

106675

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

SİSMİK VERİLERİN İNCELENMESİNDE NORMALİZE EDİLMİŞ TAM
GRADYAN (NTG) YÖNTEMİNİN KULLANIMI VE KARMAŞIK
ZARF EĞRİLERİ İLE KARŞILAŞTIRILMASI

**T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ**

Jeof. Yük. Müh. Hakan KARSLI

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

" Doktor "

Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir

106675

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 06. 04. 2001

Tezin Savunma Tarihi : 03. 08. 2001

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Yusuf BAYRAK

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Mustafa ERGÜN

Jüri Üyesi : Doç. Dr. Kenan GELİŞLİ

Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Asım KADIOĞLU

Trabzon 2001

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Programında Yapılmıştır.

Taner vd. (1979) ile başlayan karmaşık iz analizi uygulamaları sismik verinin değerlendirilmesinde yeni imkanlar sağlamıştır. Bu analizde başlangıç izinden hesaplanan yeni izlerden elde edilen bilgiler sismik nitelik (attribute) olarak isimlendirilmiştir. Bunlardan zarf (anlık genlik) niteliği sismik izin genliğinin değişimlerini açıkladığı ve yansıtıcıların ortalama olarak yerlerini gösterdiği için önemlidir. Bu nitelik ortamın hem yatay hem de düşey yöndeki fiziksel özelliklerini yansıtmaktadır. Ancak karmaşık izden hesaplanan zarf izleri girişime, uyumlu ve uyumsuz gürültülere karşı çok hassas olduğundan yeterli ayrımlılıkta olamazlar.

Bu çalışmada sismik zarf eğrilerinin daha ayrımlı ve gürültü etkisiz hesaplanmasında duyarlı bir yöntem olan ve Bereskin (1988) tarafından önerilen Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) yöntemi incelenmiş ve yöntem girişim olayını analiz etmek için farklı ince tabakalı ortamlar için üretilen yapay veriler ve bir arazi verisine uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar karmaşık iz zarfı sonuçları ile karşılaştırılarak değerlendirilmiştir.

Çalışmalarım sırasında sürekli olarak destek veren danışmanım sayın Yrd. Doç. Dr. Yusuf BAYRAK' a sonsuz teşekkür ederim. Çalışmanın ilk safhalarından bu tarafa yaptığı önerilerle yardımcı olan ve bu tezin proje danışmanlığını yapan sayın Doç. Dr. Kenan GELİŞLİ' ye, Rusça makaleleri temin etmemde ve onların çevirisinde bana sürekli yardımcı olan sayın Prof. Dr. Fahrettin KADİROV' a çok teşekkür ederim. Her zaman maddi manevi desteğini yanımda gördüğüm sevgili eşim okutman Elif KARSLI' ya ve değerli ağabeylerim sayın Dr. Ali AYDIN' a, Jeof. Yük. Müh. Sayın Murat YILMAZ' a minnettarlığımı bildiririm. Çalışmalarımı yürüttüğüm K.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği bölümündeki bütün akademik ve idari personel arkadaşlarıma ayrı ayrı teşekkür ederim.

Yapılan bu çalışmanın maddi desteğini sağlayan Karadeniz Teknik Üniversitesi Araştırma Fonu Başkanlığına (98.112.007.2 nolu proje) ve arazi verisini kullanmama izin veren Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Grup Başkanlığına teşekkür ederim.

Hakan KARSLI

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	VI
SUMMARY.....	VII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VIII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XIV
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	4
1.3. Sismik Yansıma İzlerinin Genel Yapısı.....	7
1.3.1. Sismik Girişim ve Karmaşık Yansıma Olayları.....	7
1.3.2. Sismik Ayrımlılık ve Dalgacığın Yapısı.....	9
1.3.3. Sismik Yığılma Verilerinin Özellikleri.....	12
1.4. Sismik Yansıma Verilerinin Geleneksel Değerlendirilmesi.....	13
1.5. Analitik Sinyal-Fourier Serileri.....	15
1.5.1. Fourier Serileri.....	16
1.5.1.1. Fourier Sinüs Serileri.....	18
1.5.2. Alternatif Analitik Sinyal Yaklaşımları.....	20
1.6. Analitik Sinyal ve Sismik Nitelikler.....	22
1.6.1. Sismik Nitelikler.....	23
1.6.1.1. Karmaşık İz Nitelikleri.....	24
1.6.1.2. Karmaşık Sismik İz-Enerji İlişkisi.....	29
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	32
2.1. Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) Yöntemi.....	32
2.1.2. G_N Operatörünün Tanımlanması ve Özellikleri.....	33
2.1.2. G_N Operatörünün Fourier Sinüs Serileri ile Hesaplanması.....	35
2.1.3. NTG fonksiyonlarının Analitikliği.....	38

2.1.4. Çözümün Frekans Karakteristiği.....	39
2.1.5. Harmonik Katsayılarının, B_n , Hesaplanması.....	40
2.1.6. G_N Operatörü ve Toplam Enerji İlişkisi.....	41
2.1.7. Harmonik Katsayılarının Veri Sayısına Göre Değişimi ve Harmonik Sayılarının Alt ve Üst Sınırlarının Belirlenmesi.....	46
2.1.7.1. Basit Dalgacık ve Yapay İzler Üzerinde Harmonik Sayılarının Alt ve Üst Sınırlarının Belirlenmesi.....	46
2.1.7.2. Arazi İzleri Üzerinde Harmonik Sayılarının Alt ve Üst Sınırlarının Belirlenmesi.....	55
2.1.8. G_N Operatörünün Derecesinin, η , Belirlenmesi.....	58
2.1.9. K_F Süzgeçleme Fonksiyonu ve X/M Değerinin Seçimi.....	60
2.2. Sismik Verilerin NTG Yöntemi ile İncelenmesi.....	65
2.2.1. NTG Yönteminde Türev Bileşenlerinin Spektral Davranışları.....	66
2.2.2. Girişim Probleminin İncelenmesi.....	68
2.2.2.1. Basit Dalgacıklar Üzerinde Girişimin İncelenmesi.....	69
2.2.2.2. Basit Yansımalar Üzerinde Girişimin İncelenmesi.....	74
2.2.3. Farklı Yeryapısı Modelleri İçin Hesaplanan Yapay Sismik İzlerin İncelenmesi.....	77
2.2.4. Farklı Yeryapısı Modelleri İçin Hesaplanan Yapay Sismik Kesitlerin İncelenmesi.....	85
2.2.4.1. Pastırma veya Sandwich Tipi Ortam Modeli.....	85
2.2.4.2. Kama (Wedge) Tipi Ortam Modeli.....	89
2.2.4.3. İççe Kama (Pinch-Out) Tipi Ortam Modeli.....	92
2.2.4.4. Normal Fay Yapısı Modeli.....	95
2.3. NTG Yöntemiyle Yapılmış Arazi Çalışması Örnekleri.....	101
2.4. Arazi Verisinin Değerlendirilmesi.....	104
2.4.1. Arazi Verisi ile İlgili Genel Bilgiler.....	104
2.4.2. Arazi Verisinin Spektral İçeriği.....	106
2.4.3. Arazi Verisinin Harmonik Katsayılarının Değişimi.....	110
2.4.4. Arazi Verisinin Zarf ve NTG Kesitlerinin Hesaplanması.....	112
3. BULGULAR VE İRDELEME.....	119
4. SONUÇLAR.....	122
5. ÖNERİLER.....	124

6. KAYNAKLAR.....	125
ÖZGEÇMİŞ.....	135



ÖZET

İnce tabakalı ortamlardan kaydedilen sismik yansıma genliklerinin zaman bağımlı değişimleri analitik yaklaşımlarla analiz edilir. İnce tabakalı ortamlardan kaydedilen sismik yansımalar girişimli karaktere sahiptir. Girişimli yansımaların analizi zarfların (anlık genliklerinin) hesaplanmasıyla yapılmaktadır. Çünkü, bir sismik yansıma izinde yansıtıcıların yerlerinin tespit edilmesinde zarf gösterimi önemlidir. Ayrıca zarflar yansıma dalgacığının genliğinin ve şeklinin zamanla olan değişimini ortamın fiziksel özelliklerine göre yansıtır. Özellikle güçlü yansımalara neden olan petrol ve gaz içerikli ortamlar için zarfların ayrımlılığı daha da önemlidir. Geleneksel olarak karmaşık iz yaklaşımı ile hesaplanan sismik zarf izleri girişimden, uyumlu ve uyumsuz gürültülerden etkilenirler ve yeterli ayrımlılıkta olmazlar.

Bu çalışmada, sismik zarfların ayrımlılığın artırılması ve girişim probleminin bir çözüm olması açısından sismik yansıma verileri Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) yöntemiyle incelenmiştir. Yöntemde sismik dalga alanına Fourier sinüs serileri ile bir yaklaşım sağlanmış ve elde edilen analitik fonksiyonun bağımlı değişkenlerine göre türevleri analitik olarak alınmış ve sayısal olarak sismik iz için G_N normalize edilmiş tam gradyan değerleri hesaplanmıştır. Bu G_N değerlerinin zamana göre çizimi sismik iz için daha ayrımlı zarf eğrilerini ve aynı zamanda enerji dağılımını göstermiştir. Girişim probleminin sıklıkla karşılaşıldığı ince tabakalı ortam modelleri (sandwich, kama, pinchout ve fay tipi yapılar) için hesaplanan yapay sismik veriler ve bir arazi verisi üzerinde yapılan uygulamalardan elde edilen sonuçlar, hesaplanan zarf eğrilerin görüntü olarak karmaşık iz zarfına benzer ancak daha ayrımlı ve pürüzsüz yüzeylere sahip olduklarını göstermiştir. Böylece, analitik yaklaşımla türetilen geleneksel sismik niteliklere ek olarak G_N değerlerinin arayüzeyleri ve litolojik değişimleri gösteren gradyan niteliği (attribute) olarak yığılmış sismik verinin yorumunda kullanılması önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Analitik Sismik İz, Karmaşık Zarf, İnce Tabakalanma, Yansıma Girişimi, Normalize Edilmiş Tam Gradyan, Harmonik Analiz

SUMMARY

Usage of Normalized Total Gradient (NTG) Method for the Analysis of Seismic Data and Comparison with Complex Envelope Curves

The time depending variations of amplitudes of seismic reflection recorded from thin-layered media are investigated with analytic approaches. The seismic reflections recorded from thin-layered media have an interferenced character. The analysis of these reflections has been done by calculating their envelopes (instantaneous amplitude). The envelope display is important in the determination of the place of the reflector on a seismic trace. Also, envelopes point out the variation of amplitude and the shape of the reflection wavelet according to physical features of media in the course of time. Especially, resolution of envelopes is more important for media including oil and gas which cause strong reflections. Conventionally, calculated seismic envelope traces are effected by interference, coherent and incoherent noises and it doesn't indicate qualified resolution.

In this study, Seismic reflections data were examined with Normalized Total Gradient (NTG) method to increase resolution of seismic envelopes and a find solution to interference problems. In this method seismic wave field was defined with the Fourier sine series and the derivations in respect to dependent variables of the obtained analytical functions were obtained analytically and G_N normalized total gradient values, which belongs to initial seismic trace, were calculated numerically. The drawing ,according to time, of these G_N values has denoted more resolution envelopes curves of seismic trace and also energy distribution. The obtained results from applications on the synthetic seismic data calculated for thin-layered media models (sandwich, wedge, pinch-out and fault type structures) frequently containing interference problems as well as on the field data have indicated that calculated G_N curves are similar to complex trace envelope as image but having better resolution and smoothed surfaces. Thus, in addition to conventional seismic attributes derived from an analytic approach, G_N curves are advised to be used in the evaluation of stacked seismic reflection data as gradient attribute which indicate interfaces and lithological variations.

Key Words: Analytical Seismic Trace, Complex Envelope, Thin-Layered, Reflection Interference, Normalized Total Gradient, Harmonically Analysis

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

- Şekil 1. Aynı fazlı iki ayrı dalganın yapıcı ve bozucu girişimlerinin görünüşleri.....8
- Şekil 2. Bir dalgacığın yapılanmasında harmonik bir dalga ve zarf eğrisinin önemi.
Sırasıyla, $w(t)$ dalgacık, $g(t)$ bir kosinüs dalgası ve $e(t)$ zarf eğrisi.....11
- Şekil 3. Pozitif yansıma katsayısı (a) ve negatif yansıma katsayısı (b) olması durumunda yansıma dalgacıkları ve zarf eğrileri.....12
- Şekil 4. Tam düzeltilememiş sismik yansıma izlerinin toplamından oluşan dalgacık ve onun zarfının gösterimi.....13
- Şekil 5. Sıfır fazlı bir Ricker dalgacığının $N=10$ harmoniği ve bu harmoniklerin toplanması ile oluşan dalgacık.....21
- Şekil 6. Karmaşık bir sinyal ve onun izdüğümleri olan gerçel ve sanal kısımların görünümü.....25
- Şekil 7. a) Sıfır fazlı Ricker dalgacığı (gerçel bileşen), b) Hilbert dönüşümü ile hesaplanan sanal bileşen, c) gerçel bileşenin, d) sanal bileşenin genlik ve e) gerçel bileşenin, f) sanal bileşenin faz spektrumları.....27
- Şekil 8. a) Karmaşık Ricker dalgacığının gerçel, sanal bileşeni (kesikli çizgi) ve zarfının birlikte gösterimi (kalın sürekli çizgi), b) karmaşık dalgacığın zaman bağımlı faz eğrisi, c) dalgacığa (kesikli çizgi) ve zarfına ait genlik spektrumlarının karşılaştırılması, d) zarfın faz spektrumu.....28
- Şekil 9. Gerçek bir yığılma verisi (a) için hesaplanmış zarf (anlık genlik) (b) ve anlık faz eğrileri (c).....29
- Şekil 10. Lanczos karalılık fonksiyonun $\mu=2, 3, 5$ değerleri için harmonik sayısına göre değişimi.....37
- Şekil 11. Frekans karakteristiği eğrilerinin değişik harmonik sayıları için $X/T=0.02$ ve $\mu=3$ olması durumundaki davranışları.....41

