KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KESİRLİ TÜREV NİTELİĞİNİN KURAMSAL VE YANSIMA VERİLERİ ÜZERİNDEKİ ETKİSİ

MURAT BURAK AYDIN

KOCAELİ 2019

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KESİRLİ TÜREV NİTELİĞİNİN KURAMSAL VE YANSIMA VERİLERİ ÜZERİNDEKİ ETKİSİ

MURAT BURAK AYDIN

Dr. Öğr. Üyesi Ertan PEKŞEN		
Danışman,	Kocaeli Üniversitesi	.....
Doç. Dr. İbrahim SERTÇELİK		
Jüri Üyesi,	Kocaeli Üniversitesi	.....
Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN		
Jüri Üyesi,	Sakarya Üniversitesi	.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 13.06.2019

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Çalışmamın ortaya çıkması sürecinden başlayarak her aşamasında gösterdiği destek ve ilgiyle çalışmanın ilerlemesine büyük destek sağlayan ve ufkumu genişleterek yönlendiren danışman hocam Sayın Dr. Öğr. Üyesi Ertan PEKŞEN'e sonsuz minnet ve teşekkürlerimi sunuyorum.

Çalışmalarımın her aşamasında tezime değerli görüşlerini yansıtan, sorduğum soruları içtenlikle cevaplayan, maddi ve manevi desteklerini gördüğüm, jüri üyelerim hocam Sayın Doç. Dr. İbrahim SERTÇELİK' e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Arazi verilerinin kullanılmasında her türlü desteği ve yardımı esirgemeyen MTA Genel Müdürü Sayın Cengiz ERDEM'e ve Deniz Araştırmaları Daire Başkanı Sayın Kerim Tuncer SARIKAVAK'a teşekkür ederim.

Tezimin son dönemlerinde iş yükümü hafifleterek bana daha çok çalışma fırsatı sunan çalışma arkadaşlarım Dr. Türker YAS'a, Dr. Recep GÜNEY'e ve Dr. Aslı Zeynep CAN'a teşekkür ediyorum.

Yoğun tempoda çalıştığım dönemlerde kendilerini ihmal ettiğim fakat her an desteklerini gördüğüm aileme ve bu yoğun temponun tüm yoğunluğu ve sıkıntılarını aşmamda, maddi manevi her anımda yanımda olan eşim Eda AYDIN'a ve oğlum Kayra Rüzgar AYDIN'a sonsuz teşekkür ediyorum.

Haziran – 2019 Murat Burak AYDIN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iii
TABLOLAR DİZİNİ vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ vii
ÖZET ix
ABSTRACT x
GİRİŞ 1
1. HİLBERT DÖNÜŞÜMÜ 4
1.1. Analitik Sinyal 4
1.2. Tek Yanlı (Causal) Fonksiyonlar 8
1.3. Tek Yanlılık ve Hilbert Dönüşümü 9
1.4. Hilbert Dönüşüm Süzgecinin Tanımı 12
1.5. Hilbert Dönüşümü'ne Ait Matematiksel Bağıntılar 13
2. KARMAŞIK SİSMİK NİTELİKLER 19
2.1. Anlık Genlik 19
2.2. Görünür Polarite 20
2.3. Anlık Faz 21
2.4. Anlık Frekans (Instantaneous Frequency) 22
3. GÖKOVA KÖRFEZİ'nin GENEL JEOLOJİSİ ve TEKTONİĞİ 24
3.1. Gökova Körfezi Civarının Jeolojisi 24
3.2. Gökova Körfezi Civarının Tektoniği 25
4. SİSMİK VERİ İŞLEM AŞAMALARI 30
5. ANLIK SİSMİK FREKANS, KESİRLİ MERTEBEDEN TÜREV KAVRAMLARI ve KURAMSAL MODEL ÇALIŞMASI 34
5.1. Anlık Sismik Frekans Niteliği 34
5.2. Kesirli Mertebeden Türev 35
5.2.1. Grunwald-Letnikov kesirli mertebe türev 35
5.2.2. Caputo kesirli mertebe türev 36
5.3. Kuramsal Model Çalışması 37
6. SİSMİK YANSIMA KESİTLERİ ÜZERİNDE ARAZİ ÇALIŞMASI 49
7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 70
KAYNAKLAR 73
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER 78
ÖZGEÇMİŞ 79

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Analitik Sinyal f(t) (Barnes 2007' den değiştirilerek alınmıştır)..... 5
Şekil 1.2. Analitik bir sinyalin gerçel ve sanal bileşenlerinin durumları ve onların evre ilişkileri (Barnes 2007' den değiştirilerek alınmıştır)..... 6
Şekil 1.3. f(t)'nin spektrumu F(w) (Pınar, 1995) 7
Şekil 1.4. Analitik iz, gerçel ve sanal iz bileşenlerinin görünümü (Bracewell, 1986)..... 8
Şekil 1.5. a) Signum fonksiyonu b) Genlik Spektrumu c) Faz Spektrumu (Pınar, 1995) 10
Şekil 1.6. Hilbert Dönüşüm süzgecinin zaman ortamı ayrık görünümü 13
Şekil 1.7. Normalleştirilmiş Hilbert Dönüşüm işlecinin zaman ortamı görünümü 13
Şekil 1.8. Hilbert Dönüşüm süzgeci (Süzgeçten çıkışlar ^ ile gösterilmiştir)..... 14
Şekil 1.9. Hilbert Dönüşüm Süzgecinin genlik ve faz spekturumu 15
Şekil 1.10. Hilbert Dönüşüm işlecinin üç bileşende gösterimi (Pınar 1965' den değiştirilmiştir)..... 16
Şekil 2.1. Anlık genlik ve anlık faz niteliklerinin karşılaştırılması (Partyka 2000'den değiştirilmiştir)..... 21
Şekil 2.2. Anlık genlik, anlık faz ve anlık frekans niteliklerinin karşılaştırılması (Partyka 2000'den değiştirilmiştir) 22
Şekil 3.1 Gökova Körfezi civarına ait jeoloji haritası (MTA Yer Bilimleri Portalı' ndan düzenlenerek alınmıştır) 25
Şekil 3.2. Ege'nin birleştirilmiş tektonik haritası (Görür ve diğ., 1995; Kurt ve diğ., 1999'dan değiştirilerek alınmıştır) 26
Şekil 3.3. Gökova Körfezi ve civarının 1900 yılı sonrası deprem kayıtları (BDTİM, 2017)..... 27
Şekil 3.4. Sismik kesitlerin yorumlanması ile elde edilmiş Gökova Körfezi içerisindeki fay hatlarını gösterir şekil (Kurt ve diğ, 1999)..... 28
Şekil 4.1. Sismik veri işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı..... 31
Şekil 5.1. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı FIF ve ε=0,01 değeri için hesaplanan pik frekans ve zaman sonuçları..... 38
Şekil 5.2. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı FIF ve ε=0,1 değeri için hesaplanan pik frekans ve zaman sonuçları..... 39
Şekil 5.3. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı FIF ve ε=1 değeri için hesaplanan pik frekans ve zaman sonuçları..... 39
Şekil 5.4. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı FIF ve ε=10 değeri için hesaplanan pik frekans ve zaman sonuçları..... 40
Şekil 5.5. Jeolojik Model 40
Şekil 5.6. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,999 ve ε=1 değeri için hesaplanan FIF ve SIF bölümleri..... 41
Şekil 5.7. Kama modelinden seçilen 9.izin farklı α değerleri ve ε=100 sabiti altında FIF ile SIF' in karşılaştırılması..... 42

Şekil 5.8. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı α değerleri için kesirli türev yöntemi ile hesaplanan frekans ve zaman sonuçları 43
Şekil 5.9. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,1 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri 44
Şekil 5.10. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,5 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri 44
Şekil 5.11. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,9 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri 45
Şekil 5.12. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,99 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri 45
Şekil 5.13. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,999 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri 46
Şekil 5.14. Sayısal türev ile Kesirli türev' in aynı α (1/2 katsayısı) değerinin f(x)=x fonksiyonu üzerinde karşılaştırılması 47
Şekil 5.15. Kesirli türev' in farklı α (türev katsayısı) değerlerinin e^x fonksiyonu üzerinde karşılaştırılması 48
Şekil 5.16. Kesirli türev' in farklı α (türev katsayısı) değerlerinin sin(x) fonksiyonu üzerinde karşılaştırılması 48
Şekil 6.1. R/V MTA Sismik – 1 49
Şekil 6.2. R/V MTA Sismik – 1 araştırma gemisi toplanan Gök05 ve Gök06 hatlarının yer bulduru haritası 50
Şekil 6.3. Gök05 hattının yığma (stack) kesiti 52
Şekil 6.4. Gök05 hattının göç (migrasyon) kesiti 53
Şekil 6.5. Gök05 stack kesitinin α=0,1 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 53
Şekil 6.6. Gök05 stack kesitinin α=0,5 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 54
Şekil 6.7. Gök05 stack kesitinin α=0,9 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 54
Şekil 6.8. Gök05 stack kesitinin α=0,99 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 55
Şekil 6.9. Gök05 stack kesitinin α=0,999 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 55
Şekil 6.10. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,1 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 56
Şekil 6.11. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,5 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 56
Şekil 6.12. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,9 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 57
Şekil 6.13. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,99 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 57
Şekil 6.14. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,99 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 58
Şekil 6.15. Gök06 hattının yığma (stack) kesiti 59
Şekil 6.16. Gök06 hattının göç (migrasyon) kesiti 60

Şekil 6.17. Gök06 stack kesitinin α=0,1 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 61
Şekil 6.18. Gök06 stack kesitinin α=0,5 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 61
Şekil 6.19. Gök06 stack kesitinin α=0,9 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 62
Şekil 6.20. Gök06 stack kesitinin α=0,999 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 62
Şekil 6.21. Gök06 migrasyon kesitinin α=0,1 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 63
Şekil 6.22. Gök06 migrasyon kesitinin α=0,5 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 63
Şekil 6.23. Gök06 migrasyon kesitinin α=0,9 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 64
Şekil 6.24. Gök06 migrasyon kesitinin α=0,999 değeri için kesirli türev olarak gösterimi 64
Şekil 6.25. Gökova Körfezine ait Gök05 hattının Sismik Yığma Kesiti 65
Şekil 6.26. Gökova Körfezine ait Gök05 hattının Yorumlanmış Sismik Göç Kesiti 66
Şekil 6.27. Gökova Körfezine ait Gök06 hattının Sismik Yığma Kesiti 67
Şekil 6.28. Gökova Körfezine ait Gök06 hattının Yorumlanmış Sismik Göç Kesiti 68

TABLOLAR DİZİNİ

Şekil 6.1. Gök05 ve Gök06 hatlarının başlangıç ve bitiş koordinatları ……50

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

F=(t)	: Analitik sinyal, f(t)
Ger(f=(t))	: Karmaşık analitik izin gerçel bileşeni, f(t)
San(f=(t))	: Karmaşık analitik izin sanal bileşeni, h(t)
F(w)	: f(t) zaman serisinin Fourier dönüşümü
|F(w)|	: Genlik spektrum
|θ(w)|	: Faz spektrum
w=2πf	: Açısal frekans
U(w)	: Birim basmak fonksiyonu
u:(u,w)	: Yer değiştirme potansiyeli
sgn	: İşaret fonksiyonu
a(t)	: Genlik modülasyonu
Γ(x)	: Gama fonksiyonu
z	: Akustik empedans
v	: Ortamın elastik dalga yayınım hızı, (m/s)
ρ	: Ortamın yoğunluğu, (g/cm^3)
x(t)	: Sismik iz
y(t)	: x(t)'nin Hilbert dönüşümü
α	: Kesirli türev operatörünün derecesi
D^{α}	: Caputo türev operatörü
ε	: Sönümleme faktörü
ms	: Sismik kesitlerdeki düşey eksen birimi, (milisaniye)
Hz	: Frekans veya titreşim sayısı, (Hertz)
Knot	: Hız birimi, (knot)
t_0	: Dalganın arayüzeye dik geliş- gidiş zamanı (s)
m/s	: Hız birimi (metre/saniye)
$inç^3$	: Hacim birimi, (inch küp)
*	: Evrişim (Konvolüsyon) işlem sembolü
s	: Dalganın arayüzeye geliş zamanı, (saniye)
θ	: Faz açısı
f_t	: Tek fonksiyon
fç	: Çift fonksiyon

Kısaltmalar

AGC	: Automatic Gain Correction (Genlik Kazanç Düzeltmesi)
BKB / DGD	: Batı-Kuzeybatı / Doğu-Güneydoğu
CDP	: Common Depth Point (Ortak Derinlik Noktası)
D – B	: Doğu – Batı
DGPS	: Differential Global Positioning System (Ayrımsal Küresel Konumlama Sistemi)
FIF	: Fractional Instantaneous Frequency (Kesirli Anlık Frekans)
F- K Domain	: Frequency – Wavenumber Domain (Frekans Dalga Sayısı Ortamı)
GI	: Generator–Injector (İki odalı bir hava tabancası)
GPS	: Global Positioning System (Küresel Yer Tayini Sistemi)
HD	: Hilbert Dönüşümü
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
K – G	: Kuzey – Güney
KB – GD	: Kuzeybatı - Güneydoğu
MATLAB	: Matrix Laboratory (Sayısal Hesaplama Yazılımı)
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NMO	: Normal Move Out (Dik Yola Kaydırma, Normal Kayma)
R/V	: Research Vessel (Araştırma Gemisi)
SEGD	: Society of Exploration Geophysicists D format (Seg Standartlı Manyetik Tape Formatı)
SEGY	: Society of Exploration Geophysicists Y format (Seg Standartlı Manyetik Tape Formatı)
SIF	: Standart Instantaneous Frequency (Standart Anlık Frekans)
STACK	: Stack definition (Yığma tanımlaması)
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
2B	: Two Dimensional (2 Boyutlu)

KESİRLİ TÜREV NİTELİĞİNİN KURAMSAL VE YANSIMA VERİLERİ ÜZERİNDEKİ ETKİSİ

ÖZET

Tez kapsamında, anlık sismik frekans özelliği kullanılarak bir çökelme tabakasının yorumlanması için kullanılmıştır. Kama modeli üzerinde elde edilen sentetik verilere uygulandıktan sonra Gökova Körfezi' nde 1996 yılında toplanmış olan 2 adet yüksek ayrımlı çok kanallı yansıma sismik verilerine de uygulanmıştır. Standart anlık frekans yerine, kesirsel mertebe türev operatörü tercih edilmiştir. Böylelikle çökelme tabakalarının lineer olmayan analizleri için daha uygun bir matematiksel araç olduğu gösterilmiştir. İnce tabakalı kumtaşı gibi formasyonların tespiti için, kesirsel mertebe türev operatörünü temel alan anlık frekans niteliğinin kısmi artırım özelliği kullanılmıştır. 30 Hz' lik Ricker dalgacığın sayısal analizinden kısmi anlık frekansın 0,99. üstel kuvveti, standart anlık frekansın kestirimini tutturmakta ve ayrıca daha isabetli jeolojik yorumlama yapabilmeye olanak sağladığı anlaşılmıştır. Kama modeli oluşturularak farklı üstel kuvvetindeki anlık frekans değerlerinin, standart anlık frekans değerlerine göre daha iyi sonuç verdiği görülmüştür. Katmanın ucunda yer alan taban ve tavan yansımalarının birleşim noktasındaki anlık frekans sıçramasının anlık frekansın 0,99. üstel kuvvetindeki sonuçların, standart anlık frekans değerlerine göre daha etkili olduğu tespit edilmiştir. Yapılan çalışmalar sonucunda, ince kumtaşı gibi tabakaların kalınlık değişimlerinin yorumlanmasına yardım ettiği görülmüştür. Anlık frekansın 0,99. üstel kuvveti ile yapılacak hesaplamalarla pek çok çökelme fazı ve nehir rezervuar sisteminin yanal heterojenliğin ortaya çıkarılabileceği ve rezervuar karakteristikleri için değerli bir sismik nitelik özelliği taşıdığı düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Anlık Frekans, Hilbert Dönüşümü, Kama Modeli, Kesirli Anlık Türev, Sismik.

THE EFFECT OF FRACTIONAL DERIVATIVE ATTRIBUTES ON THEORETICAL AND REFLECTION DATA

ABSTRACT

In the thesis, it was used to interpret a sedimentation layer using instant seismic frequency characteristic. After applying this characteristic to the synthetic data generated on the wedge model, it was applied to 2 high-separation multi-channel reflection seismic data collected in 1996 in Gökova Bay. Instead of the standard instantateous frequency, the fractional derivative operator was preferred. Thus, it has been shown to be a more suitable mathematical tool for nonlinear analyzes of sedimentation layers. In order to determine the formation of thin bedded sandstone, partial enhancement of the instantaneous frequency characteristic based on fractional derivative operator was used. From the numerical analysis of the 30 Hz Ricker wavelet, the partial instantaneous frequency is 0.99. The exponential power computes the estimation of the standard instantaneous frequency and also allows for more accurate geological interpretation. By generating the wedge model data, it is observed that the instantaneous frequency values of different exponential powers are better than the standard instant frequency values. The very strong variation of the instantaneous frequency at boundary of the floor and ceiling reflections at the end of the layer was 0.99. results of exponential power were found to be more effective than standard instantaneous frequency values. As a result of this study, it can be suggested that the proposed method can be effectly used for improving the interpretation of thin layers of sandstones.

Keywords: Instantaneous Frequency, Hilbert Transform, Wedge Model, Fractional Instantaneous Frequency, Seismic.

GİRİŞ

Karmaşık öz nitelikler sismik yorumlamada yaygın şekilde kullanılmaktadır. Öz nitelikler analitik sinyalin özelliklerine dayanmaktadır. Analitik sinyal genelikle Fourier Dönüşümü ile hesaplanmaktadır. Bu dönüşümün küresel bir karakteri vardır bu nedenle yerel sinyal parametrelerinin karakterizasyonu için uygun değildir. Karmaşık iz özellikleri, analitik sinyalden türetilmektedir. En yaygın kullanılan sismik nitelikler ise zarf veya yansıma gücü, anlık faz, anlık frekans ve fazın türevi olarak sıralanabilir. Analitik sinyal, sismik sinyalin gerçel kısmı ile gerçel kısmının Hilbert Dönüşümü yardımıyla 90^0 döndürülmesi sonucu elde edilen sanal bileşenin toplamı ile elde edilir. Hilbert Dönüşümü frekans ortamında bir işlem olduğundan küresel bir karaktere sahiptir. Hilbert Dönüşümü ile gerçek sinyalden oluşan analitik sinyalin karakterizasyon özellikleri, geleneksel olarak kullanılan Fourier tabanlı elde edilen analitik sinyale göre daha üstün sonuçlar vermektedir (Taner ve diğ., 1979; Sunjay, 2011). Dönüşümün performansı filtre uzunluğuna bağlıdır. Hilbert Dönüşüm ile dalgacık fonksiyonu korunmaktadır. Bir sinyali zaman ve frekans ortamında ifade edebilmek için, sinyalin anlık frekansı dikkate alınmalıdır. Sinyal ve Hilbert Dönüşümü birbirlerine göre diktir. Bunun nedeni ise sanal kısmı elde edebilmek için, sinyali 90^0 döndürerek orijinal sinyale göre dikey hale getirilmesinden kaynaklanmaktadır. Sinyal ve Hilbert Dönüşümü eş enerjiye sahiptirler çünkü faz kayması sinyalin enerjisini değiştirmemektedir. Hilbert Dönüşümü, ayrımlılığın hassas olduğu lokasyonlardaki bir sismik sinyalin görüntülemesi için uygulanabilecek bir veri işlem matematiğidir.

Anlık frekans özelliğinin sismik kesitler üzerindeki yoruma katkısını ispatlamak için kama modeli oluşturmak gerekmektedir. Böylelikle sismik sinyalin, gerçel kısmının Hilbert dönüşümü kullanılarak 90^0 döndürülmesi ile sanal bileşeni hesaplanabilir ve sıfır fazlı Ricker dalgacığı kullanılarak sinyalin frekans ve faz bilgilerini kullanarak oluşturacakları modeli bir kama üzerinde gösterilebilmektedir (Robertson ve Nogami, 1984). Kalın 2 tabaka arasında yer alan ince bir tabaka modellenerek oluşan sinyali incelendiğinde ise homojen ortamdaki ince tabakalardan

oluşan bir model geliştirilerek tabaka kalınlığı ve litoloji bilgileri saptanabilmektedir (Maissener ve Meixner, 1969). Hilbert Dönüşümü bazlı olarak yapılan anlık frekansın, kama modeli üzerindeki analizlerinde etkili olduğu ve ince tabakalı formasyonların kalınlık değişimi rahatlıkla izlenebilmektedir (Zhou ve diğ., 2012). Küçük değerli üstel (<1) seçimleri için FIF' in bir faz kayması içerdiği yapılan çalışmalar sonucunda gözlemlenmiştir (Kaplanvural ve Pekşen, 2015). Anlık frekansın kesirli türev özelliği (FIF) kullanılarak, yorumlamada kullanılabilecek yeni bir sismik nitelik geliştirilmiştir (Wang ve diğ., 2013).

Potansiyel bir alan boyunca, sismik verilerin genlik, faz ve frekans bilgileri ışığında jeolojik yorumlar yapılabilmektedir (Pınar, 1983). Rezervuar kayaçlarının izlenmesinde kullanılan sismik hız, akustik empedans ve sönümleme faktörü gibi fiziksel parametreler üretim veya sondajlama metodu ile kayaç içerisindeki sıvılara müdahale edildiğinde doygunluk, basınç, sıcaklık ve gözeneklilik vb. niceliklerin değişimlerinden dolayı değişiklikler gösterebilmektedir. Bu değişiklikler, zaman ortamında yapılan sismik araştırmalarda ölçülen ince dalga formunu tanımlamak ve sismik öznitelik ile çözmek esasına dayanmaktadır. Bu sismik parametrelerinin herhangi birini filtreleyen ve görüntüleme amaçlı kullanılacak bir yöntem yorumlayıcı açısından çok önemlidir. Bu bağlamda Hilbert Dönüşümü ile genlik, faz ve frekans özellikleri hesaplandığında sismik yoruma büyük katkısı olduğu bilinmektedir.

Anlık frekans ise faz spektrumunun ortalama değerini vermektedir (Cohen, 1995). Düşük frekans içeren yerlerin tespitinde kullanılabildiğinden dolayı hidrokarbon potansiyeli yüksek alanlar için önemli bir niteliktir (Partyka, 1998). Yanal ve düşey değişimlerin takibi için yorumcular tarafından tercih edilmektedir. Ayrıca düşük frekanslı ince tabakaların belirlenmesi, kırık ve çatlak içeren yerlerin bulunması için de kullanılmaktadır.

Bu tez çalışmasının amacı ise, deniz sismiğinde ince tabakalar arasındaki ayrımlılığı artırmaktır. Sismik sinyalin, gerçel kısmının Hilbert dönüşümü kullanılarak 90^0 döndürülmesi ile sanal bileşeni hesaplanmış ve sıfır fazlı Ricker dalgacığı kullanarak sinyalin anlık frekans ve anlık faz bilgilerini kullanarak oluşturulan sonuçlar bir kama modeli üzerinde gösterilmiştir. Daha sonra teoride kullanılan aynı nitelik, gerçek

verilere uygulanarak sonuçların hem teori ile karşılaştırılması sağlanmış hem de farklı değerlerin verileri nasıl etkilediği değerlendirilmiştir.

Tez, altı ana bölümden oluşmaktadır. Sismik yansıma çalışmalarında kuramsal model tepkisinin hesaplanabilmesi için kullanılan Hilbert Dönüşüm sayısal yöntemleri ve kullanılan bağıntılar ayrıntılarıyla tezin ilk bölümünde anlatılmıştır.

İkinci bölümde zaman ortamındaki sismik verilerin yardımıyla hesaplanan ve fasiyes değişimlerin izlenmesi, yanal-düşey süreksizliklerin belirlenmesi, tabaka kalınlıkların tespiti, kum-şeyl birimlerinin ortaya konması ile belirlenecek hidrokarbon belirteci gibi kesitlerden doğru yorum yapabilmeyi sağlayan özellikler olan Karmaşık Sismik Nitelikler' e değinilmiştir.

Üçüncü bölümde, bölgenin genel jeolojisi ve tektoniği üzerinde durulmuştur.

Tez kapsamında kama modeli üzerinden elde edilen sentetik verilere uygulandıktan sonra MTA Genel Müdürlüğü'nün Gökova Körfezi üzerinde toplanmış 2 adet gerçek sismik yansıma verilerine de uygulanmıştır. Dördüncü bölümde ise mevcut 2 veriye uygulanmış olan veri işlem aşamaları kısaca anlatılmıştır.

Tezin beşinci bölümü, standart ve kesirli türevin farklı parametre değerleri altındaki sonuçları ve farklılıkların izlenebilmesi için geliştirilen MATLAB kodu ile kuramsal veriler üzerinde test edilmesini içermektedir. Kuramsal modeller için sentetik kama modeli oluşturulmuş ve gerçek yeraltı yapısını temsil edecek şekilde seçilmiştir.

Tezin son bölümünde ise TÜBİTAK, İTÜ VE MTA Genel Müdürlüğü ortaklığında 1996 yılında Sismik-1 gemisi ile Ege Denizi' nde toplanmış olan sismik yansıma verilerinin, kayıt parametreleri ve saha içi geometri yapısı hakkında bilgiler verilmiştir. Gerçek verilere geliştirilen algoritma uygulanmıştır. Yapılan çalışmalar sonucundaki gözlem ve yorumlar bu bölümde aktarılmıştır.

1. HİLBERT DÖNÜŞÜMÜ

Hilbert dönüşümü bir çeşit süzgeç görevi görmektedir. Tek ve çift fonksiyonların genlikleri değişmeden birbirine dönüştürülerek hem zaman ortamında hem de frekans ortamında gösterilebilmektedir. Hilbert dönüşümünde genlikler değişmez yalnız sinyalin frekansının işaretine göre evresi $\pm 90^0$ kadar kaymaktadır (Bracewell, 1986).

Hilbert dönüşümlerinin anlaşılabilmesi için, öncelikle analitik sinyal ve tek yanlı (causal) fonksiyonların tanımı yapılmalıdır.

1.1. Analitik Sinyal

Sinyalin kendisi ve karmaşık eşleniği, zamana bağlı karmaşık bir sinyal olarak ifade edilmektedir. Bu tanıma göre,

$$F(t)=f(t)+jh(t) \tag{1.1}$$

formülü yazılabilmektedir. Karmaşık analitik iz, yukarıdaki formül ile ifade edilmektedir. Burada $F(t)$ karmaşık analitik izi, $f(t)$ gerçel bileşeni ve $h(t)$ gerçel bileşenin Hilbert dönüşümünü temsil etmektedir. Denklem (1.1)'in Fourier Dönüşümü yapıldığında,

$$F(w)=F\left[f(t)\right] \tag{1.2}$$

eşitliği ortaya çıkmaktadır. Söz konusu $f(t)$ fonksiyonu, gerçel (Ger) ve sanal (San) bileşenlerin bir toplamı olarak aşağıdaki gibi yazılabilir (Pınar, 1983). Buna göre,

$$F\left(w\right)=\text{Ger}\left[F\left(w\right)\right]+j\text{san}\left[F\left(w\right)\right] \tag{1.3}$$

eşitliği yazılır. Denklemi sadeleştirerek,

$$F\left(w\right)=G\left(w\right)+jS\left(w\right) \tag{1.4}$$

formülü elde edilmektedir. Herhangi bir gerçel f(t) sinyalinin Fourier Dönüşümü,

$$F\left(w\right)=\left|f(t)\right|\exp\left(jw_0t\right) \tag{1.5}$$

yukarıdaki gibi ifade edilmektedir. Ters Fourier Dönüşüm bağıntısı,

$$F(t)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}F(w)\exp(jw_0t)dw \tag{1.6}$$

şeklinde yazılır (Pınar, 1983). Denklem (1.6)' a gerçel ve sanal bileşenleri ilave edildiğinde,

$$f(t_1)=\frac{1}{\pi}\int_{0}^{\infty}\left(S(t)\cos(wt)+G(w)\sin(wt)\right) \tag{1.7}$$

şeklinde gösterilir (Taner ve diğ., 1979). Burada $F(w)$ ve $F(w)$ arasında,

$$F(w)=-jsgn(w)F(w) \tag{1.8}$$

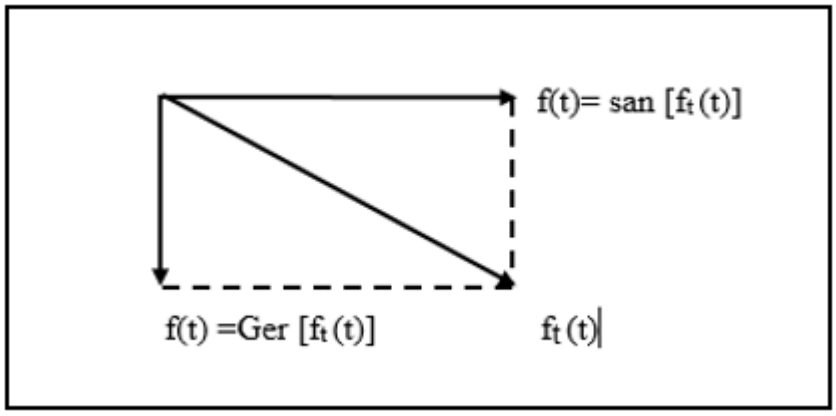
ilişkisi vardır. $f(t_1)$ ve $f(t)$ birlikte kullanılarak, yeni bir sinyal oluşturulabilir. Bu sinyal ve bileşenleri Şekil 1'de gösterilmektedir. Oluşan yeni sinyal,

$$F(t)=f(t)+jf(t_1) \tag{1.9}$$

bağıntısı ile ifade edilebilir. Denklem (1.9) ve Şekil 1.1 'de gösterilen f+(t) izine 'Analitik Sinyal' denir. Şekil ve denklemden de anlaşılacağı gibi analitik sinyal, gerçel ve sanal bileşenlerine ayrılırsa,

$$f(t)=San\left[(f(t)\right],\ f(t)=Ger\left[f+(t)\right],\ f(t)=H\left[f(t)\right] \tag{1.10}$$

denklemleri elde edilir (Taner ve diğ., 1979).



Şekil 1.1. Analitik Sinyal f(t) (Barnes 2007' den değiştirilerek alınmıştır)

Bir sinyal üzerindeki A(t) genlik modülasyonu (gerçek zarf),

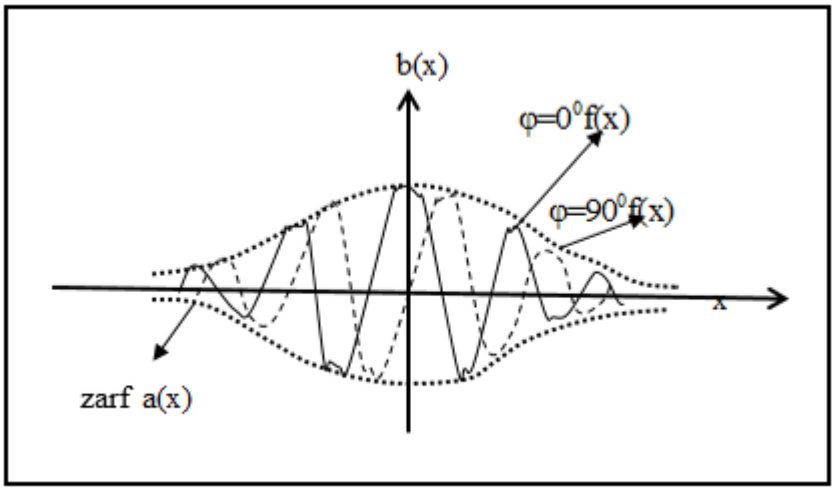
$$a(t)=\left|\bar{f}(t)\right|=\left[f^2(t)+f^2(t_1)\right]^{1/2} \quad (1.11)$$

şeklinde yazılır. Denklem (1.11)'de gerçel ve sanal bileşenler yerlerine yazılırsa,

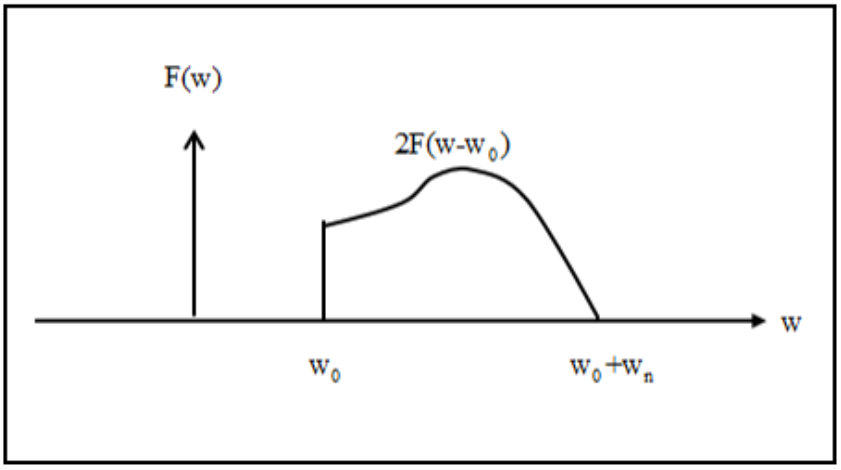
$$A(t)=\left(f^2(t)+f^2(t_1)\right)^{0.5}=\left(\left\{Ger\left[f+(t)\right]^2+San\left[f+(t)\right]^2\right\}^{0.5}\right) \quad (1.12)$$

$$\theta(t)=\tan^{-1}\left(\frac{f(t_1)}{f(t)}\right) \quad (1.13)$$

olarak gösterilmektedir (Taner ve diğ., 1979). Denklem (1.13), aynı zamanda o izin zarfını vermektedir (Şekil 1.2). Denklem (1.12) 'de gösterildiği gibi, bir fonksiyonun 't' ortamındaki $\exp(jw_0t)$ ile çarpılması, onun frekans ortamında W_0 kadar ötelenmesine neden olmaktadır. Ayrıca gerçel bir fonksiyon spektrumunun çift yan bantlı olduğu bilinmektedir. Kısacası spektrum W 'nin '-' ve '+' frekanslarında görülmektedir. Oysa analitik izin spektrumu yalnızca '+' eksende ve W_0 kadar ötelenmektedir (Şekil 1.3).



