. 277-294, İstanbul.

Uşimezsoy, S. (1987): Kuzeybatı Anadolu Yığılım Orojini: Paleotetis'in Batı Kenet Kusağı. TJK Bült. 30(2), 53-62, Ankara.

Uşimezsoy, S. (1990): Istranca orojeni: Karadeniz Çevresi Kimmerid Orojen Kusaqları ve Masif Sülfid Yatakları. TJK Bült., 33(1), 17-28.

Wood, L. C. (1968): A review of Digital Pass Filtering. Reviews of Geophys. and Space Physics, v. 6. 73-97.

Yilmaz, P. O., Maxwell, J. C., Muehlberger, W. R. (1981): The Structural Evolution of the Antalya Complex (SW Turkey) Within the Eastern Mediterranean Framework: Rapor, 25s.

Zanchi, A., Kissel, C., Tapırdamaz, C. (1990): Neogene-Quaternary Continental Deformation in Western Turkey. IESCA 1990 Simposyumu bildiri özetleri. 203-204.

Zurflueh, E. G. (1967): Application of Two-dimensional Linear Wavelength Filtering. Geophysics v. 32. 1015-1035.



ÖZGEÇMİŞ

1957 yılında Elazığ'da doğdum. 1969 yılında Elazığ Dumlupınar ilkokulunu, 1972 yılında Elazığ Mezra Ortaokulunu ve 1976 yılında İstanbul Göztepe Mehmet Beyazıt Lisesini bitirdim. 1982 yılında İ. Ü. Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliğinden mezun oldum. 1984 yılında İ. Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği programında yüksek lisansımı tamamladım. 1986 yılında İ. Ü. İşletme İktisadi Enstitüsü 11. dönem (gece) genel işletmeciliğini bitirdim.

1982-1985 yılları arasında özel sektörde, ithalat ihracat firmasında, çalıştım. 1985 yılı Ağustos ayında İ. Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği, Uygulamalı jeofizik Anabilim Dalında Araştırma Görevlisi olarak göreve başladım.

1989 Mayıs-Ekim ayları arasında Amerika Birleşik Devletlerinde, Texas A&M Üniversitesi, Geosciences Jeofizik bölümünde doktora tezini için inceleme yaptım. 1990 Nisan-Aralık ayları arasında, kısa dönem, vatani görevimi yaptım.

Halen İ. Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği, Uygulamalı jeofizik Anabilim Dalında Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktayım.

Katıldığım bilimsel toplantılar :

- 1- TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Uluslararası Ankara Mermer Sempozyumu'92, 18-20 Kasım 1992, Atatürk Kültür Merkezi, Ankara.
A. Z. Aroğuz, G. Özışık ve F. A. Yüksel (1992): Urfa Taşı
- 2- TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 15-19 Şubat 1993, Maden Tetkik Arama Genel Müd. Kültür Sitesi, Ankara.
S. Bargu ve F. A. Yüksel (1993): İzmit Körfezindeki Kuvaterner Deniz Dibi Çökellerinin Dağılımı ve Özellikleri (KB Türkiye).
- 3- TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, 13. Jeofizik Kurultayı, 5-9 Nisan 1993, Hilton Oteli, Ankara.
F. A. Yüksel, Ş. Esnaf ve G. Özışık (1993): Konya'nın Tarihsel ve Aletsel Dönem Depremselliği.

- 4- Türkiye Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği Genel Kurulu,
8-11 Haziran 1993. Devlet Su İşleri Konferans Salonu, Ankara.
F. A. Yüksel, Ş. Esnaf (1993): Antakya'nın Tarihsel ve Aletsel Dönem Deprenselliği ve Sismotektoniği.
- 5- BÜ-YAD Yöneylem araştırması ve Endüstri Mühendisliği XV. Ulusal Kongresi, YA/EM'93 7-9 Temmuz 1993. Sheraton Oteli, İstanbul.
E. Manisalı, Ş. Esnaf ve F. A. Yüksel (1993): Organize Sanayi Bölgesi Yer Seçiminde Çok Amaçlı Bir Karar Modeli.
- 6- ODTÜ-DAÜ İnşaat Mühendisliğinde Gelişmeler, I. Teknik Kongre,
25-27 Ekim 1993. Salamis Bay Oteli, G.Mağusa, KKTC.
E. Manisalı, Ş. Esnaf ve F. A. Yüksel (1993): Serbest Bölgelerin Yer Seçiminde Çok Amaçlı Bir Karar Modeli.