- Şekil 12. Merkez frekansı 20 Hz olan bir Ricker dalgacığının ideal ve ideal olmayan durumlarda harmonik katsayılarının veri sayısına göre dağılımları ve harmonik sayılarının üst sınırlarının seçiminin NTG eğrileri üzerindeki etkileri. a) Ricker dalgacığının gürültüsüz , d) gürültülü görünüşleri, b, e) harmonik katsayıları ve c, f) NTG eğrileri.....48
- Şekil 13. Farklı merkez frekanslı Ricker dalgacıklarının harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri. Ricker dalgacığı (a) 10, (b) 20, (c) 40 ve (d) 80 Hz frekanları için hesaplanmıştır.....50
- Şekil 14. a) Teorik olarak konvolüsyon işlemi ile hesaplanan bir sismik iz, b) rastgele, c) yüzey dalgası (chirp dalgacığı) gürültü bileşenleri, d) toplam sismik iz52
- Şekil 15. Şekil 14d' ki toplam sismik ize ait yansıma ve gürültülerin ayrı ayrı harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri. Yansımalara (a), rastgele gürültüye (b), yüzey dalgasına ve toplam sismik ize ait harmonik katsayıları (c).....53
- Şekil 16. Toplam sismik ize (a) alt ve üst harmonik sınırlaması yapılmadan (b) ve yapılarak (d) hesaplanan NTG eğrilerinin davranışları ve yapılan sınırlamaya göre toplam sismik veriye uygulanan harmonik süzgecin sonucu (c).....54
- Şekil 17. a)Yüzey dalgası etkisinde kalmış bir arazi sismik izi, b) üzerinde harmonik sayı aralığının belirlenmesi. c) tüm harmoniklerin kullanılması ve d) sınırlamanın yapılması durumunda NTG eğrileri.....56
- Şekil 18. a) Yüzey dalgası gürültüsünün etkili olmadığı bir arazi sismik izi, b) üzerinde harmonik sayılarının sınırlarının belirlenmesi. c) tüm harmoniklerin kullanılması ve d) sınırlamanın yapılması durumunda NTG eğrileri.....57
- Şekil 19. NTG eğrilerinin hesaplanmasında G_N operatörünün derecesinin, η , bir dalgacığın üzerindeki etkisi. a) NTG eğrileri, b) NTG eğrilerinin genlik spektrumlarının davranışları.....59
- Şekil 20. a) X/M oranının veri sayısı ve hat boyuna göre değişimi ve b) süzgeç fonksiyonunun, K_F , bu oranlarda harmonik sayısına göre değişimi.....61
- Şekil 21. a) Minimum fazlı Berlage dalgacığı, b, c, d, e) sırasıyla $x/M=0.00, 0.02, 0.04, 0.06$ değerleri için hesaplanmış NTG eğrileri.....62
- Şekil 22. a) Şekil 21a' daki Berlage dalgacığının küçük bir sinüs dalgası eklenmiş hali, b, c, d, e) sırasıyla $x/M=0.00, 0.02, 0.04, 0.06$ değerleri için hesaplanmış NTG eğrileri.....64

- Şekil 23. Sonraki işlemlerde kullanılacak olan sıfır fazlı Ricker dalgacığı. Dalgacığı zaman süresi $T=200$ msn ve örnek sayısı $M=101$ olarak hesaplanmıştır.....66
- Şekil 24. (a) U_t , (b) U_x bileşenleri ve sırasıyla genlik (b, e) ve faz spektrumları (c, f).....67
- Şekil 25. Tepe noktaları birbirine göre 16 msn kaydırılmış iki sıfır fazlı Ricker dalgacığının zarf ve NTG eğrilerinin karşılaştırılması. (a) zaman kaymış dalgacıklar ve onların toplamları, (b) toplam dalgacığın zarf eğrisi, (c) NTG eğrisi. Kalın çizgi toplam, ince çizgi başlangıç ve kesikli çizgi zaman ötelenmiş dalgacığı göstermektedir.....70
- Şekil 26. Tepe noktaları birbirine göre 20 msn kaydırılmış iki sıfır fazlı Ricker dalgacığının zarf ve NTG eğrilerinin karşılaştırılması. (a) zaman kaymış dalgacıklar ve onların toplamları, (b) toplam dalgacığın zarf eğrisi, (c) NTG eğrisi. Kalın çizgi toplam, ince çizgi başlangıç ve kesikli çizgi zaman ötelenmiş dalgacığı göstermektedir.....71
- Şekil 27. Tepe noktaları birbirine göre 40 msn kaydırılmış iki sıfır fazlı Ricker dalgacığının zarf ve NTG eğrilerinin karşılaştırılması. (a) zaman kaymış dalgacıklar ve onların toplamları, (b) toplam dalgacığın zarf eğrisi, (c) NTG eğrisi. Kalın çizgi toplam, ince çizgi başlangıç ve kesikli çizgi zaman ötelenmiş dalgacığı göstermektedir.....73
- Şekil 28. Şekil 23' deki Başlangıç dalgacığı ve şekil 25, 26 ve 27' deki toplam dalgacıklara ait genlik spektrumu eğrileri. Kalın çizgi başlangıç, ince çizgi şekil 25' deki toplam, noktalı çizgi şekil 26' daki toplam ve kesikli çizgi şekil 27' deki toplam dalgacıklarına ait genlik spektrumları.....74
- Şekil 29. Düşük empedanslı tabakalar arasında yüksek empedanslı bir tabaka olması durumunda gerçekleşen girişimin zarf ve NTG eğrilerinin görünüşleri.....76
- Şekil 30. Yüksek empedanslı tabakalar arasında düşük empedanslı bir tabaka olması durumunda gerçekleşen girişimin zarf ve NTG eğrilerinin görünüşleri.....76
- Şekil 31. Tekrarlayan tabakaların oluşturduğu jeolojik kesitinden (a) hesaplanan yansıma katsayıları (b) ve sismik izi (c) ve bu sismik iz için hesaplanan zarf (d) ve NTG (e) eğrileri.....78
- Şekil 32. Sismik araştırmalarda sıklıkla karşılaşılan yüksek-düşük-yüksek hızlı jeolojik ortamdan bir kesit (a) için hesaplanan yansıma katsayıları (b) ve sismik iz (c) ve bu sismik iz için hesaplanan zarf (d) ve NTG (e) eğrileri.....79

- Şekil 33. Hızların sürekli arttığı bir jeolojik ortam için (a) hesaplanan yansımaya katsayıları (b) ve sismik iz (c) ve bu sismik iz için hesaplanan zarf (d) ve NTG (e) eğrileri.....81
- Şekil 34. Farklı kalınlıklarda istiflenmiş tekrarlayan hız değerlerine sahip bir jeolojik kesit (a) hesaplanmış yansımaya katsayıları (b) ve sismik iz (c) ve bu sismik iz için hesaplanan zarf (d) ve NTG (e) eğrileri82
- Şekil 35. Bir kama yapısı modelinin iki ayrı kesiti için hesaplanan sismik izlerin, zarf ve NTG eğrilerinin karşılaştırılması. (i) jeolojik kesit, (ii) yansımaya katsayıları, (iii) sismik iz, (iv) zarf ve (v) NTG eğrisi.....84
- Şekil 36. a) Pastırma (Sandwich) tipi bir yer yapısı modeli. 600-830 m arasındaki tabakaların derinlikleri ve hızları şeklin yanındaki hız logunda gösterilmiştir. Tabakaların yoğunlukları 2 gr/cm^3 'dür. b) bu model yapı için hesaplanan sıfır ofset yapay sismik kesiti.....86
- Şekil 37. a) Şekil 36b' deki yapay sismik kesit için hesaplanan zarf kesiti ve b) alt profil seçilmeksizin hesaplanan NTG kesiti88
- Şekil 38. Şekil 36b' deki yapay sismik kesit için 125 noktalı alt profil seçilerek hesaplanmış NTG kesiti.....89
- Şekil 39. a) Kama (wedge) tipi bir ortam modeli ve b) bu model için hesaplanmış yapay sismik kesit.....90
- Şekil 40. a) Şekil 39b' deki yapay sismik kesit için hesaplanan zarf kesiti ve b) alt profil seçilmeksizin hesaplanan NTG kesiti.....91
- Şekil 41. Şekil 39b' deki yapay sismik kesit için 101 noktalı alt profil seçilerek hesaplanmış NTG kesiti.....92
- Şekil 42. a) İç içe girmiş kama (Pinc-out) tipi bir ortam modeli ve b) bu model için hesaplanmış yapay sismik kesiti.....93
- Şekil 43. a) Şekil 42b' deki yapay sismik kesit için hesaplanan zarf kesiti ve b) profil seçilmeksizin hesaplanan NTG kesiti.....94
- Şekil 44. Şekil 42b' deki yapay sismik kesit için 121 noktalı profil seçilerek hesaplanmış NTG kesiti.....95
- Şekil 45. a) Yansımaya ve saçılma girişiminin açıklanması için normal fay yapısı ve b) bu yapı için hesaplanmış yapay atış ortamı sismik kesiti.....97

Şekil 46. Saçılmalı (kesikli çizgi) ve saçılmasız (sürekli çizgi) izlerin spektral ve harmonik içeriklerinin karşılaştırılması. (a) sismik izler, (b) izlerin genlik spektrumları, (c) izlerin harmonik katsayılarının değişimi.....	99
Şekil 47. Şekil 45b' deki atış kaydı sismik kesiti için hesaplanan anlık genlik kesitleri. (a) zarf kesiti, (b) NTG kesiti.....	100
Şekil 48. Orta Tunga Hidrokarbon sahasından kaydedilen arazi verisinden elde edilen yığma kesiti (Bereskin, 1988).....	101
Şekil 49. Hilbert dönüşümü kullanılarak şekil 48' deki sismik verinin hesaplanmış zarf kesiti (anlık genlik) (Bereskin, 1988).....	102
Şekil 50. NTG yöntemi kullanılarak şekil 48' deki sismik verinin hesaplanmış NTG kesiti (anlık genlik) (Bereskin, 1988).....	103
Şekil 51. Araziden kaydedilmiş ve gerekli işlemler yapıldıktan sonra elde edilmiş olan yığma verisi ve üzerinde belirlenen yansıma paketleri (TPAO).....	105
Şekil 52. Şekil 51' deki yığma verisinden seçilen 1, 40, 80, 120 ve 160 nolu izler için hesaplanmış genlik spektrumu eğrileri.....	107
Şekil 53. Saçılmaların etkisinin azaltmak için spektrumun düzleştirilmesinin bir uygulaması. (a) Şekil 51' deki 120 nolu başlangıç izi, (b) başlangıç izinin genlik spektrumu eğrileri (sürekli çizgi başlangıç izine ve noktalı çizgi 51 noktalı kayan ortalama işlemi ile düzleştirilmiş spektrum) ve (c) düzleştirilmiş spektrumdan elde edilen saçılma azaltılmış iz.....	108
Şekil 54. Şekil 51' de gösterilen yığma verisine spektrum düzleştirilmesi uygulandıktan sonra elde edilen yığma verisi.....	109
Şekil 55. Şekil 51' deki yığma verisinden seçilen 1, 40, 80, 120 ve 160 nolu izler için hesaplanmış harmonik katsayılarının harmonik sayılarına göre değişimleri.....	110
Şekil 56. Şekil 53a ve c' deki sismik izlerin (120 nolu) harmonik katsayılarının harmonik sayılarına göre değişimleri. Başlangıç izine (şekil 53a) ait katsayılar noktalı çizgi ve düzleştirme işleminden sonra (şekil 53c) elde edilen katsayılar sürekli çizgi ile gösterilmektedir.....	111
Şekil 57. Şekil 54 verilen arazi verisi için Hilbert dönüşümü ile hesaplanmış zarf kesiti.....	113

Şekil 58. Şekil 54' de verilen arazi verisi için NTG dönüşümü ile hesaplanan NTG kesiti.....	114
Şekil 59. Şekil 54' den seçilen kama şekilli 1. alt veri grubuna ait kesit ve bu kesit üzerinde kama yapısının şeklini tanımlayan yansıma grupları.....	115
Şekil 60. Şekil 59 da verilen kesit için hesaplanmış NTG kesiti. Oklar ile gösterilen alanlar başlangıç verisindeki ana yansıma alanlarıdır.....	116
Şekil 61. Şekil 54' den seçilmiş girişimli yansıma olayını içeren 2 nolu kesit. Ok ile gösterilen yansıma girişimlidir.....	117
Şekil 62. Şekil 54' den seçilmiş girişimli yansıma olayını içeren 2 nolu kesitin hesaplanmış zarf kesiti.....	117
Şekil 63. Şekil 54' den seçilmiş girişimli yansıma olayını içeren 2 nolu kesitin hesaplanmış NTG kesiti.....	118

SEMBOLLER DİZİNİ

- NTG: Normalize Edilmiş Tam Gradyan
 $f(t)$: Sismik iz veya Analitik sinyalin gerçel bileşeni
 $r(t)$: Yansıma katsayısı serisi
 $w(t)$: Dalgacık
 $n(t)$: İlave gürültü
 ΔT : Dalgacığın maksimum zaman genişliği
 ΔE : Zarf genişliği
 ΔF : Frekans bant genişliği
 a_0 : $n=0$ için kosinüs harmonik katsayısı
 a_n : Kosinüs harmonik katsayıları
 b_n : Sinüs harmonik katsayıları
 n : Harmonik sayısı indeksi
 Σ : Ayrık toplam
 T : Kayıt süresi veya bir tam periyot süresi
 π : Matematiksel pi (3.1415) sayısı
 $f_{tr}(t)$: Traşlanmış sinyal
 N : Harmonik sayısı
2-B : 2 Boyutlu
 $Z(t)$: Analitik (Karmaşık) iz veya sinyal
 $q(t)$: Sanal yada quadrature bileşen
 $R(t)$: Zarf, anlık genlik veya yansımanın gücü
 $\phi(t)$: Anlık faz
 $V(t)$: Hız
 E_k : Kinetik enerji
 m : Tanecik kütlesi
 E_p : Potansiyel Enerji
 k : Tanecik elastikliğini belirleyen sabit
 H : Hilbert dönüşüm operatörü