Şekil 1.2. Analitik bir sinyalin gerçel ve sanal bileşenlerinin durumları ve onların evre ilişkileri (Barnes 2007' den değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 1.3. f(t) 'nin spektrumu F(w) (Pınar, 1995)

Spektrumun yalnızca "+" bantta görülmesi spektrumdaki bakışımı ortadan kaldırmaktadır. Dolayısı ile analitik sinyalin indisi olarak "+" kullanılmıştır. Denklem,

$$FF\left[f+(t)\right]=F+(w) \tag{1.14}$$

şeklinde yazılabilir ve F+(w) ile F(w) arasında,

$$F+(w)=2F(w)U(w)\begin{cases}2F(w) & w\rangle 0\\ F(0) & w=0\\ 0 & w\langle 0\end{cases} \tag{1.15}$$

ilişkisi bulunmaktadır. Burada; U(w) birim basamak fonksiyonudur. Tek ve çift fonksiyonların özelliklerinden yararlanılarak,

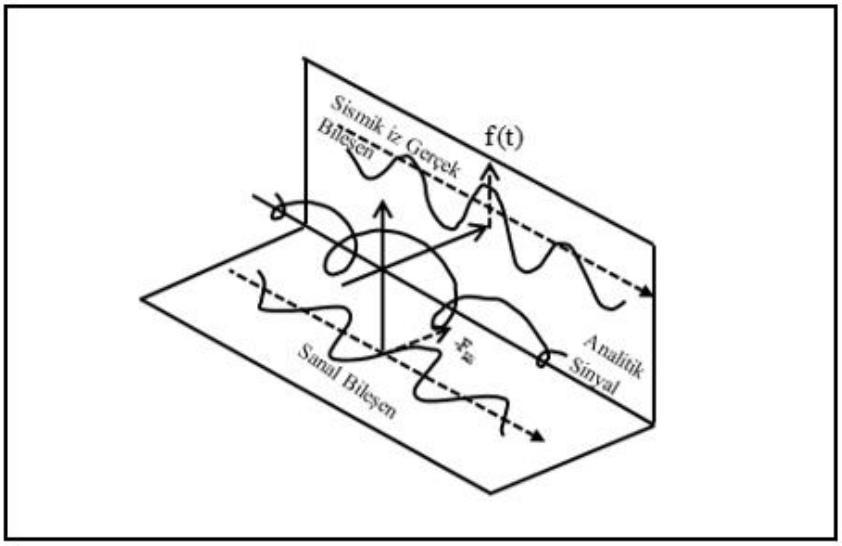
$$G(w)=\frac{1}{2}\left[F(w)+F(-w)\right] \tag{1.16}$$

$$S(w)=\frac{1}{2j}\left[F(w)-F(-w)\right] \tag{1.17}$$

ifadeleri yazılır. Analitik bir sinyalin Hilbert Dönüşümü, onun kuadratik fonksiyonunu vermektedir (Bracewell, 1986). Cos(t) fonksiyonuna uygun olarak hesaplanan,

$$F+(t)=\cos(w_0t)+j\sin(w_0t)=\exp(jw_0t)$$

analitik sinyal Şekil 1.4' de gösterilmiştir. (1.18)



Şekil 1.4. Analitik iz, gerçel ve sanal iz bileşenlerinin görünümü (Bracewell, 1986)

1.2. Tek Yanlı (Causal) Fonksiyonlar

Denklem (1.2 ve 1.4)'den yararlanarak f(t) fonksiyonu tek yanlı ise f(t) fonksiyonu G(w) ve S(w)'nin ayrı ayrı terimleri olarak gösterilebilir. Tek yanlı fonksiyon,

$$\begin{aligned} f(t)&=0 \quad t\langle 0 \\ f(-t)&=0 \quad t\rangle 0 \end{aligned} \tag{1.19}$$

olarak tanımlanır. Bu olay doğrudan doğruya bizi tek ve çift fonksiyonların tanımına götürmektedir. f(t) fonksiyonu tek ve çift bileşenlerin bir toplamı olarak,

$$f(t)=2f_{ç}(t)=2f_{ç}(t) \quad t\rangle 0 \tag{1.20}$$

ifade edilir. Gerçel ve sanal bileşenlerden oluşan bir f(t) fonksiyonunu tek ve çift bileşenleri yardımıyla düzenlersek,

$$f(t)=f_{ç}(t)+f_{ç}(t) \tag{1.21}$$

$$f_{t}(-t)=-f_{t}(t) \text{ ve } f_{ç}(-t)=f_{ç}(t)\,;\; F(w)=F\left(f(t)\right)=G(w)+jS(w) \tag{1.22}$$

$$F_{ç}(w)=F(f_{ç}(t)) \text{ ve } F_{t}(w)=F(f_{t}(t)) \tag{1.23}$$

şeklinde denklemler oluşmaktadır. Kuşkusuz ki burada Denklem (1.21) geçerlidir ve bu denklemlerden yararlanarak,

$$f(t)=\frac{2}{\pi}\int_0^{\infty} S(w)\cos(wt)dw=-\frac{2}{\pi}\int_0^{\infty} S(w)\sin(wt)dw \quad (1.24)$$

ifadesi yazılabilir.

1.3. Tek Yanlılık ve Hilbert Dönüşümü

Tek yanlı bir f(t) fonksiyonun Fourier Dönüşümü,

$$F(w)=\mathcal{F}[f(t)]=G(w)+jS(w) \quad (1.25)$$

olarak verilmektedir. Böyle bir fonksiyonun gerçel ve sanal bileşenleri doğrudan doğruya Hilbert Dönüşümü çifti oluştururlar. Tek ve çift fonksiyon özellikleri kullanılarak,

$$f(t)=f_ç(t)+f_t(t) \quad (1.26)$$

yazılabilir. Eğer f(t) fonksiyonu tek yanlı ise,

$$f(t)=\begin{cases}0 & t<0\\ -f(t) & t>0\end{cases} \quad (1.27)$$

$$f(t)=2f_ç(t)=2f_t(t) \qquad t<0 \quad (1.28)$$

elde edilir. Bu nedenle,

$$f_ç(t)=f_t(t)\mathrm{sgn}(t) \quad (1.29)$$

$$f_t(t)=f_ç(t)\mathrm{sgn}(t) \quad (1.30)$$

ifadelerinden yararlanılarak signum fonksiyonu,

$$\mathrm{sgn}(t)=\begin{cases}1 & t>0\\ -1 & t<0\end{cases} \quad (1.31)$$

bağıntısı yardımıyla tanımlanmaktadır. Denklem (1.21)'in birlikte kullanılması ile,

$$G(w)=\mathcal{F}[f_t(t)] \quad (1.32)$$

$$jS(w)=\mathcal{F}[f_t(t)] \quad (1.33)$$

eşitlikleri elde edilir (Bracewell, 1986). Tanımlanan sgn(t) fonksiyonunun Fourier Dönüşümü doğrudan bulunamayacağından "e" fonksiyonu ve alt limitini kabul edersek,

$$x(t)=sgn(t)=\lim_{a\to 0} e^{-a|t|}sgn(t)=\lim_{a\to 0}\left[e^{-at}u(t)-e^{at}u(-t)\right] \tag{1.34}$$

$$X(w)=F\left[sgn(t)\right]=\int_{-\infty}^{\infty}\left[\lim_{a\to 0}\left[e^{-at}u(t)-e^{at}u(-t)\right]\right]e^{-jwt}dt \tag{1.35}$$

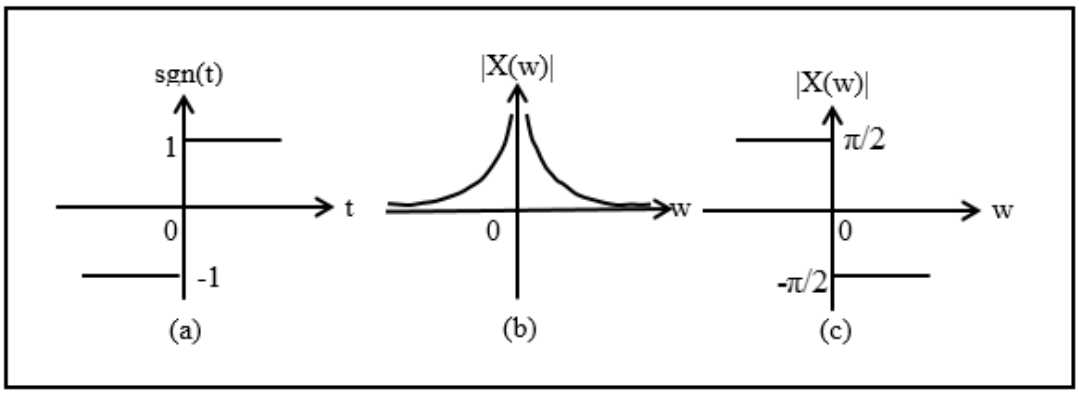
ifadelerine ulaşırız. Gerekli işlemler yapıldığında ise,

$$F\left[sgn(t)\right]=\frac{2}{jw} \tag{1.36}$$

sgn(t) fonksiyonunun Fourier Dönüşümü elde edilmiş olur. Buradan yola çıkarak,

$$\left|X(w)\right|=\frac{2}{w},\ \left|X(w)\right|=\frac{\pi}{2},\ w\langle 0 \text{ ve } \left|X(w)\right|=-\frac{\pi}{2},\ w\rangle 0 \tag{1.37}$$

ifadeleri yazılarak sgn(t) fonksiyonun genlik-faz spektrumları bulunabilir (Şekil 1.5).



Şekil 1.5. a) Signum fonksiyonu b) Genlik Spektrumu c) Faz Spektrumu (Pınar, 1995)

Evrişim (konvolüsyon) işlemi $*$ sembolü ile gösterilmektedir. Ayrıca bir boyutlu sürekli zamanlı evrişim frekans kuramı yardımıyla,

$$F\left[f_1(t)f_2(t)\right]=\frac{2}{\pi}\left[F_1(w)*F_2(w)\right]=\frac{2}{\pi}\int_0^{\infty}F_1(u)*F_2(w-u)du \tag{1.38}$$

denklemiyle verilmektedir. Denklem (1.38)'e Fourier Dönüşümü yapılırsa gerçel bileşen için,

$$G(w)=F\left[ff(t)\right]=F\left[f_t(t)sgn(t)\right] \tag{1.39}$$

bağıntısı yazılabilir (Bracewell, 1986). Denklem (1.32), Denklem (1.39)'da yerine yazılırsa,

$$G(w)=\frac{1}{2\pi}jS(w)*\frac{2}{jw}=\frac{1}{\pi}jS(w)*\frac{1}{w} \tag{1.40}$$

ifadesi elde edilir. Denklem (1.40)'dan,

$$F_1(w)=S(w),\quad F_2(w)=\frac{1}{w} \tag{1.41}$$

eşitlikleri alınır ve frekans evrişim kuramından yararlanılırsa,

$$G(w)=\frac{1}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty}S(w)\frac{1}{w-u}du \tag{1.42}$$

$$G(w)=\frac{1}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{S(w)}{w-u}du \tag{1.43}$$

denklemi bulunur. Denklem (1.43) Hilbert Dönüşümü olarak bilinmektedir. Benzer şekilde Denklem (1.38)'e Fourier Dönüşümü uygulanırsa sanal bileşen için,

$$jS(w)=F\left[f_t(t)\right]=F\left[f_ç(t)sgn(t)\right] \tag{1.44}$$

ifadesi elde edilir. Denklem (1.29), Denklem (1.44)'de yerine yazılırsa,

$$jS(w)=\frac{1}{2\pi}G(w)*\frac{2}{jw} \tag{1.45}$$

$$S(w)=-\frac{1}{\pi}G(w)*\frac{1}{w} \tag{1.46}$$

bağıntısı elde edilmektedir (Pınar, 1983). Denklem (1.46)'dan,

$$F_1(w)=G(w),\quad F_2(w)=\frac{1}{w} \tag{1.47}$$

elde edilir. Frekans evrişim kuramından faydalanılarak,

$$S(w)=-\frac{1}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{G(u)}{w-u}du \tag{1.48}$$

bağıntısı elde edilir (Pınar, 1983). Denklem (1.48)'de Hilbert Dönüşümü olarak bilinmektedir. Gerçel ve sanal bileşenlerinin "w" ortamındaki Hilbert Dönüşümü bağıntılarında u=w değerleri için Denklem (1.43) ve Denklem (1.48) ıraksaktır. Bu integrallerin çözümünde Cauchy ve Rezidüel kuramları kullanılmaktadır.

1.4. Hilbert Dönüşüm Süzgecinin Tanımı

Herhangi bir f(t) izinin, dönüşüm fonksiyonu,

$$h(t)=\begin{cases}-j & 0\le w\langle\pi\\ j & \pi\le w\langle 2\pi\end{cases} \tag{1.49}$$

denklemi ile verilen bir süzgeçten geçirildiğini varsayalım. Denklem (1.48) ile verilen süzgeç, tek bağımsız değişkenli Hilbert Dönüşüm süzgeci olarak isimlendirilir. Bu süzgeç tümüyle analitik sinyal kurallarına uymaktadır ve Denklem (1.43)'ü sağlamaktadır. Söz konusu süzgecin zaman ortamı ifadesi yazılırsa,

$$h(t)=\frac{1}{2\pi}\int_{0}^{\pi}jexp(jw_{nt})dt+\int_{0}^{2\pi}jexp(jw_{nt})dw \tag{1.50}$$

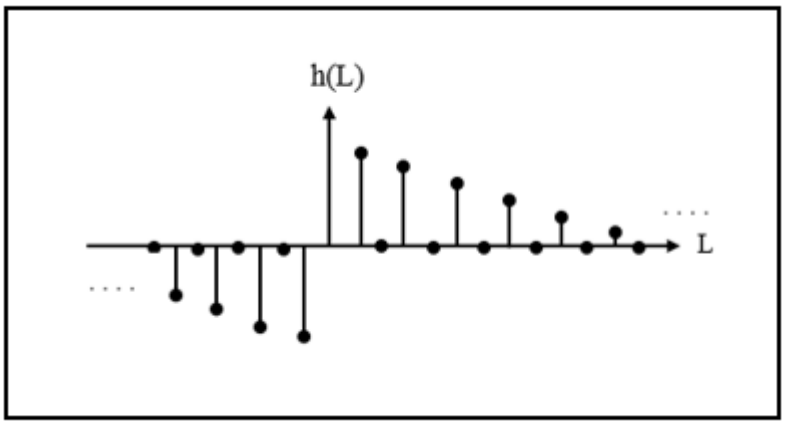
$$h(t)=\begin{cases}\dfrac{(1-exp(j\pi t))}{\pi t} & t\neq 0\\ 0 & t=0\end{cases} \tag{1.51}$$

$$h(t)=\begin{cases}\dfrac{2sin2(\pi t/2)}{\pi t} & t\neq 0\\ 0 & t=0\end{cases} \tag{1.52}$$

eşitlikleri elde edilmektedir. Denklem, ayrık olarak yazılırsa;

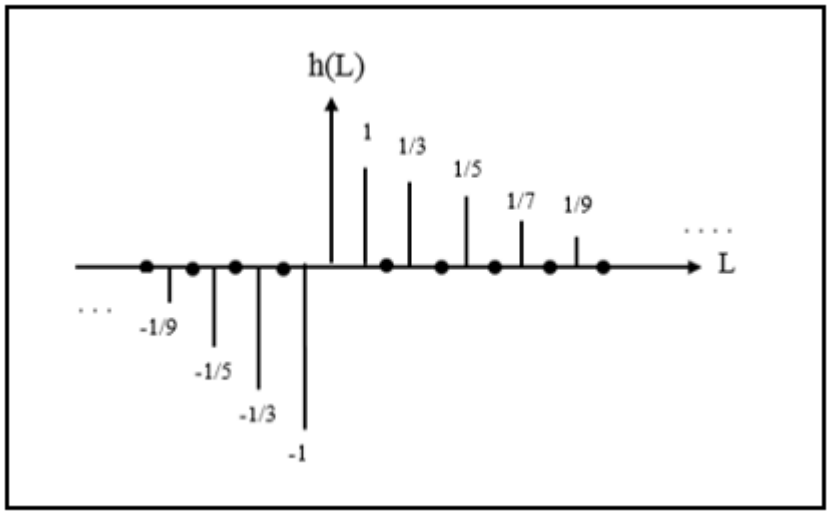
$$h(t)=\begin{cases}\dfrac{2sin2(\pi L/2)}{\pi t} & L\neq 0\\ 0 & L=0\end{cases} \tag{1.53}$$

şeklinde yazılabilir. Burada, Hilbert Dönüşüm süzgecinin zaman ortamı ayrık görünümü olan h(L) işleci Şekil 1.6' da gösterilmiştir.



Şekil 1.6. Hilbert Dönüşüm süzgecinin zaman ortamı ayrık görünümü

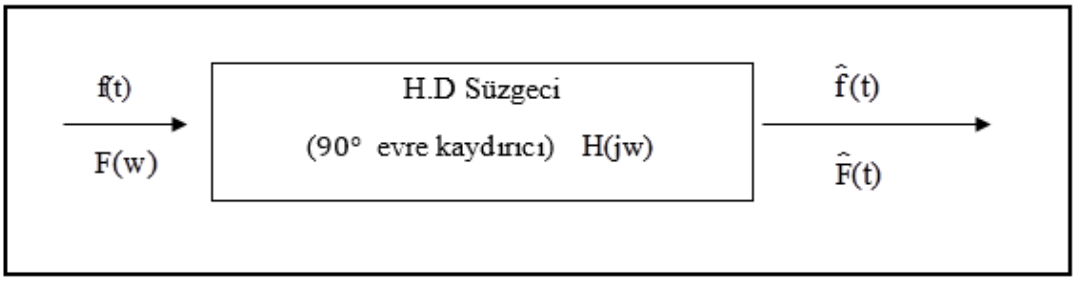
Normalleştirilmiş Hilbert Dönüşüm işlecinin zaman ortamı görünümü olan h(L) operatörü ise (Rabiner ve Gold, 1975) Şekil 1.7' de gösterilmektedir.



Şekil 1.7. Normalleştirilmiş Hilbert Dönüşüm işlecinin zaman ortamı görünümü

1.5. Hilbert Dönüşümü'ne Ait Matematiksel Bağıntılar

Herhangi bir fonksiyon tek ve çift bileşenlerin toplamı olarak yazılabilir (Lee, 1967). İdeal bir Hilbert Dönüşüm süzgeci Şekil 1.8' de, genlik ve faz spektrumları ise Şekil 1.9'da verilmektedir. Şekil 1.9 incelendiğinde ise süzgecin asıl sinyalin genliğini değiştirmediği, ancak her frekans bileşenine $\pm 90^0$ radyanlık bir kayma verdiği anlaşılmaktadır. Söz konusu işlecin "x" ve "w" ortamlarındaki gerçel ve sanal eksenlerdeki durumları ise Şekil 1.10'da görülmektedir.



Şekil 1.8. Hilbert Dönüşüm süzgeci (Süzgeçten çıkışlar ^ ile gösterilmiştir)

Herhangi bir f(x) fonksiyonunu,

$$f(x)=f_{ç}(x)+f_{t}(x) \tag{1.54}$$

çift ve tek fonksiyonların toplamı şeklinde yazabiliriz. Burada f(x) fonksiyonunun çift ve tek olabilme özelliğinden yararlanılarak,

$$f_{ç}(x)=1/2\left[f(x)+f(-x)\right] \tag{1.55}$$

$$f_{t}(x)=1/2\left[f(x)-f(-x)\right] \tag{1.56}$$

bağıntılarını elde ederiz (Rabiner ve Gold, 1975). k(x) kabulünü de,

$$k(x)=\begin{cases}1 & x\rangle 0\\ 0 & x=0\\ 1 & x\langle 0\end{cases} \tag{1.57}$$

şeklinde yaparsak çift ve tek fonksiyonunu,

$$f_{ç}(x)=k(x)f_{t}(x) \quad \text{ve} \quad f(x)\ \theta\!\!\!-\!\!\!\!\digamma\rangle F(w) \tag{1.58}$$

şeklinde tek bir formüle indirgemiş oluruz. Gerçel bir f(x) fonksiyonu yazılmak istenirse,

$$F(w)=\digamma\left[f(x)\right]=\int_{-\infty}^{\infty} f(x)\exp(-jwx)dx \tag{1.59}$$

denklemi ortaya çıkmaktadır. Denklem (1.59)'a Fourier Dönüşümü yapılarak tekrar yazılırsa,

$$F(w)=F^{-1}\left[F(w)\right]=\int_{-\infty}^{\infty} f(x)\exp(-jwx)dx \qquad (1.60)$$

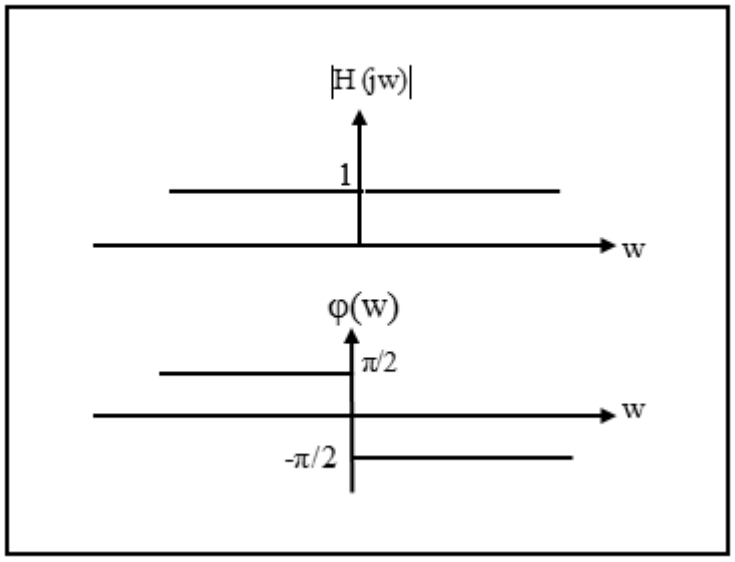
eşitliği bulunur (Pınar 1983). F(w) fonksiyonunun çift ve tek olabilme özelliğinden yararlanılarak,

$$F(w)=\int_{-\infty}^{\infty}\left[f_{ç}(x)+f_{t}(x)\right]\exp(-jwx)dx \qquad (1.61)$$

bağıntısına ulaşmış oluruz. İlk önce Euler bağıntısı, daha sonra da tek fonksiyonunun Fourier dönüşüm özellikleri kullanılarak,

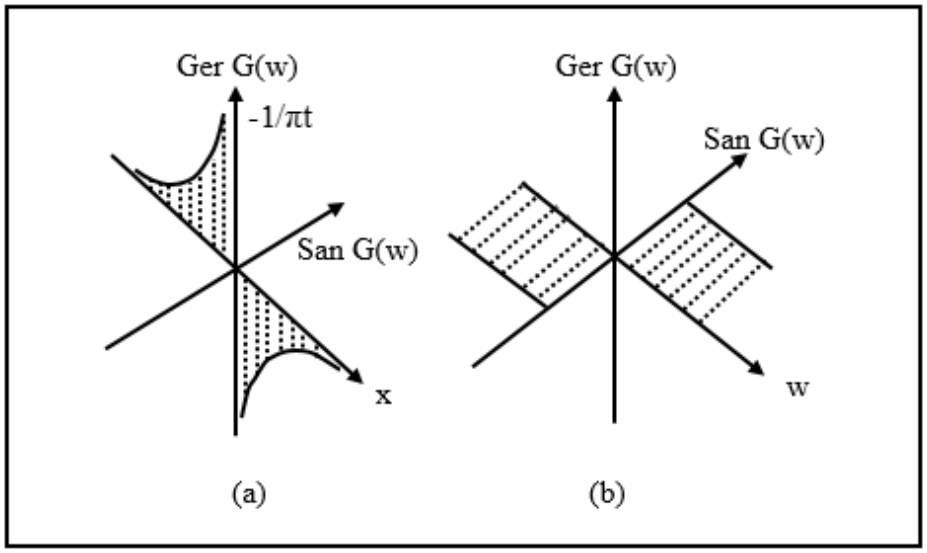
$$F(w)=\int_{-\infty}^{\infty} f_{ç}(x)\cos(wx)dx-\int_{-\infty}^{\infty} f_{t}(x)\sin(wx)dx \qquad (1.62)$$

denklemi elde edilir. Bu bağıntıda birinci integral çift fonksiyonu, ikincisi ise tek fonksiyonun Fourier Dönüşümü' dür.



Şekil 1.9. Hilbert Dönüşüm Süzgecinin genlik ve faz spekturumu

Denklem (1.62)'e göre; f(x) fonksiyonunun çift kısmı spektrumda gerçel bileşene, tek kısmı ise sanal bileşene karşılık gelmektedir.



Şekil 1.10. Hilbert Dönüşüm işlecinin üç bileşende gösterimi (Pınar 1965' den değiştirilmiştir)

Denklemi ayrı yazarsak,

$$F_ç(w)=\int_{-\infty}^{\infty} f_ç(x)\cos(jwx)dx \tag{1.63}$$

$$F_t(w)=\int_{-\infty}^{\infty} f_t(x)\sin(jwx)dx \tag{1.64}$$

fonksiyonlarını elde ederiz. F(w) fonksiyonunun çift bileşeni fonksiyonun gerçel kısmını, tek bileşeni ise fonksiyonun sanal kısmını,

$$F_ç(w) \leftarrow \mathcal{F} \rightarrow f_ç(x) \tag{1.65}$$

$$F_t(w) \leftarrow \mathcal{F} \rightarrow f_t(x) \tag{1.66}$$

oluşturmaktadır. Çift ve tek bileşenler F(w) fonksiyonunun gerçel ve sanal kısımlarını oluşturacak şekilde yazılırsa,

$$f_ç=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} F_ç(w)\cos(wx)dw \tag{1.67}$$

$$f_t=-\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} F_t(w)\sin(wx)dw \tag{1.68}$$

integral fonksiyonu elde edilir (Pınar, 1983). Denklem (1.67)'nin kosinüs dönüşümü alınırsa,

$$F(w)=F\left[f(x)\right]=\int_{-\infty}^{\infty}\cos(wx)f_{ç}(x)dx=\int_{-\infty}^{\infty}\cos(wx)dx$$

$$=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}F_{ç}(x)\cos(wx)dx \qquad (1.69)$$

denklemi elde edilir. Açısal frekans, çizgisel frekans (w=2rcu) cinsinden yazılarak gerekli dönüşüm yapıldığında ve çift fonksiyonun özelliğinden yararlanılarak,

$$F_{ç}=-\frac{2}{\pi}\int_{0}^{\infty}\cos(wx)dx\int_{0}^{\infty}F_{t}(u)\sin(ux)du \qquad (1.70)$$

eşitliği elde edilir. Benzer yol ile Denklem (1.68)' in sinüs dönüşümü alınarak $F_{t}(w)$;

$$F_{t}=-\frac{2}{\pi}\int_{0}^{\infty}\sin(wx)dx\int_{0}^{\infty}F_{ç}\cos(ux)du \qquad (1.71)$$

fonksiyonu bulunur (Pınar 1983).

Son iki denklem doğrusal dizgede "Hilbert Dönüşüm Çifti" olarak bilinir. Şimdiye kadar anlatılanların tümünü uzunluk ortamında bir bağıntı ile gösterilmek istenirse, Denklem (1.67) ve Denklem (1.68) bağıntıları, Denklem (1.54)'te yerine yazılarak,

$$f(x)=-\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}((F_{ç}(w)\cos(wx))-(F_{t}(w)\sin(wx)))dw \qquad (1.72)$$

ifadesi elde edilir. Denklem (1.72) bağıntısı;

$$\lim_{s\to 0}f(x,s)=f(x)\lim_{s\to 0}\frac{1}{\pi}\int_{0}^{\infty}((F_{ç}(w)\cos(wx))-(F_{t}(w)\sin(wx)))\exp(sw)dw \qquad (1.73)$$

şeklinde de yazılabilir (Thomas 1969). "s" in limitte sıfıra gitmesi ile,

$$f_{1}(x)=h(x)=\frac{1}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty}((F_{t}(w)\cos(wx)-(F_{ç}(w)\sin(wx)))dw \qquad (1.74)$$

denklemi elde edilir. Denklem (1.62)' deki $F_t(w)=SanF(w)$, $F_ç(w)=GerF(w)$ ifadesi Denklem (1.61a)'da yerine yazılırsa,

$$f_1(x)=h(x)=\frac{1}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty}((SanF(w)cos(wx)-(GerF(w)sin(wx)))dw \qquad (1.75)$$

konumunu alır. Son eşitlik $f_1(x)$ sanal fonksiyonu veya $f(x)$ fonksiyonunun Hilbert Dönüşümü olarak da bilinmektedir (Bracewell, 1986).

2. KARMAŞIK SİSMİK NİTELİKLER

Sismik nitelik (attribute), sismik verilerden hesaplanmaktadır. Sismik verinin yorum aşamasında kullanılmak üzere sismik nitelik analizlerinden elde edilebilirler. Sismik verinin analitik sinyali sonucu hesaplanmasıyla Karmaşık Sismik Nitelikler bulunmaktadır ve bu nitelikler "Karmaşık İz Analizi" olarak da bilinmektedirler (Taner ve Sheriff , 1977; Taner ve diğ., 1979). Sismik veriden genlik, faz ve frekans bilgilerinin ayrı ayrı olarak hesaplanması ile karmaşık iz analizi yapılabilmektedir.

Analitik sinyali ifade edebilmek için sinyal ve sinyalin Hilbert dönüşümüne gereksinim duyulmaktadır. Daha önceki bölümlerde değinildiği gibi karmaşık iz gerçel ve sanal olmak üzere iki ayrı bileşenden oluşmaktadır.

Analitik sinyalin gerçek bileşeni sismik izdir. Analitik sinyalin sanal bileşenini türetmek için Hilbert Dönüşümü kullanılarak sismik dalganın gerçel kısmının 90^0 döndürülmesi ile hesaplanmaktadır (Taner ve diğ., 1979). Hilbert dönüşümünde sismik dalgacığın genliği değişmemektedir. Sismik iz ve izin Hilbert dönüşümü aynı genlik spektrumuna ve enerjisine sahiptir (Bracewell 1986 ve Barnes 2007). Sismik dalgacığın frekansının işaretine göre ise fazı 90^0 kaymaktadır. Sismik veriden genlik ve faz bilgilerinin kullanılmasıyla anlık genlik, anlık frekans, anlık faz ve anlık polarite gibi birçok sismik nitelik hesaplanabilmektedir (Dondurur ve diğ., 2012).

Elde edilecek sismik nitelikler, yorumlanacak sismik kesitler bakımından çok önemli bir aşamadır. Hilbert dönüşümü sonucunda elde edilecek sismik tüm nitelikler yardımıyla jeolojik yapıların belirlenmesinde, kamalanmalar, uyumsuzluklar ve tabakaların tespit edilmesinde oldukça sık başvurulmaktadır.

2.1. Anlık Genlik

Anlık genlik, karmaşık bir sismik izin gerçel ve sanal kısımlarının karelerinin toplamı olarak ifade edilir. Bu işlem sayesinde genlik üzerindeki bazı salınımlar yok edilebilir ve yansıma kuvvetli bir şekilde görülebilmektedir. Kısacası sismik izin toplam enerjisi

olarak da tanımlanabilmektedir. Anlık genlik, analitik iz boyunca gerçel ve sanal bileşenlerin toplam anlık enerjisi olarak da ifade edilebilmektedir (Taner, 1992).

Anlık genlik, akustik empedans ($z=v \times \rho$) ile doğrudan ilişkilidir ve yansıma gücünü ifade etmektedir. Genlik değişiminin en fazla olarak gerçekleştiği tepe veya çukurdaki değerlerin sismik dalgacık verisiyle kıyaslandığında, aynı pozisyonda görülmeyebileceği anlaşılmaktadır. Sismik verinin yorumlanması sırasındaki büyük ve küçük litolojik değişimlerin, tabaka sınırları ve kalınlığı ayrıca gaz birikmesinin neden olduğu parlak noktalar (bright spot) gibi anomali veren genliklerin çözümlenmesinde tercih edilmektedir (Dondurur ve diğ., 2012).

Anlık genliğin yaşandığı hızlı değişimler özellikle faylar, kapanımlar, geçirgenlik (permiabilite) ve gözeneklilik (porozite) gibi yapıların tespiti ile muhtemel petrol, doğalgaz ve hidrokarbon birikim yerlerini gösterebilmektedir.

2.2. Görünür Polarite

Görünür polarite, genliğin tepe noktalarının polaritesini vermektedir ve ters polarite içeren parlak noktaları saptamak için tercih edilmektedir (Dondurur ve diğ., 2012). Dalgacık fazı ile doğrudan ilişkilidir ve dalgacığın tek bir yansımasından üretilen sinyal olarak da tanımlanan yansıma katsayılarının işareti şeklinde de bilinmektedir. Görünür polarite, Denklem (1.1)'de değinildiği gibi karmaşık analitik izin gerçel kısmı olan f(t)'nin pozitif ve negatif olmasına göre değişiklik göstermektedir.