Bilimsel Araştırma ve Yayınlarım :

1- Lisans Tezi:

Tuz Gölü Havzasının Bouguer Gravite Alanının Süzgeçlenmesi ve Temel Yapı Derinliğinin Talwani Yöntemi İle Araştırılması. İ. Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği, Uygulamalı Jeofizik Ana Bilim Dalı, 21s., 1982. İstanbul.

2- Yüksek Lisans Tezi:

34°-38° K Paralelleri, 27°-32° D Meridyenleri Arasında Kalan Bölgenin (Doğu Akdeniz'in Kuzey-Batı'sının) Sismotektonik Değerlendirilmesi. İ. Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı, 65s, 1984. İstanbul.

Makaleler:

- 1- Adatepe, F. M. ve Yüksel, F. A. (1985): 34°-38° K Paralelleri, 27°-37° D Meridyenleri Arasında Kalan Bölgenin Sismotektonik Özelliklerine Bir Yaklaşım. İ. Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enst. Bülten, c. 2, no. 2, s. 135-144.
- 2- Yüksel, F. A. (1985/1986): Güneybatı Türkiye'nin Deprem Etkinliği ve Deprem Riski Analizi. İ. Ü. Mühendislik Fakültesi, Yerbilimleri Dergisi, c. 5, no. 1-2, s. 169-184.

- 3- S. Bargu ve F. A. Yüksel (1993): Izmit Körfezinin Kuvaterner Deniz Dibi Çökellerinin Stratigrafik ve Yapısal özellikleri ile Kalınlıklarının Dağılımı. TMMOB Joloji Mühendisleri Odası 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Makaleleri Kitabı (baskıda).
- 4- Yüksel, F. A. ve Alpman, M. (1993): Time and Space Distributions of Intermediate Focal Depth Earthquakes in the South-West of Turkey. Earthquake Prognostics Approach to Disaster Mitigation. p. 63-81.
- 5- F. A. Yüksel, S. Esnaf (1993): Antakya'nın Tarihsel ve Aletsel Dönem Depremselliği ve Sismotektoniği. TUJJB Genel Kurul Toplantısı Bildiri Makaleleri Kitabı (baskıda).
- 6- E. Manisalı, S. Esnaf ve F. A. Yüksel (1993): Organize Sanayi Bölgesi Yer Seçiminde Çok Amaçlı Bir Karar Modeli. Yöneylem Araştırması Dergisi (baskıda).
- 7- E. Manisalı, S. Esnaf ve F. A. Yüksel (1993): Serbest Bölgelerin Yer Seçiminde Çok Amaçlı Bir Karar Modeli. ODTÜ-DAÜ İnşaat Mühendisliğinde gelişmeler I. Teknik Kongre Bildiri Makaleleri kitabı, c. 1. s. 519-528.
- 8- Yüksel, F. A. ve Khalili, A. (1993): Kharkheh (Iran) Baraj Yeri ve göl Alanının Deprem Riski Analizi. Deprem Araştırma Bülteni (baskıda).
- 9- Khalili, A. ve Yüksel, F. A. (1993): Kharkheh (Iran) Baraj Yeri ve Çevresinin Deprem Etkinliği ve Sismotektoniği. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Jeoloji Mühendisliği (baskıda).

Güncel ve Derleme Yazılar:

- 1- 13. Jeofizik Kurultayı. GEMAD Maden Dergisi, Mayıs, 1993, s. 14-15.
- 2- Jeofizik Yöntemlerle Kömür Aranması. GEMAD Maden Dergisi, Haziran, 1993, s. 24-27.
- 3- Jeofizik Madencilere Işık Tutuyor. GEMAD Maden Dergisi, Temmuz, 1993, s. 12.
- 4- Yöneylem Araştırması ve Endüstri Mühendisliği 15. Ulusal Kongresi. Küreselleşme ve Türk Endüstrisi. GEMAD Maden Dergisi, Ağustos, 1993, s. 8.
- 5- Jeofizik'in Yeni Bir Uygulama Alanı: İri Omurgalı Fosillerin Jeofizik Yöntemlerle Aranması. GEMAD Maden Dergisi, Eylül, 1993, s. 26-29.