- G_N : Normalize Edilmiş Tam Gradyan Operatörü
 U_x : $U(x, t)$ başlangıç alanının x' e göre türevi
 U_t : $U(x, t)$ başlangıç alanının t' ye göre türevi
 η : Tam gradyan operatörünün derecesi
 M : Sismik izdeki örneklerin sayısı (veri sayısı)
 K_F : Süzgeçleme fonksiyonu
 Q : Lanczos karalılık fonksiyonu
 μ : Lanczos karalılık fonksiyonunun eğriliğinin derecesi
 $H(n)$: Frekans karakteristiği
 N_1 : Alt harmonik sayı sınırı
 N_2 : Üst harmonik sayı sınırı
 m_b : Kök ortalama hata
 δU : Ortalama kare hata
 Δt : Zaman örnekleme aralığı
 E_N : Enerji operatörü
 c : Yayınım katsayısı
 E_{TOP} : Toplam enerji
 ξ : Sönüm yada soğurma sabiti
 ω : Açısal frekans
 E_0 : Başlangıç enerjisi
 f : Çizgisel frekans
 λ : Dalga boyu
 h : Tabaka kalınlığı
 s : saniye

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Jeofiziğin bütün alanlarında ve özellikle sismik yöntemlerde toplanmış veriler zaman serileri şeklindedirler. Jeofizikçi bu zaman serilerini analiz ederek verinin ilgili olduğu çevre ile en iyi fiziksel anlamı kazanmaya gayret gösterir (Silvia, Robinson, 1979). Böylece zaman serileri şeklindeki sismik veriler hem nitel (qualitative) hem de nicel (quantitative) tekniklerle analiz edilirler (Banorich, 1994). Bu analizlerdeki işlem adımları bilgisayar kapasitesinin genişlemesine bağlı olarak devamlı gelişim göstermiştir. Sismik veri üzerindeki bu analizlerin son 30 yılı genel olarak değerlendirildiğinde bazı uygulamalar bilinen işlemlere yeniden eklenirken birçoğunun aynı kaldığı görülmektedir. Çünkü, sismik analizlerde verinin karmaşıklığını açıklayacak yeni matematiksel ve fiziksel modellere ihtiyaç vardır (Taner, Baysal, 1994).

Sismik verilerin analizlerinde kullanılan işlem tekniklerinde dönüşümlü olarak sayısal veriyi analitik bir fonksiyona yaklaştırma veya analitik tanımlı bir fonksiyondan sayısal veriyi hesaplama işlemleri yapılmaktadır (Farnbach, 1975). Bu işlemlerde temel prensip sismik verinin içermiş olduğu genlik ve faz bilgisinin kayıt parametrelerine göre değişimine anlam kazandırmaktır. Böylece verinin kaydedildiği ortam hakkında doğru yapısal, stratigrafik ve litolojik bilgi sağlanmış olur (Anstey, 1977). Yapısal bilgide doğru sismik görüntünün elde edilmesi çok daha önemli iken, stratigrafik hedeflerin işlenmesinde geleneksel işlemlerden farklı olarak daha kesin tanımlamalar gerekmektedir (Brown, 1996). Bu nedenle sismik verilerin analiz çalışmalarında yığma verileri üzerinde yapılan önemli tanımlamalar yaygın olarak, ofset-genlik değişiminden (Amplitude Versus Offset-AVO) (Ostrander, 1984) ve karmaşık iz niteliklerinden (Complex Trace Attribute) (Taner, Sheriff, 1977; Taner vd., 1979; Sicking, 1978; Shtivelman vd., 1986) faydalanılarak yapılabilmektedir. Fakat güncel olarak sismik veriden daha açıklayıcı ve sismik veri ile ortamın jeolojisini ilişkilendiren yeni nitelikler üzerinde sürekli araştırmalar yapılmaktadır (Nguyen, Mars, 1997; Gatulin, 1999). Yapılan çalışmalar, büyük genlik anomalileri yoğun şekilde tabakaların petrol, gaz ve diğer sıvıları içermelerinden kaynaklandığı için yansıma genliklerinden en doğru bilgiyi elde etmenin önem kazandığını göstermiştir (Tákacs vd., 1997). Bu nedenle, yeni petrol ve gaz sahaları çoğunlukla daha küçük boyutlu ve yapısal

olarak daha karmaşık oldukları için bu sahalarda elde edilen sismik verilerin daha detaylı analiz edilmesi gerekmektedir (Hesthammer, Fossen, 1997).

İdeal olarak, sismik izi oluşturan ve ona şekil veren bant sınırlı yansıma dalgacıkları, yansıtıcıların yansıma katsayıları ile konvolüsyonu ve ilave gürültü şeklinde hesaplanmaktadır. Bununla birlikte, ince tabakalı istiflenmelerin ve özellikle petrol ve gaz içerikli ani hız değişimlerinin olduğu ortamlarda yansıma genlikleri ideal kabulden oldukça farklılık gösterirler ve önemli derecede şekil bozulmalarına maruz kalırlar (Bodine, 1984; Cohen, 1989). Bu farklılıklar ve şekil bozulmalarının nedenleri gürültüler ihmal edildiği zaman, dalgacığın frekans içeriği, dalga boyu ve tabakaların kalınlıkları arasındaki ilişkilere bağlı olarak gelişen "*girişim*" olaylarıdır. Sismik olarak girişim olayı birbirine yakın iki yansıtıcıdan gelen yansıma dalgacıklarının üst üste gelmesi şeklinde gerçekleşir. Widess (1973) kriterine, göre dalga boyunun dörtte biri ve daha ince ($h \leq \lambda/4$, h tabakanın kalınlığı, λ dalga boyu (hız/frekans)) tabakalı ortamlardan alınan yansımalar sismik izler üzerinde görülemezler. Girişim etkisinden dolayı, ince tabakanın altından ve üstünden olan yansımalar tek bir yansıma olayı gibi davranacağından bu yansıma olaylarını ve dolayısıyla yansıtıcıları arayüzeyleri sismik kesitlerde tanımlamak bazen mümkün olmaz veya bazen de çok zor olur (Us, 1993). Böylece her yansıtıcıdan alınan yansımaların genlik olarak çok zayıf ve diğer kuvvetli yansımalarla girişmiş olmaları onların sismik kesitlerde görülmemelerine neden olmaktadır. Bu yüzden ince tabakalı ortamlardan (özellikle sedimanter havzalarda) yansımış dalgacıkların temsil ettikleri yansıtıcı yüzeylerin yerlerini sismik kesitler üzerine belirlemede yanlış yorumlar yapılabilir (De Voogd, Rooijen, 1983). Dolayısıyla, tabakalı ortamların yatay ve düşey yöndeki özelliklerinin incelenmesinde farklı yöntemlere ihtiyaç vardır. Yani sismik verilerin incelenmesinde kinematik ve dinamik parametrelerin dikkate alındığı daha fazla bilgi gereklidir (Akhmedov vd., 1993).

Girişmiş yansımaların ayrışması veya tanımlanması sismik izlerin (veya kesitlerin) değerlendirilmesinde hedeflenen bir amaçtır. Bu hedefe ulaşmak için sismik verinin genlik ve faz içeriği hakkında bilgi sahibi olmak ve en yüksek birincil yansıma ayrımlılığının sağlanması zorunludur (de Voogd, Rooijen, 1983). Bahsedilen problemin çözümleri frekans-zaman ortamında veri analizi yöntemleri ile gerçekleştirilmektedir (Bodine, 1984; Barnes, 1990; Makarov vd., 1996). Bu yöntemlerin değişik jeofizik problemlerinde kullanımı oldukça yaygındır. Arazide yüksek frekanslı kaynak kullanımı, veri işlem aşamasında uygun frekans-dalgasayısı (f-k) süzgeçleri, dalgacık sıkıştırma (dekonvolüsyon uygulamaları), izlerin yığılması (stack) ve göç (migrasyon) işlemleri ile

yansıma izleri üzerinde ayrımlılık analizleri yapılmakla birlikte, analitik sinyal kullanımıyla da yapılabilmektedir (Robertson, Nogami, 1981; Kallweit, Wood, 1982; Brown, 1996; Taner, 1998). Analitik sinyal kavramının sismik işlemde kullanımı karmaşık iz niteliklerinin (Complex Seismic Trace Attribute) hesaplanması olarak bilinmektedir. Karmaşık iz nitelikleri sismik izin zaman bağımlı zarf (anlık genlik), faz ve frekans değişimleri şeklinde ilk olarak Taner vd., (1979) ve dalga şekli analizinde Bodine (1986) tarafından kullanılmıştır. Analitik sinyalin sismik verilerin analizinde kullanımının diğer bir uygulaması sismik verilerin genlik ve faz değerlerinin bileşik olarak zaman-frekans dağılımlarının Wigner-Ville (WVD) Dağılımı ile elde edilmesidir (Steeghs, Drijkoningen, 1994). Sismik izin zarf bilgisi kullanılarak uyumsuz olarak gelen tekrarlı yansımalarla üst üste gelmiş birincil yansımalar istatistiksel olarak tahmin edilebilmektedirler (Ryzhikov, Biryulina, 1999). Diğer yandan farklı sismik niteliklerle sismik veriden elde edilen genlik anomalileri zenginleştirilmektedirler. Böylece su-gaz veya petrol ve gaz-petrol gibi yüzeylerden alınan yansımalar daha iyi tanımlanabilmektedir (Ampilov, Arts, 1998; Arts, Ampilov, 1999; Signer vd., 1999). Karmaşık izin anlık bilgileri sismik izin kendisi ve Hilbert dönüşümü (quadrature bileşen) kullanılarak hesaplanmaktadır (Farnbach, 1975; Robertson, Fisher, 1988; Mazotti, 1991; Barnes, 1994). Karmaşık sismik izin diğer bir önemi, yığma işleminin basit skaler ortalamadan daha çok vektörel bir toplam olarak değerlendirilmesidir (Taner, Koehler, 1981, 1987; Taner, Baysal, 1994; Combois, Stoffa, 1990).

Ayrımlılık, dalgacığın frekans band-aralığı ve toplam enerjisine bağlıdır. Toplam enerji ise iz zarfının karesi ile ilişkilidir (Rihaczek, 1968). Bu durum, optimum ayrımlılık için dalgacıkların yuvarlatılmış zarflara sahip olduğunu vurgulamaktadır (Barnes, 1992). Zarf izleri sismik izin enerjisinin zamana göre değişiminin en iyi göstergileridir (White, 1991). Ayrımlılık yansıma dalgacığının zarfının daraltılması ile doğrudan ilişkilidir (Palaz, Marfurt, 1997). Zarfın daraltılması frekans ortamında spektrumun genişlemesi anlamına gelmektedir. Yansıma dalgacığının zarfı onun genliğinin büyüklüğünün bir ölçüsüdür. Yansıtıcı yüzeylerin genel bir görüntüsünün sismik izlerden hesaplanan zarf izlerinden belirlenebilmesi, zarf izlerinin daha ayrımlı ve pürüzsüz bir şekilde hesaplanmasını gerektirmektedir (Shitvelman vd., 1986). Yani her bir yansıtıcıya ait yansıma dalgacığının genliğinin ortaya çıkarılması ve bunların şekillerinin daha düzgün olması yorumlamada çok önemli faydalar sağlar. Ancak girişimin etkisinden dolayı çoğu zaman ince tabakalı ortamlara ait yansımalar yüksek oranda girişimlidirler ve dolayısıyla,

karmaşık iz yaklaşımı ile hesaplanan genlik ve şekil değişimleri de bu girişimin etkisinden dolayı gerçeği yansıtmazlar (Knapp, 1990). Yansıma genliklerindeki ve şekillerindeki değişimler birkaç şekilde hesaplanabilir. Farklı yaklaşımların ortak amacı bu değişimler ile ortamın fiziksel özellikleri arasında (özellikle petrol ve gaz haznelinde) ilişki kurmaktır (Kohoen, 1984; Alam vd., 1995; Gallager vd., 1996; Scholtz, 1996).

Bu çalışmada, yukarıda belirtilen sismik zarfların (genliklerin veya enerji alanlarının) girişim problemine bir çözüm ve tabii olarak zarf izlerinin ayrımlılığın artırılması hususunda bilinen yöntemlere alternatif olarak sismik yansıma izlerinin *Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG)* yöntemiyle işlenmesi önerilmektedir. Yöntem potansiyel alanların analitik uzanımının kararlı bir şekilde gerçekleştirilmesi amacıyla geliştirilmiş olmasına rağmen, sismik verilerin işlenmesinde ve zarf izlerinin ayrımlılık imkanlarının araştırılmasında kullanılabileceğini ifade edilmiştir (Bereskin, 1988). Yöntemde sismik dalga alanına Fourier sinüs serileri ile bir yaklaşım sağlanır ve elde edilen analitik fonksiyonun bağımlı değişkenlerine göre türevleri analitik olarak alınır ve sayısal olarak sismik ize ait tam gradyan (TG) değerleri hesaplanır. Bu TG değerlerinin zamana göre çizimi izin zarfını verir (Mohan, Babu, 1995). Tam gradyan değerlerinin toplam tam gradyan değerlerine bölümü ile normalizasyon işlemi gerçekleştirilir. Bu işlem sismik izin zamana göre enerji dağılımını göstermede önemlidir.