Yansıma olayında birden fazla yansıma söz konusudur. Dolayısıyla yansıma katsayısı ve dalga polaritesi arasında tam bir uyumdan bahsedilememektedir. Bu uyumsuzluk etkisinden bu nitelik hesaplanmıştır (Taner ve diğ., 1979).

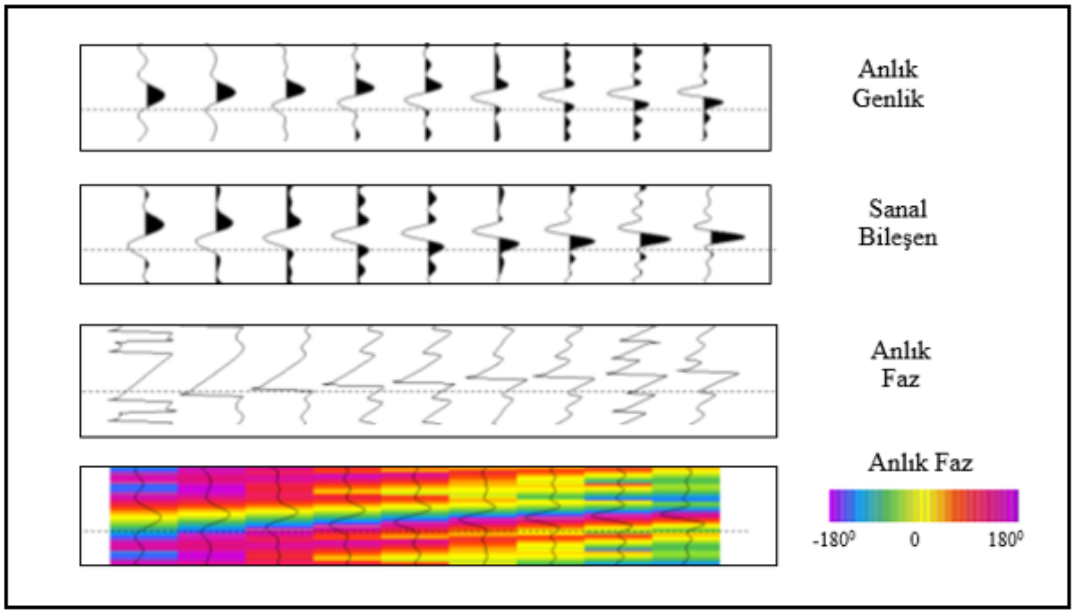
Görünür polarite, litolojinin sürekliliğini arttırmak için tercih edilmektedir. Böylelikle sismik yansıtıcılara kazanım sağlanmış olmaktadır. Muhtemel birikim alanlarındaki pozitif görünür polariteler gaz-petrol ve petrol-su kontak noktalarını bildirirken, negatif görünür polariteler ise genellikle gaz oluşumunun neden olduğu parlak nokta anomalilerini göstermektedir (Taner ve diğ., 1979).

2.3. Anlık Faz

Karmaşık bir izin anlık faz bilgisi, sanal kısmının gerçel kısmına oranının arc tanjantı olarak ifade edilmektedir. Anlık faz bilgisi genlikten bağımsız bir niteliktir. Sismik olayların takibinde kullanılan anlık faz sayesinde litolojinin yanal değişimleri tespit edilebilmektedir (Dondurur ve diğ., 2012). Aynı zamanda istif sınırlarını belirlemede ve tabaka ara yüzeylerini ortaya koymaktadır (Partyka, 2000).

Faz açısı sismik izlerden kolaylıkla takip edilebilmektedir. Anlık faz niteliği ile şekil farklılıkları olan faylanmaları, kamalanmaları (pinch-out) ve birimlerin birbirlerinin üzerinde yapmış oldukları sıkışma - açılma olayları sonucundaki yataklanmaları tespit etmek mümkündür. Anlık faz niteliğinin en yüksek pozitif ve negatif sınırları 180^0 olduğundan açı değişimine bağlı olarak yapılan renklendirmeler de aynı renkler Şekil 2.1' de kullanılmaktadır (Taner ve diğ., 1979).

Şekil 2.1' den görülebileceği gibi, anlık faz nitelikleri genlik bilgisi taşımamaktadırlar. Tüm genlikleri aynı büyüklükte göstermektedirler. Böylelikle sismik kesitlerde yansımaların belirginleştiği ve litolojik sınırların daha ayırt edildiği görülmektedir.



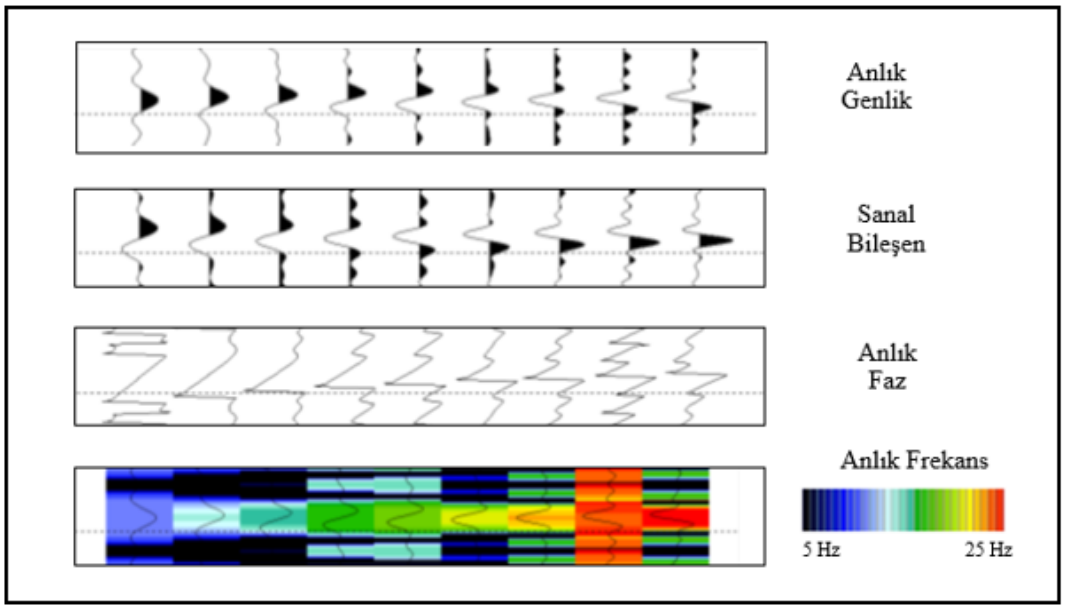
Şekil 2.1. Anlık genlik ve anlık faz niteliklerinin karşılaştırılması (Partyka 2000'den değiştirilmiştir)

2.4. Anlık Frekans (Instantaneous Frequency)

Karmaşık bir izin anlık frekans bilgisi, sinyalin fazının zamana göre (türevi) değişimi olarak tanımlanmaktadır. Fourier dönüşümü, bir sismik izin frekans bilgisini çok sınırlı bir aralıkta vermektedir fakat anlık frekans bilgisi, gerçel izin her noktasında frekansın ölçülmesine olanak tanımaktadır. Bu bilgiler veri işlem aşamasında gerçek ize daha çok yaklaşılabilmesi açısından yarar sağlamaktadır.

Anlık frekans bilgisi, genlik ve fazdan bağımsız bir fiziksel niteliktir. Karmaşık bir izin anlık frekans nitelik bilgisi ile hidrokarbon ve kırılma noktaları (faylı ve kırık çatlaklı bölgeler) gibi hızlı değişimlerin olduğu yerlerde tabaka kalınlıkları net bir şekilde takip edilebilmektedir (Taner ve diğ., 1979). Ayrıca gazlı kumlar gibi yüksek frekansları soğurma etkisine sahip birimlerin tespitinde de tercih edilmektedir (Dondurur ve diğ., 2012). Böylelikle anlık frekans niteliği ile oluşturulan kesitlerdeki düşük frekanslı bölgeler saptanarak anomali veren düşük frekanslı bölgeler hidrokarbon yapısı hakkında bilgi vermektedir (Castagna, 2003).

Anlık frekans, hidrokarbon potansiyeli hakkında bilgi vermesi ve birikim alanlarının detaylı çalışılmasında kullanılan önemli bir niteliktir (Partyka, 2000).



Şekil 2.2. Anlık genlik, anlık faz ve anlık frekans niteliklerinin karşılaştırılması (Partyka 2000'den değiştirilmiştir)

Anlık frekans niteliği ile ince tabakalı birimler rahatlıkla tespit edilebilmektedir. Yorumcu tarafından yüksek frekans içeren şeyl birimleri ile düşük frekans içeren kumlu birimlerin birbirlerinden ayrılması rahatlıkla izlenebilmektedir (Şekil 2.2).

3. GÖKOVA KÖRFEZİ'nin GENEL JEOLOJİSİ ve TEKTONİĞİ

3.1. Gökova Körfezi Civarının Jeolojisi

Gökova Körfezi ve çevresini konu alan pek çok çalışma yapılmıştır. Yapılan bu araştırmalar sonucu; bölgeye ilişkin genel jeolojisi, paleontolojisi, yapısal, tektonik, stratigrafik özellikleri ve volkanizma içerikli yapmış oldukları çalışmalarla bölgenin jeolojik çatısı hakkında bilgiler ortaya konulmuştur. Bu çalışmada bölge jeolojisi hakkında yapılan çalışmalar kısaca özetlenecektir.

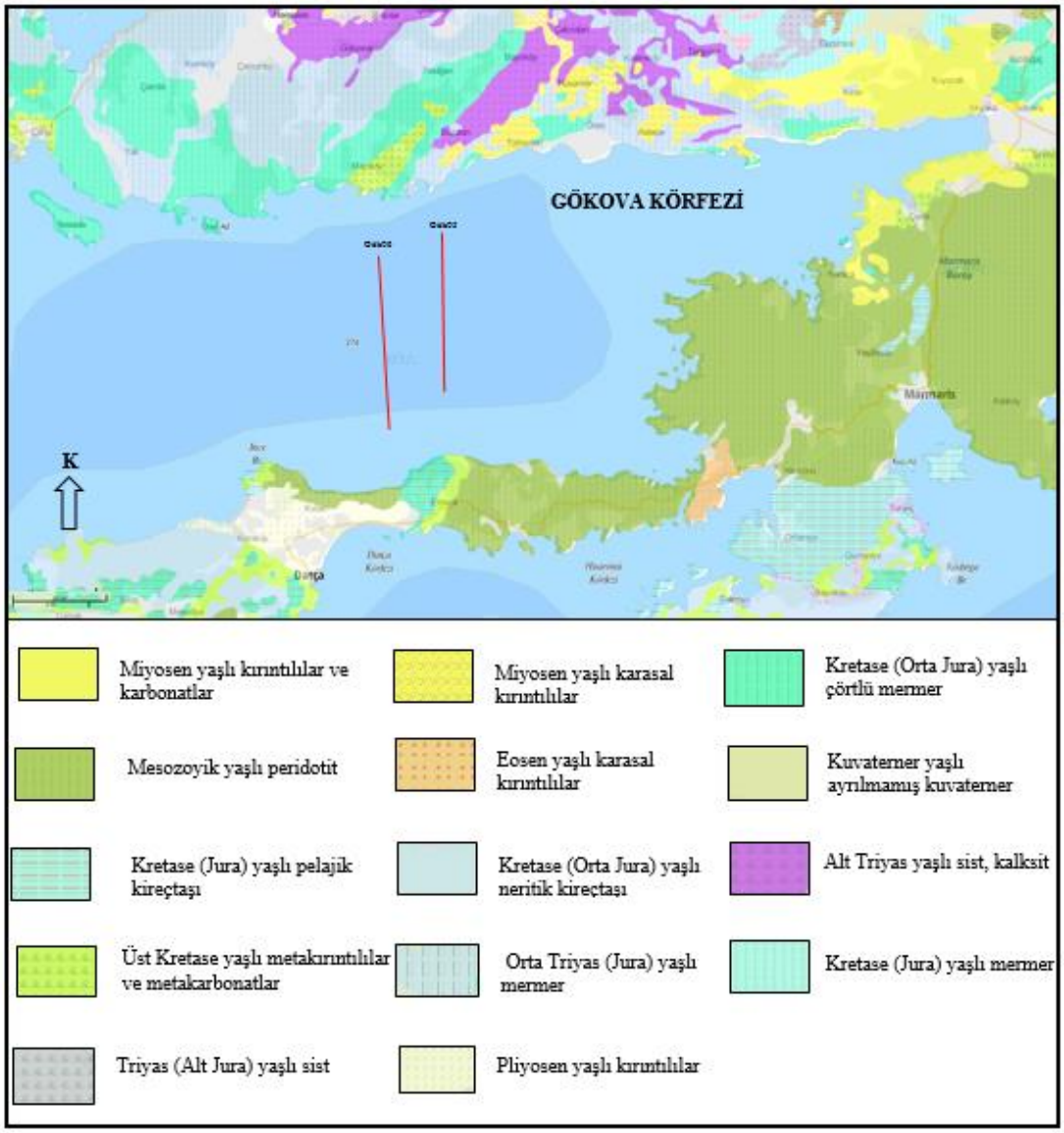
Gökova Körfezi ve çevresi tabanını Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasında Erken Langiyen döneminde Beydağları Otoktonu üzerine yerleşmiş allokton konumlu kütleler, Likya naplarını oluşturur. Birbiri üzerinde binik yapılar oluşturan kaya birimleri ile temsil edilen Likya napları farklı ortam koşullarında gelişmiş yapısal birimlerden oluşur ve GB Anadolu'da geniş alanlar kaplar (Şenel 2007).

Ege Bölgesi ve Gökova'da yapılan çalışmalarda Likya napları temeli üzerinde biri KB-GD doğrultulu diğeri ise D-B doğrultulu iki farklı tektonik sistemin geliştiği görülmektedir. (Atalay 1980; Görür ve diğ., 1995; Kurt 2000).

D-B doğrultusundaki ikinci sistem ise önceki havzaları kesen daha genç olan fay sistemlerinin oluşturduğu graben tarzı havzalar ve bunları dolduran Pliyo-Kuvaterner kayaçları içerir. Gökova Körfezi' ni D-B doğrultulu sistem içerisinde Gökova grabeni olarak tanımlamıştır (Kurt 2000).

Çalışma alanında birbirini kesen KB-GD ve D-B yönlü birbirini kesen sistem bu iki rift sistemi bölgede sırasıyla gelişen iki farklı tektonik rejimin sonucunda oluşmuştur (Görür vd. 1995, Kurt 2000). Birinci ve eski olan sistem K-G sıkışma rejimi ile karakterize edilirken, GB Anadolu'nun paleotektonik evrimi ile bağlantılıdır. D-B doğrultulu yeni sistem ise güncel K-G gerilme rejimi ile karakterize edilmektedir ve neotektonik evrimi bu bölgedeki gelişimi ile ilişkilidir. İlk sistemin rift ve grabenlerinin içerisi karasal kırıntılılara sahip iken ikinci sistem bunlara ilaveten Geç

Pliyosen'den günümüze kadar biriken denizel kırıntılılara da sahiptir (Görür ve diğ., 1995; Kurt 2005).

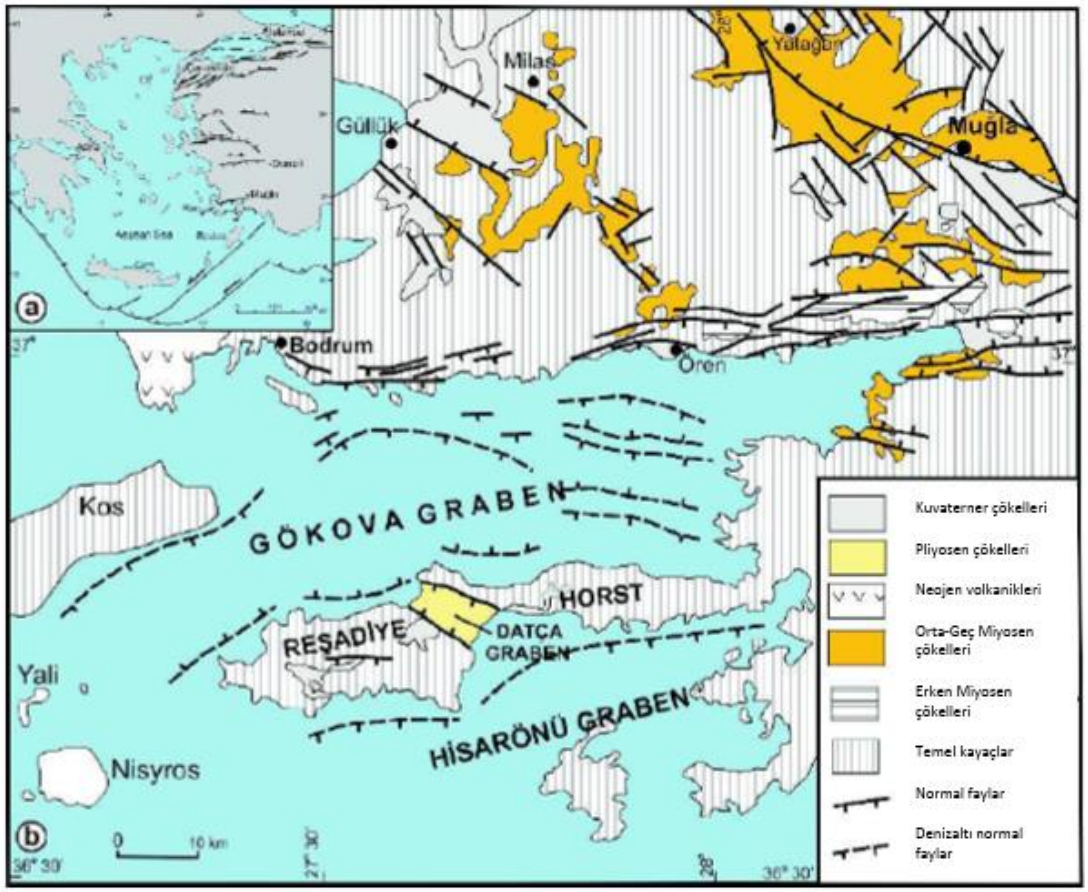


Şekil 3.1. Gökova Körfezi civarına ait jeoloji haritası (MTA Yer Bilimleri Portalı' ndan düzenlenerek alınmıştır)

3.2. Gökova Körfezi Civarının Tektoniği

Gökova Körfezi Helen Yayı olarak bilinen Dalma-Batma zonunun kuzeyinde bulunmaktadır. Bölgedeki yoğun tektonik aktiviteye bağlı olarak K-G yönlü gerilme sonucunda açılan Gökova Körfezi, Ege Bloğunun saatin tersi yönünde dönme hareketinin etkisi altındadır (Oral ve diğ., 1995; Pichon ve diğ., 1995; Reilinger ve diğ., 1997; Barka ve Reilinger, 1997). Körfez bu tektonik aktiviteler sonucunda batı kısmında açılırken rotasyona bağlı olarak doğu kısmında sıkışarak

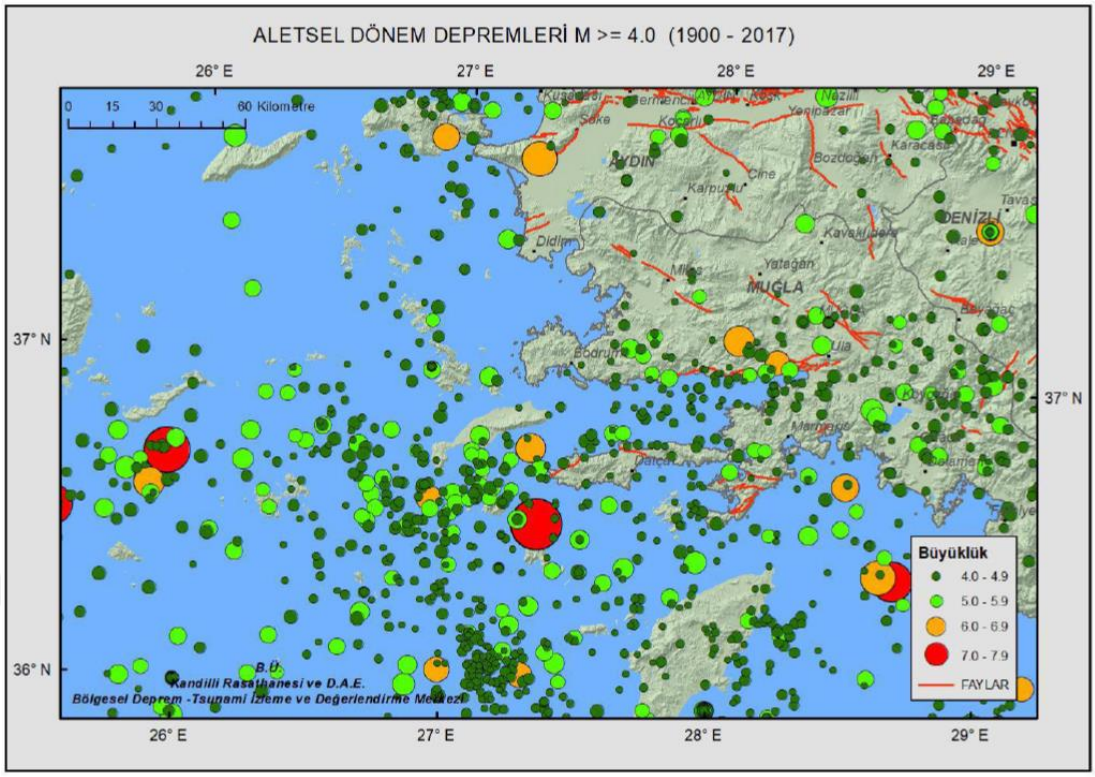
yükselmektedir. Tüm bu sebeplerden dolayı Gökova Körfezi yerbilimcileri açısından önemli bir çalışma ortamıdır (Şekil 3.1).



Şekil 3.2. Ege'nin birleştirilmiş tektonik haritası (Görür ve diğ., 1995; Kurt ve diğ., 1999'dan değiştirilerek alınmıştır)

Gökova Körfezi, kuzey ve güney kıyılarında aktif normal faylar ile sınırlanmıştır. Benzer karakterler deniz içinde de devam etmektedir. Körfezin güneyinde; kuzeye dalımlı olan D-B doğrultulu listrik karakterdeki gömülü Datça fayı, körfezi D-B doğrultulu olarak güneyde sınırlamaktadır (Kurt ve diğ., 1999).

Bölgede gözlenen deprem aktivitesi genel olarak, Batı Anadolu-Ege gerilme tektoniği etkisinde gelişmiştir (Şekil 3.2). Körfezin güney sınırında deniz içinde gömülü listrik karakterli Datça fayı ve bu fayın kuzeydeki antitetik faylarının yanısıra, doğuya doğru gelişen horst-graben yapıları aynı zamanda karada gözlenen aktif normal faylar etkisinde gelişmiştir (Kurt ve diğ, 2005).



Şekil 3.3. Gökova Körfezi ve civarının 1900 yılı sonrası deprem kayıtları (BDTİM, 2017)

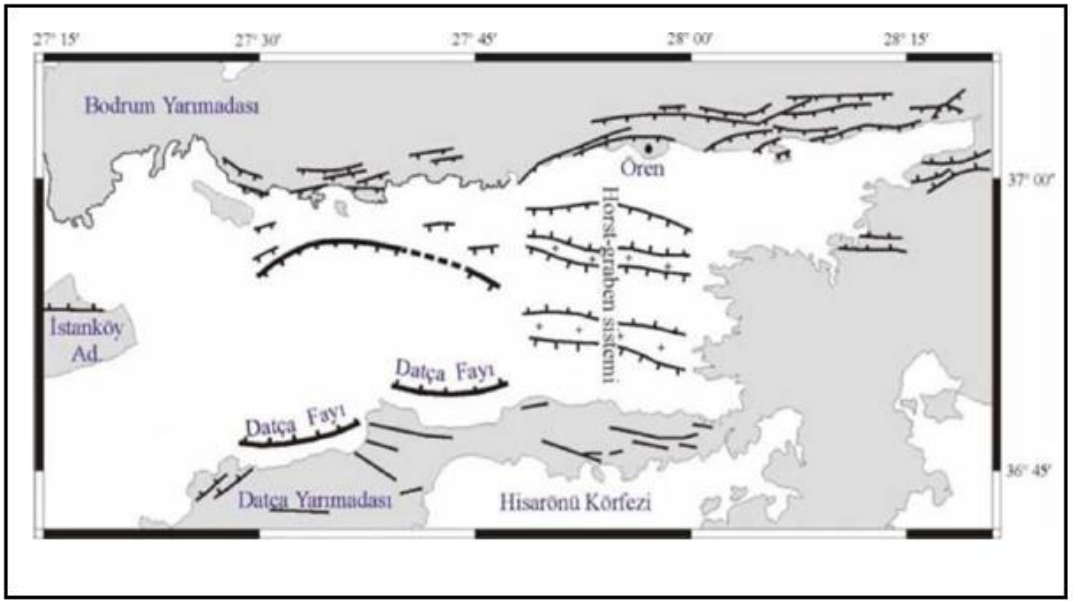
Doğu – Batı uzanımlı Gökova Körfezi yine bu yönde bulunan aktif Gökova Fayı ile şekillenmektedir. Fay körfezin doğu ucundan başlayarak Ören Beldesi kıyısına kadar körfezin kuzeyini takip eden bir morfolojide görülmektedir. Fay deniz içerisinde GB yönünde bir hareketle sıçrayarak Datça yarım adası kuzeyinde Knidos Antik kentine doğru uzanmaktadır. Buradaki fayın karada net bir morfolojisi görülmemekle birlikte deniz kısmında derinlik ani olarak 725 m' lere ulaşmaktadır. Körfezin doğu ve kuzeyine düşen parçada yer alan Sakar Geçidi' nin yüksekliği göz önüne alındığında buradaki fayın körfezin ortasından ya bir transfer fayla nakledildiği ve karakterinin değiştiği ya da yeni açılmakta olan genç bir grabenin sınır fayları olduğu ortaya çıkmaktadır (Kurt ve diğ., 1995).

Gökova grabeninin kuzey kenarı boyunca, yükselen bloğun önünde, 400 metreden daha kalın iri akarsu çakıltaşları ve moloz birikmiştir. Gökova grabeni, büyük bölümü deniz içinde, 150 km uzunluğunda ve batıya doğru 5 km'den 30 km'ye kadar genişleyen bir grabendir. Grabenin kuzey kenarında, batı ucu 1000 m'yi aşan yükseltilere ulaşmaktadır. Güney kenarında ise, birçok küçük koy ve adaların

oluştuğu, daha az belirgin bir morfoloji ve kıyı çizgisi gelişmiştir (Gürer ve Yılmaz, 2002).

Körfezin orta kısmından yaklaşık 20 km' lik bir mesafede K-G yönlü alınan yüksek ayrımlı sığ sismik kesitlerde çok sayıda aktif fayın görülüyor olması sahanın ilginçliğini artırmaktadır. Körfezdeki aktif tektonik faaliyetlere göre Gökova Körfezi halen batı kısmında açılımını sürdürmektedir. Ayrıca Körfez içeresindeki deltalardan alınan sismik kesitler incelendiğinde deniz seviyesi değişiklikleri gözlemlenmektedir. Literatür çalışmalarından da deltaların hızlı bir şekilde ilerleyerek büyüdüğü sonucuna varılmaktadır.

Körfezin kuzeyinde Ula-Ören-Bodrum hattı boyunca uzanan Gökova fayı Ula-Sakar Geçidi bölgesinde karada görülürken, Akbük koyu civarında denize inmekte ve Ören'den batıda kara ve denizde çok zayıf gözlenirken diğer yandan Datça Fayı körfezin doğusuna doğru olan iç kısmında gözlenmemektedir. Körfezin doğu kısmında egemen yapı BKB - DGD gidişli, batimetri de belirgin horst-graben karakterindedir. Gökova Körfezi'ndeki fayların durumunu Şekil 3.3'de genel hatlarıyla görülmektedir (Kurt ve diğ., 2005).



Şekil 3.4. Sismik kesitlerin yorumlanması ile elde edilmiş Gökova Körfezi içerisindeki fay hatlarını gösterir şekil (Kurt ve diğ, 1999)

Batı Anadolu'nun güneyinde bulunan Gökova Körfezi; Anadolu Plakası' nın sürekli olan tektonik hareketliliğinden, gerek K-G yönlü gerilme rejiminin etkisi ve gerekse Helen Dalma-Batma bölgeyi kuzeye doğru zorlaması ve yarattığı sıkışmaya bağlı olarak aktif tektonizmadan önemli ölçüde etkilenmektedir. Bunun sonucunda Gökova Körfezi ve civarında yoğun deprem aktivitesi görülmektedir. Sismik yansıma verilerinin incelenmesi sonucu ortaya çıkan modelden, körfezdeki tektonik çökme oranının yaklaşık 1000 yılda 0.4-0.5 m olduğu hesaplanmıştır (Kaşer ve Uluğ, 2006).

Çalışma alanında denizaltı topografyasının derinlik değişimi oldukça büyüktür. Körfez kıyıları yakınında sığ olan körfezin derinliği, açıklara ve batıya gidildikçe artar. Etüt sahasının derinliği ise kuzey bölümlerinde minimum 280 m olurken güney bölümlerinde ise maksimum 800 m değerlerine ulaşmaktadır.

4. SİSMİK VERİ İŞLEM AŞAMALARI

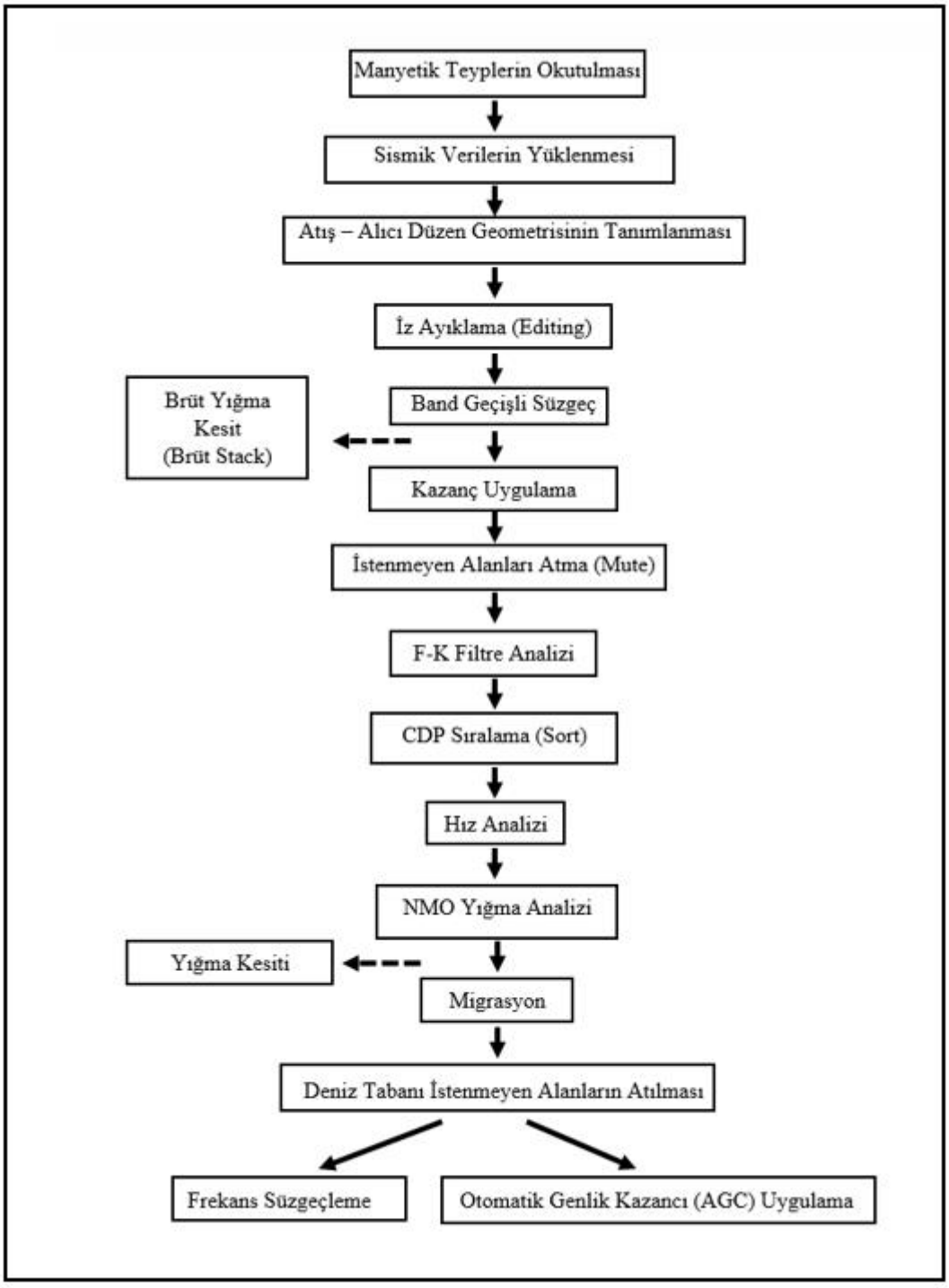
Bu çalışmada sismik Landmark firması tarafından geliştirilen Promax ticari veri işlem yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Veri-işlem aşamalarının akış diyagramı Şekil 4.1' de verilmiştir.

SEGD formatındaki teypler öncelikle Disco/Focus yazılımı ile okutularak SEGY formatına dönüştürülmüştür. Sismik veri işlemin ilk adımını veri yükleme almaktadır. Burada hat sırasında yapılan her atış için 96 kanal tarafından kaydedilen sismik izler açılarak tüm atışlar tek bir dosyaya dönüştürülerek sistemin kendine özgü dahili veri formatına dönüştürülmüştür.

Kayıt sırasında tutulan gözlem notlarının (observer logs) kullanılması geometri bilgisi için çok önemlidir. Atış - alıcı geometri düzen tanımı yapılırken kanal sayısı, atış sayısı, ofset mesafesi, kanal ve atış aralıkları, alıcı kablo (streamer) ve hava tabancası (gun) derinlik bilgileri yazılıma girilerek geometri bilgisi tanımlanmış olmaktadır.

Arızalı ekipmanlardan, deniz ve hava koşullarından dolayı oluşan gürültü içeren kanallar ve ters polariteli izler kayıtçı tarafından kaydedilebilirler. Aynı zamanda yüksek polarite içeren izler, veride bozucu etkilere neden olmaktadır (Dondurur, 2009). İz ayıklama aşamasında, bütün sismik izler incelenip bozuk izlerin atılması ile verinin kalitesi yükseltilmiştir.

Sismik veriler 8 – 218 Hz frekans aralığında toplandığından verideki sinyal/gürültü oranını yükseltmek için düşük frekanslı yüksek genlikli gürültülerin veriden atılması gerekmektedir. Rastgele seçilen atışların spektral analiz sonuçlarına göre Ormsby band geçişli süzgeç tercih edilmiştir. Filtre uzunluğu 500 ms seçilmiştir. Böylelikle filtrenin veri üzerindeki etkinliği artırılmıştır. Band geçişli süzgecin kesme frekansları 10 - 20 ve 200 – 250 Hz olarak seçilmiştir. Düşük frekans tarafındaki kanat 10 -20 Hz, yüksek frekans tarafındaki kanat ise 200 -250 Hz arasında eğimlidir. Filtre sonrasında, süzgeçlenmiş veride yüksek frekanslı gürültülerin atıldığı gözlemlenmiştir.



Şekil 4.1. Sismik veri işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı

Kazanç uygulama veri işlem aşamasında otomatik kazanç kontrolü (AGC) tercih edilmiştir. Orijinal giriş verisindeki sinyal genlik artışlarını kontrol eden bir sistemdir. AGC veri işlemde yaygın olarak, enerjinin nokta kaynaktan küresel olarak yayıldığı dalga cephesi farklılığı veya zayıflamış olduğu olaylarda görünürlüğü artırmak için kullanılmaktadır. AGC adımı ile tüm izler eşdeğer genlik seviyesinde olmasına

rağmen gürültünün etkisi de artmaktadır. Bu aşamada AGC işlemi sadece görüntüleme amaçlı olarak kullanılmıştır. Bunun sebebi ise veriye uygulandıktan sonra geri alınamamasıdır. AGC operatör uzunluğu 500 – 1000 ms seçilmiştir.

Doğrudan, kırılarak ve birincil deniz tabanı yansımasından önceki gelen tüm izler, istenmeyen üst alanların (top mute) atılması veri işlem adımı kullanılarak kaldırılmıştır. Veri her 20 atışta bir ekrana getirilerek veri işlem adımı kontrol edilmiştir.

Frekans - dalga sayısı (F-K) filtre, tekrarlı ve birincil yansımaların arasındaki hız farkından yararlanarak tekrarlı yansımaları veriden silme yöntemidir. F-K filtresi seçilen alanın frekans ve dalga sayısı parametresini kullanarak, verinin sinyal kalitesini artıran zaman ortamındaki 2 Boyutlu (2B) Fourier dönüşümüdür. F-K filtre ile sismik veri zaman uzaklık (t-x) ortamından frekans dalga sayısı (f-k) ortamına taşınmaktadır. Filtre sonrası atış kaynaklı gürültüler ve tekrarlı yansımalar giderilmiştir.

Kaynak- alıcı ortak noktası (CDP) aşaması, atış alıcı koordinat sisteminden orta nokta ofset koordinat sistemine dönüşüm olarak bilinmektedir (Mayne,1962). Kayıtçılar tarafından kaydedilen her sismik iz ve ize bağlı olan atış – alıcı noktası orta noktadaki koordinata atanmaktadır. Böylelikle yeraltından yansıyan aynı noktada bulunan bütün izler birleştirilerek bir CDP topluluğu oluşturulur. Bu çalışmada, katlama sayısı her 2 hat içinde 12 olarak hesaplanmıştır. Bu aşama ile verinin sinyal/gürültü oranı artırılmıştır.

Ortak derinlik noktasında bulunan yansıma noktaları aynı hızı göstermektedir. Hız analiz aşamasından önce veriye filtre, genlik düzeltmesi ve sort veri işlem adımlarının yapılmış olması gerekmektedir. Yazılımda, hız analizi (Velocity analysis) panelleri aracılığıyla en uygun stack hızını tahmin etmek için kullanılmıştır. Hız analizi CDP grupları aracılığı ile yapılmıştır. Supergatherlar oluşturulurken her 500 CDP lokasyonunda 9 tane CDP topluluğunun kombinasyonuyla oluşturulmuştur. CDP' ler arasındaki mesafe 6.25 m' dir. Böylelikle elde edilen hız bilgisi ile derinlik ve eğim gibi bilgiler elde edilmektedir (Dondurur, 2009).

Hız analizinden elde edilen sonuçlar Normal Kayma Zamanı (NMO) düzeltmesi modülünde hızların doğru noktalara taşınması için kullanılmıştır. Yansıma

dalgacığının sığ sularda ve uzak ofsetteki yansımalarında görülen genişlemesi veri üzerinde bozucu bir etki oluşturmaktadır. NMO düzeltmesinden sonra uzak ofsette meydana gelen NMO gerilme (NMO stretching) etkisi %30 eşik değeriyle ortadan kaldırılmıştır. NMO düzeltmesi uygulandıktan sonra tüm yansıma izleri yatay hale gelmektedir. (Dondurur, 2009). CDP grubunda bulunan tüm izler birleştirilerek daha yüksek genlik içeren tek bir iz şekline dönüştürülerek sıfır ofset açılımına benzer şekilde stack (yığma) yapılmıştır. Stack işlemi ile verinin S/G oranı artırılmış olup, yanal uyumluluk belirginleştirilmiştir.

Migrasyon (göç), sismik kesitte görülen eğimli yansımaların gerçek yerlerine taşınması ve saçınma enerjisinin yok edilme işlemidir. Migrasyon ile önceki veri işlem aşamalarında elde edilen stack (yığma) kesitinin jeolojik kesite yaklaşımı amaçlanmıştır. Sismik kesitlere zaman göç işlemi Kirchoff uygulanmıştır. Veri işlem sonrasında stack kesitindeki saçılmalar, hiperbollerinin tepe noktasına taşınarak yanal ayrımlılık artırılmıştır.

Yığma ve migrasyon işleminden sonra, veriye AGC uygulanmıştır. Pencere boyu 500 ms olarak seçilmiştir. Yığma ve migrasyon kesitlerindeki sismik olayların daha net olarak görüntülenmesini sağlamak için tercih edilmiştir. Verinin sinyal/gürültü oranını yükseltmek için bant geçişli süzgeç kullanılmıştır.

5. ANLIK SİSMİK FREKANS, KESİRLİ MERTEBEDEN TÜREV KAVRAMLARI ve KURAMSAL MODEL ÇALIŞMASI

5.1. Anlık Sismik Frekans Niteliği

Karmaşık iz analizinden faydalanarak hesaplanan karmaşık sismik iz nitelikleri sismikte kullanılan en önemli niteliklerdir (Taner ve Sheriff, 1977; Taner ve diğ., 1979). Böylelikle veriden genlik, faz ve frekans bilgileri elde edilmiş olmaktadır. Günümüzde karmaşık sismik iz nitelikleri çok geniş ve çeşitli izlerden ve hacim niteliklerinden oluşmaktadır.

Anlık sismik frekans rezervuar karakterizasyonu açısından bilgi sağlayan temel niteliklerden birisidir. Sismik iz analizi sırasında, anlık sismik frekansın almış olduğu negatif değerler (anormal frekans sıçraması) problem olarak karşımıza çıkmaktadır. Kısacası, frekans anomalilerin büyük bir çoğunluğu dalgacığın tepe noktasındaki dalga şeklinin bozulmasına neden olmaktadır. Son otuz yıl içerisinde, anormal frekans sıçraması rezervuar potansiyeli tespit etmek için kullanılmaktadır. Anlık frekansın değişim yaptığı yerler yorumlanarak jeolojik önemi de ispatlanmıştır.

Eğer $x(t)$ sismik bir iz olduğu kabul edilirse, $x(t)$' nin Hilbert dönüşümü $y(t)$ ise anlık frekans niteliği aşağıdaki şekilde,

$$f(t)=\frac{1}{2\pi}\frac{x(t)\frac{dy(t)}{dt}-y(t)\frac{dx(t)}{dt}}{x^2(t)+y^2(t)} \tag{5.1}$$

verilmektedir (Taner ve diğ., 1979). f(t), kısmi kesirden ayırt etmek amacıyla standart anlık frekans (SIF) olarak bilinmektedir. Bu hesaplama yapılırken birinci dereceden diferansiyel operatör kullanılmıştır. Böylelikle oluşan dalga formunda, zamanın kesirli türev görünümünü ortaya çıkmıştır (Mainardi, 1996). Kesirli anlık frekansın alacağı tam sayı olmayan değerler türev operatörü ile kullanılırsa sonuç olarak, karmaşık tabakalardaki kumtaşı değişimi gibi daha fazla çökelti bilgisi alınması mümkündür.

5.2. Kesirli Mertebeden Türev

Kesirli mertebeden türev matematiksel analizin bir dalıdır. Kesirli türevler geniş alanlarda tartışılmakta ve fizik, kimya ve mühendislik gibi birçok alanda uygulanmaktadır. Bununla birlikte, kesirli türev için sayısal yöntemler geliştirmek hala zordur. Kesirli türev, klasik uygulanan türevin tamsayı olmayan mertebelere uyarlanması olarak tanımlanabilmektedir.

Kesirli hesaplamaların tercih edilmesinin sebebi, kesirli türevlerin çeşitli doğrusal olmayan alanlarda kullanılan çeşitli malzemelerin ve veri işlem aşamalarının bellek ve süre bakımından daha kısa olması nedeniyle tercih edilebilir olmasındandır (Hilfer, 2000). Yeraltındaki çökelme sonrası oluşan tabaka, karmaşık doğrusal olmayan bir sistem gibi davranabilmektedir (Harms ve Tackenberg, 1972; Herrman ve Stark, 2001). Kesirli türev işleminin standart analize göre tek bir türev tanımı bulunmamaktadır. En çok tercih edilen türevler ise; Grunwald-Letnikov, Riemann-Liouville ve Caputo kesirli türevidir (Chi ve Gao, 2013). Grunwald-Letnikov türev hesabı için sayısal çözümleme, Riemann-Liouville türev hesabı için analitik - sayısal çözümleme ve Caputo türev hesabı içinse analitik hesaplamalar tercih edilmektedir. Bu tez kapsamında Grunwald-Letnikov ve Caputo Kesirli Mertebe Türevleri üzerinde durulmuştur.

5.2.1. Grunwald-Letnikov kesirli mertebe türev

Bu tez çalışmasında, Matlab yazılımı kullanılarak Fourier ve Taylor serisi tekniklerine dayanılan, kesirli türevler için bazı nümerik kesirli hesaplama ve simüle etme yöntemleri geliştirilmiştir. Tamsayı içeren klasik türevler yerine tamsayı olmayan kesirli mertebeden oluşan türevler kullanılarak üstün yanları gösterilmeye çalışılmıştır. Kesirli türev yaklaşımı kesirli mertebeden türev yöntemlerinden Grunwald-Letnikov ile hesaplanmıştır. Karmaşık doğrusal olmayan bir tabakada dalgacığın dalga yayınımı göz önünde bulundurularak türev operatörü değiştirilmiştir.

Grunwald-Letnikov kesirli türev yöntemi kullanılarak model ve arazi verileri üzerinde uygulanmış ve çalışma sonuçları yorumlanmıştır.

Kesirli türevi hesaplayabilmek için en etkili bir metot olan Grunwald-Letnikov,

$$ {}_{a}D_{t}^{a}f(t)=\lim_{h\to 0}\frac{1}{h^{a}}\sum_{j=0}^{[(t-a)/h]}(-1)^{j}\binom{a}{j}f(t-jh) \tag{5.2} $$

ifadesi ile gösterilmektedir (Chi ve Gao, 2013). Burada, h değerinin yeterince küçük olması ile kesirli türev için iyi bir yaklaşım elde edilebilmektedir.

Ayrıca $\binom{a}{j}$ binom katsayısı ve bir ilk değerdir. Bir anlamda, Grunwald-Letnikov kesirli türevi, bir tamsayı türevinin kesirli durumu için tamsayı farkı alınarak hesaplanan türevin genelleştirilmiş türüdür.

5.2.2. Caputo kesirli mertebe türev

Çökelme modelini karakterize etmeye yardımcı olmak için kullanılabilecek anlık frekansın bir uzantısı olan diğer türev yöntemi ise Caputo kesirli türev operatörüdür. Standart türev operatörünün aksine, kesirli türev operatöründe zaman arttıkça hafıza etkilerinin korunabileceği çalışmalardan görülmüştür (Carcione, 2009).

Caputo kesirli türev operatörü, mühendislik ve hesaplama alanlarında yaygın olarak kullanılmaktadır. $\forall\alpha\rangle 0$ ve $t\rangle a,\alpha,s,t\in R$ kabulü yapıldığında, Caputo kesirli türev operatörünün α. kuvveti, $z^{(n)}(\tau)$'de tanımlı $_{n}$'nin türevini gösteren,

$$ {}_{a}^{c}D_{t}^{\alpha a}z(t)=\begin{cases}\dfrac{1}{\Gamma(n-a)\int_{a}^{t}(t-\tau)^{n-\alpha-1}z^{(n)}(\tau)d\tau} & n-1\langle\alpha\langle n\in N\\ \dfrac{d^{n}}{dt^{n}}z(t) & \alpha=n\in N\end{cases} \tag{5.3} $$

gama fonksiyonu ($\Gamma(x)$) olan bir eşitlik olarak tanımlanmaktadır (Caputo, 1967). Burada, ${}_{a}^{c}D_{t}^{\alpha}$ ifadesi, D^{α} olarak kısaltılabilecek Caputo türev operatörünü belirtmektedir. Üstel kuvvet α kesirli türev operatörünün derecesini, α ve t ise integralin alt ve üst sınırlarını belirtmektedir.

Denklem (5.1) ve Denklem (5.3) birleştirilerek yazılırsa,

$$f_{\alpha}(t)=\left\{\begin{array}{c}\dfrac{1}{2\pi}\dfrac{x(t)D^{\alpha}y(t)-y(t)D^{\alpha}x(t)}{e^{2}(t)+\varepsilon^{2}e^{2}_{max}}\\ \dfrac{1}{2\pi}\dfrac{x(t)\dfrac{dy(t)}{dt}-y(t)\dfrac{dx(t)}{dt}}{e^{2}(t)+\varepsilon^{2}e^{2}_{max}}\\ e^{2}(t)=x^{2}(t)+y^{2}(t)\\ e^{2}_{max}=\max\left[e^{2}(t)\right]\end{array}\right\}\quad \begin{array}{c}0\langle\alpha\langle 1\quad 0\langle\varepsilon\langle 1\\ \alpha=n=1\end{array} \tag{5.4}$$

denklemi ortaya çıkmaktadır. Böylelikle kısmi kesirli anlık frekansın (FIF) şeklini ifade edebiliriz (Wang ve diğ., 2013). Denklemde, α kesirli anlık frekansın derecesini ve D^{α} ise Caputo türev operatörünü temsil etmektedir. $\varepsilon^{2}e^{2}_{max}$, gürültüden kaynaklı ani yükselimleri (spike) gidermek için kullanılan bir sönümleme faktörüdür (Gao ve diğ., 1999; Matheney ve Nowack, 1995).

5.3. Kuramsal Model Çalışması

Bu çalışmada anlık sismik frekans niteliği ilk olarak kuramsal kama modeline uygulanmıştır. Öncelikle yapacağımız uygulamada sismik verilere uygun olan bir kesirli kuvveti öncelikli belirlememiz gerekmektedir. Kesirli anlık frekans (FIF)' ı analiz etmek için sıfır fazlı 30 Hz. Ricker dalgacığı kullanılmıştır. Farklı 12 adet (0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 0.99, 0.999 ve 0.9999) üstel kuvvet tercih edilerek ve farklı sönümleme faktörlerine bağlı olarak (0.01, 0.1, 1 ve 10) değişen kesirli anlık frekans değerlerinin tepe frekans ve zaman tabloları elde edilmiştir (Şekil 5.1, 5.2, 5.3 ve 5.4). Şekilde bulunan tablolar incelendiğinde 0.99 ve üstü seçilen üstel kuvvetlerle elde edilen sonuçların oldukça benzediği tespit edilmiştir. Tepe frekans değerleri arttığında buna bağlı olarak tam sayı olmayan üstel kuvvetin de arttığı görülmüştür.

Sönümleme faktörü' nün tespit edilebilmesi için tez (ε) çalışmasında 0.01, 0.1, 1, 10 ve 100 değerleri kullanılmıştır. Yapılan kuramsal çalışmalar neticesinde tam sayı değerlerinin (1 ve 10) daha iyi sonuç verdiği ve Ricker dalgacığına daha çok benzediği görülmüştür.

Özellikle sönümleme faktörünün 1 ve 10 seçildiği tablolardaki tepe frekansının ise ortalama 2 ms' lik bir değişime uğradığı tespit edilmiştir. Üstel kuvveti sabit tutarak, sönümleme faktörü değiştirildiğinde ise, değerin arttıkça tepe frekans değerlerinin çok

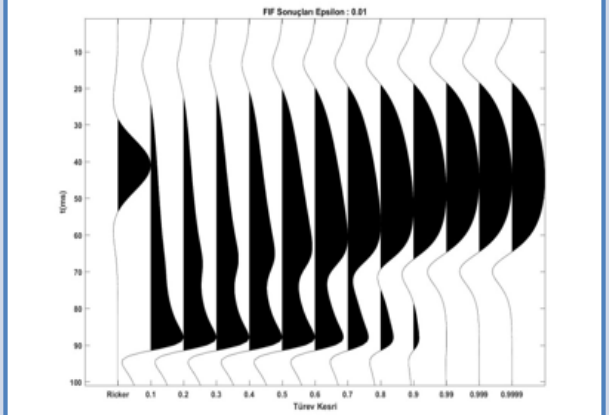
düştüğü anlaşılmıştır. Fonksiyonel analizde, birinci derece türev fonksiyonel bir sınır noktası oluşturmaktadır (Podlubny, 1999). Başka bir ifade ile SIF' in tepe frekansı (1.kuvvet) bağımsızdır ve FIF' in tepe frekansları (0.1- 0.9999) ise sürekli bir artış eğilimi göstermektedir. Anlık frekansın fiziksel anlamlarını korumak için, FIF' in hem değeri hem de konumu neredeyse SIF ile aynı olmalıdır. 0.99 üstel kuvvet ile oluşturulan FIF' in tepe frekansının SIF'ten daha küçük, 0.999 – 0.9999 üstel kuvvetlerindeki FIF' in tepe frekansları ise SIF'ten daha büyüktür. Böylelikle 0.99 değerinin 0.999 veya 0.9999 değerlerinden daha iyi sonuç verdiği görülmüştür.

Epsilon değerinin özellikle 1' den düşük seçilmesi durumunda pik frekans değerlerinin üstel kuvvete bağlı olarak değişen değerler elde edilirken dalga formunu bozmakta olduğu ve konumunu belirlemekte çok zayıf kaldığı görülmüştür. Epsilon değerinin büyük seçilmesi durumunda ise pik frekans genliği düşerken, dalga formunu koruduğu ve konumun belirlemede daha başarılı olduğu sonucuna varılmaktadır.

Şekil 5.1 ve Şekil 5.2' deki sonuçlar incelendiğinde, sönümleme faktöründe kullanılan 0.01 ve 0.1 değerlerinin dalgacığı bozduğu görülmektedir. Üstel kuvvetin arttırıldığı yerlerde ise bozulmanın azaldığı şekillerdeki değerlerden anlaşılmaktadır.

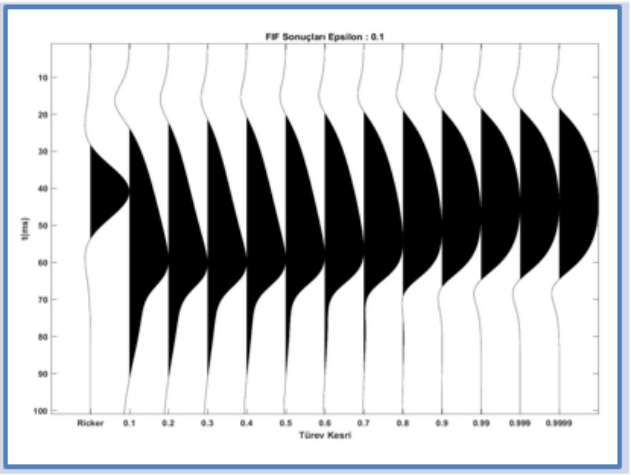
Üstel kuvvetin artırılması ile dalgacığın zaman formunda düşüş, tepe noktasında okunan frekans değerinde ise bir artış meydana gelmektedir.

FIF SONUÇLARI EPSİLON : 0.01		
ORDER	TİME (MS)	THE PEAK FREQUENCY (HZ)
0.1	88	0.2222
0.2	88	0.5533
0.3	88	1.0006
0.4	88	1.5575
0.5	88	2.1846
0.6	61	3.2057
0.7	57	5.0681
0.8	53	8.0775
0.9	48	13.0344
0.99	45	20.1623
0.999	45	21.0618
0.9999	45	21.1537



Şekil 5.1. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı FIF ve ε=0,01 değeri için hesaplanan pik frekans ve zaman sonuçları

FIF SONUÇLARI EPSİLON : 0.1		
ORDER	TİME(MS)	THE PEAK FREQUENCY(HZ)
0.1	59	0.0682
0.2	60	0.2203
0.3	60	0.4953
0.4	59	0.9608
0.5	58	1.7203
0.6	57	2.9271
0.7	54	4.8381
0.8	51	7.8935
0.9	48	12.8522
0.99	45	19.9404
0.999	45	20.8301
0.9999	45	20.9209

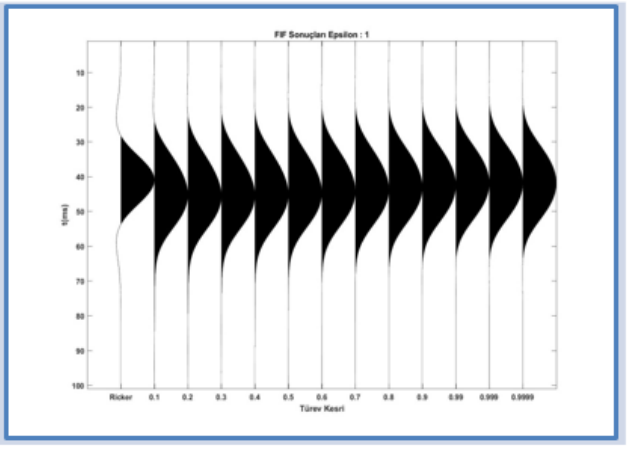


Şekil 5.2. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı FIF ve ε=0,1 değeri için hesaplanan pik frekans ve zaman sonuçları

Benzer şekilde Şekil 5.3 ve Şekil 5.4' deki sonuçlar incelendiğinde ise sönümleme faktöründe kullanılan 1 ve 10 değerlerinin dalgacığa bozucu bir girişimde bulunmadığı görülmektedir. Üstel kuvvetin arttırıldığı yerlerde ise bozulmanın daha da azaldığı şekillerdeki değerlerden anlaşılmaktadır.

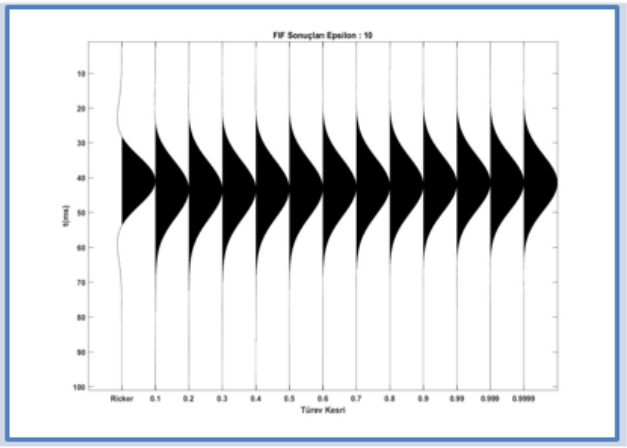
Üstel kuvvetin artırılması ile dalgacığın zaman formunda düşüş, tepe noktasında okunan frekans değerinde ise bir artış meydana gelmektedir.

FIF SONUÇLARI EPSİLON : 1		
ORDER	TİME(MS)	THE PEAK FREQUENCY(HZ)
0.1	45	0.0234
0.2	46	0.0692
0.3	45	0.1595
0.4	45	0.3291
0.5	45	0.6354
0.6	44	1.1743
0.7	44	2.1008
0.8	43	3.6636
0.9	43	6.2433
0.99	42	9.9382
0.999	42	10.4009
0.9999	42	10.4482



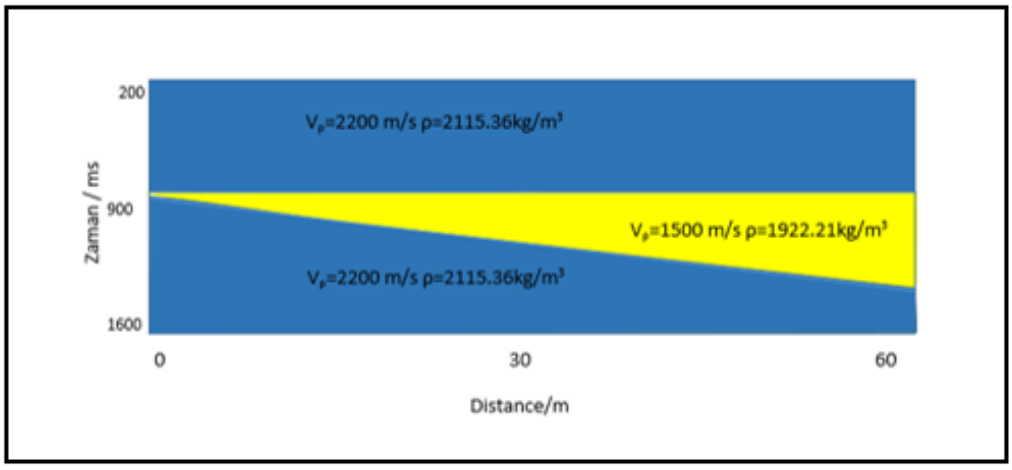
Şekil 5.3. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı FIF ve ε=1 değeri için hesaplanan pik frekans ve zaman sonuçları

FIF SONUÇLARI EPSİLON : 10		
ORDER	TİME(MS)	THE PEAK FREQUENCY(HZ)
0.1	43	0.0004
0.2	44	0.0013
0.3	44	0.0030
0.4	43	0.0063
0.5	43	0.0122
0.6	43	0.0228
0.7	43	0.0409
0.8	42	0.0719
0.9	42	0.1232
0.99	42	0.1961
0.999	42	0.2052
0.9999	42	0.2062



Şekil 5.4. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı FIF ve ε=10 değeri için hesaplanan pik frekans ve zaman sonuçları

Düşük akustik empedansa sahip ince bir tabaka ve bu formasyonun üstünde ve altında, eşit empedansa sahip fakat zıt yansıma katsayıları içeren bir kama modellemesi yapılmıştır. Derinlik değerlerinin modellemesi yapılırken kullanılacak gerçek sismik yansıma verileri dikkate alınmıştır. Tez kapsamında üstte ve altta bulunan tabakaların hız ve yoğunluğu aynı, ortadaki tabakanın ise farklı olacak şekilde modellenmiştir Kuramsal olarak yapılacak çalışmada kullanılacak jeolojik model Şekil 5.5' de gösterilmiştir.

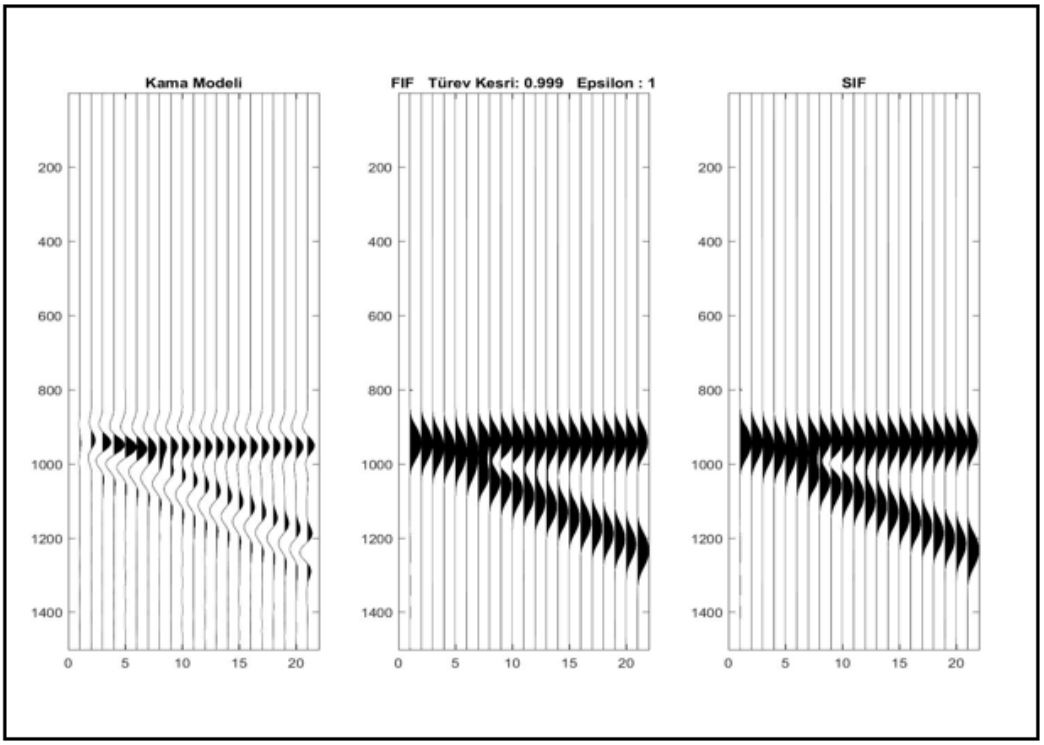


Şekil 5.5. Jeolojik Model

Anlık frekansın anormal yükselimlerinin bir kama veya kama ucunun temel yansımalarında ve birleşme noktalarının üst noktasında görülmektedir. Bu da Tuning kalınlığı etrafındaki bazı yatak kalınlıklarından dolayı değiştiği anlamını taşımaktadır

(Zeng, 2010). Hem SIF hem de 0.99 dereceden anlık frekans kesitleri (FIF) incelendiği zaman, üst ve taban yansımalarının birleşmeye başladığı yerde ince bir tabakalı formasyonun ortasındaki anomalilerin varlığından bahsedilebilmektedir.

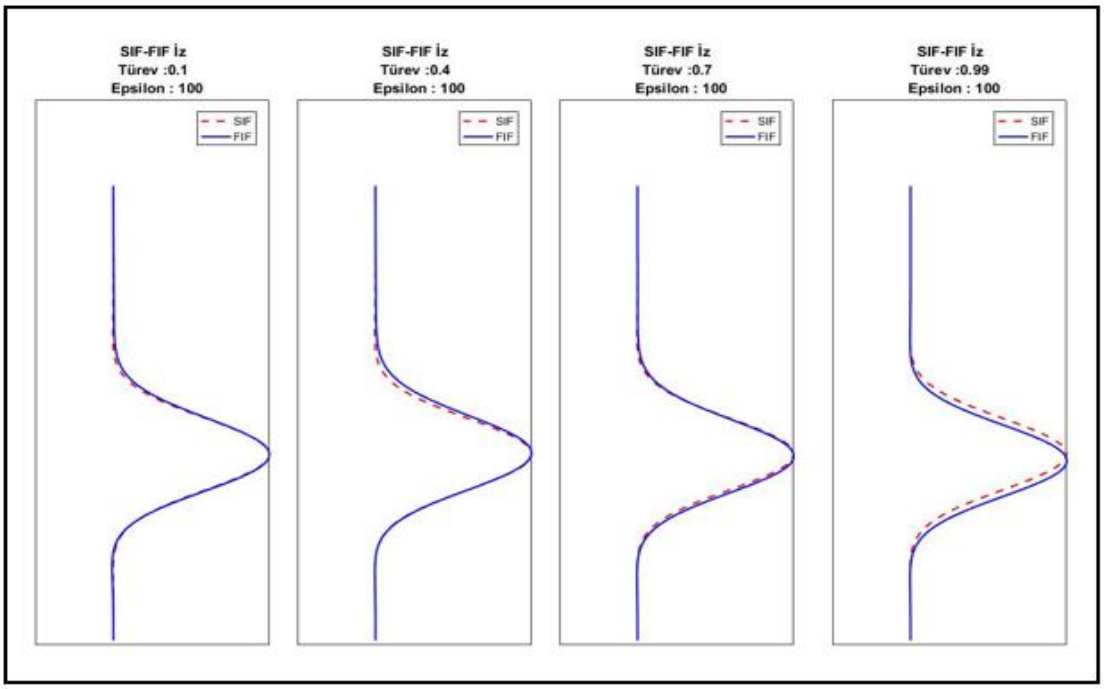
Yapılan kuramsal çalışmalar sonucunda, kesirli anlık frekansın kısmi türevlerinden 0.99 ve üzeri değerlerinin daha iyi sonuç verdiği anlaşılmıştır. Türevin 0.99. kuvvetindeki anlık frekans, standart anlık frekansın kestirimini tutturmakta ve negatif frekansları artırmakta olduğu anlaşılmıştır. Ayrıca sönümleme faktörünün de önemli bir değişken olduğu yapılan çalışmalarla ispatlanmıştır (Şekil 5.6).