NTG yöntemin kullanılmasıyla sentetik ve arazi verileri üzerinde yapılan uygulamalardan elde edilen sonuçlar, hesaplanan eğrilerin görüntü olarak karmaşık iz zarfına benzer ancak daha ayrımlı ve basitleşmiş olduğunu göstermiştir. Birbirine çok yakın fazlarda girişmiş dalgacıkların iyi bir şekilde belirlenebildiği ve çok küçük bir etkinin dahi ortaya çıkarılabildiği görülmüştür. Bunun yanında gürültülü veriler üzerinde normalizasyondan dolayı yöntemin çok başarılı sonuçlar verdiği ve hatta hesaplanan eğrilerin pürüzsüz yüzeylere sahip olduğu tespit edilmiştir. Petrol ve gaz içerikli havzalardan alınan yansımaların bu yöntemle değerlendirilmesinin daha iyi yorumlama imkanlarını ortaya çıkarabileceği görüşüne varılmıştır.

1.2. Çalışmanın Amacı

NTG yöntemiyle sismik verilerin işlenmesi 2 ana amaç altında toplanabilir.

1) Sismik izlerin analitik olarak herhangi bir matematiksel fonksiyonla doğrudan tanımlanması oldukça zordur. Ancak Fourier serileri ile belirli şartlar altında sismik izlere

ideal bir yaklaşım sağlanabilir. Bu yaklaşımlar harmonik işlemleri gerektirir. NTG yönteminin temeli herhangi bir potansiyel alan sinyalinin aşağı doğru analitik uzanımına dayanmaktadır. Eğer ortak olarak jeofizik ölçüler sonucunda elde edilen veriler sinyal olarak kabul edilirse, ölçümün yapıldığı yöntemin şartlarına göre bu sinyal ortak bir matematik tanımla değerlendirilebilir. Bu açıdan Fourier serileri bu tür bir işleme en uygun araçtır. Her ne kadar sismik arama amaçlı sinyaller periyodiklik göstermeseler de, belirli yada sınırlı bir aralıkta periyodik kabulü yapılarak incelenebilirler. Sismik izlerin analitik olarak incelenmeye başlanmasıyla sismik yoruma yeni katkılar sağlanmıştır. Bu tür çalışmalar yeni yöntemlerin geliştirilmesi ve bilinen yöntemlerin yeni uygulamaları ile artmaktadır. Bu açıdan bakıldığında, NTG yönteminin matematik temeli sismik izlerin ve dolayısıyla kesitlerin incelenmesine imkan vermektedir. Bu nedenle NTG yönteminin sismik verilerin işlenmesinde kullanımını daha ayrıntılı bir şekilde nedenleri ile göstermek gerekliliği vardır.

2) Sismik kesitler üzerinde yer altı jeolojisinin tanımlanması temel bir amaçtır. Sismik yansıma arazi çalışmalarında her bir arayüzeyden bir yansıma alınması istenmektedir. Ancak yeraltının karmaşıklığı (ince tabakalı, aşırı kırıklı yapılar, yanal heterojenite vb.) kullanılan kaynak dalgacığının şekli ve içerdiği frekans bandı, yer içinin soğurucu etkisi her bir arayüzeyden ayrı ayrı yansıma alınmasına izin vermez. Bu nedenle sismik işlemlerde yansımaların ayrımlılığı incelenir ve ayrımlılık iyi değilse uygun tekniklerle iyileştirilmeye çalışılır.

Uygulamada ince tabakalı ortamlarda, kama ve pinchout tipi yapılarda ve özellikle petrol-gaz-su ardalımalı yapılarda sismik yansıma dalgacıklarının yüksek oranda girişimi önemli değerlendirme hatlarına neden olmaktadır. Aslında teorik olarak düşünüldüğünde, kaynaktan çıkan dalga alanı (tanımlı bir dalgacık olarak) yayılırken alıcıya kadar geçtiği bütün ortamlardan bilgi taşır. Ancak bu bilgiler yeterli olmayan örneklemeden, gürültülerden ve yüksek oranda girişimden dolayı sismik iz üzerinde tanımlanamaz. Bu nedenle, sismik verilerin ayrımlılık problemleri uzun yıllardır bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir ve bu incelemeleri sonucunda, sismik ayrımlılıkla ilgili temeli dalga boyu ve tabaka kalınlıkları arasındaki ilişkilere bağlı kriterler belirlemişlerdir. Bununla birlikte girişimli yansımaların ayrımlılık analizleri sismik izlere analitik sinyal yaklaşımıyla yapılmaktadır. Sismik izlere analitik yaklaşımlar 1970' li yıllarda başlamış ve

Taner vd., (1979) tarafından karmaşık iz analizleri olarak sismik yorumlamada kullanılmaya başlanmıştır. Karmaşık iz analizi, bir sismik veriden temel olarak genlik, faz ve frekans bilgilerinin çıkarılması veya bu bilgilerin ayrıştırılması olarak yapılmaktadır. Bu analizlerin temelinde sismik yansıma enerjilerinin incelenmesi yatmaktadır. Bu açıdan zaman bağımlı genlik bilgisi önemlidir. Sismik izin zaman bağımlı genlik bilgisi karmaşık iz analizinde zarf (envelope) yada yansıma gücü (reflection-strength) olarak hesaplanmaktadır. Bu bilgilere genel olarak sismik nitelik (attribute) denilmektedir. Analitik sinyalden türetilen bu nitelikler sismik verilerin ayrımlılık analizlerinde başarılı bir şekilde kullanılarak literatürde yayımlanmıştır. Analitik sinyalin zarfının sismik yansıma enerjisini karakterize etmesi açısından özel bir önemi vardır. Yansıma enerjilerinin en ayrımlı şekilde hesaplanması aynı zamanda girişim probleminde bir çözüm getirmektedir. Ancak karmaşık iz analizi ile hesaplanan zarf bilgisi ayrımlık açısından zayıftır. Sismik izin kendisi ve onun sanal bileşeni kullanıldığı için zarf bilgisi yeterli ayrımlılıkta olmaz. Dolayısıyla girişim ve gürültüler sonuçlar üzerinde son derece etkili olmaktadır.

Yukarıda anlatılmaya çalışılan uygulamalara bir alternatif ve probleme çözüm olarak Bereskin (1988) tarafından sismik izlerin NTG yöntemiyle incelenmesi önerilmiştir. Yöntem sismik veriye uygulamaları açısından çok derin köklere sahip değildir. Yöntemle ilgili literatür bilgisi çok kısıtlı olup genellikle Rus araştırmacılar tarafından kullanılmıştır. Batı literatüründen bu yöntemle ilgili herhangi bir kaynak bilgi elde edilememiştir. Bu eksikliklerden dolayı yöntemin sismik veriye uygulamalarının neden sonuç ilişkisi içinde detaylı olarak ve bilinen karmaşık zarf ile karşılaştırılmalı olarak incelenmesi gerekliliği vardır. Yöntemin temelinde sismik izlere Fourier sinüs serileri ile analitik bir yaklaşım olduğu için, uygulamada karmaşık zarf hesaplamaları ile benzerlikler vardır. Yapılan işlemlerde bir G_N operatörü belirlenerek sismik izin toplam enerjisi karakterize edilir ve değerlendirilir. Bu operatör sismik verilerin türevleri kullanılarak hesaplanır ve daha sonra normalizasyon yapılarak özel bir nitelik kazanılır. Operatörün bir türev operatörü olmasına bağlı olarak ayrımlılık imkanları artmaktadır. Ayrıca normalize işleminin uygulamada sonuç eğrileri daha pürüzsüz yapması ve G_N operatörünün süzgeçleme özelliğinin gürültüyü bastırması NTG yönteminin diğer bir avantajıdır. Bu özelliklerin bir arada ayrımlılık analizi için bir veriye uygulanması ile duyarlı sonuçlar elde edilebilir.

1.3. Sismik Yansıma İzlerinin Genel Yapısı

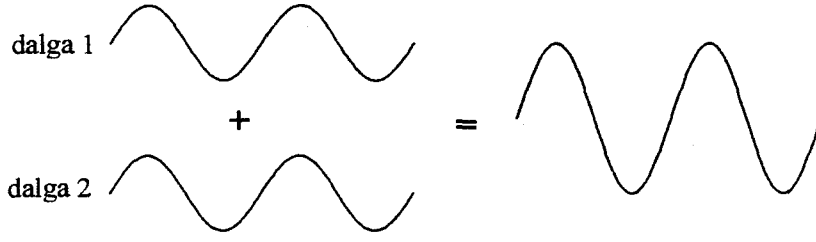
Bilindiği gibi sismik izlerin şekillenmesini yansıma dalgacıkları sağlar. Dalgacıkların sahip olduğu karakterler sismik izin yapısını oluşturur. Yeraltının tanımlanabilmesi açısından beklenen sonuç, bütün arayüzeylerden yansıyan dalgaların kaydedilmesidir. Aslında burada tabakalı yapının yansıtıcı serisi, yansıma dalgacıklarının sismik iz üzerine zamanın bir fonksiyonu olarak yerleşmesinde önemlidir. Böylece kaydedilen sismik izin beklenenden farklı olmasının nedeni, yer içinde yayılan dalgacığın basit bir iğnecik (spike veya impluse) yerine karmaşık ve bilinmeyen şekillere sahip olmasıdır. Buna göre sismik yansıma izi, sinyal bileşeni (istenilen birincil yansıma), farklı tipteki gürültü bileşeni ve girişim bileşeninin üst üste binmesi ile oluşan bir zaman serisi olarak tanımlanabilir (Silvia, Robinson, 1979). Gürültü bileşeninin sismik veriye toplam şeklinde ilave olunduğu göz önüne alınırsa, matematiksel olarak sismik iz genellikle giriş dalgacığı ile yansıma katsayılarının konvolüsyonu olarak hesaplanabilir. Konvolüsyon işlemi her yansıma katsayısının bulunduğu yere zamanın bir fonksiyonu olarak birer karmaşık dalgacık yerleştirir (Robinson, Treitel, 1980). Buna göre sismik iz aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$f(t) = r(t) * w(t) + n(t) \quad (1)$$

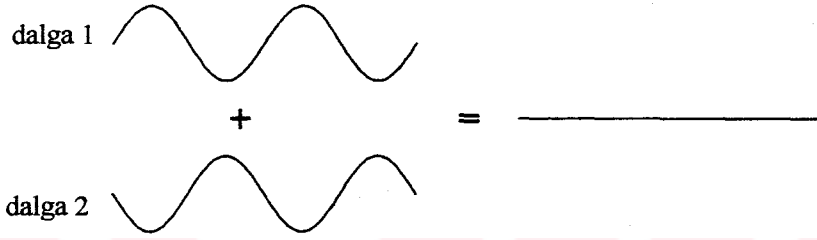
Burada, zamanın fonksiyonu olarak, $f(t)$ sismik izi, $r(t)$ yansıma katsayısı serisini, $w(t)$ sismik kaynak dalgacığını ve $n(t)$ ise ilave gürültüyü temsil etmektedir. Denklem (1) açık olarak sismik izlerin girişimli bir karaktere sahip olduğunu açıklamaktadır.

1.3.1. Sismik Girişim ve Karmaşık Yansıma Olayları

İki veya daha fazla dalga alanının üst üste binmesi ilkesine göre oluşan birleşime girişim denir. Sismik olarak bu olay yüzeyde kaydedilen bir sismik dalgacığın iki ve daha fazla yansıma dalgacığından ibaret olması ile açıklanabilir (Gochioco, 1991). Girişim olayı temelde iki türlü gerçekleşir. Eğer girişen yansımaların fazlarında mükemmel uyum varsa, girişim kuvvetlendirici şekilde oluşur ve yapıcı (constructive) girişim adını alır. Eğer girişen yansımalar birbirini sönmüleyici şekilde oluyorsa, bu girişime bozucu (destructive) girişim denir (şekil 1).



a) Yapıcı (Constructive) Girişim



b) Bozucu (Destructive) Girişim

Şekil 1. Aynı fazlı iki ayrı dalganın yapıcı ve bozucu girişimlerinin görünüşleri

Belirli karakteristik titreşimler tabaka kalınlığı ve/veya tabaka sınırlarını göz önüne alan bazı bilgileri sağlayabilir. Tabaka kalınlığı, sinyal boyu ve bir ince tabakanın altının ve üstünün ayrımlılığı arasındaki ilişkiler ilk olarak Ricker (1953) tarafından çalışılmıştır. Meissner ve Meixner (1969) ince tabakaların ve tabakalı ortamların iki veya daha fazla tabaka sınırından gelen birincil ve tekrarlı yansımalar arasındaki girişimden dolayı sismik dalgacıkları bozduğunu göstermiştir.

Dalgacıkların girişimi ince tabakalı yada akustik empedans farklılığının büyük olduğu ortamlarda önemli bir problem olarak ortaya çıkmaktadır (Us, 1993). Stratigrafik ortamlarda genellikle ince tabakalı ortamlara rastlanmaktadır. Bunun yanında petrol-su-gaz içerikli tabakaların girişleri ve çıkışları arasında fazla miktarda akustik empedans farklılıkları vardır (Ostrander, 1984). Bu farklılıklar gelen dalgacığın yansıma katsayıları ile olan ilişkilerini karmaşık bir hale getirir. Dalgacığın başlangıçtaki frekans bandı geniş ve yan salınımlar düşük genlikli iken, yayılım kayıplarından dolayı bu özelliklerini kaybedecektir. Bu nedenlerden dolayı, yüksek-düşük hız sınırlarında veya düşük-yüksek

hız sınırlarında yapıcı veya bozucu girişim olayı gerçekleşecektir. Girişimlerin yapıcı yada bozucu olması tamamen ortamların hızına, dalgacığın o anki frekans içeriğine, tabakanın kalınlığına ve oluşan girişimin derecesine bağlıdır. Dalgacıkların bu girişimi kaydedilen sismik izlerin hem yapısını hemde görünümünü etkiler ve çoğunlukla Sinyal (S)/Gürültü (G) oranlarının düşük olmasına neden olur. Bazı durumlarda sismik izlerde girişimlerden kaynaklanan yeni olaylar oluşur. Bu olaylar yorumcuyu yanıltıp önemli ekonomik zararlara yol açabilir.