Şekil 5.6. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,999 ve ε=1 değeri için hesaplanan FIF ve SIF bölümleri

Kama modeli incelendiğinde üst ve taban yansımalarının birleşim noktasındaki izler incelendiğinde hem SIF hem de FIF kesitleri ile uyum sağladığı görülmektedir. Birleşim noktasının ortasındaki ince tabakalı anomalilerin yapısı ile SIF ve FIF izlerinin uyumu tespit edilmiştir. Kama modeli üzerinden seçilen 9 numaralı sismik ize farklı alpha ve epsilon değerlerinin uygulanması ile SIF ve FIF karşılaştırılmıştır (Şekil 5.7).

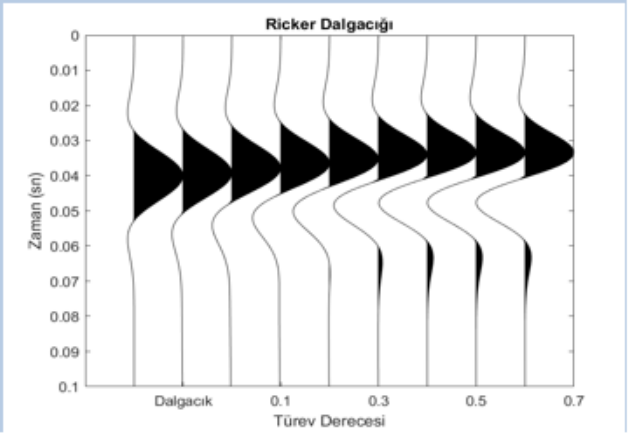
Yapılan kuramsal karşılaştırma çalışmasında epsilon değerleri sabit tutulmuştur. Bu durumda üstel kuvvet artırılarak FIF ve SIF uyumunun hangi değerlerde olduğu araştırılmıştır. 0.99 ve üstü seçilen üstel kuvvetlerle iz çakışmasının oldukça benzediği tespit edilmiştir.



Şekil 5.7. Kama modelinden seçilen 9.izin farklı α değerleri ve ε=100 sabiti altında FIF ile SIF' in karşılaştırılması

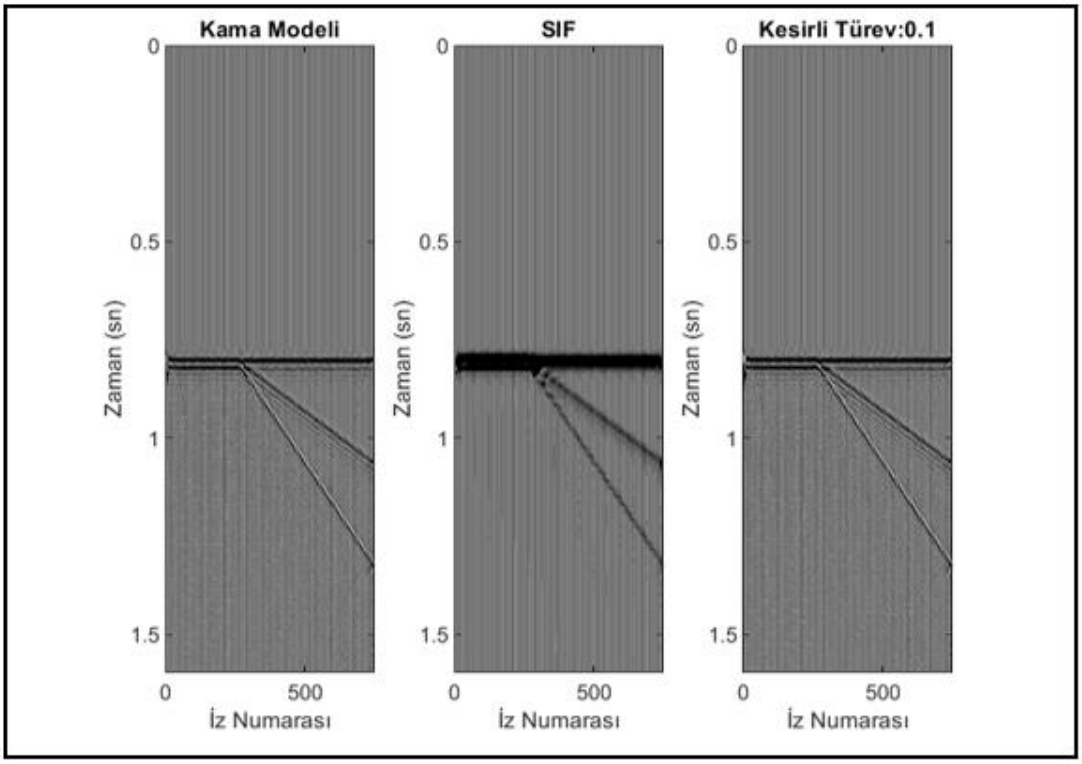
Grunwald-Letnikov kesirli türev yöntemi kullanılarak oluşturulan Şekil 5.8' deki tablo incelendiğinde düşük üstel kuvvetlerle elde edilen sonuçların Ricker Dalgacığına oldukça benzediği tespit edilmiştir. Tepe frekans değerleri arttığında buna bağlı olarak tam sayı olmayan üstel kuvvetin de arttığı görülmüştür.

Türev Derecesi	Time(ms)	The Peak Frequency(Hz)
0	41	1
0.1	40	1.5811
0.3	39	3.9869
0.5	37	10.126
0.7	36	26.026
0.9	35	67.201
0.99	34	102.81
0.999	34	107.4
1	34	107.93

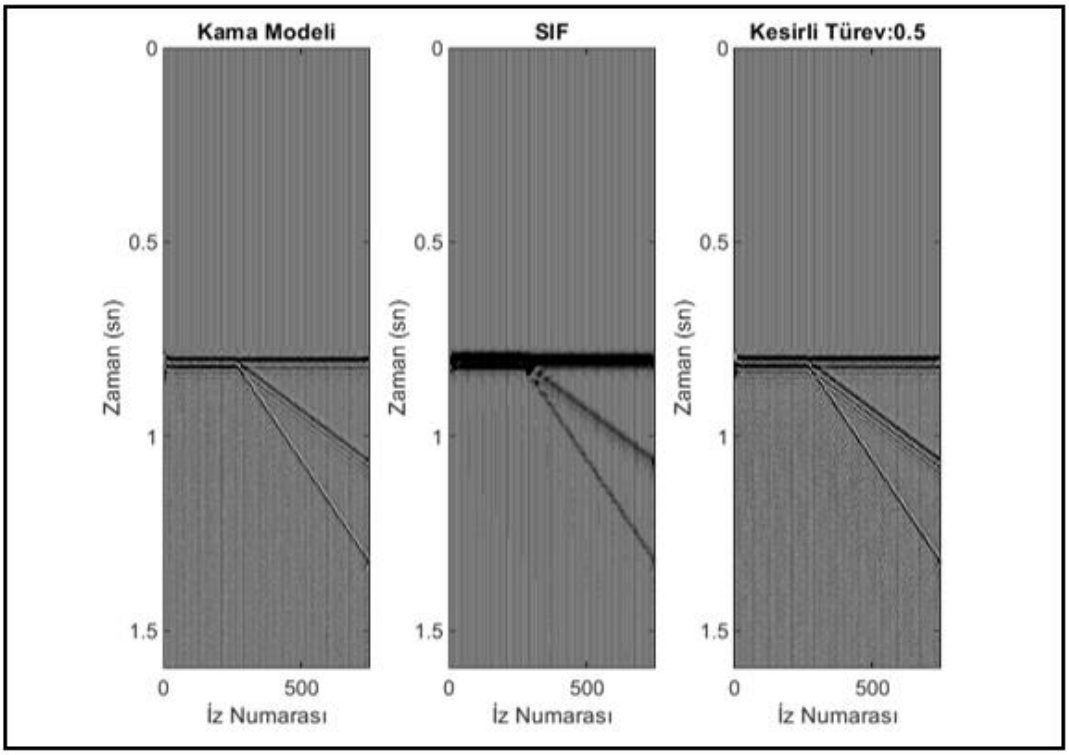


Şekil 5.8. 30 Hz Ricker dalgacığının farklı α değerleri için kesirli türev yöntemi ile hesaplanan frekans ve zaman sonuçları

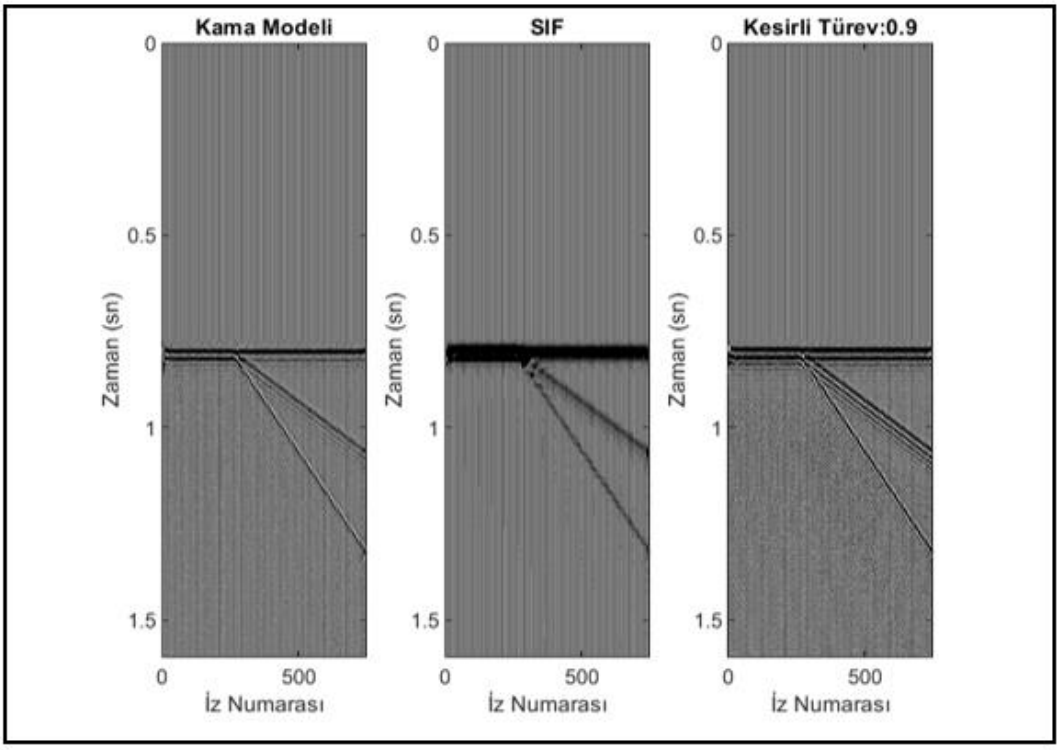
Sismik anlık frekans niteliğinin sismik kesitler üzerindeki ve aynı zamanda yorumcuya sağlayacağı faydaları gösterebilmek için kama modeli yardımıyla 30 Hz' den oluşan ve sıfır fazlı Ricker dalgacığının frekans bilgileri kullanılmıştır. Oluşturulan SIF ve kesirli mertebeden türev kuramsal çalışmaları kama modeli üzerinde gösterilmeye çalışılmıştır. Burada Grunwald-Letnikov kesirli türev yöntemi kullanılarak model ve arazi verileri üzerinde uygulanmıştır. Böylelikle farklı alpha değerleri seçilerek hem standart anlık frekans (SIF) hem de oluşturulan kama modeli ile uyumu ortaya konulmuştur (Şekil 5.9 – 5.13).



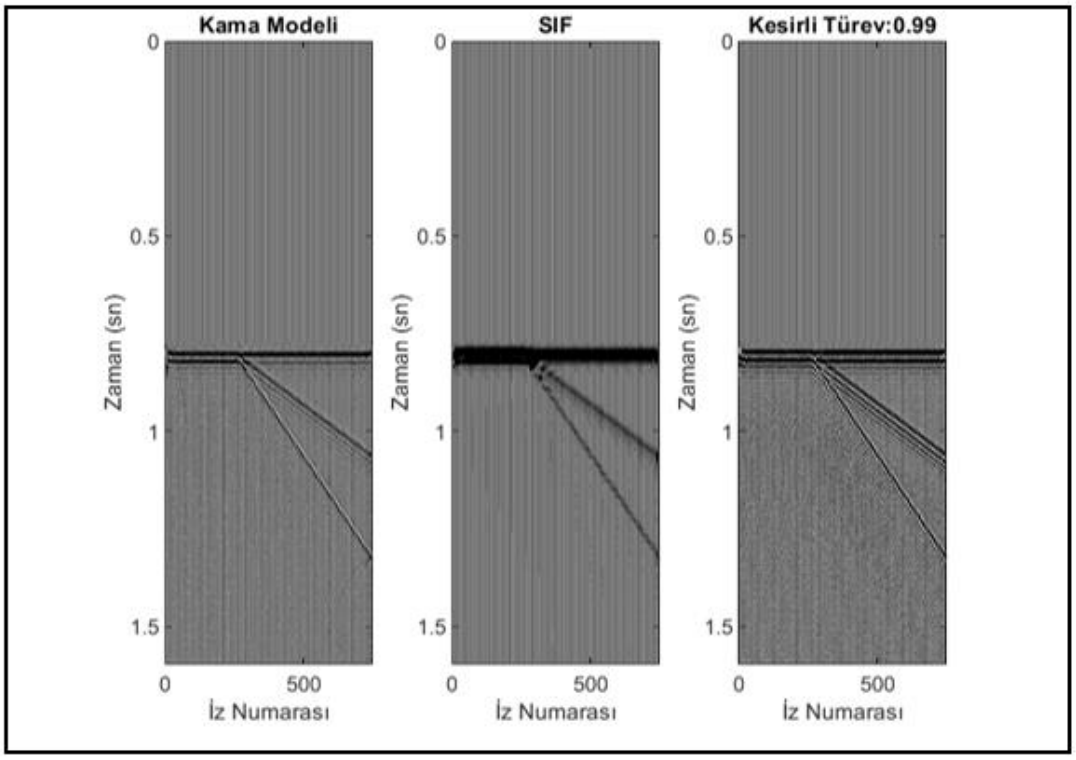
Şekil 5.9. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,1 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri



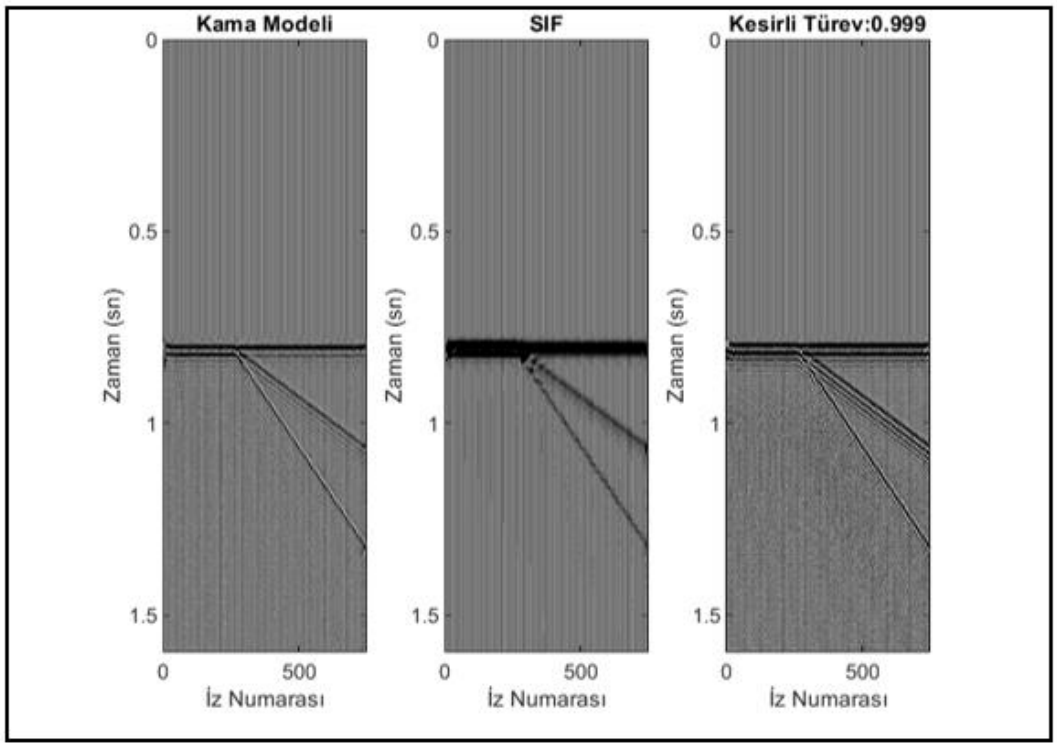
Şekil 5.10. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,5 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri



Şekil 5.11. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,9 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri

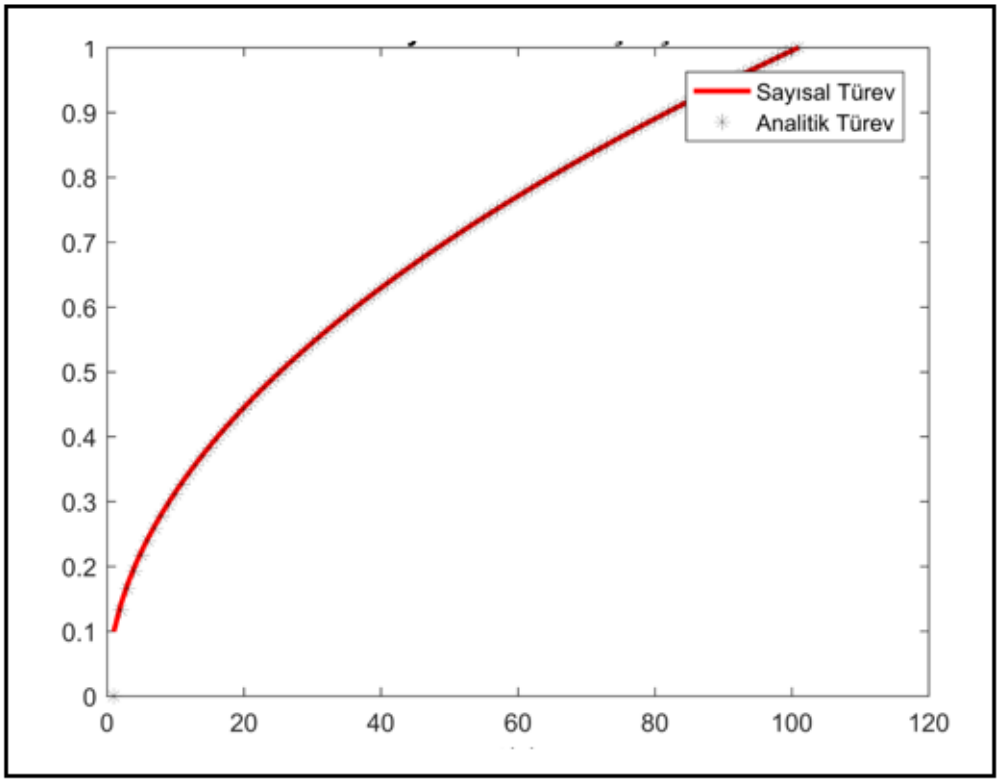


Şekil 5.12. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,99 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri



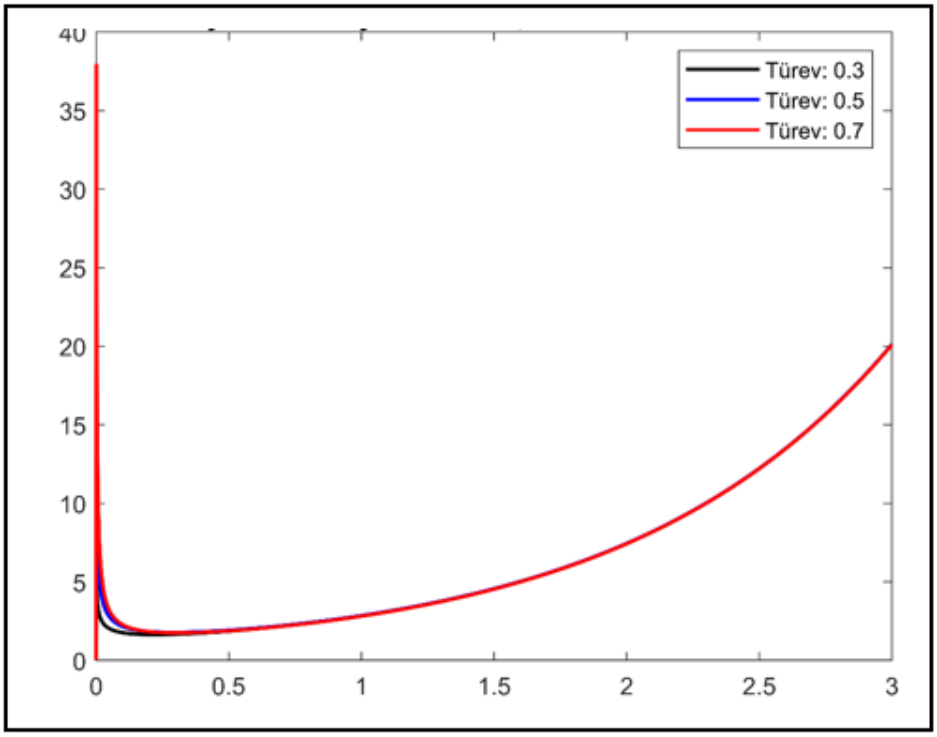
Şekil 5.13. 30 Hz Ricker dalgacığının α=0,999 değeri için hesaplanan SIF ve Kesirli Türev bölümleri

Grunwald-Letnikov kesirli türev yöntemi kullanılarak türev mertebesine bağlı değişimler incelendiğinde; f(x)=x fonksiyonunun sayısal türevinin, analitik türev yöntemi ile yarı türevinin yani 1/2. kuvveti alınarak 1'den 101 kadar 1 örnekleme aralıkları ile çizimi yapıldığında uyumun net bir şekilde olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 5.14). Bu da bize seçtiğimiz ve sentetik modele uygulamış olduğumuz kesirli türev metodunun çalıştığını göstermektedir. Kuramsal çalışmalar neticesinde seçilen Grunwald-Letnikov kesirli türev yöntemi, gerçek veri işlemden geçmiş olan 2B sismik yansıma verilerine uygulanmıştır.

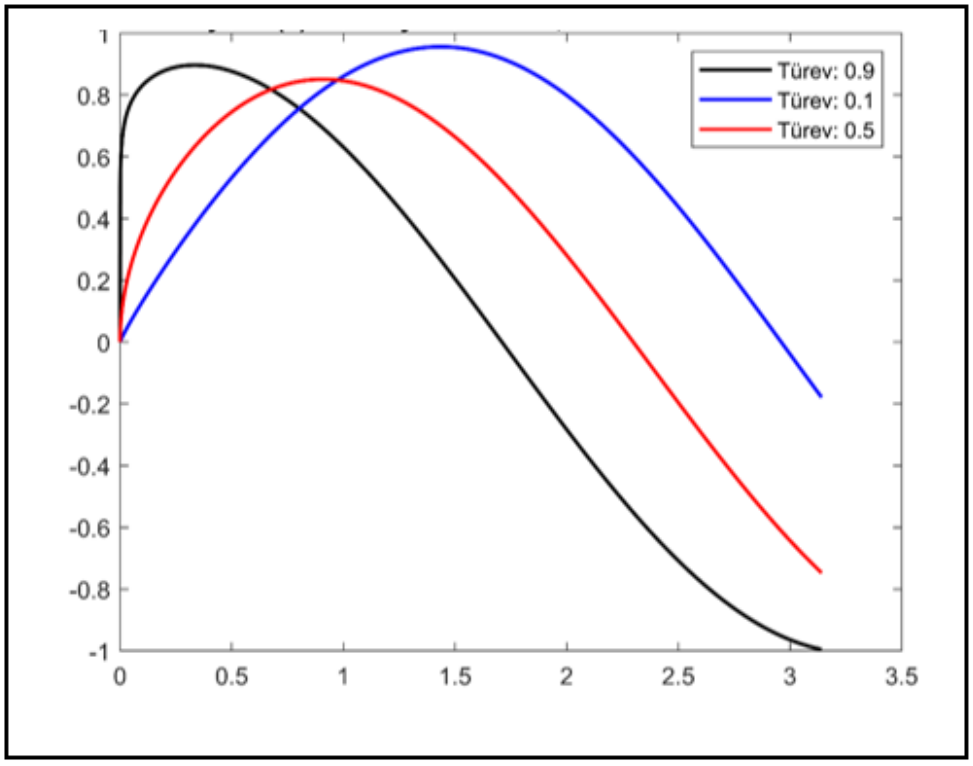


Şekil 5.14. Sayısal türev ile Kesirli türev' in aynı α (1/2 katsayısı) değerinin f(x)=x fonksiyonu üzerinde karşılaştırılması

Taylor serisinin kesirli türevlerini hesaplayarak aşağıda verilmiş olan her 2 fonksiyonun kesirli türevleri hesaplanabilmiştir. Böylelikle kesirli türev' in farklı α (türev katsayısı) değerlerinin bazı fonksiyonlar üzerinde karşılaştırılarak dalga formlarının durumları ve uyumları gözlemlenmiştir (Şekil 5.15 – 5.16). Yüksek mertebeden kesirli türev kullanımı ile sayısal türeve oldukça yakın sonuçlar elde edilmektedir.



Şekil 5.15. Kesirli türev' in farklı α (türev katsayısı) değerlerinin e^x fonksiyonu üzerinde karşılaştırılması



Şekil 5.16. Kesirli türev' in farklı α (türev katsayısı) değerlerinin sin(x) fonksiyonu üzerinde karşılaştırılması

6. SİSMİK YANSIMA KESİTLERİ ÜZERİNDE ARAZİ ÇALIŞMASI

Bu çalışmada R/V MTA Sismik – 1 tarafından 1996 yılında Gökova Körfezi' nde toplanan 12 sismik hattan Gok05 ve Gok06 isimli 2 tanesi ele alınmıştır (Şekil 6.1). Kaynak olarak Gok05 hattında 9 adet 1170 inç^3, Gok06 hattında ise 8 adet 1080 inç^3 hacimli GI (Generator–Injector) tipi hava tabancaları (gun) kullanılmıştır. Injector haznesinden çıkan hava ile patlama sırasında oluşacak kabarcık etkisi (buble oscilation) bastırılarak hayalet yansımaların elemine edilmesi amaçlanmıştır. Arazi çalışmasında 1187,5 m uzunluğunda alıcı kablo (streamer) kullanılmıştır. Streamer derinliği 10 m, gun derinliği ise 7 m olacak şekilde geometri düzenlenmiştir.

Saha parametreleri ise; atış aralığı 50 m, alıcı aralığı 12,5 m, sismik ofset 237,5 m ve sismik dalgacığın etkin frekansı ise 90 – 140 Hz olacak şekilde seçilmiştir.

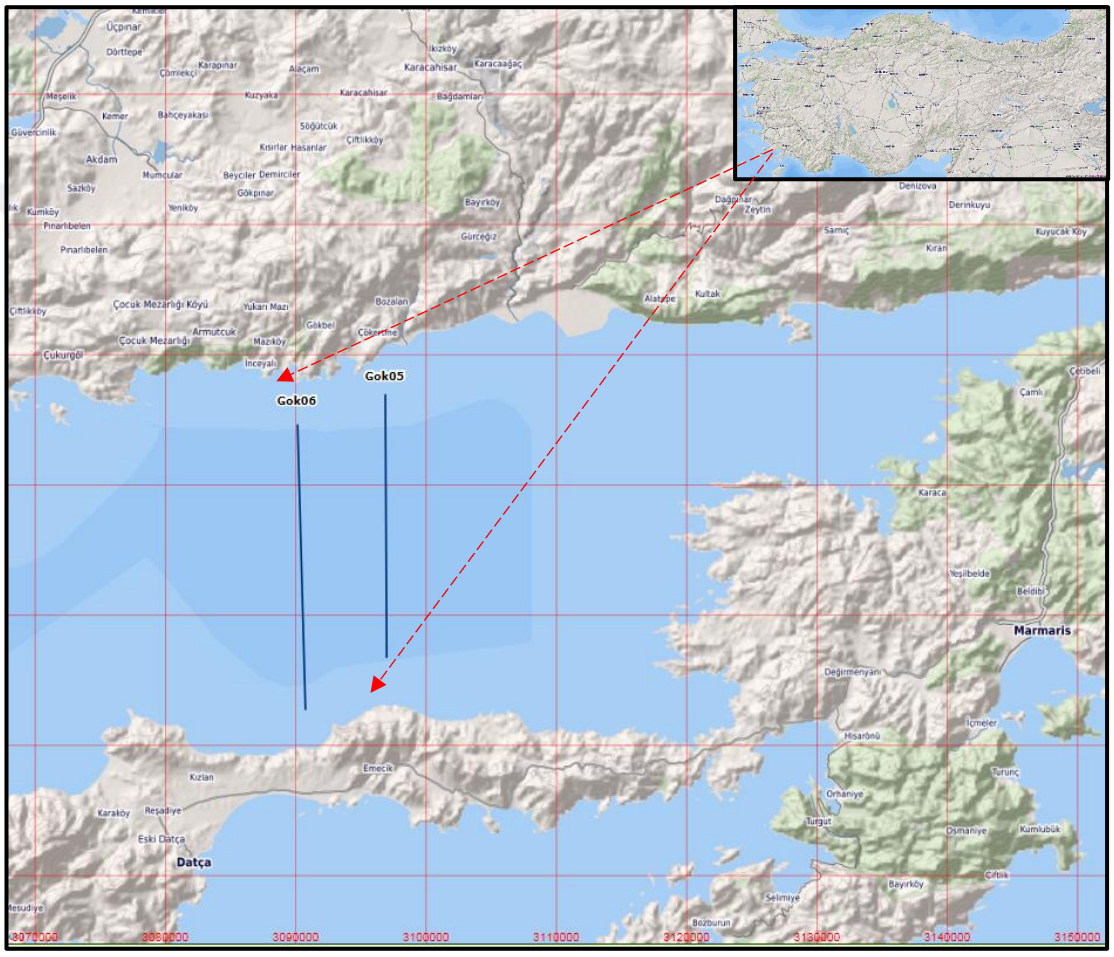


Şekil 6.1. R/V MTA Sismik – 1

Veriler 96 kanal kullanılarak, 8 Hz alçak - 218 Hz yüksek geçişli süzgeçten oluşan 5 s kayıt uzunlukta ve 2 ms örnekleme aralığına sahip veriler toplanmıştır. Toplanan hatlarda Gok05 180^0, Gok06 ise 0^0' lik bir doğrultuya sahiptir. Katlama sayısı her 2 hat içinde en çok 12 olarak hesaplanmıştır. Toplanan sismik veriler 3480 manyetik teyplere SEG–D formatında kaydedilmiştir.

Ortalama gemi hızı 4,5 knot (8,3 km/sa) olacak şekilde veriler toplanmıştır. Gemi konumlandırma sistemi olarak DGPS (Differential Global Positioning System) tercih edilmiştir. Konum bilgilerinin (streamer konumu, gemi hızı ve konum bilgisi vb.) karada bulunan GPS baz istasyonu aracılığı ile gerçek zamanlı olarak yaklaşık 300 km çapındaki düzeltmelerle hata payları max. 2 m olacak şekilde düzeltilmiştir.

Gökova Körfezi'ne ait sismik hatların yer bulduru haritası Şekil 6.2' de gösterilmiştir.



Şekil 6.2. R/V MTA Sismik – 1 araştırma gemisi toplanan Gök05 ve Gök06 hatlarının yer bulduru haritası

Başlangıç ve bitiş koordinatlarını içeren koordinatlar Tablo 6.1'de verilmiştir.

Tablo 6.1. Gök05 ve Gök06 hatlarının başlangıç ve bitiş koordinatları

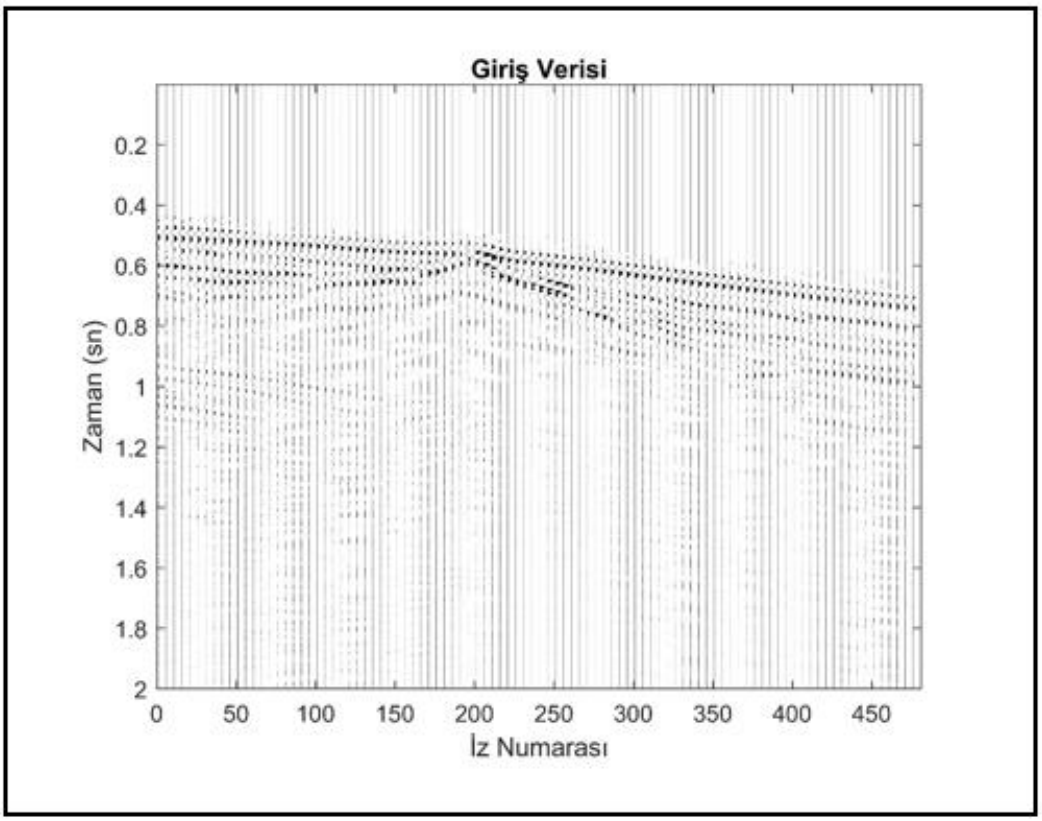
Hat İsmi	Hat Başı Koordinatları		Hat Sonu Koordinatları		Hat Boyu (m)
	Kuzey	Doğu	Kuzey	Doğu	
Gök05	4093449.10	572942.78	4077394.51	573165.26	16056
Gök06	4074163.34	568196.27	4091552.84	567577.79	17400

Etkin frekansının deniz tabanında 60 Hz, 1.6 s civarında ise 35 Hz olan sismik dalgacığın tabaka hızı, yapılan hız analizleri sonucunda deniz tabanı mertebesinde 1500 m/s, 1.6 s mertebesinde ise 2500 m/s olarak bulunmuştur. Bu durumda baskın dalga boyları 25 m ve 71 m olarak hesaplanmaktadır. Bu durumda ayırt edilebilecek en ince kalınlık değerleri ise sırasıyla 6.25 m ve 18 m' dir. Bu kalınlıktan daha ince tabakalar ayırt edilememektedir. Bu durumda Gök05 hattının düşey ayrımlılığı deniz tabanı civarında 6.25 m ve 1.6 s' lerde ise 18 m arasında değişmektedir.

Yanal ayrımlılık hesabı yapılırken ise yeraltında yatay olarak konumlanmış iki ayrı noktanın, birbirlerinden ayırt edilebilme ölçümü olarak ifade edilmektedir. Sismik stack kesitinde deniz tabanının sismik hızı 1500 m/s, t_0 değeri 0.9 s ve baskın frekansın 60 Hz seçilirse yanal ayrımlılık 184 m olarak hesaplanmaktadır. Sismik hız 2500 m/s, t_0 değeri 1.6 s ve baskın frekansın 35 Hz seçilirse ise yanal ayrımlılık 321 m bulunmaktadır. Bu durumda Gök05 hattının yanal ayrımlılığı deniz tabanı civarında 184m, 1.6 s' lerde ise 321 m olarak değişmektedir.

Veri toplama sırasında dinleme süresinin 5 s seçilmesine karşın gerek tekrarlı yansımlar gerekse bir yapının olmamasından dolayı kesitlerin düşey ekseni 2 s olarak ayarlanmıştır. Gök05 hattının güney kesimlerindeki 2125 ile 2581 nolu CDP'ler arasında yer alan ve horst-graben yapısına karşılık gelen stack kesiti Şekil 6.3'de gösterilmiştir. Kuramsal olarak hesaplanan farklı alpha değerleri veriye uygulanmıştır.

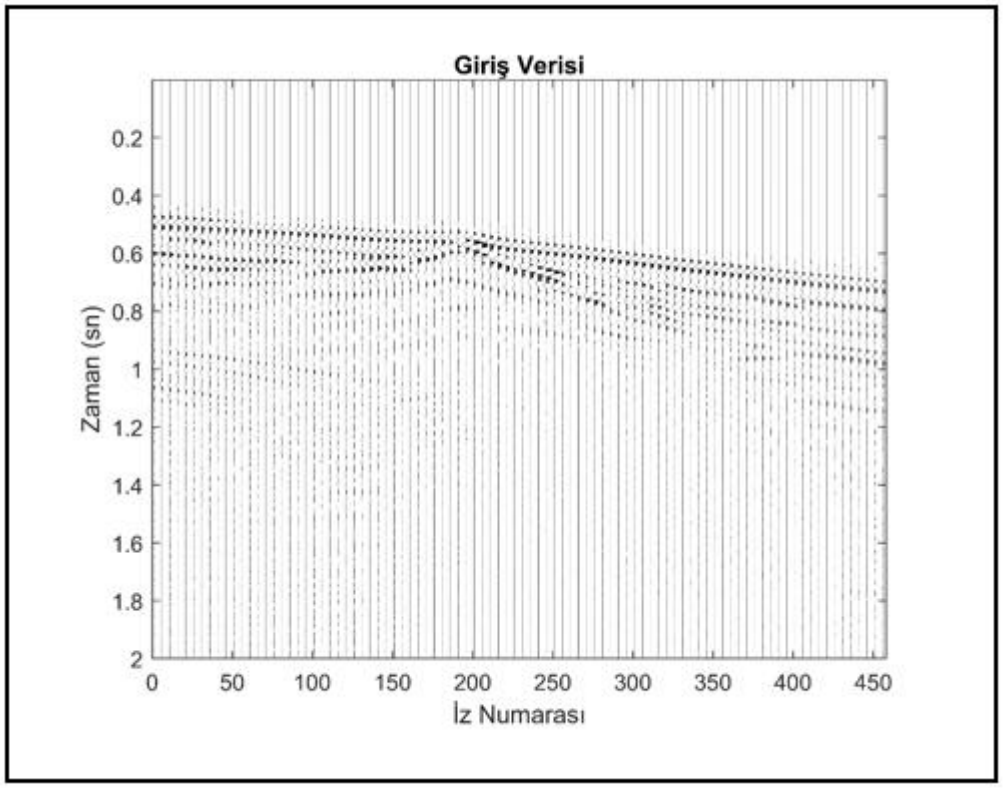
Gerçek verilere geliştirilen MATLAB kodu uygulanmıştır. Anlık frekans niteliği hesaplanırken, kesirsel mertebe türevinin hem değeri hem de konumunun SIF ile aynı olmasına ve kuramsal olarak oluşturulan jeolojik modele olan benzerliği dikkate alınmıştır. Kuramsal olarak yapılan sonuçlardan büyük seçilen üstel kuvvet değerlerinin daha iyi sonuç verdiği gözlemlenmiştir. Gerçek veriler üzerinde de üstel kuvvetin ve sönümleme faktörünün düşük seçildiği kesitlerde dalga form yapısındaki bozulmalarının arttığı, genliklerde düşmelerin olduğu ve üst - taban yansımalarının birleşmeye başladığı yerde ince tabakalı formasyon sınırının takip edilemediği gözlemlenmiştir (Şekil 6.5 – 6.9).



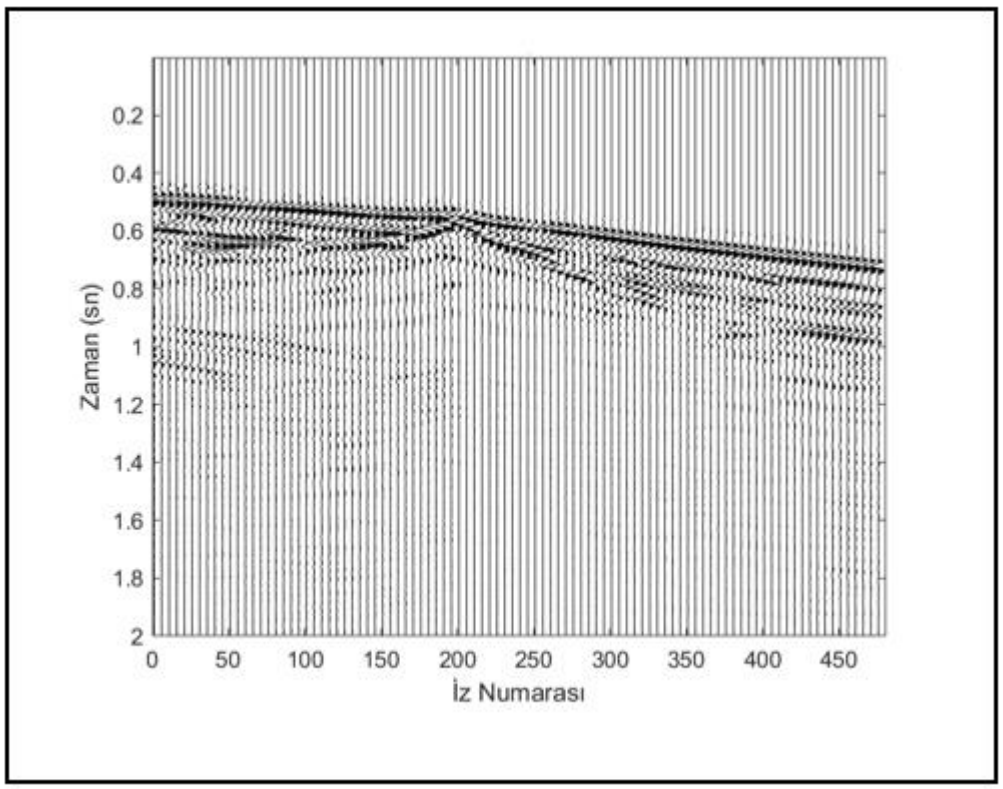
Şekil 6.3. Gök05 hattının yığma (stack) kesiti

Gök05 hattına ait sismik stack kesiti jeolojik kesite benzetmek amacıyla veri-işlem adımlarının son aşaması olan migrasyon uygulanmıştır. Kirchoff zaman migrasyonu ile yığma kesitinden kaynaklanan saçılmalar yok edilmiştir. Yatay tabakalar migrasyon işleminden etkilenmemiştir. Çünkü göç işlemi ile eğimli yansımalar gerçek yerlerine taşınmıştır. Migrasyon işleminden sonra tabakalar gerçek yerlerine yerleşmişlerdir. Gök05 kesitine ait migrasyon kesiti Şekil 6.4' de verilmiştir.

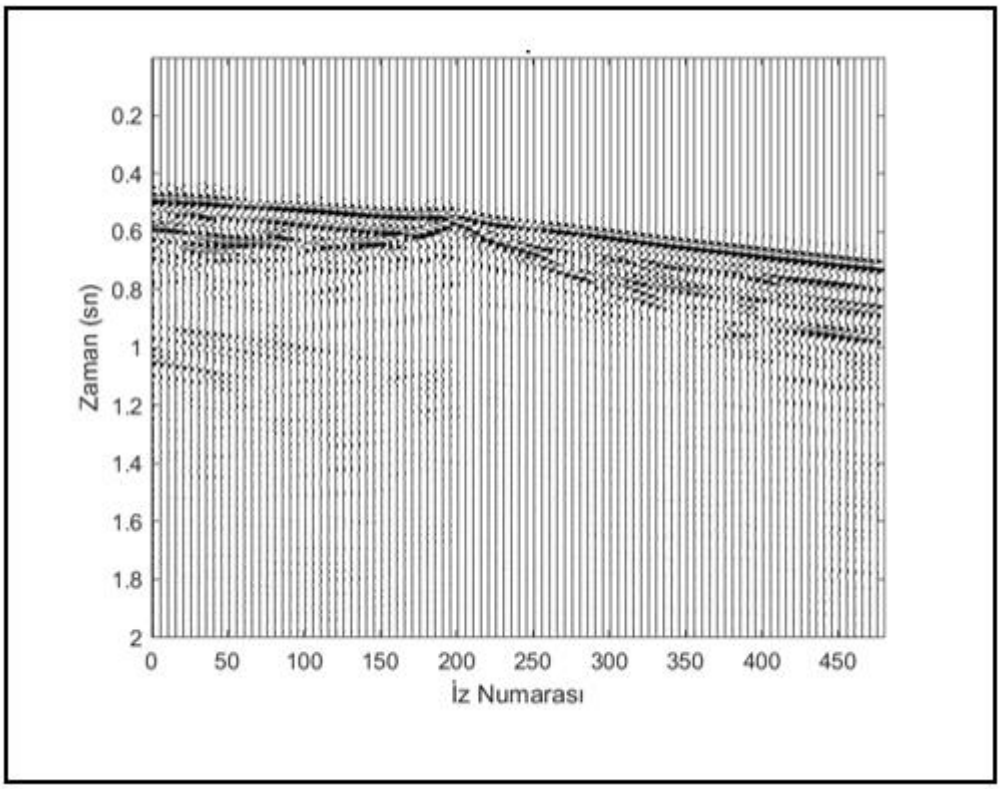
Migrasyon kesitlerinde de yapılan çalışmalar sonucunda benzer sonuçların olduğu şekilden görülmüştür. Üstel kuvvetin yüksek seçildiği kesitlerde dalga form yapılarının düzeldiği ve Ricker dalgacığına benzediği, genliklerde yükselimlerin olduğu anlaşılmıştır. Sismik ayrımlılıkta tabaka sınırlarının takibi için dalgacığın üst ve taban yansımalarının düzgün bir hale geldiği ve yansımaların birleşmeye başladığı yerlerdeki bulunan ince tabakalı formasyon sınırının ise takip edilebildiği gözlemlenmiştir (Şekil 6.10 – 6.14).



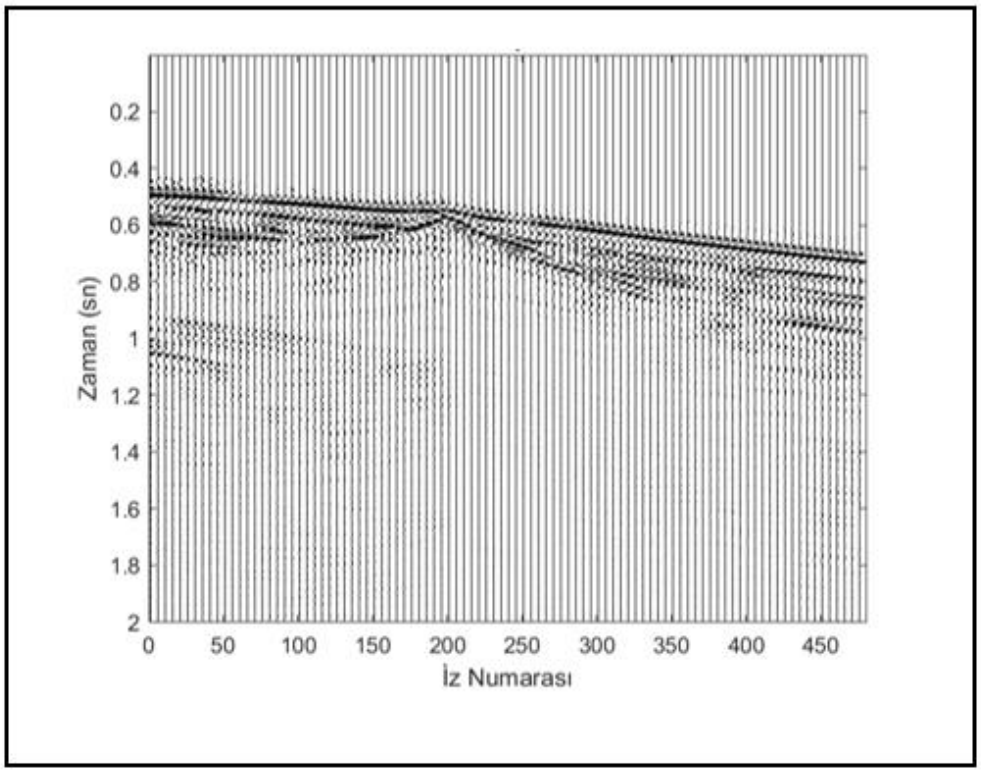
Şekil 6.4. Gök05 hattının göç (migrasyon) kesiti



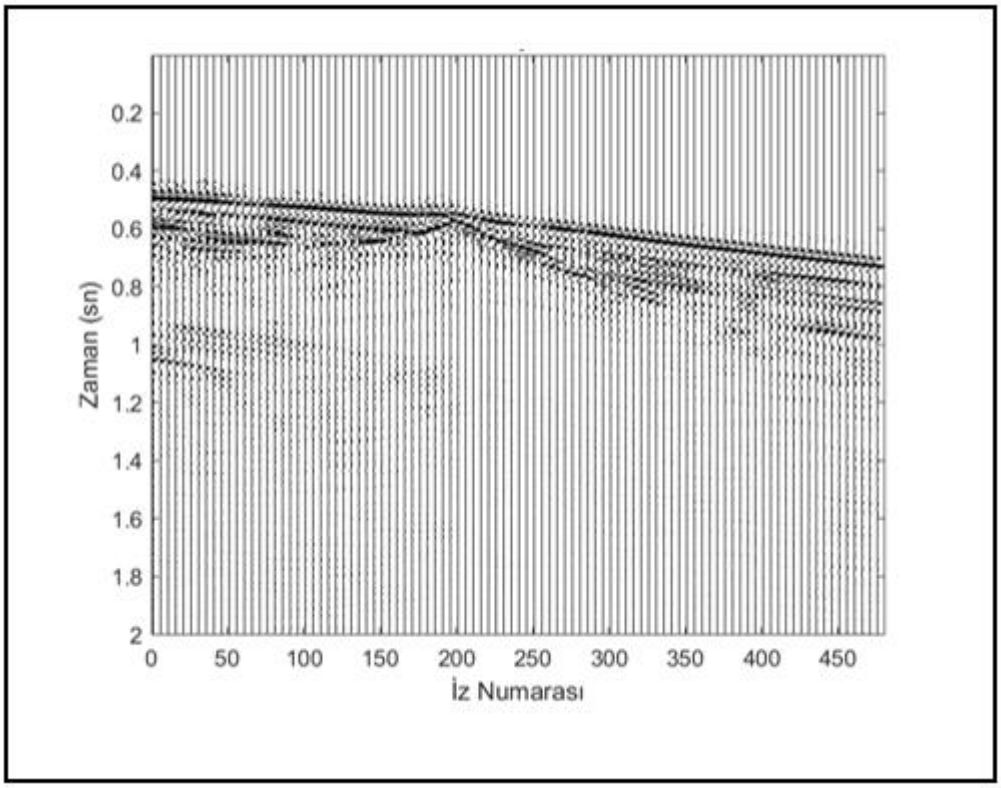
Şekil 6.5. Gök05 stack kesitinin α=0,1 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



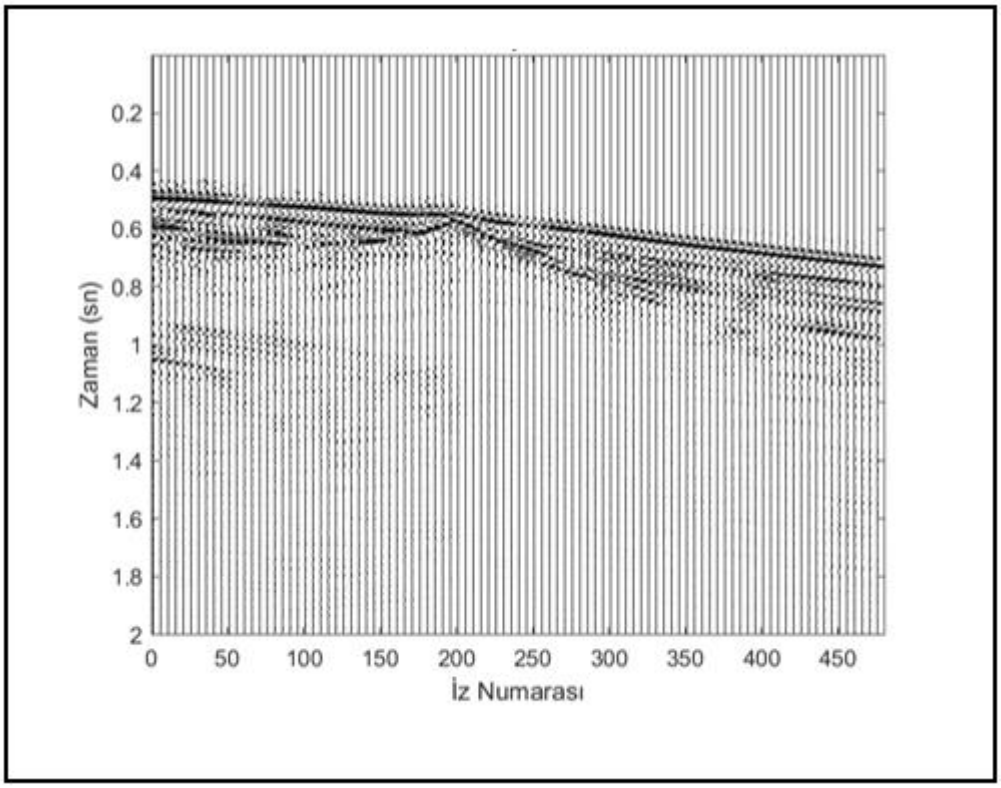
Şekil 6.6. Gök05 stack kesitinin α=0,5 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



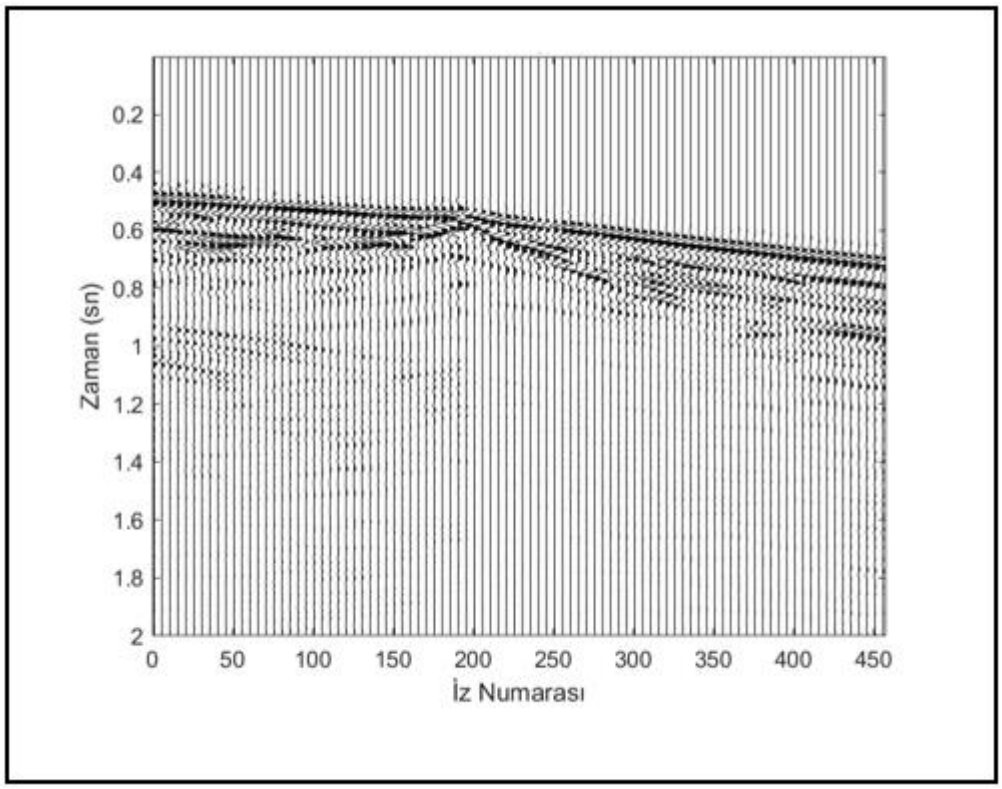
Şekil 6.7. Gök05 stack kesitinin α=0,9 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



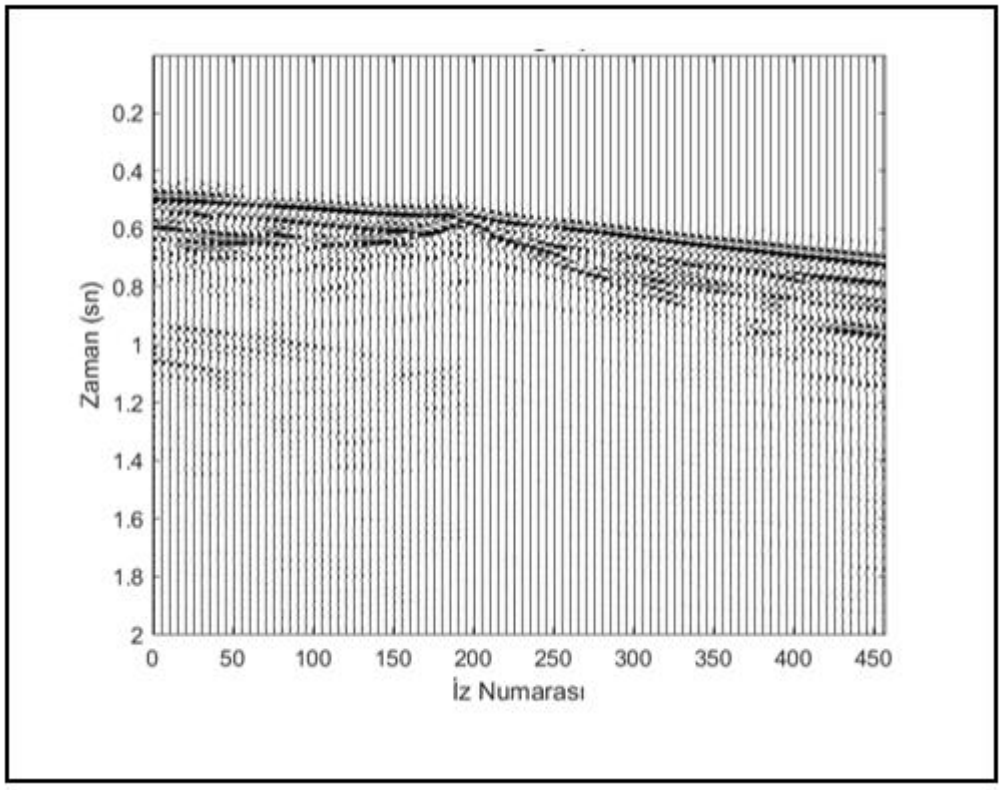
Şekil 6.8. Gök05 stack kesitinin α=0,99 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



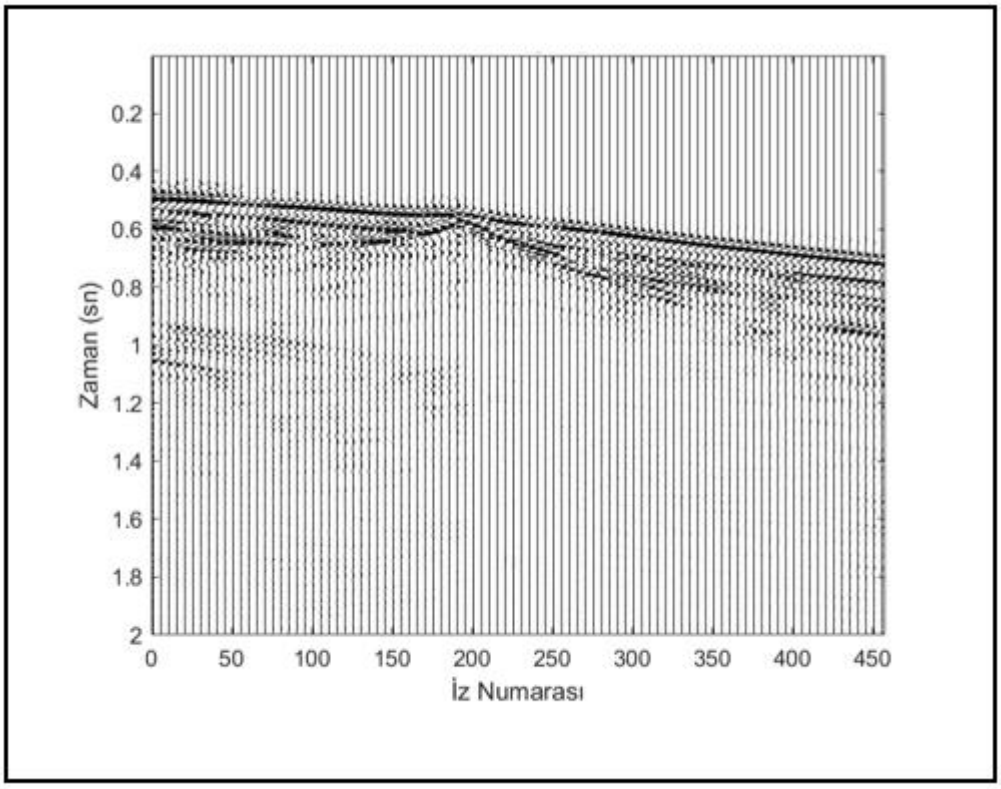
Şekil 6.9. Gök05 stack kesitinin α=0,999 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



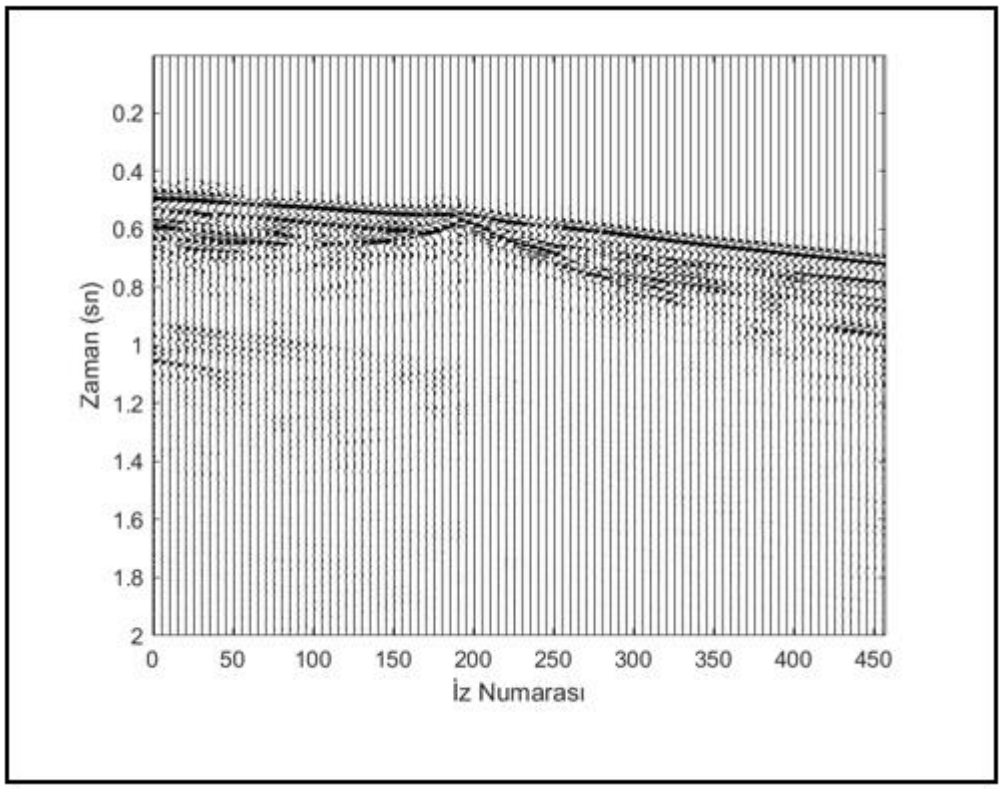
Şekil 6.10. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,1 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



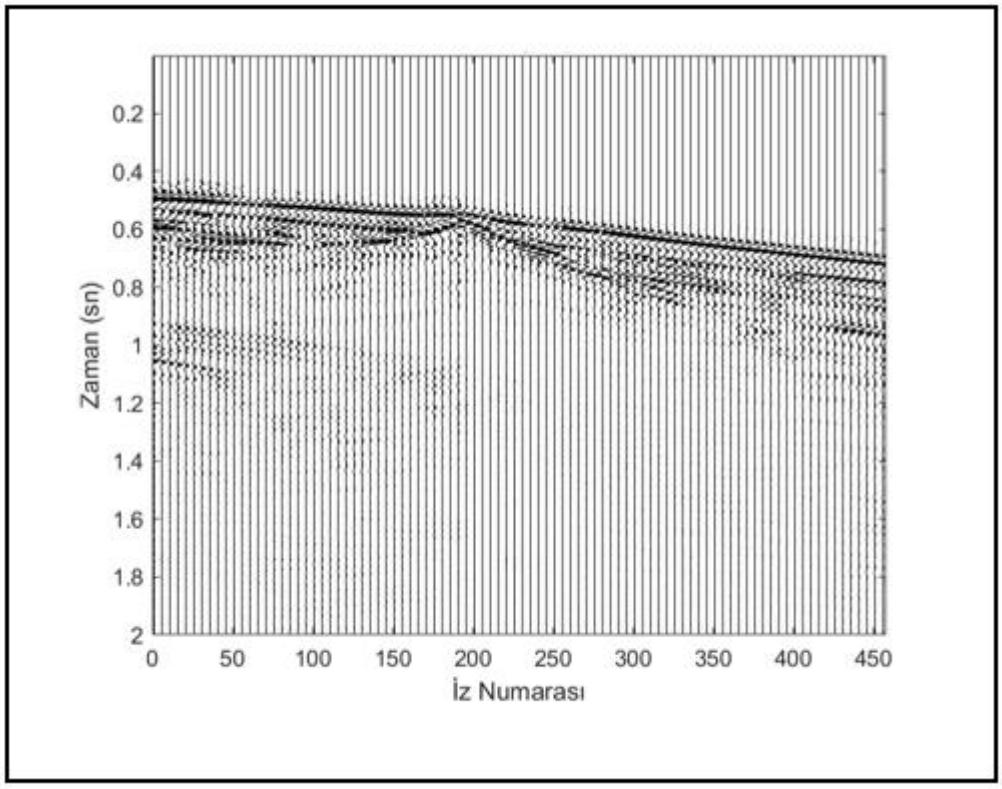
Şekil 6.11. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,5 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



Şekil 6.12. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,9 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



Şekil 6.13. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,99 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



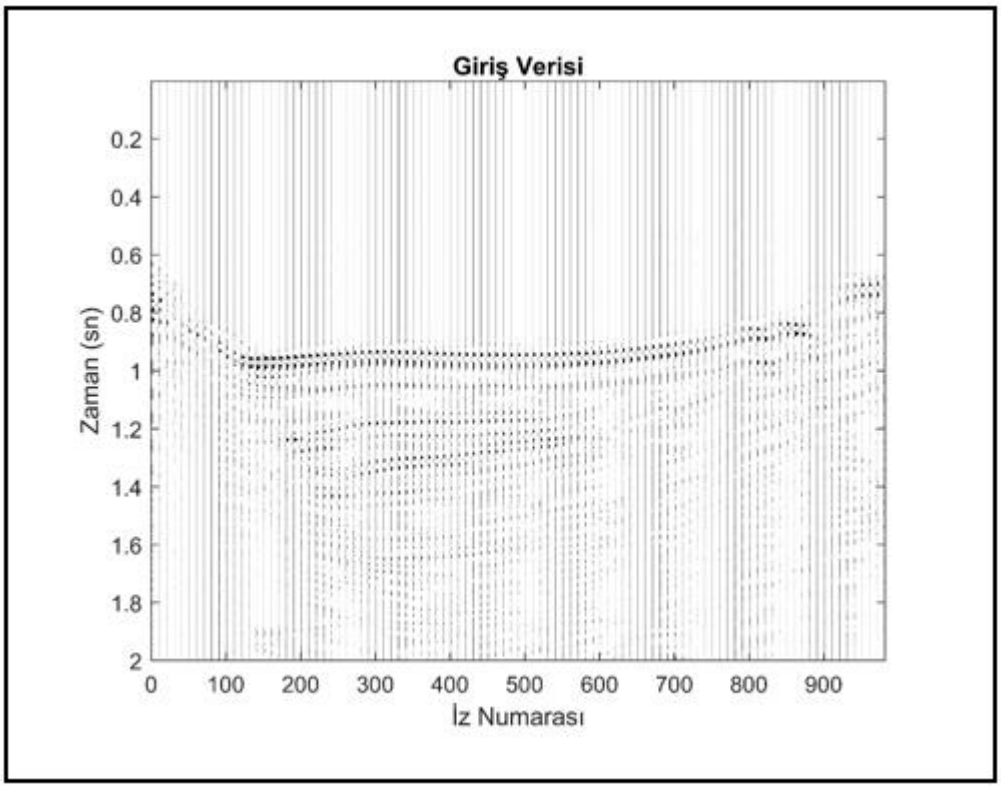
Şekil 6.14. Gök05 migrasyon kesitinin α=0,99 değeri için kesirli türev olarak gösterimi

Gök06 hattının etkin frekansının deniz tabanında 60 Hz, 2.5 s civarında ise 35 Hz olan sismik dalgacığın tabaka hızı, yapılan hız analizleri sonucunda deniz tabanı mertebesinde 1500 m/s, 2.5 s mertebesinde ise 2800 m/s olarak bulunmuştur. Bu durumda baskın dalga boyları 25 m ve 80 m olarak hesaplanmaktadır. Bu durumda ayırt edilebilecek en ince kalınlık değerleri ise srırasıyla 6.25 m ve 20 m' dir. Bu kalınlıktan daha ince tabakalar ayırt edilememektedir. Bu durumda Gök06 hattının düşey ayrımlılığı deniz tabanı civarında 6.25 m ve 2.5 s' lerde ise 20 m arasında değişmektedir.