Normal olarak bir kaynak aracılığı ile yere verilen dalgacık başlangıçta basittir. Günümüzde sismik verilerin işlenmesinde dalgacığın yayılması esnasında bu basitliğini muhafaza ettiği kabul edilmektedir. Fakat gerçek yer ortamları için bu kabul geçerliliğini kaybeder (Gelchinsky vd., 1985). Böylece, dalgacık yayılırken yapısında önemli değişiklikler olur. Yani, dalgacığın genliğinin (veya enerjisinin) önemli bir kısmı ve dalgacığın frekans içeriği sönüme uğrar. Bunun yanında, dalgacığa istenmeyen ilave gürültüler eklenecek ve dalgacık kenar salınımları fazla olan bir yapıya sahip olacaktır. Bu yüzden, kaydedilen yansıma dalgacıkları karmaşık bir yapıya sahiptir.

"Dalgacık karmaşıklığı" ifadesi ilk olarak Ricker (1953) tarafından ifade edilmiştir. Buna göre, iki veya daha fazla üst üste gelmiş dalgacıklarla şekillenmiş bir dalgacık karmaşıklığı olarak ifade edilir. Dalgacığın karmaşık olmasına bağlı olarak sismik izlerde karmaşık bir yapıya sahip olacaktır. Eğer tabakalı ortamların tabaka sınırları (arayüzeyler) birbirine çok yakın değilse, bu sınırlardan yansıyan dalgacıklar iyi ayrılmış olur. Bununla birlikte, eğer bu sınırlar birbirine çok yakın ise dalgacıkların sonlu genişliklerinden dolayı üst üste geleceklerdir ve dolayısıyla basit bir sismik yansıma izi yerine değerlendirme için çok zor olan karmaşık izler oluşacaktır. Burada bahsedilen karmaşıklık düzenli (coherent waves) yüzey dalgası gürültüleri, düzensiz gürültüler (random noises), tekrarlı yansımalar ve saçılmalardan kaynaklanan karmaşıklık değildir. Zaten bu tür karmaşıklık etkileri veri işlemin değişik aşamalarında veriden en uygun şekilde atılır. Dolayısıyla bu çalışmada ilgilenilen karmaşıklık tabakalı yapıdan kaynaklanan nedenlerden dolayı, yansımaların girişimlerinden oluşan karmaşıklığıdır.

1.3.2. Sismik Ayrımlılık ve Dalgacığın Yapısı

Sismik yansıma verilerinin analizlerinde, genel amaç en iyi sismik ayrımlılığı gerçekleştirmek ve sismik kesitlerdeki yüksek uyumlu verilerin izlenebilmesini

sağlamaktır. Zaman ortamında bu işlem, aşağıdaki nitelikleri takip eden bir dalgacık işlemine geçiştir (Palaz, Marfurt, 1997).

- Kısa süreli dalgacık (sıkışmazlık)
- Sıfır fazlı dalgacık (simetriklik)
- Kenar salınımların düşük genlikli ve sınırlı olması
- Dalgacığın zarfının hızlı bir şekilde yakınsaması ve yuvarlatılmış olması (*)
- Sismik veri grubundaki izler arasındaki dalgacığın uyumu.

(*) ile ifade edilen özellik analitik sinyal kullanımı ile doğrudan ilişkili olduğu için, bu çalışmanın temel konusunu teşkil etmektedir. Bu işlemlerin frekans ortamındaki karşılığı, geniş spektrum, yuvarlatılmış spektrum ve sıfır fazlı olması ile karakterize edilir. Ricker (1953), dalgacığın sıkıştırılması veya frekans bandının genişletilmesi durumunda, ayrımlılığın artırılacağını ilk olarak ifade etmiştir. Berkhout (1973) ve Schoenberger (1974) dalgacıkların yapılanmalarının ayrımlılık üzerine etkilerini ayrıntılı olarak açıklamışlardır.

Eğer dalgacığın boyundan bahsediliyorsa işlemler zaman ortamında, eğer frekans bandından bahsediliyorsa frekans ortamında işlem yapılmaktadır. Her iki ortamdaki işlemler matematiksel olarak farklılık gösterse de, fiziksel olarak varılmak istenen sonuç aynıdır. Dalgacığın zaman boyu ne kadar kısa ise, yada spektrumu ne kadar geniş ise, ince tabakalı ortamlardaki yansımalar sismik iz üzerinde kolaylıkla tanımlanabilir (Knapp, 1990). Bu anlamda ayrımlılık ile ilgili değişik kriterler sunulmuştur. Bunlardan en yaygın olanları Rayleigh (1945) ve Widess (1973) kriterleridir. Günümüzde literatürde dalga boyunun $1/4$ ' ünün tabaka kalınlığından küçük ($\lambda/4 \leq h$; λ dalga boyu, h tabaka kalınlığı) olması kriteri geçerliliğini korumaktadır. Ayrımlılık sınırı teşkil eden bu kritere göre, herhangi bir tabakanın kalınlığı o tabaka içine giren dalgacığın dalga boyundan (o anki frekans ve tabakanın hızına bağlı olarak) büyük veya ona eşitse tabakanın girişinden ve çıkışından gelen yansımalar ayrımlanabilir yada ayrımlanma sınırındadırlar. Aksi durumda bu iki yansıma ayrımlanamazlar.

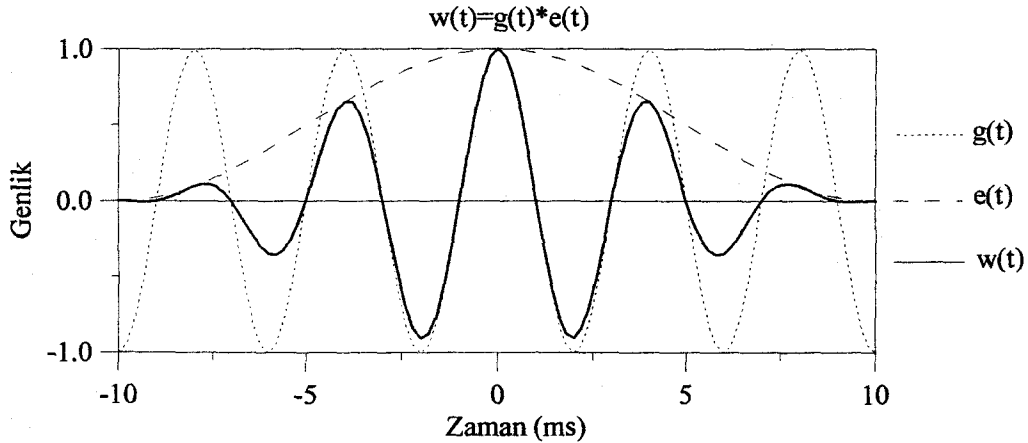
Ayrımlılık sismik dalgacığın süresi, zarfı ve enerjisi ile doğrudan ilişkilidir. Başlangıçta basit bir dalgacık yer içinde yayılırken, dalgacık olmaktan çıkıp harmonik bir harekete dönüşür. Dolayısıyla, bu harmonik hareket içinde dalgacığın yapılanması açıklanmalıdır. Şekil 2' de bir sismik dalgacığın yapılanması gösterilmektedir. Görüldüğü üzere zarf eğrisi dalgacığın şekillenmesinde önemli bir niceliktir. Zarf eğrisinin kenarları

maksimumuna göre ne kadar minimize edilirse (yani daralır), dalgacığın ana salınımının genişliği de o kadar daralır ve minimize edilir. Eğer ayrımlılık nicel olarak minimum kaydedilebilir zaman ayrıklılığı ΔT olarak tanımlanır, o zaman bu özellik zaman genişliği ve band genişliği ilişkileriyle aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$\Delta T \Delta E = 1/\Delta F \quad (2)$$

Burada ΔE dalgacığın zarf genişliği yada zaman genişliği ve ΔF dalgacığın frekans bant genişliğidir. Denklem (2) eğer yansıma olayının ayrımı $\Delta E'$ den az ise, iki yansıma olayını gösteren dalgacıklar birleşerek tek bir zarf haline gelir ve olayların ayrımı zorlaşır. Bununla birlikte, eğer bu ayrım zarfın yarı genişliğinden daha büyükse, her zaman için zarf çifti üzerinde ayrılabilir pikler olur. Zarf fonksiyonu dalgacık genliğinin dış sınırını göstermektedir. Sonuç olarak, birbirine yakın olan olayların zarflarının toplamı, olayların dış sınırını ve birleşik zarflarını ifade etmektedir (Knapp,1990).

Özetle, maksimum ayrımlılık zarf genişliğinin daraltılması veya spektrum genişliğinin mümkün olduğu kadar genişletilmesidir. Ayrımlılık ve yorum temel dalga şeklinin kenar salınımlarının sayısında ve genliğinde indirgeme yapılarak zenginleştirildiğinden dolayı, zarf genişliğinin dalgacığın hakim periyodundan daha küçük olması gerekli olabilir (Palaz, Marfurt, 1997).

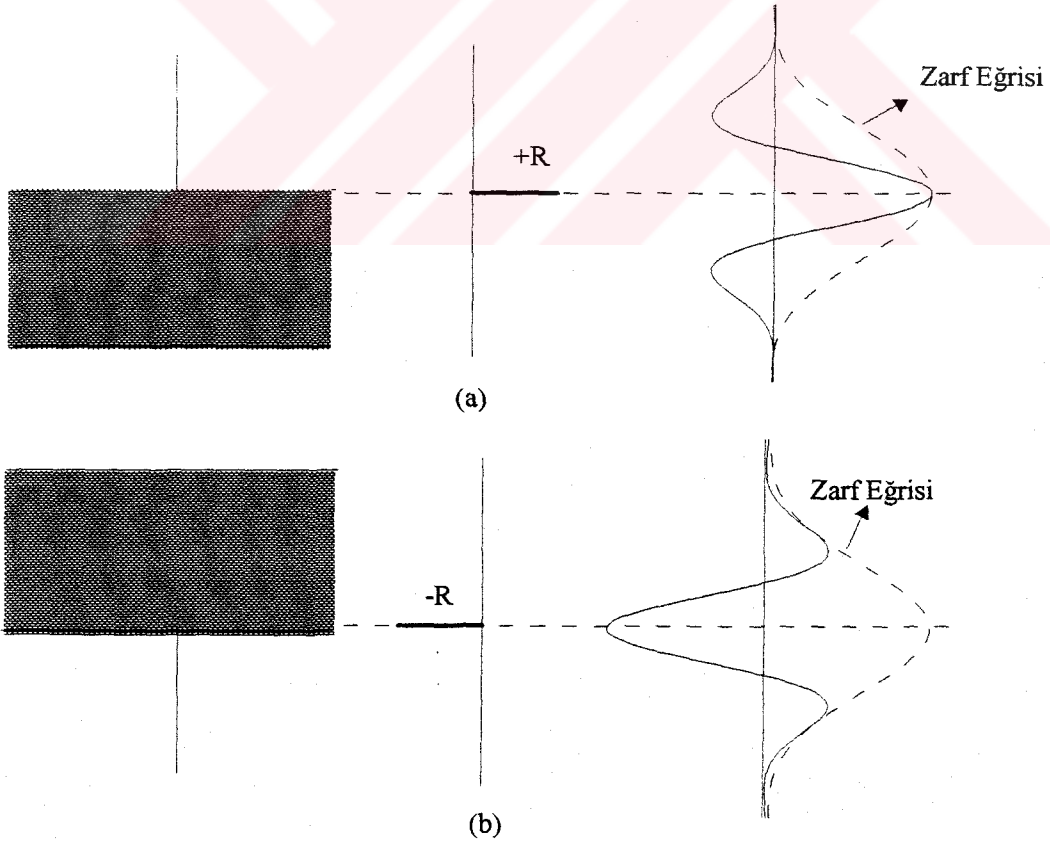


Şekil 2. Bir dalgacığın yapılanmasında harmonik bir dalga ve zarf eğrisinin önemi. Sırasıyla, $w(t)$ dalgacık, $g(t)$ bir kosinüs dalgası ve $e(t)$ zarf eğrisi

1.3.3. Sismik Yığıma Verilerinin Özellikleri

Sismik belirtileri oluşturmanın esası doğru bir şekilde yeraltını yansıtmaktır. Bunun için yansımaya katsayılarının işaretleri ve büyüklükleri önemlidir. Yansımaya katsayıları herhangi bir arayüzey için iğneciklerle temsil edilir. Bu durum sonsuz bir bant genişliği ile açıklanabilir. Pozitif bir yansımaya için örneklenmiş ve bant sınırlı durumda yansımaya katsayıları sıfır fazlı dalgacık şeklini alır. Oluşan bu dalgacığın tepe noktası (yada maksimumu) zarfının tepe noktası ile uyumludur (şekil 3a).

Negatif durumda ise, sadece işaret farklılığı olup dalgacığın maksimumu ile zarfın maksimumu aynı doğru üzerindedir. (şekil 3b). Üç tabakalı bir ortam için ortadaki tabakanın empedansı diğer ikisinden büyükse, iki yol zamanına eşit mesafelerde bir pozitif bir negatif yansımaya vardır. Eğer bu iki yol zamanı dalgacıkların ayrımlanmasında yeterli değilse, o zaman belirli bir derecede faz kaymış bir yansımaya dalgacığı oluşur. Bu dalgacığın zarfı ise tek bir zarftır.



Şekil 3. Pozitif yansımaya katsayısı (a) ve negatif yansımaya katsayısı (b) olması durumunda yansımaya dalgacıkları ve zarf eğrileri. Palaz ve Marfurt (1997)' den uyarlanmıştır

Sismik yığıma verileri atış kayıtlarının normal kayma zamanı düzeltmesi uygulanmasından sonra uzaklık yönünde toplanması ile elde edilen verilerdir. Eğer aynı arayüze ait yansımalar tam düzeltilememişse, toplamdan oluşan dalgacığın fazı belirli bir miktarda ötelenir. Yığılmaya giren bütün dalgacıklar pozitif ve sıfır fazlı dalgacıklar olmalarına rağmen, sonuçlanan dalgacık farklılık göstermektedir (şekil 4).