Yanal ayrımlılık hesabı yapılırken ise yeraltında yatay olarak konumlanmış iki ayrı noktanın, birbirlerinden ayırt edilebilme ölçümü olarak ifade edilmektedir. Sismik stack kesitinde deniz tabanının sismik hızı 1500 m/s, t_0 değeri 1.9 s ve baskın frekansın 60 Hz seçilirse yanal ayrımlılık 260 m olarak hesaplanmaktadır. Sismik hız 2800 m/s, t_0 değeri 2.5 s ve baskın frekansın 35 Hz seçilirse ise yanal ayrımlılık 321 m bulunmaktadır. Bu dırımda Gök06 hattının yanal ayrımlılığı deniz tabanı civarında 184m, 2.5 s' lerde ise 4011 m olarak değişmektedir.

Gökova Körfezi' nde toplanan çok kanallı sismik yansıma verilerinden tez kapsamında kullanılan Gok06 hattı ise K-G doğrultuludur. Gök06 hattı ortalama 17 km' dir. Veri toplama sırasında dinleme süresinin 5 s seçilmesine karşın gerek tekrarlı yansımlar gerekse bir yapının olmamasından dolayı kesitlerin düşey ekseni 2 s olarak ayarlanmıştır. Gok06 hattının güney kesimlerinde 74 ile 1114 nolu CDP'ler arasında yer alan havza dolgu yapısına karşılık gelen stack kesiti Şekil 6.15' de gösterilmiştir. Kuramsal olarak hesaplanan farklı alpha değerleri veriye uygulanmıştır (Şekil 6.17 - 6.20).

Tabakaların kalınlık veya litolojisinden dolayı oluşacak her türlü değişim toplam yansımanın karakteristiğinde de farklılaşma oluşturacaktır. Bu da anlık frekans niteliğinin kullanılması ile yorum yapılabilme şansını artırmaktadır. Düşük üstel kuvvet faktörünün seçilmesi ile Gök06 stack kesitlerinde düşük frekans içeriği ve devamsızlıklar gözlemlenmiştir. Zayıf yansıma gücü, frekansta soğrulma ve litoloji takibinin yapılamaması parametrelerin düşük seçilmesi ile birebir ilişkilidir. Düşük genlikli alanlar, anlık frekans soğrulmalarından dolayı düşük frekanslı alanlar olarak da izlenebilmektedir.

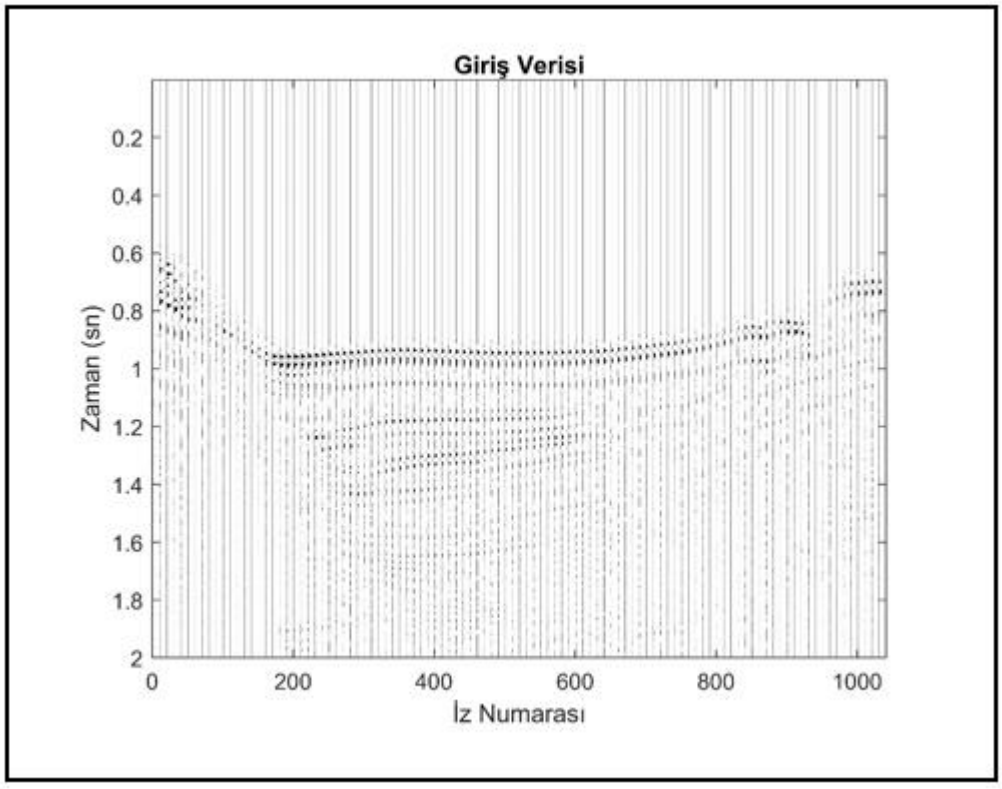


Şekil 6.15. Gök06 hattının yığma (stack) kesiti

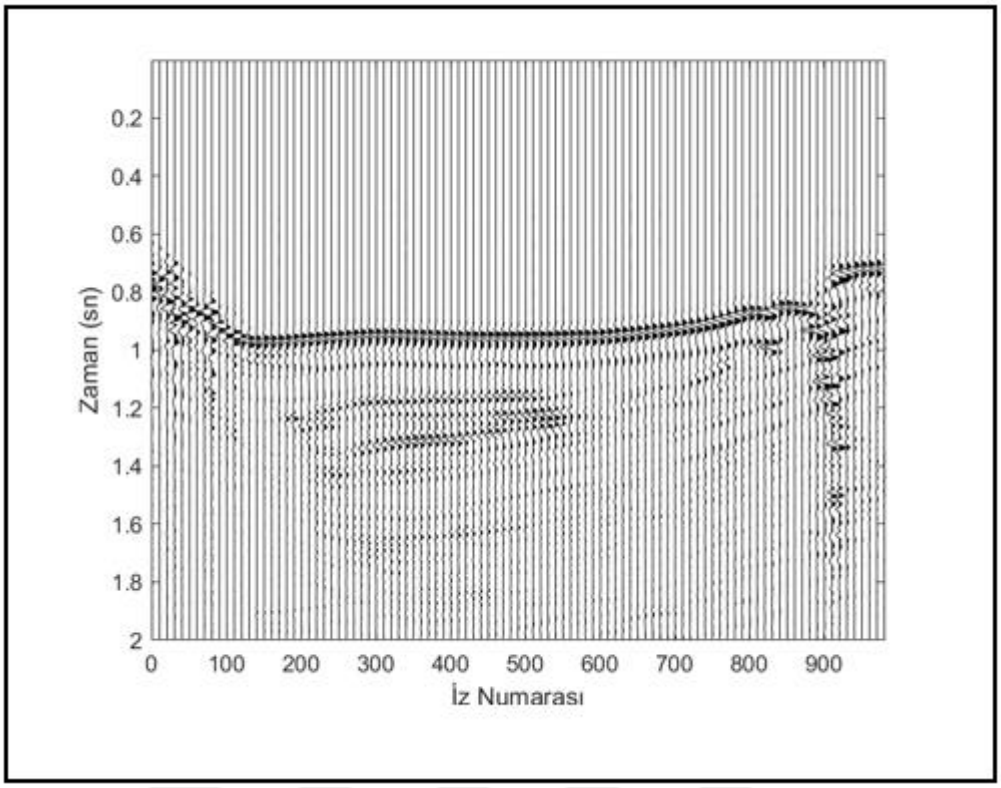
Gök06 hattına ait sismik stack kesiti jeolojik kesite benzetmek amacıyla migrasyon işlemi uygulanmıştır. Yansıma yüzeyinin yatay havza dolgulu bir yapıdan oluşması nedeni ile yığma kesit gerçek yapıyı yansıtabilmiştir. Yataya yakın deniz tabanı tabakalanmaları göç işleminden sonra daha az saçılma gösterdiği görülmüştür. Yatay tabakalar migrasyon işleminden etkilenmemiştir. Çünkü göç işlemi ile eğim bazlı olarak çalışmaktadır. Migrasyon işleminden sonra tabakalar ise gerçek yerlerine yerleşmişlerdir. Gök06 kesitine ait migrasyon kesiti Şekil 6.16' da verilmiştir.

Gök06 migrasyon kesitlerinde de yapılan çalışmalar sonucunda benzer sonuçların olduğu şekillerden görülmüştür. Üstel kuvvetin ve sönümleme faktörünün yüksek seçildiği durumlarda dalga form yapılarının düzeldiği ve genliklerin arttığı migrasyon kesitlerinde izlenebilmektedir. Kesirli anlık frekans niteliği ile litolojideki yanal değişimler ve ince tabakalı formasyon sınırlarının takip edilebildiği gözlemlenmiştir (Şekil 6.21 – 6.24).

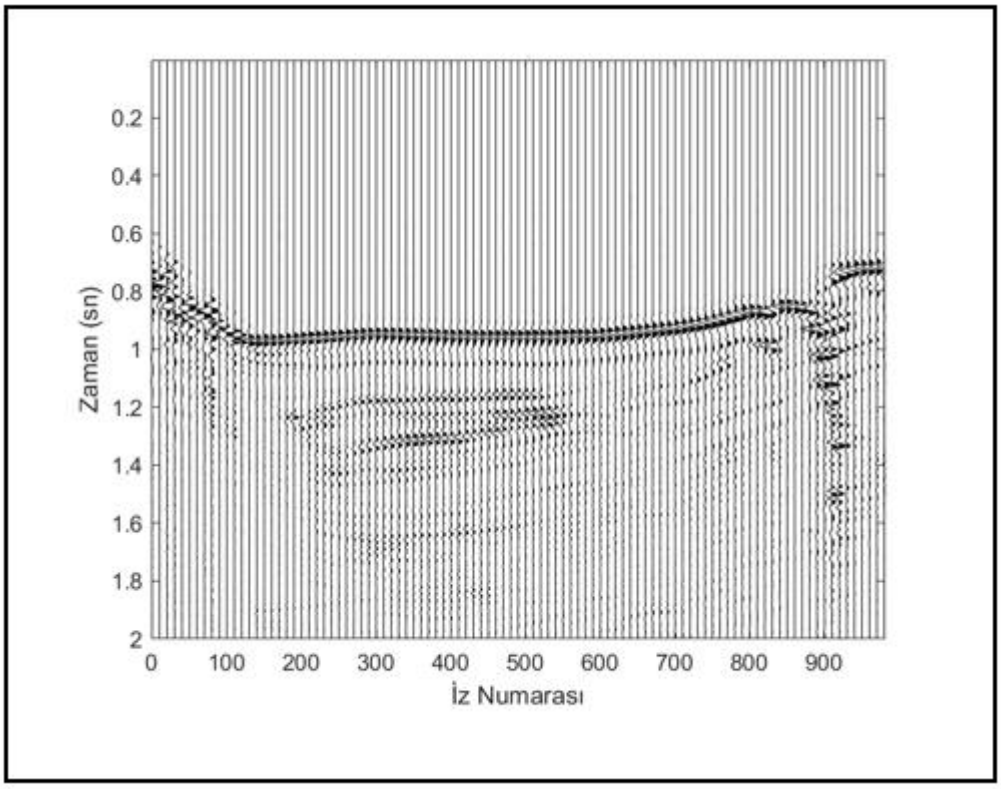
Gökova Körfezine ait Gök05 - Gök06 hatlarının sismik yığma ve yorumlanmış göç kesitlerinin Promax yazılımın çıktıları detaylı olarak Şekil 6.25 - 6.28' te sunulmuştur.



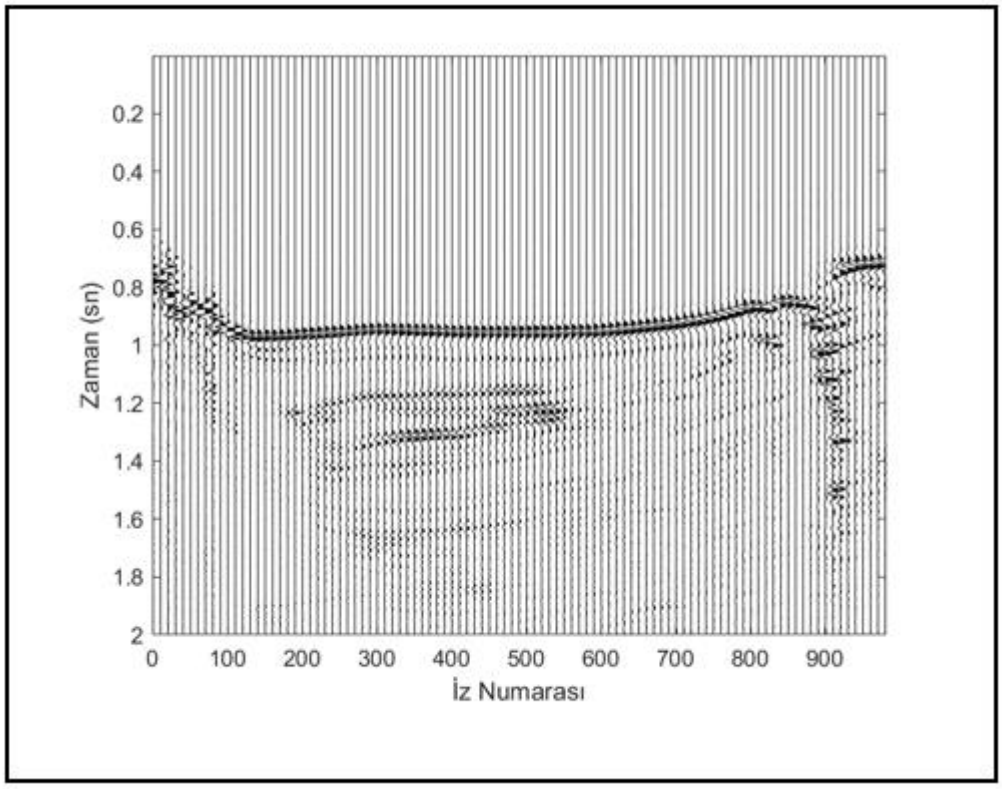
Şekil 6.16. Gök06 hattının göç (migrasyon) kesiti



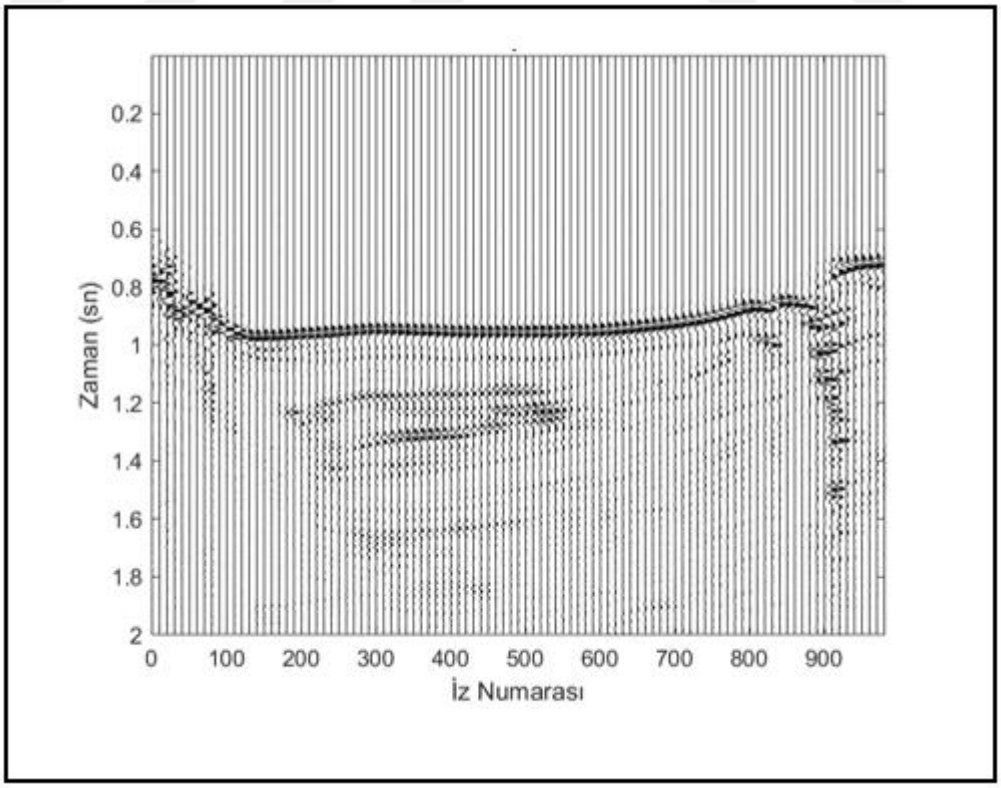
Şekil 6.17. Gök06 stack kesitinin α=0,1 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



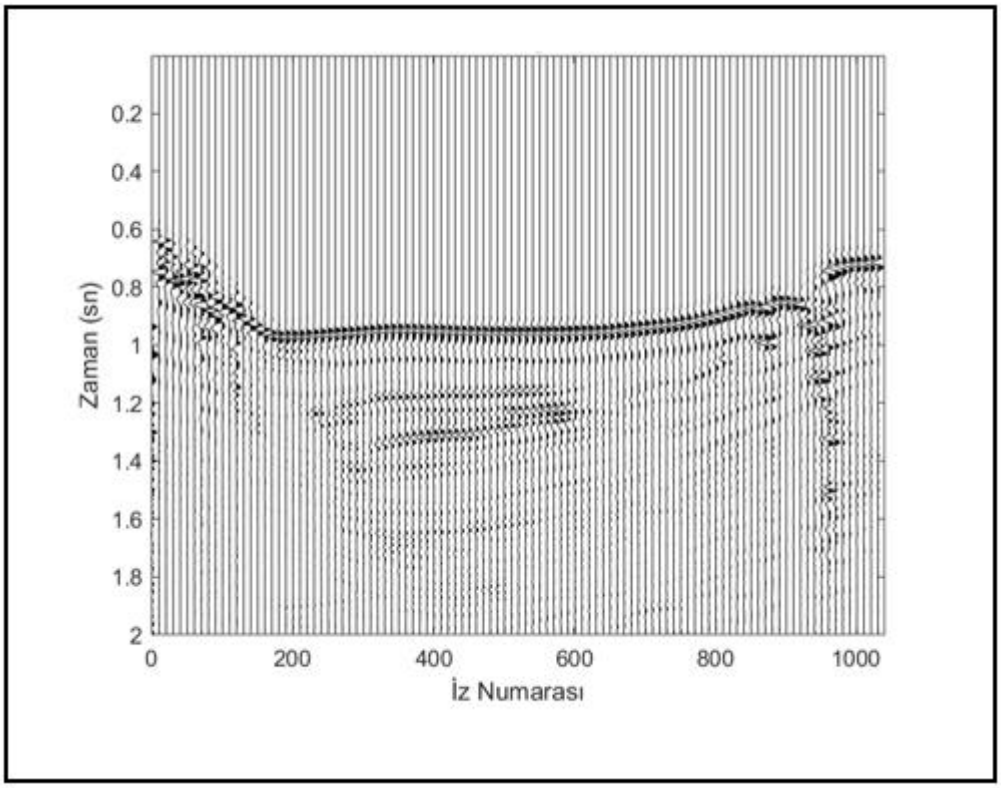
Şekil 6.18. Gök06 stack kesitinin α=0,5 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



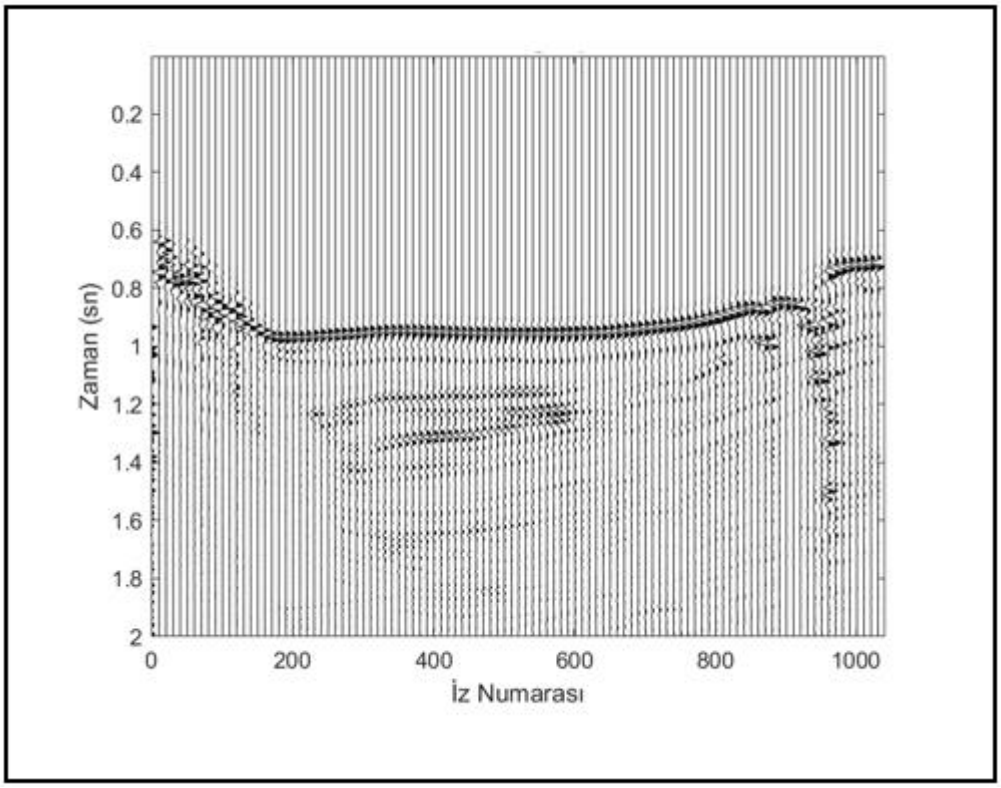
Şekil 6.19. Gök06 stack kesitinin α=0,9 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



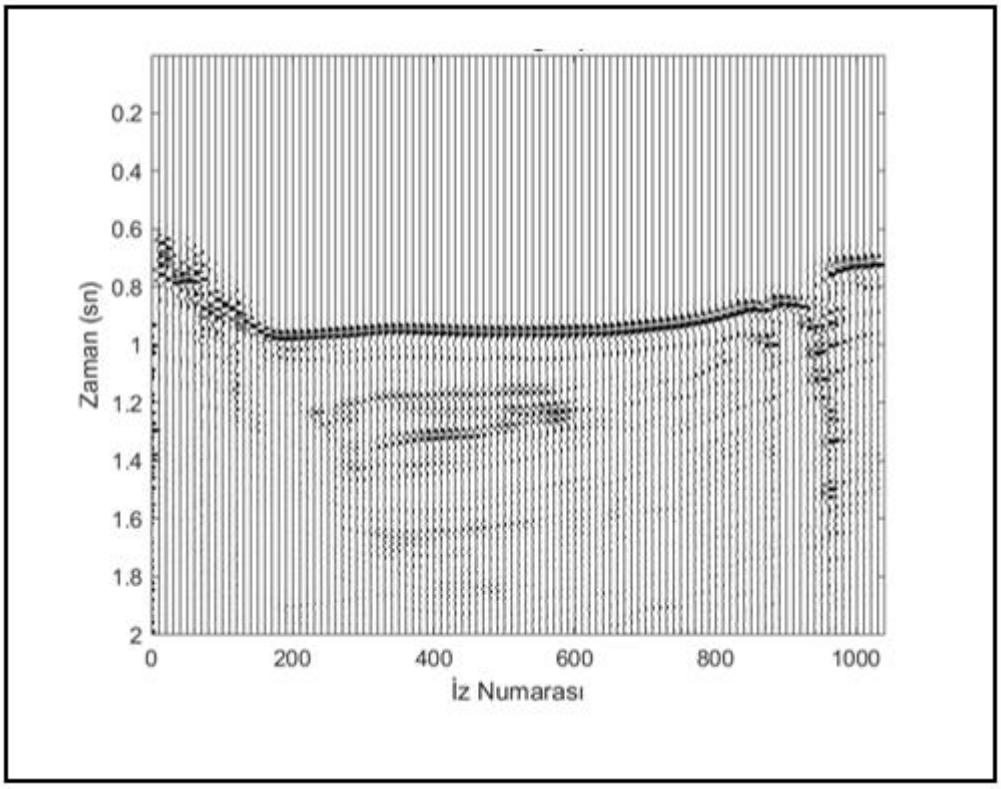
Şekil 6.20. Gök06 stack kesitinin α=0,999 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



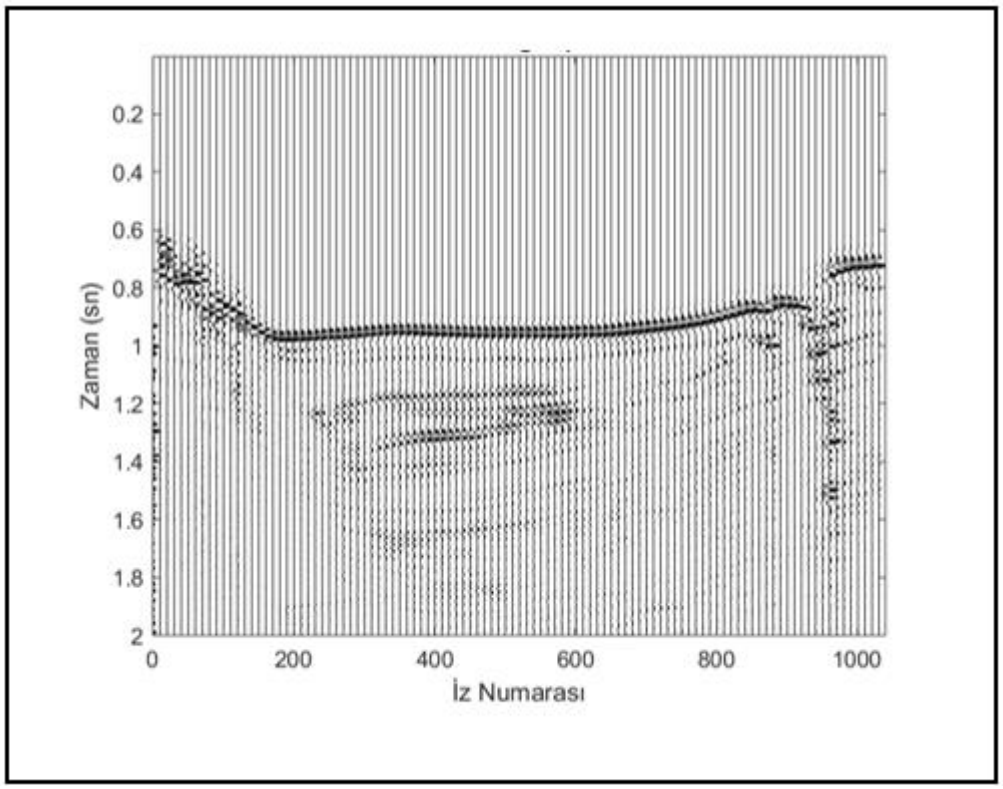
Şekil 6.21. Gök06 migrasyon kesitinin α=0,1 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



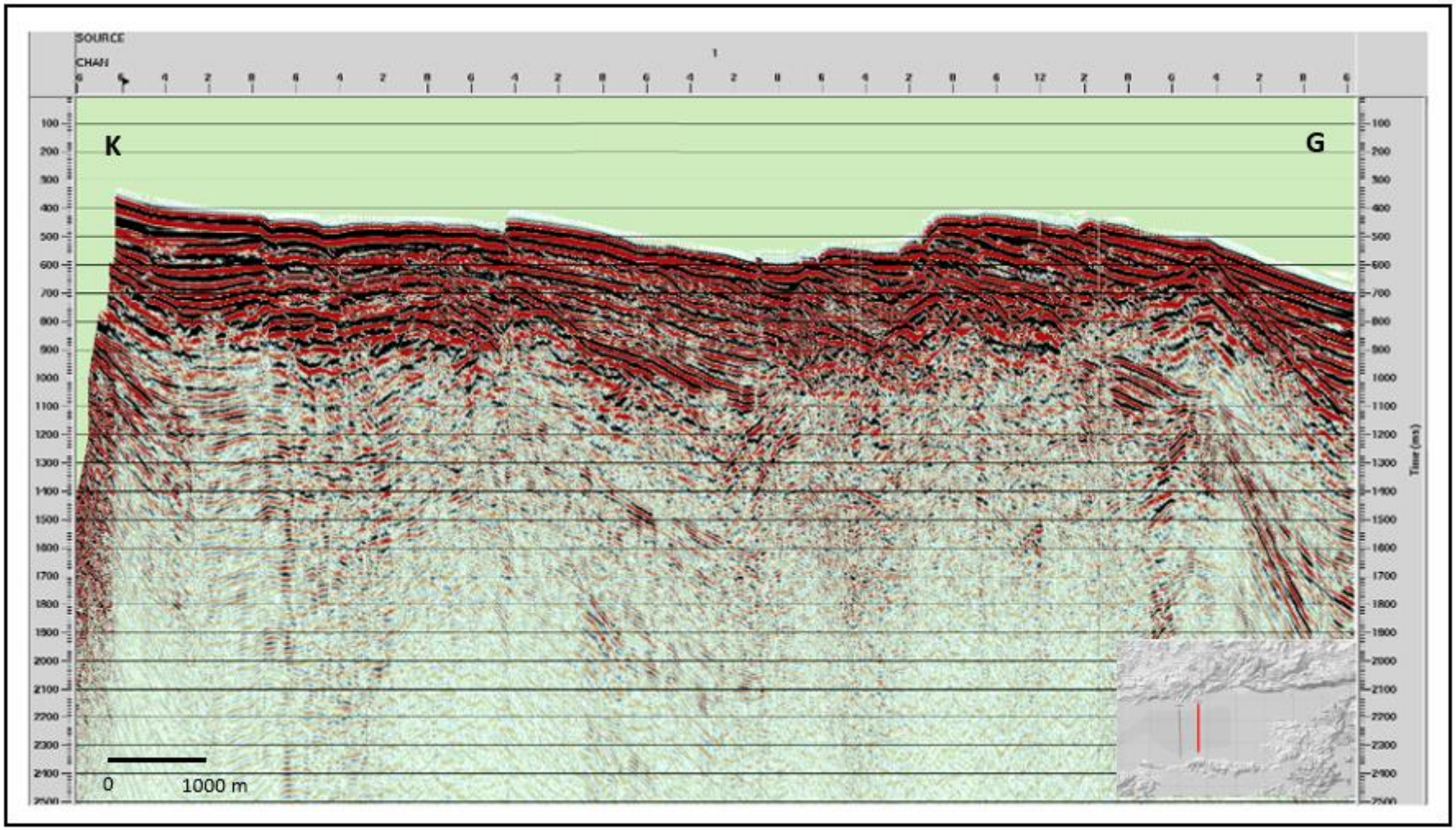
Şekil 6.22. Gök06 migrasyon kesitinin α=0,5 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



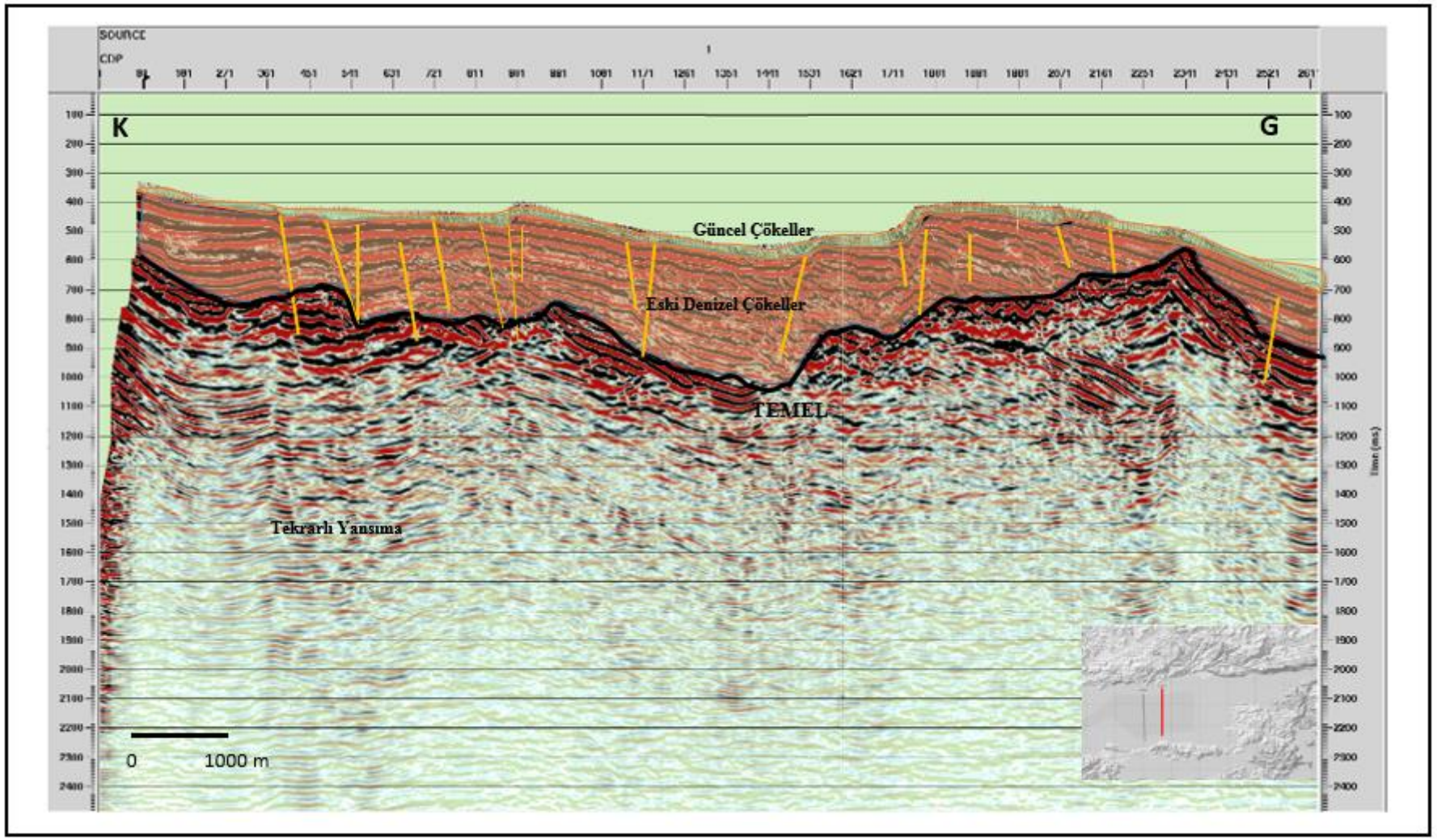
Şekil 6.23. Gök06 migrasyon kesitinin α=0,9 değeri için kesirli türev olarak gösterimi



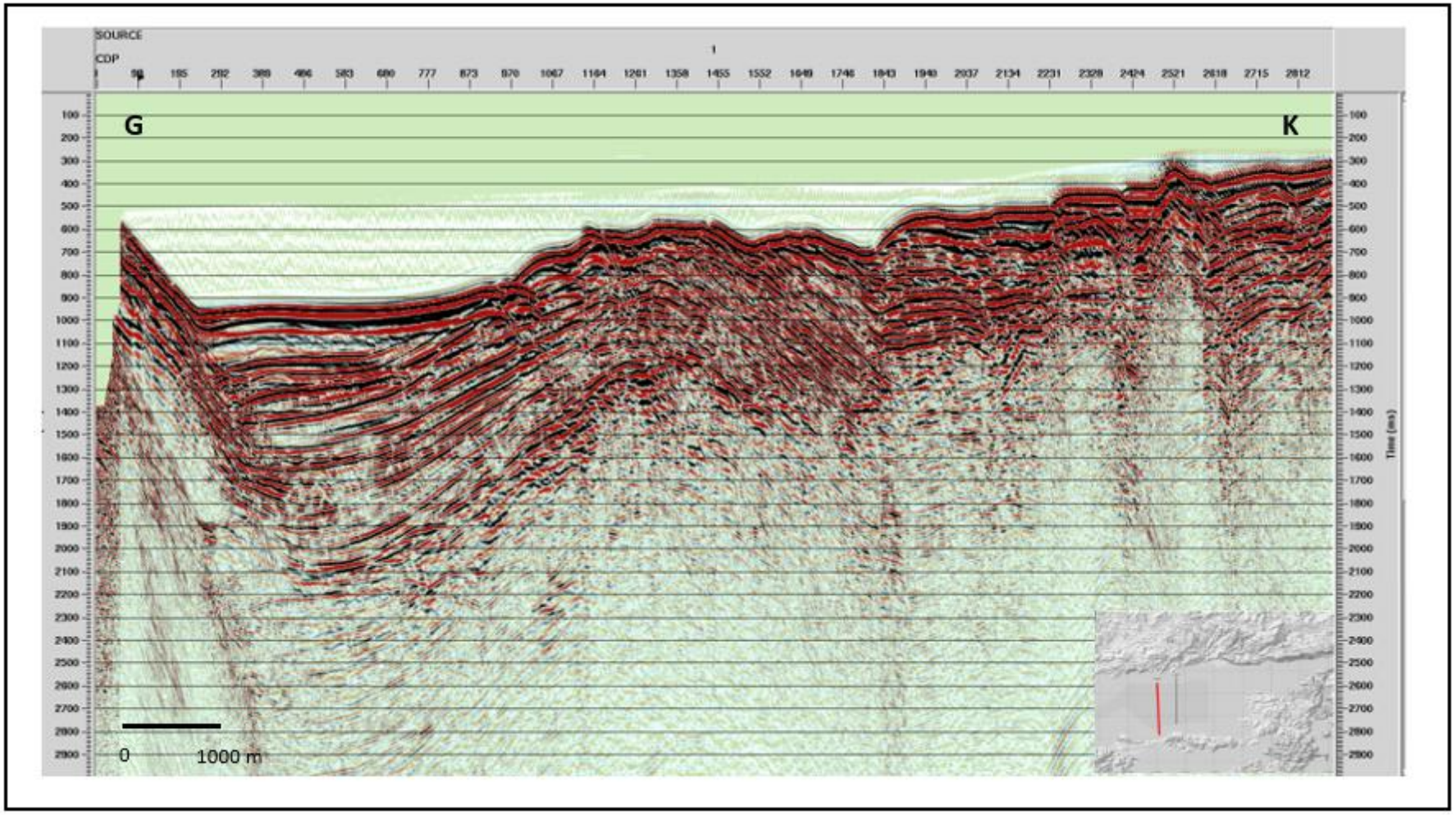
Şekil 6.24. Gök06 migrasyon kesitinin α=0,999 değeri için kesirli türev gösterimi



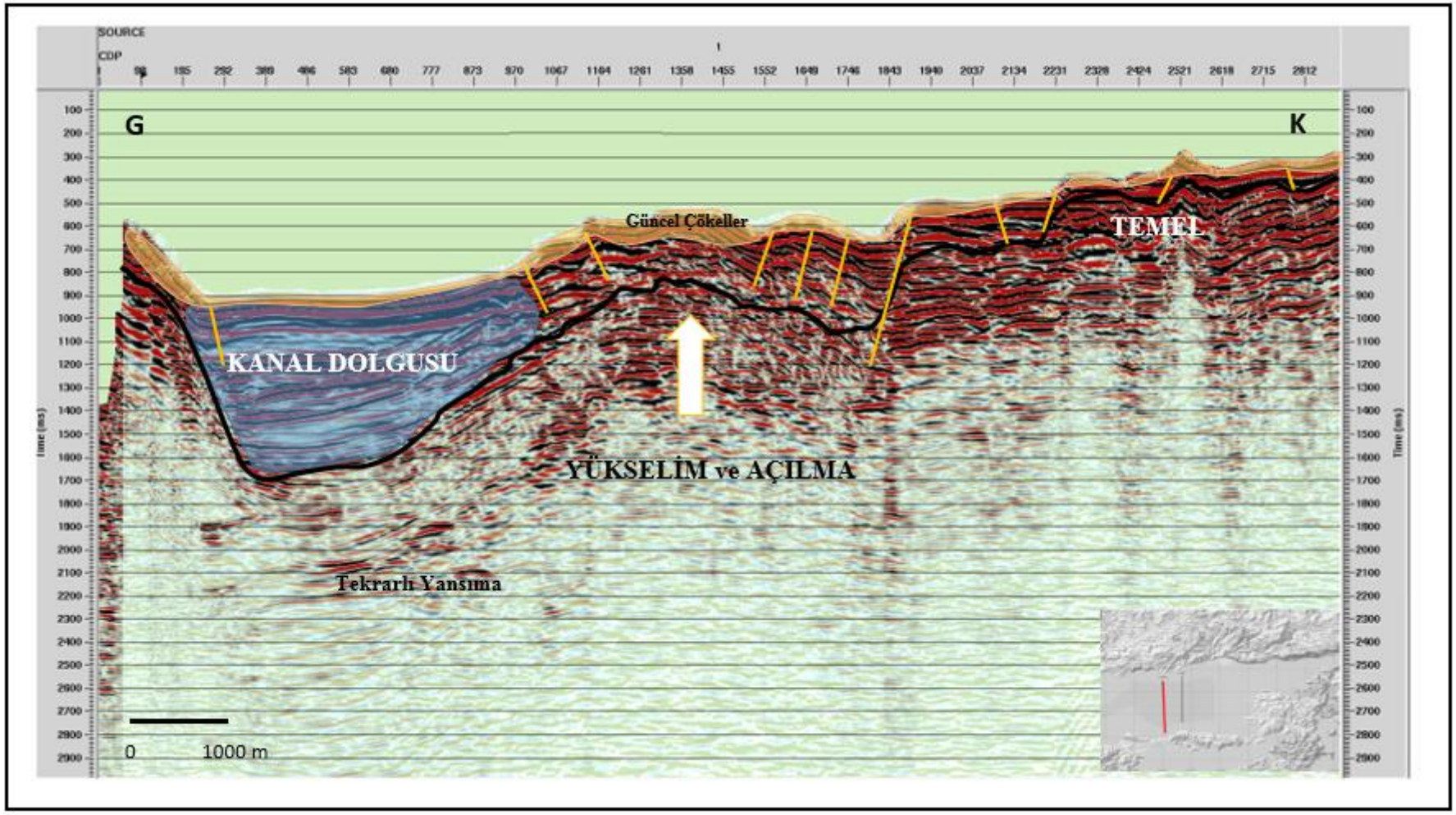
Şekil 6.25. Gökova Körfezine ait Gök05 hattının Sismik Yığma Kesiti



Şekil 6.26. Gökova Körfezine ait Gök05 hattının Yorumlanmış Sismik Göç Kesiti



Şekil 6.27. Gökova Körfezine ait Gök06 hattının Sismik Yığma Kesiti



Şekil 6.28. Gökova Körfezine ait Gök06 hattının Yorumlanmış Sismik Göç Kesiti

Gök05 nolu sismik hattın kuzeyindeki istif diğer hatta göre daha diktir. Deniz tabanı morfolojisi daha keskin hatlardan oluşmaktadır. Güney kısımda yer alan Datça Fayı adeta duvar gibi yükselmekte ve buradaki derinlik yaklaşık 590 m dir. Datça Fayının dike yakın düzlemi sismik sinyallerin yansımasından dolayı zayıf da olsa gözlemlenebilmektedir (Kurt, 1999). 5 nolu sismik kesit üzerindeki faylanmaların çoğu yüzeye kadar uzandığı net bir şekilde görülmektedir. Fayların pek çoğu havzanın derin kesimine doğru eğim atımlı normal fay karakterindedir. Körfezin en derin bölgesinin hemen doğusundan alınan 5 nolu sismik hat üzerinde temel, eski denizel çökeller ve güncel çökel yüzeylerine göre sismik paketler olarak ayrılmıştır.

Gök06 nolu sismik hat hemen hemen Gökova körfezinin orta kesimine karşılık gelmektedir. Hattın güney kısmında bulunan Datça Fayı burada yaklaşık 730 m su derinliğinde izlenebilmektedir. Datça Fayının morfoloji sarplığı burada net bir şekilde neredeyse dik şekilde görülmektedir. Kesitin hem kuzey hem de güney kısımlarındaki eşiklerin arkasında kanal dolgusu şeklinde birikimler ve bunların üzerinde aşınım düzeyleri izlenmektedir. Sismik hat boyunca görülen fayların pek çoğu yüzeyi kesmiştir ve eğimleri Datça fayına doğru normal atımlı faylardan oluşmaktadır. Kesit her ne kadar sıkıştırılmış bir görüntü olarak sunulsa da fayların hemen hepsi neredeyse dik konumdadır. Güneyde Datça Fayının hemen gerisinde küçük bir düzlük görülmektedir (Kurt, 1999). Bu düzlük muhtemelen daha güneyde kara tarafında bir fayın önünde gelişmiş olmalıdır. Buradaki birimler sismik yansıma kuvvetlerine göre temel, dolgu çökelleri ve güncel denizel sedimanlar şeklinde ayrımlanmıştır. Ayrıca kesitte, deniz tabanının temel ile birlikte yükseldiği görülmektedir.

7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada anlık sismik frekans niteliğinin sismik verilerin yorumlanması üzerindeki etkinliği araştırılmıştır. Söz konusu yöntem kuramsal kama modeli üzerinde test edildikten sonra 2 adet gerçek sismik yansıma verilerine de uygulanmıştır.

Sismik anlık frekans niteliği yönteminde Hilbert dönüşümü önemli bir rol oynamaktadır. Hilbert dönüşümü jeofiziğin potansiyel alanlarında; gravite, manyetik, sismik ve yer radarı yöntemleri uygulamalarındaki anlık genlik, anlık faz ile anlık frekans bilgilerinin elde edilmesi için kullanılmaktadır. Anlık genlik, faz ve frekans bilgileri özellikle sismik kesitlerin yorumlanmasında büyük ölçüde yarar sağlamaktadır. HD bir çeşit süzgeç görevi görmekte olup bu işlemde tek ve çift işlevler genlikleri değişmeden birbirine dönüştürülerek hem zaman ortamında hem de frekans ortamında gösterilebilir. Hilbert dönüşümü, bir fonksiyonun frekans ortamında genlik ve faz bilgisini vermekle kalmayıp aynı zamanda gerçel ve sanal kısımları arasındaki ilişkinin kurulmasını da sağlamaktadır. Daha önce ki bölümde de değinildiği üzere, Hilbert dönüşümünde genlikler değişmez yalnız sinyalin frekansının işaretine göre evresi $\pi/2$ kadar kaymaktadır.

Hilbert dönüşümü sonucunda elde edilen anlık faz bilgisine, jeolojik yapıların belirlenmesinde, kamalanmalar, uyumsuzluklar ve tabakaların tespit edilmesinde oldukça sık başvurulmaktadır. Sismik kesitlerde yansımaları kuvvetlendirerek yanal ayrım gücünü artırmaya yardımcı olur. Anlık genlik bilgisi sayesinde genlik üzerindeki bazı salınımlar yok edilebilir ve yansıma kuvvetli bir şekilde görülebilmektedir. Anlık frekans ise anlık fazın türevi olarak tanımlanmaktadır ve gerçel izin her noktasında frekansın ölçülmesine olanak tanımaktadır. Tabaka devamlılığı ve sınırların belirlenmesinde, fay doğrultuları ile süreksizliklerin tespiti, gözeneklilik tahmini, kum – şeyl ardalanmasının takibi açısından çok önemli bir sismik niteliktir. Bu bilgiler veri işlem aşamasında gerçek ize daha çok yaklaşılabilmesi açısından yarar sağlamaktadır.

Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Projesi, 1996 yılında Gökova Körfezi'nin günümüz koşullarındaki durumunun ortaya konulması amacıyla gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla Gökova Körfezinin güncel (aktif) tektonizmasının incelenmesi için sismik yansıma verileri toplanmıştır. Bu tez kapsamında, toplanmış verilerden sadece 2 tanesi kullanılmıştır.

Bu tez kapsamında, özellikle tortul tabakalardaki dalga yayınımının etkileri daha rahat görülebildiğinden, kısmi anlık frekans tekniğinin kumtaşı kanallarını tespit etmek için potansiyel bir araç olduğu ve anlık frekansın kısmi zaman türevinin bir formu olduğu ve Caputo operatörü yardımıyla kısmi anlık frekansın hesaplanabileceği yapılan kuramsal çalışmalar sonucunda tespit edilmiştir.

Anlık frekansın sismik niteliğinin, kumtaşı kanalını karakterize etmekteki başarısı ile yorumlayıcıya yaptığı katkı rahatlıkla görülmektedir. Anlık frekans özelliğinin sismik kesitler üzerindeki yoruma katkısını ispatlamak için kama modeli oluşturmak gerekmektedir. 30 Hz'lik sıfır fazlı Ricker dalgacığının frekans bilgilerini kullanarak oluşturulan modeller kama üzerinde gösterilmeye çalışılmıştır. Burada kesirli anlık frekansın farklı epsilon ve kısmi türevleri seçilerek, hem standart anlık frekans hem de oluşturulan kama modeli ile uyumu ortaya konulmuştur. Yapılan kuramsal çalışmalar sonucunda, kesirli anlık frekansın kısmi türevlerinden 0.99 değerinin daha iyi sonuç verdiği anlaşılmıştır. Türevin 0.99. kuvvetindeki anlık frekans, standart anlık frekansın kestirimini tutturmakta ve negatif frekansları artırmakta olduğu gözlemlenmiştir.

Küçük epsilon değerleri ile çizilen grafiklerden de görülebileceği gibi (0.01 ve 0.1) bozulmalar görülmektedir. Büyük epsilon değerleri ile çizdirilen grafiklerde ise (1 ve 10) FIF sonuçlarının türev değerlerini bozmadığı görülmektedir. Ayrıca zaman (time) azaldıkça pik değerlerinin (The peak frequency) arttığı görülmektedir. Epsilon değerinin küçük seçilmesi sonucu türevi bozduğu ve SIF ile uyumun da olmadığı (anomaliler fazla) görülmektedir. Gerçek verilere uygulanan yüksek epsilon değerleri ile türev değerlerinin bozulmaması, kuramsal model çalışmasında da görülmüştür. Ayrıca SIF, FIF ve kama modeli ile çizdirilen şekillerdeki uyumluluk görülmektedir. 0.99 ve üstü seçilen üstel kuvvetlerle ve yüksek epsilon değerleri ile yapılan kuramsal çalışmalarda dalga formunun korunduğu ve uyumun sağlanabildiği görülmüştür.

Geliştirilen MATLAB kodu sayesinde SIF ile Grunwald- Letnikov kesirsel mertebe türevi kıyaslanabilmiştir. Oluşturulan kama modeli ile de uyum sağlayan alpha değerleri saptanmıştır. Sentetik modelden elde edilen sonuçlar gerçek veri işlemden geçmiş olan 2B sismik yansıma verilerine de uygulanmıştır.

Gerek kuramsal çalışmalar gerekse arazi çalışmalarından elde edilen sonuçlara dayanarak, türev mertebesinin düşük seçilmesiyle litolojik yapı sınırlarının genişlediği, yüksek seçilmesi ile sınırların daralarak keskinleşip gerçeğe daha da yakınlaştığı gözlemlenmiştir. Yüksek kesirli türev analizleri ile gürültülerin azaldığı da tespit edilmiştir. Bunun sonucu olarak, sismik kesitlerde gözlemlenen ince tabakaları saptayabilmek için kesirli mertebeden yöntemlerinin daha başarılı sonuçlar verdiği düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

Atalay Z., Muğla-Yatağan ve Yakın Dolayı Karasal Neojeninin Stratigrafi Araştırması, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 1980, **23**(1), 93-99.

Barka A. A., Reilinger R., Active Tectonics of The Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neotectonic and Seismicity Data, *Annals Of Geophysics= Annali Di Geofisica*, DOI: 10.4401/ag-3892.

Barnes A. E., A Tutorial on Complex Seismic Trace Analysis, *Geophysics*, DOI:10.1190/1.2785048

Barnhart B. L., The Hilbert –Huang Transform: Theory Applications Development, Doctor of Philosophy Thesis, The University of Iowa, USA, 2011.

Baysal E., *Sismik Veri İşlem*, Türkiye Petrolleri A.O. Arama Grup Başkanlığı, Ankara, 253-281, 1984.

Bracewell R.N., *The Fourier Transform and Its Applications*, 2nd ed., Mcgraw-Hill Book Company, USA, 1986.

Canıtez N., *Jeofizikte Veri İşlem*, İTÜ Maden Fakültesi Yayınları, İstanbul, 1984.

Caputo M., Linear Model of Dissipation whose Q is Almost Frequency Independent – II, *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1111/j.1365-246X.1967.tb02303.x

Carcione J. M., Theory and Modeling of Constant-Q P– and S-Waves Using Fractional Time Derivatives, *Geophysics*, DOI: 10.1190/1.3008548.

Castagna J. P., Sun S., Siegfried R.W., Instantaneous Spectral Analysis: Detection of Low-Frequency Shadows Associated with Hydrocarbons, *The Leading Edge*, DOI: 10.1190/1.1559038.

Chi C., Gao F., Simulating Fractional Derivates Using Matlab, *Journal of Software*, DOI: 10.4304/jsw.8.3.572-578.

Cohen L., *Time – Frequency Analysis*, Prentice Hall PTR Press, USA, 1995.

Çınar T., Üç Boyutlu Sismik Görüntülemede Niteleyicilerin Kullanılması ve Yorumlamadaki Katkılarının İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 2016, 450333.

Dincel G., Girişmiş Dalga Biçiminden İnce Tabaka Sismik Direniminin Hesaplanması, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 2007, 213709.

Dondurur D., *Deniz Sismiğinde Veri İşlem*, 1.Basım, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara, 2009.

Dondurur D., Çifçi G., Anomalous Strong Reflections on High Resolution Seismic Data from the Turkish Shelf of the Eastern Black Sea: Possible Indicators of Shallow Hydrogen Sulfide-Rich Gas Hydrate Layers, *Turkish Journal Of Earth Sciences*, DOI: 10.3906/yer-0801-1.

Dondurur D., Özel Ö., Çiftçi G., Gürçay S., Küçük M., Er M., Okay S., Batı Karadeniz Kıtasal Yamacından Bir Resif Yapısının Sismik Analizi, *TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası*, DOI: 11.b03/jeofizik-0911-08.

Gao J. H., Dong X., Wang D., Wang W., Li Y., Pan C., 1999. Instantaneous Parameters Extraction via Wavelet Transform, *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing*, 1999, **37**(2), 867–870.

Görür N., Şengör A. M. C., Sakınç M., Akkök R., Yiğitbaş E., Oktay F. Y., Barka A. A., Sarıca N., Ecevitoğlu B., Demirbağ E., Ersoy Ş., Algan O., Güneysu C., Akyol A., Rift Formation In The Gökova Region, Southwest Anotolia: Imlication for The Opening of The Aegean Sea, *Geological Magazine*, DOI: 10.1017/S0016756800018884.

Gürer Ö. F., Yılmaz Y., Geology of The Ören Surrounding Areas, SW Anatolia, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2002, **11**(1), 1-13.

Harms J., Tackenberg, P., Seismic Signatures of Sedimentation Models, *Geophysics* DOI: 10.1190/1.1440251

Herrmann F.J., Stark C., Seismic Facies Characterization by Scale Analysis, *Geophysical Research Letters*, DOI: 10.1029/2001GL013020.

Hilfer R., Fractional Time Evolution, Editor: Hilfer, R., *Applications of Fractional Calculus in Physics*, World Scientific, Singapore, 87–130, 2000.

Kaplanvural İ., Pekşen E., Instantaneous Frequency Using Franctional Derivatives of GPR Data, *European Geoscience Union General Assembly*, Vienna, 12-17 April 2015

Kaşer N., Uluğ A., Gökova Körfezi'nin Güncel Tektoniği, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı*, İzmir, 2-4 Kasım 2006.

Kurt H., Gökova ve Saroz Körfezlerinin Aktif Tektonizmalarının Sismik Yansıma Verileri ile İncelenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 2000, 100823.

Kurt H., Demirbağ E., Kuşçu İ., Investigation of The Submarine Active Tectonism in The Gulf of Gökova, Southwest Anatolia–Southeast Aegean Sea, by Multi-Channel Seismic Reflection Data, *Tectonophysics*, DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00037-2.

Kurt H., Demirbağ E., Özer N., Yansıma Sismiği ve Sismisite Verileri ile Gökova Körfezi Aktif Tektoniğinin Araştırılması, *Türkiye Kuaterner Sempozyumu-V (TURQUA-V)*, İstanbul, 2-5 Haziran 2005.

Lee Y. W., *Statistical Theory of Communication*, John Wiley Press, USA, 1967.

Mainardi F., The Fundamental Solutions for The Fractional Diffusion-Wave Equation, *Applied Mathematics Letters*, DOI: 10.1016/0893-9659(96)00089-4.

Matheney M. P., Nowack R. L., Seismic Attenuation Values Obtained From Instantaneous-Frequency Matching and Spectral Ratios, *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb06658.x.

Mayne W. H., Common Reflection Point Horizontal Data Stacking Techniques, *Geophysics*, DOI: 10.1190/1.1439118.

McDonough R., Whalen A., *Detection Of Signals In Noise*, 2nd ed., Academic Press, Orlando, 71-80, 1995.

Meissner R., Meixener E., Deformation of Seismic Wave by Thin Layers and Layered Boundaries, *Geophysical Prospecting*, 1969, 17(3), 1-27

MTA Genel Müdürlüğü, *Muğla İli Jeoloji Haritası*, MTA Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara, 2011.

MTA Genel Müdürlüğü Aktif Tektonik Araştırmaları Birimi, *21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi Depremi Bilgi Notu(Güncellenmiş)*, MTA Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara, 2017.

Oral B., Reilinger R. E., Toksöz M. N., King R. W., Barka A. A., Kınık I., Lenk O., Coherent Plate Motions in The Eastern Mediterranean Continental Collision Zone, *EOS*, 1995, **76**(2), 9–11.

Partyka G., Seismic Attribute Sensitivity to Energy, Bandwidth, Phase and Thickness, *SEG*, DOI: 10.1190/1.1815948.

Peyton L., Bottjer R., Partyka G., Interpretation of Incised Valleys Using New 3- D Seismic Techniques: A Case History Using Spectral Decomposition And Coherency, *The Leading Edge*, DOI: 10.1190/1.1437127.

Pınar Ö. R., Doğrusal Dizge Kuramının Potansiyel Alanlara Uygulanması, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, 1983.

Pınar R., Akçığ Z., *Jeofizikte Sinyal Kuramı ve Dönüşümler*, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Yayınları, Ankara, 239-270, 1995.

Pichon X. L., Chamot-Rooke N., Lallemant S., Noomen R., Veis G., Geodetic Determination of The Kinematics of Central Greece With Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, DOI: 10.1029/95JB00317.

Podlubny I., *Fractional Differential Equations*, 1st ed., Academic Press, San Diego, USA, 1999.

Rabiner L. R., Gold B., Yuen C. K, Theory and Aplication of Digital Signal Processing, *IEEE Transactions on Systems Man. and Cybernetıcs*, DOI: 10.1109/TSMC.1978.4309918.

Reilinger R. E., McClusky S. C., Oral M. B., King R. W., Toksöz M. N., Barka A. A., Kınık I., Lenk O., Şanlı İ., Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in The Arabia–Africa–Euroasia Plate Collision Zone, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, DOI: 10.1029/96JB03736.

Robertson J. D, Nogami H. H., Complex Seismic Trace Analysis of Thin Beds, *Geophysics*, 1984, **49**(4), 333-480.

Sefünç A., *Petrol Aramacılığında Sismik Yorumlamaya Giriş Kurs Notları*, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Yayınları, Ankara, 2015.

Sheriff R. E., *Uygulamalı Jeofiziğin Ansiklopedik Sözlüğü,* Çeviri: Altan Necioğlu, 2. Basım, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Yayınları, Ankara, 2006.

Sunjay, S., Complex Trace Analysis of Seismic Signal by Hilbert Transform, *VI Congreso Cubano De Geofisica*, Cuba, 4-8 April 2011.

Şenel M., Likya Naplarının Özellikleri ve Evrimi, *Menderes Masifi Kolokyumu*, İzmir, 5-10 Kasım 2007.

Taner M. T., Attributes Revisited -1992 ; revised-2003, Rock Solid Images, Houston, http://www.rocksolidimages.com/attributes-revisited/ (Ziyaret Tarihi: 20.01.2019).

Taner M. T., Koehler F., Sheriff R. E., Complex Seismic Trace Analysis, *Geophysics*, 1979, **44**(6), 1041-1063.

Taner M. T., Sheriff R. E., Application of Amplitude, Frequency and Other Attributes To Stratigraphic And Hydrocarbon Determination, *AAPG Memoir*, 1977, **26**, 301-327.

Thomas J. B., *An Introduction to Statistical Communication Theory*, 2nd ed., John Wiley Press, New York, 639-650, 1969.

Tur H., Yaltırak C., Elitez İ., Sarıkavak K., Pliocene – Quaternary Tectonic Evolution of The Gulf of Gökova, southwest Turkey, *Tectonophysics*, DOI: 10.1016/j.tecto.2014.11.008, 2015.

URL – 1 http://www.mta.gov.tr/v3.0/arastirmalar/sismik1/, (Ziyaret tarihi: 09 Aralık 2018).

URL – 2 http://udim.koeri.boun.edu.tr/zeqmap/gmapt.asp/, (Ziyaret tarihi: 15 Ocak 2019).

URL – 3 http://yerbilimleri.mta.gov.tr/, (Ziyaret tarihi: 09 Mart 2019).

Wang Z., Gao J., Zhou Q., Li K., Peng J., A New Extension of Seismic Instantaneous Frequency Using a Fractional Time Derivative, *Journal of Applied Geophysics*, DOI: 10.106/j.jappgeo.2013.08.016.

Zeng H., Geologic Significance of Anomalous Instantaneous Frequency, *Geophysics*, DOI: 10.1190/1.3427638, 2010.

Zhou Y., Chen W., Gao J., He Y., Application of Hilbert – Huang Transform Based Instantaneous Frequency to Seismic Reflection Data, *Journal of Applied Geophysics*, DOI: 10.1016/j.jappgeo.2012.04.002.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Can A. Z., Kurtuluş F., Akbayram K., **Aydın M. B.,** Aydemir B.S., Bandırma Körfezi ve Doğusunun Yapısal, Oşinografik Özellikleri, *Türkiye Deniz Bilimleri Konferansı*, Ankara, 31 Mayıs-3 Haziran 2016.

İleri Ö., Yiğit Fethi F., Palas S., Pehlivan H., **Aydın M. B.**, Eğirdir Gölü Geç Kuvaterner-Güncel Tortullarının Jeolojik ve Jeofiziksel Özellikleri, *67. Türkiye Jeoloji Kurultayı,* Ankara, 14 -18 Nisan 2014.

Özalp S., Aydemir B. S., Olgun Ş., **Aydın M. B.,** Van Gölü (Edremit Körfezi) Kuvaterner Çökellerinde Tektonik Deformasyonlar, Doğu Anadolu, Türkiye, *MTA Dergisi*, 2016, **153**, 45-61.

Özalp S., Emre Ö., **Aydın M. B.,** Aydemir B. S., Olgun Ş., Van Fayı Boyunca İzlenen Kuvaterner Deformasyonları ve 23 Ekim 2011 Van Depremi ile Karşılaştırılması, *66. Türkiye Jeoloji Kurultayı,* Ankara, 01 - 05 Nisan 2013.

ÖZGEÇMİŞ

1981 yılında İzmir'de doğdu. İlköğrenimini Hazım Uluşahin İlköğretim Okulu'nda, ortaöğrenim ve lise öğrenimini ise Erbil Koru Lisesi'nde tamamladı. 2001 yılında girdiği Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2005 yılında lisans derecesini aldı. 2016 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda yüksek lisans öğrenimine başladı.

2007 yılından beri MTA Genel Müdürlüğü, Deniz Araştırmaları, Jeofizik ve Oşinografi Operasyonları Birimi'nde "Deniz Sismiği - Oşinografi" konularında veri toplama, veri analizi ve veri-işlem mühendisi olarak çalışmaktadır.