Bir çok araştırmacı klastik ortamlarda ince tabakaların olduğunu belirtmişlerdir. Tek bir arayüz için olaylar yalnızca gaz-su sınırlarında ve belki de uyumsuz yüzeyler üzerinde oluşan güçlü akustik empedans sınırlarında oluşur. Bu nedenle yığılmış yansıma verilerinin önemli bir kısmı girişimli karakterdedir



Şekil 4. Tam düzeltilememiş sismik yansıma izlerinin toplamından oluşan dalgacık ve onun zarfının gösterimi. Palaz ve Marfurt (1997)' den uyarlanmıştır

1.4. Sismik Yansıma Verilerinin Geleneksel Değerlendirilmesi

Sismik yansıma yöntemi ile elde edilen veriden yeraltının jeolojisini belirlemek için, yansıma verisinin bir dizi işlemden geçirilmesi gerekmektedir. Bu işlemlere "sismik verinin işlenmesi", işlemlerin yapıldığı merkezlere "veri işlem merkezleri" denir. Bu amaçla sismik verilerin sayısal olarak işlenmesi 1960' lı yıllarda bilgisayar teknolojisinin gelişimine bağlı olarak başlamış ve sürekli bir gelişim göstermiştir.

Sismik verilerin işlenmesi adımı, kayıt-işlem-yorum zincirinin çekirdeğini oluşturmaktadır. Aslında günümüzdeki sismik arama çalışmalarında, sismik veriye ilk işlemler kayıt aşamasında başlamaktadır. Bununla birlikte sismik veri işlem, üzerinde yorum yapılabilecek bir kesiti hazırlamak için yeterli ise de (Baysal, 1984); araziden alınacak daha kaliteli veri, işlem aşamasında hem zaman hem de ekonomik kazanç sağlayarak daha doğru yorumlama imkanı sağlayacaktır. Böyle bir durum, işlemlerin hemen kayıt aşamasında başlamasını gerekli yapmıştır. Bugün sismik aramanın saha ve büro işlemlerinin en önemli amaçlarının petrol, gaz ve diğer hidrokarbon sahalarının aranması ve tespit edilmesi olarak düşünülürse, sismik veri işleminin sismik veriyi işleyen bir sanat olduğu görülür (Robinson, Treitel, 1980).

Gelişigüzel bir şekilde sismik veriye uygulanacak işlemlerde yapılacak küçük bir hata büyük ekonomik kayıplara sebep olabilir. Bu nedenle sismik veri işlemden ne amaçlandığı ve hangi sonuca nasıl varılacağı oldukça önemli ve hassas bir işlem akışını izlemeyi gerektirir. Aslında sismik veriye uygulanan bütün işlemlerin kaynağı, verinin sayısal niteliğini kullanmaktır. Böylece, elektrikte sinyal ve matematik teorileri veriye uygun şekilde düzenlenerek sismik verinin analizinde kullanılır. Bunun için uygun sayısal işlem adımları oluşturulur. Sismik verilerin sayısal olarak işlenmeye başlandığından günümüze kadar temel şeklinin alan sismik verilerin değerlendirilmesinde değişmeyen üç temel adım vardır. Bunlar uygulama sırasına göre dekonvolüsyon, yığıma (stack) ve göç (migration) şeklinde bilinmektedir. Dekonvolüsyon; sismik dalgacığı sıkıştırarak zamansal düşey ve kısmen yatay ayrımlılığı artırmak ve uzun-kısa periyotlu tekrarlıları (multiple reflections) ve deniz tabanı tekrarlılarını (reverberations) bastırmak için geliştirilmiş bir ters süzgeçleme uygulaması olup, değişik uygulama çeşitleri ile sismik veri işleminin değişmez bir aşamasıdır. İlk uygulamaları Wiener (1942) ve Robinson (1954) ile başlamış ve daha sonraları bir çok araştırmacı tarafından kullanılmış ve geliştirilmiştir. İkinci önemli adım, aynı yansıma noktasından alınmış sismik verilerin (OYN, ortak yansıma noktası) ofset etkisi giderildikten sonra üst üste toplanması şeklinde yapılan yığıma işlemidir. Yığıma işlemi sismik verileri bozan düzensiz gürültüleri ve uzun yollu tekrarlıları bastırması ile önemli bir süzgeçleme işlemi olmaktadır. Böylece, sismik verilerin sinyal/gürültü (S/G) oranı artırılarak veri kaliteli hale getirilir. Üçüncü ve yoruma gidecek kesitin son işlenmesi olarak da değerlendirilen göç işlemi, yığıma öncesi veya sonrası uygulanan bir işlem adımdır. Göç işlemi sismik verilerdeki saçılma, eğimli ve yapısal etkilerden kaynaklanan düzensiz yansıma gibi olayları doğru yerlerine taşıyan ve yan al ayrımlılığı artıran önemli

veri işlem uygulamasıdır. Göç işlemi zaman-uzaklık ve derinlik-uzaklık türlerinde uygulanmaktadır. Bu tür uygulamalarda en önemli husus hız bilgisinin en ayrıntılı şekilde elde edilmiş olmasıdır. Zor bir uygulama olmasına rağmen göç işlemi sismik kesitlerin yer ile ilgili en doğru uyumunu sağlar.

Bu temel aşamaların arasında uygulanan ve her biri ayrı bir öneme sahip olan işlemler vardır. Aslında bu işlemleri sınıflandırılırsa, sismik veriyi düzenleyen, sismik dalgacığı ilgilendiren ve atış geometrisi ile ilgili ve her bir izi aynı noktada atış ve alıcı (jeofon) için düzelten işlemler olarak üçe ayrılabilir. Sismik veriyi düzenleyen işlemlere, yeniden veriyi yerleştirme (demultiplex) ve atış ortamından işlem ortamına geçişi sağlayan geçiş (sort) işlemleri örnek verilebilir. Sismik dalgacık ile ilgili işlemler kaydedilmiş bir sismik izi, ideal bir sismik ize yaklaştırmaya, düşey ayrımlılığı artırmaya, gürültü olarak nitelenen olayları (tekrarlıları, yüzey dalgası (ground roll), rastgele (random) gürültü ve saçılmalar, deniz tabanı tekrarlıları) ayıklamaya yönelik işlemlerdir. Bu işlemlere kazanç düzeltmeleri ve süzgeçleri örnek verilebilir. Diğer bir grup ise, normal kayma zamanı düzeltmeleri (NKZ) ve buna bağlı olarak kırılma ve doğrudan gelen dalgaların veriden atılması (mute), iz denkleştirme (trace equalization), topoğrafyadan kaynaklanan zaman farklarının düzeltilmesi (static correction) gibi işlemlerden oluşmaktadır.

1.5. Analitik Sinyal - Fourier Serileri İlişkisi

Genel olarak gözlemsel bir sinyalin analitik olarak tanımlanması, sinyalin bağımlı değişken veya değişkenlere göre karmaşık düzlemde bir fonksiyon olmasını gerektirir (Bath, 1974). Jeofizikte bir çok sinyal (gravite, manyetik, sismik ve diğ.) analitik olarak kendi özelliklerine göre açıklanabilmektedir. Analitik sinyal uygulamaları kararsız sinyalleri incelemek için ilk olarak radyo ve optik sinyal analizinde kullanılmıştır (Ville, 1942; Gabor, 1946; Levin, 1964; Priestley, 1965). Sismik veriler gerçel olmalarına rağmen analitik olarak incelenebilmektedir. Bunun için en iyi uygulama Fourier serilerinin kullanılmasıdır. Fourier serileri gözlemsel ayrık bir veriyi belirli bir aralıkta analitik olarak tanımlama imkanı verir. Kaydedilmiş bir $f(t)$ zaman sinyali için iki durum söz konusudur.

- 1) $f(t)$ zaman sinyali analitik fonksiyon olarak matematiksel bir şekilde verilir.

- 2) $f(t)$ sinyali ya grafik yada sayısal olarak verilir. Yani analitik olarak verilmez. Bu durum jeofizik uygulamalarda en çok karşılaşılan bir durumdur. Burada $f(t)$ gözlemsel sinyalin kendisidir. Bu sinyalin analitik olarak tanımlanması istenir.

Sismik verilerin analitik incelenmesinde ikinci durumla ilgilenilir. Fourier serileri kuramına göre, tabiatta karşılaşılan her bir olay Fourier serileri ile tanımlanabilir. Tanımlanabilen bir sinyal de analitik incelenebilir. Potansiyel alanlarda kaydedilen bir sinyal için analitik tanımlama sinyalin yatay ve düşey gradyanların (türevlerinin) bir bileşimi iken sismik alanlar için gerçel (real) ve sanal (imaginary-quadrature) bileşenlerin bir bileşimidir (Blakely, 1995).

1.5.1 Fourier Serileri

Uygulamalı problemlerde oluşan periyodik fonksiyonlar oldukça karmaşıktırlar ve bu karmaşıklık basit periyodik fonksiyonlar aracılığı ile açıklanmaya çalışılır. Fourier teoremine göre, belirli şartları (ya da sınırlamaları) sağlayan herhangi bir $f(t)$ fonksiyonu sonsuz sayıdaki sinüzoid terimlerinin bir toplamı şeklinde tanımlanabilir (Kreyszing, 1993).

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos(nt) + b_n \sin(nt)) \quad (3)$$

Burada a_0 , a_n ve b_n sabitlerdir. Şu ana kadar göz önüne alınan fonksiyonların periyodu 2π dir. Ancak uygulamalarda birçok periyodik fonksiyon farklı periyotlara sahiptir. Bundan dolayı bu çalışmada $p=2\pi$ periyodu yerine $p=2T$ periyodu kullanılacaktır. Buna göre (2) denklemi aşağıdaki gibi yeniden yazılabilir.

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(a_n \cos\left(\frac{n\pi}{T}t\right) + b_n \sin\left(\frac{n\pi}{T}t\right) \right) \quad (4)$$

Burada T sinyalin zaman olarak boyudur. Denklem (4), Dirichlet şartlarından en az birini sağlayan herhangi bir $f(t)$ fonksiyonu için geçerlidir (Bath, 1974). Fiziksel zaman

serilerinde olduğu gibi bir sismik kayıt, $f(t)$, gerçel ise o zaman bütün Fourier katsayıları gerçeldir. Dolayısıyla bu katsayılar (1) veya (2) denkleminde yerine yazılırsa sonsuz sayıdaki terimlerin toplamı ile $f(t)$ fonksiyonu elde edilir. Fourier seri analizi yapılan fonksiyonların çoğu fiziksel ölçmelerle elde edilirler. Gözlemsel fonksiyonlar genellikle, dönüşüm teorisinin gerektirdiği gibi sürekli ve sonsuz değildirler. Bu durumda sonlu sayıda terim kullanılır. Ancak sonlu sayıda terim kullanıldığında süreksizlik bölgelerinde (sınırlarda) $f(t)$ fonksiyonu gerçek değerlerden büyük değerler gösterir (overshooting). Bu değerlerin genliği süreksizlikten uzaklaştıkça azalan salınımlar gösterir. Terim sayısının artırılması süreksizlikteki hatanın büyüklüğünü azaltmaz. Fakat $f(t)$ 'nin sürekli kısımları için daha iyi bir yaklaşım sağlar.

Kesilmiş bir $f(t)$ sinyalini, aslında sonsuz uzunlukta olan bir $f(t)$ fonksiyonunun, istenilen uzunluktaki ($2T$) değeri bir, bunun dışında sıfır olan $w(t)$ dikdörtgen fonksiyonu ile çarpımı şeklinde düşünülebilir. Zaman penceresi olarak adlandırılan $w(t)$ fonksiyonu aşağıdaki gibi tanımlanır;

$$w(t) = \begin{cases} 1 & -T < t < T \\ 0 & \text{diğer yerlerde} \end{cases}$$

Kesilmiş fonksiyon, $f_{tr}(t)$;

$$f_{tr}(t) = f(t) \cdot w(t) \quad (5)$$

şeklinde verilir.

Bütün gözlemsel sinyallerin uzunlukları sonlu olduğundan, kesilmenin etkisi her zaman vardır. Ancak bu etkiler uygun pencereler kullanarak en aza indirgenebilir. Sinyalin kesilmesinden ileri gelen spektral bozulmayı minimuma indirebilmek için farklı pencere türleri uygulanabilir. Ayrıntılı bilgi Bath (1974) ve Canitez vd. (1987)'de verilmiştir. Genellikle, sinyalin uçlarında yavaşça azalan bir zaman penceresi kenarları dik olan pencere türlerine göre daha da az bozulmaya neden olur.

Sabit katsayılar, $f(t)$ fonksiyonun Fourier katsayılarını ifade etmektedir ve bu katsayılar trigonometrik serilerin ortogonalite (diklik) özelliklerinden dolayı, Euler

formülleri ile ifade edilebilirler. Fourier katsayılarının hesaplanması Fourier analizi, veya harmonik analiz yada daha da özelleştirerek dalga şekli analizi olarak isimlendirilir.

$$a_0 = \frac{1}{2T} \int_{-T}^T f(t) dt$$

$$a_n = \frac{1}{T} \int_{-T}^T f(t) \cos\left(\frac{n\pi}{T} t\right) dt \quad (6)$$

$$b_n = \frac{1}{T} \int_{-T}^T f(t) \sin\left(\frac{n\pi}{T} t\right) dt$$

(3) ve (4) denklemlerinden görüldüğü gibi a_0 tanımlı aralıkta $f(t)$ ' nin integralinin ve a_n ve b_n sırasıyla module olmuş $f(t) \cos(nt)$ ve $f(t) \sin(nt)$ fonksiyonlarının iki kez ortalamasıdır. Elektrik teorisinden uyarlanan terminolojiye göre, ortalama değer a_0 $f(t)$ ' nin düşük frekans bileşeni ve a_n ve b_n (ortalama değer sıfırdan farklı) $f(t)$ ' nin diğer frekans bileşenleri olarak isimlendirilir. İntegrasyon sınırları $(-T, T)$ yerine $(0, 2T)$ kullanılabilir. Bu durum kolayca $f(t)$ ' nin periyodikliği ve trigonometrik fonksiyonların aracılığı ile gösterilebilir.

1.5.1.1. Fourier Sinüs Serileri

Bu çalışmanın matematiksel temeli sismik dalga alanının Fourier sinüs serileri ile analitik olarak tanımlanması üzerine inşa edildiği için, burada Fourier serilerinin yalnızca sinüse ait kısmının özellikleri açıklanacaktır. (3) veya (4) denklemleri tanım aralığının $(-T, T)$ olduğu bir $f(t)$ fonksiyonunun analitik olarak tanımlanması içindir. Ancak bilindiği gibi, zaman bağımlı gözlemsel veriler genellikle $(0, T)$ aralığında kaydedilirler. Buna göre sismik zaman serileri için T kayıt süresini gösterirken, sıfır kayıta başlangıç zamanıdır. Böylece T periyodunda tanımlı bir $f(t)$ fonksiyonu yalnız kosinüs veya yalnız sinüs serisine açılır (Bracewell, 1965; Hsu, 1984; Pınar, Akçığ, 1995). Bu açıklamaya göre denklem (4) yalnız Fourier sinüs serilerine açılarak aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$f(t) = \sum_{n=1}^N b_n \sin\left(\frac{n\pi}{T} t\right) \quad (7)$$

Burada, N harmonik sayısını, b_n harmonik katsayılarını göstermektedir. Denklem (3) ve denklem (7) karşılaştırıldığında, a_0 ve a_n harmonik katsayılarının ihmal edilmiş olduğu görülmektedir. Böylece harmonik katsayı adetinde sayılarında da bir indirgeme yapılmıştır. Yani (4) denklemine göre $(2N+1)$ harmonik katsayısı var iken şimdi N tane harmonik katsayısı kullanmak yeterli olmaktadır. Sinüs harmonik katsayıları, b_n , trigonometrik serilerin diklik (ortagonallik) özellikleri kullanılarak aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$b_n = \frac{1}{T} \int_0^T f(t) \sin\left(\frac{n\pi}{T}t\right) dt \quad (8)$$

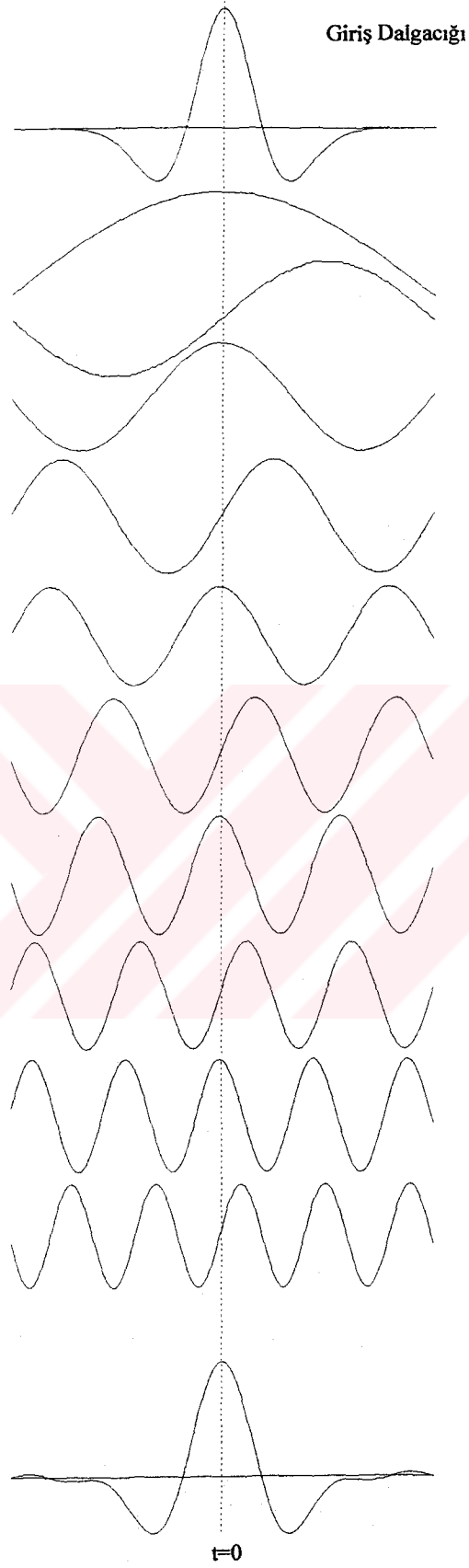
Bu denklem $f(t)$ fonksiyonun harmoniklerine ayrılarak incelenebileceğini açıklamaktadır. Sinüs harmonik katsayılarının bu şekilde hesaplanması Trapezoidal kuralı olarak bilinmektedir (Bracewell, 1965). Bu işlem harmonik analiz yada dalga şekli analizi olarak isimlendirilmektedir (Bath, 1974). Şekil 5' de sıfır fazlı bir Ricker dalgacığı için harmonik analiz gösterilmiştir. Dalgacık N=10 harmonik bileşenine ayrılmıştır. Hesaplama $(0, T)$ aralığında yapıldığı için şekil üzerinde N=10 harmoniği için 5 adet sinüs şekilli harmonik vardır. Elde edilen harmonikler toplanarak başlangıç dalgacığına yaklaşım sağlanmaya çalışılmıştır. Sonuçlanan dalgacığın kenarlarındaki hafif dalgalanmalar yeterli harmoniğin olmaması ve süreksizliklerdeki (sonlu sayıdaki terimin olması) geçişlerin yumuşak olmamasından kaynaklanabilir. Oluşan dalgalanmalar Gibbs olayı olarak isimlendirilir. Bunun için genellikle bu tür işlemlerde Gibbs etkilerini indirmek için yumuşak geçişli pencere fonksiyonları kullanılır (denklem 5).

Eğer bir $f(t)$ fonksiyonunun başlangıç ve son değerleri sıfır ise Fourier sinüs katsayıları, b_n , daha hızlı bir kümelenme gösterirler. Bu özellik serinin daha karalı bir yakınsamasını sağlar (Bracewell, 1965). Eğer $f(t)$ fonksiyonun başlangıç ve son değerleri sıfır değilse, fonksiyonun başlangıç ve son değerlerine göre düzenlenen uygun bir doğru $f(t)$ fonksiyonundan çıkarılır (Aydın, 1997). Burada dikkat edilmesi gereken husus verinin başına ve sonuna sıfır eklemek değil, verinin tüm değerlerinden hesaplanan doğru değerlerinin çıkarılmasıdır. Fourier sinüs serilerinin kullanılmasının diğer bir nedeni ise, Gibbs etkisinin daha aza indirgenmesidir. Böylece fonksiyon süreksizlik noktalarında herhangi bir adım şekilli bozulmalar üretmezken, fonksiyonun bu noktadaki değişimi daha yumuşak olur (Pasteka, 1996).

1.5.2. Alternatif Analitik Sinyal Yaklaşımları

Fourier spektrumu $f(w)$, sinüs ve kosinüs fonksiyonlarının sonsuz toplamı aracılığı ile $f(t)$ zaman fonksiyonuna uygun bir ifadeden türetilmektedir. Bu işlem günümüzde spektral analizlerde yaygın olarak kullanılmaktadır. Bununla birlikte, Fourier serileri açılımından başka, birkaç terimli ve doğru bir şekilde eğri şekillerinin farklı serilere yaklaştırılabileceği düşünülebilir. Özel amaçlar için, aynı zamanda farklı fonksiyonların açılımı değerli olabilir. Örneğin, kare şekilli bir sinyal, $f(t)$, sinüs ve kosinüslerinden başka, kare dalgalarının toplamı ile kolaylıkla ifade edilebilir. Yani, verilen bir sinyale kare dalgaların daha küçük adımları kullanılarak uygun bir analitik yaklaşım sağlanabilir. Bu işlemler Walsh dönüşümü ile açıklanmaktadır (Tomodo, 1954). Bu yöntem özellikle radyo dalgalarının tasarlanmasında etkindir. Ancak bu şekildeki açılımlar daha sonraları genel Fourier katsayılarını türetmek için kullanılmıştır. Bir keyfi bir fonksiyon, $f(t)$, Bessel fonksiyonlarının serilerine açılabilir ve Fourier serilerine benzerliklerinden dolayı, Fourier-Bessel serileri olarak bilinirler (Bath, 1968). Fourier-Bessel serilerinin jeofizik problemlerde ilk kullanımları Tsuboi (1954), Tomodo ve Aki (1955), Tsuboi ve Tomodo (1958) tarafından yapılmıştır. Benzer olarak $f(t)$ fonksiyonu Legendre serilerine $|t| \leq 1$ için açılabilir. Genelleştirilmiş Fourier analizlerinin bir tipi olan Legendre polinomlarına açılım jeofizikte, özellikle küresel harmonikler analizinde kullanılmaktadır (Harmuth, 1972). Diğer açılımlar polinomlar şeklindedirler. Özellikle kübik polinomlar, potansiyel fonksiyonların (gravite, jeomanyetizma) iki boyutlu uzaysal açılımı için kullanılmaktadır. Bu tür açılımlar, büyük dalga boyları için yüksek doğrulukta sonuç verirler.

Farklı açılımlar farklı durumlarda uygun olabilmesine rağmen, yalnızca Fourier serileri ve dönüşümü durumunda Fourier serileri kullanılır. Uyarlanmış Fourier serileri açılımlarının birkaç şekli oluşabilir. Örneğin zaman bağımlı genliklerin kullanımında Fourier serileri uyarlanarak kullanılır. Farklı yaklaşımlar için ortaya konulan formüller arasındaki temel düşünce aynıdır. Verilen kayıtlar için en uygun olan yaklaşımlar kullanılarak istenilen amaç gerçekleştirilir. Zaman sınırlı fonksiyonlar için sabit genliklerden başka, zaman bağımlı genlikler kullanılarak daha iyi sonuçlar elde edilebilir. Bu düşünce aynı zamanda Spitznogle ve Quazi (1970) ve Bereskin (1988) tarafından açıklanan yöntemlerin önemini belirtmektedir.



Şekil 5. Sıfır fazlı bir Ricker dalgacığının $N=10$ harmoniği ve bu harmoniklerin toplanması ile oluşan dalgacık. Anstey (1964)' den uyarlanmıştır

Diğer bir uyarlanmış Fourier açılımı, farklı harmoniklere bir ağırlıklandırma, p_n , uygulayarak elde edilir. Böylece, terimlerin sınırlandırılmış sayısı eşit olarak düzenli Fourier terimlerinin büyük bir sayısı gibi $f(t)$ fonksiyonunu ifade etmektedir.

$$f(t) = \sum_{n=0}^{\infty} (a_n \cos(nt) + b_n \sin(nt)) = \sum_{n=0}^N p_n (a_n \cos(nt) + b_n \sin(nt)) \quad (9)$$

Birçok yöntem geliştirilmiş olmasına rağmen, halen daha sinyal uyumlu şekiller tasarlanmaktadır. Bununla birlikte herhangi bir işlem analizin amacına uymak zorundadır.

- Bir kayıttın yalnızca bir matematiksel şekli istenirse, o zaman mümkün olduğu kadar terim kullanılır.
- Eğer analizin amacı kaynağın oluşumu hakkında bilgi kazanmak ise, o zaman daha fazla terim genellikle kayıttın genlik ve fazı hakkında daha bilgi verici olur ve kayıttın yorumlanması için kolaylıklar sağlar.

Farklı fonksiyonlar için farklı yaklaşım fonksiyonları kullanmak hem teoride ve hem de sayısal uygulamalarda bazı karmaşıklıklara neden olabilmektedir. Bu nedenle (3), (4), (7) ve (9) denklemleri ile ifade edilen yaklaşımların, potansiyel olarak verilen herhangi bir fonksiyonu iyi bir şekilde tanımlamada yeterli olmaktadır. Çünkü, bu yaklaşımların mükemmel esnekliği, bileşik ve basit matematiksel uygulamalara izin vermektedir. Matematiksel basitlik özellikle sinüs ve kosinüs sayesinde bağımsız olarak açık bir şekilde farklı harmonik katsayılarının hesaplanması ile alakalıdır.

1.6. Analitik Sinyal ve Sismik Nitelikler (Atribütler)

Analitik sinyal uygulamaları bir sinyalin zaman bağımlı özelliklerinin incelenmesinde mükemmel sonuçlar vermektedir. Bir sinyalin analitik tanımı, sinyalin kendisi ve Hilbert dönüşümü ile yapılmaktadır (Bracewell, 1965). Hilbert dönüşümü analitik olarak uygulandığı sinyalin fazını 90° döndürür, fakat genlik spektrumunu değiştirmez. Sismik izlerin değerlendirilmesinde, analitik sinyal kavramı karmaşık iz olarak kullanılmaktadır. Sismik izlerin karmaşık ize dönüştürülerek değerlendirilmesi ve yorum öncesi göç (migrasyon) kesitlerine ilk defa uygulanması Taner ve Sheriff (1977) ve

Taner vd. (1979) ile başlamıştır. Karmaşık ize dönüştürme uygulamalarında başlangıç izi gerçel bileşen olduğu kabul edilmiş ve başlangıç izinin Hilbert dönüşümü sanal (imajiner, quadrature) iz olarak hesaplanmıştır. Hilbert dönüşüm tekniği ile analitik yada karmaşık iz oluşturmanın matematiksel esasları Farnbach (1975) ve Shtivelman vd. (1986)' da açıklanmıştır. Hilbert dönüşümü kullanılarak sismik izlerin karmaşık analizi ile sismik izden zamanın fonksiyonu olarak anlık bir çok bilgi elde edilebilmektedir (Bodine, 1986; White, 1991). Karmaşık izin gerçel bileşeni kayıt edilen iz olduğu için, hesaplanması gereken kısım sanal bileşendir. Bunun için zaman ve Fourier (Clearbout, 1976) ortamı hesaplamalarından başka, Gabor ayrıştırma yöntemi (Morlet vd., 1982) ve basit harmonik hareket yöntemleri de (Taner, 1998) kullanılmaktadır.

1.6.1. Sismik Nitelikler (Atribütler)

Günümüzde sismik nitelikler, sismik verilerin yapısal ve stratigrafik yorumunun kabul edilmiş ve bütünleşmiş bir parçası olmuştur (Hesthammer, Fossen, 1997). Yeni petrol ve gaz sahaları tipik olarak daha küçük boyutlu ve yapısal olarak daha karmaşık olduğu için daha detaylı ve daha çok yoruma katkı sağlayacak niteliklere ihtiyaç vardır. Sismik niteliklerin hesaplanmaları standart sismik yorum yöntemleri ile birlikte kesit üzerinde belirlenmesi çok zor veya mümkün olmayan yapıların daha hızlı ve doğru tespitinde oldukça yardımcıdırlar (Sheriff, 1977). Bu nedenle sürekli olarak yeni sismik nitelikler tanımlanmıştır. Karmaşık iz uygulamaları sismik değerlendirmede daha öne alınarak sismik işleme kullanılmaktadır (Frijns, 1997). Atış kayıtlarına uygulanarak elde edilen sanal, zarf ve faz kesitlerinin her biri ayrı ayrı işleme tabi tutularak (f-k süzgeçleme, hız analizleri, yığma ve göç gibi işlemler) elde edilen son kesitler tekil olarak veya birleştirilerek değerlendirilirler. Bu işlem aynı problem için birkaç bakış açısı sağladığı için önemlidir.

Genel olarak sismik nitelikler fiziksel ve geometrik olmak üzere iki ana sınıfta toplanabilir. Bunlardan fiziksel nitelikler anlık ve dalgacık olarak iki alt sınıfa ayrılmaktadır (Taner, 1998). Fiziksel nitelikler zaman bağımlı sinyal zarfı ve fazı gibi karmaşık izden hesaplanan ve dalga cephesinin değişik ölçümlerine uygun olan niteliklerdir. Geometrik nitelikler ise, yığma düzeni ve sürekliliğin hesaplandığı niteliklerdir. Niteliklerin birincil amacı sismik aramanın yapısal, stratigrafik ve litolojik

parametreleri üzerine yorumcu için doğru ve detaylı bilgi sağlamaktır. Fiziksel nitelikler kendi arasında 4 farklı alt sınıfa ayrılabilir (Taner, 1998).

1. Nitelikler doğrudan sismik izden hesaplanır. Bu hesaplamalar yığma öncesi ve sonrası ve zaman göçünden önce ve sonra 2-B ve 3-B' lu sismik veriler üzerinde yapılabilir. Bu nitelikler, izin zarfı (yansıma gerilmesi-anlık genlik) ve onun türevleri, anlık faz ve onun türevleri, band genişliği, Q (soğurma) ve eğim olarak ifade edilebilir.
2. Bu sınıftaki nitelikler yanal inceleme ve ağırlıklandırılmış toplam ile yapılan hız analizinden sonra, S/G oranları iyileştirilmiş izlerden hesaplanırlar. (1)' dekilere nitelikler hesaplanır. Yanal süreksizliğe ek olarak maksimum uyumun eğimlerini belirlemede hesaplanır.
3. Bu sınıftaki nitelikler (1)' deki niteliklerden hesaplanan dalgacık nitelikleridirler. Dalgacık nitelikleri iz zarfının maksimumunun incelenmesi ile ilişkilidir.
4. Bu nitelikler ise (4)' den hesaplanan dalgacık nitelikleridirler. (2) ve (4) çok daha iyi yanal süreklilik ve iyileştirilmiş S/G oranlarını gösterirler.

Geometrik nitelikler ilk olarak stratigrafik yoruma yardım için düşünülmüştür. İncelemeler, olayların karakterlerini ve uzaysal ilişkilerini tanımlayan geometrik nitelikler toplayıcı birimlerin (petrol ve doğal gaz toplanmasına neden olan yapısal veya stratigrafik birimler) tanımlamasında doğrudan yardımcı olan özellikleri belirttiğini göstermiştir.

1.6.1.1. Karmaşık İz Nitelikleri

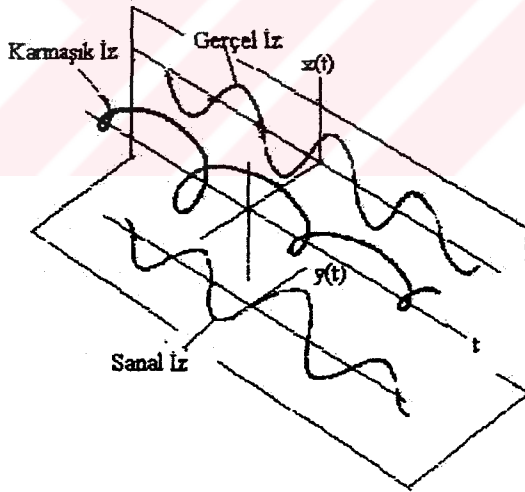
Karmaşık sismik izden türetilen anlık nitelikler sismik izin yorumunu kolaylaştırırlar ve sismik iz ile yer altının geometrik ve fiziksel özellikleri ile uyumunu sağlamada yardımcı olurlar (Hardage, 1997). Bu nitelikler sismik izin zaman bağımlı genlik (zarf, yansıma gücü veya enerjisi) ve faz şeklinde iki temel nitelik olarak bilinmektedir. Sismik verinin yapısal ve statigrafik yorumunda, yorumcu bu niteliklerdeki özel değişimleri gözleyebilmelidir. Sismik verilerin genlik içeriği, akustik empedans, yansıma katsayıları, hızlar, soğurma ve diğer fiziksel parametrelerin belirlenmesi için

temel bileşen iken, faz bileşeni yansıtıcıların şekli, geometrik yerleşimleri ve diğer özelliklerini belirlemede birincil bileşenleridir. Karmaşık anlık nitelikler aynı zamanda harmonik dalga şekillerini karakterize eder (Bodine, 1986). Bunlar, sismik verinin spektral (genlik, faz spektrumu ve frekans) nitelikleri ile karıştırılmamalıdır.

Karmaşık iz nitelikleri sismik izin analitik olarak tanımlanmasından elde edilir. Karmaşık izi aşağıda verilen denklem (10) ile tanımlanabilir.

$$Z(t) = f(t) + iq(t) \quad (10)$$

Burada, $f(t)$ sismik izi ve $q(t)$ Hilbert dönüşümü ile elde edilen sanal kısmı temsil etmektedir. Böylece, denklem (10) bir sismik izin karmaşık olarak kaydedilmiş durumu açıklar. Uygulamalarda sanal kısım 90° faz kaydırılmış gerçel kısım olarak değerlendirilmektedir. Şekil 6' da karmaşık bir düzlemde karmaşık, gerçel ve sanal sinyallerin görünümü verilmiştir. Görüldüğü gibi karmaşık sinyal sarmal şeklinde iken, x ve y düzlemlerine izdüşümleri düzgün şekillidirler.



Şekil 6. Karmaşık bir sinyal ve izdüşümleri olan gerçel ve sanal kısımların görünümü (Taner vd., 1979)

Bu olayın bir dalgacık üzerindeki açıklaması ise şekil 7 'de verilmektedir. Şekil 7' de sıfır fazlı bir Ricker dalgacığı için oluşturulan karmaşık dalgacığın bileşenleri ve spektral davranışları gösterilmektedir. Gerçel ve sanal bileşenin genlik spektrumları aynı kalırken faz spektrumları arasında 90° lik faz kayması olduğu görülmektedir. Bu durum her

iki bileşen arasında geometrik olarak bir diklik olduğunu ispatlamaktadır. Böylece bir karmaşık izin genliği (zarfi) aşağıdaki gibi hesaplanabilir.

$$R(t) = \sqrt{f^2(t) + q^2(t)} \quad (11)$$

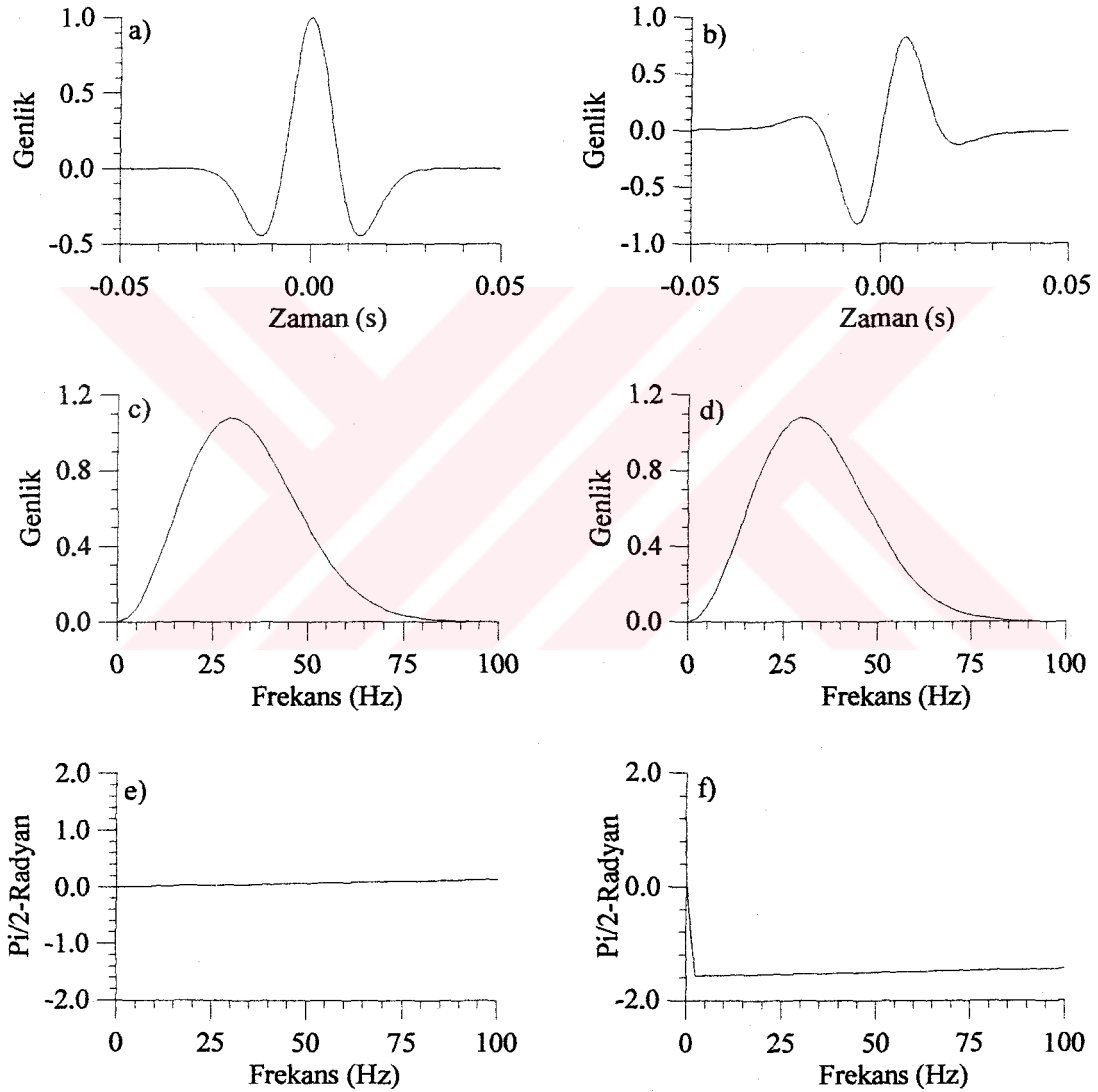
Karmaşık zarf $R(t)$, literatürde yansıma olayının gücü veya enerjisi olarak değerlendirilmektedir. Genlik değeri anlıktır, çünkü sürekli zamanın herhangi bir anında kaydedilir. Yansıma enerjisini temsil ettiği için, yansımanın gücüdür. Denklem (11)' e göre bütün değerleri pozitif ve sismik dalgacığı çevreleyen özelliğe sahip olduğu için zarftır.

Şekil 8' de, şekil 7a' daki Ricker dalgacığı için hesaplanmış zarf eğrisi ve onun spektral davranışları görülmektedir. Dikkat edilirse dalgacığın genlik spektrumuna göre zarfin genlik spektrumu düşük frekanslara yığılmıştır (şekil 8c). Böylece zarfi hesaplanmış her bir sismik iz alçak geçişli bir süzgeçten geçmiş gibi davranır. Ancak dikkat edilmesi gereken husus, zarf eğrisi hesaplaması verinin spektrumunu düşük frekanslara kaydırmak iken, alçak geçişli süzgeç spektrumun yüksek frekans bileşenlerini bastırarak yada süzen bir işlem olduğudur (Shitivelman vd., 1986). Bununla birlikte, zarfin faz spektrumu dalgacığın faz spektrumu ile uyumludur. Zarfin faz spektrumunun sonuna doğru oluşan bozulmalar yüksek frekanslardaki süreksizlik etkilerindedir. Önemli bir noktada dalgacık ve zarfa ait genlik spektrumları arasındaki genlik oranlarıdır. Zarfa ait genlik dalgacığa ait olan genliğin yaklaşık 2 katıdır (şekil 8c). Bunun nedeni, zarf iki ayrı bileşenin genliklerine bağımlı olduğu için, bu bağımlılığın spektral ortama da taşınmasıdır. Böylece toplam enerji de karakterize edilmiş olur.

Denklem (10) ile tanımlanan karmaşık izin vektörel özelliğinden hesaplanan diğer nitelik zaman bağımlı faz değişimi (12) denklemi ile ifade edilebilir. Açık olarak faz niteliği sanal bileşenin gerçel bileşene olan oranını vermektedir. Bu ilişki her iki bileşenin diklik özelliklerinden faydalanarak belirlenmiştir. Böylece her genlik değerine ait faz açısı sürekli bir zaman ölçüsü ile gerçekleştirilir. Bu şekilde faz açısı hesaplanarak sismik izin hem düşük genlik hem de yüksek genlik bölgesinde faz davranışı kolaylıkla izlenebilir.

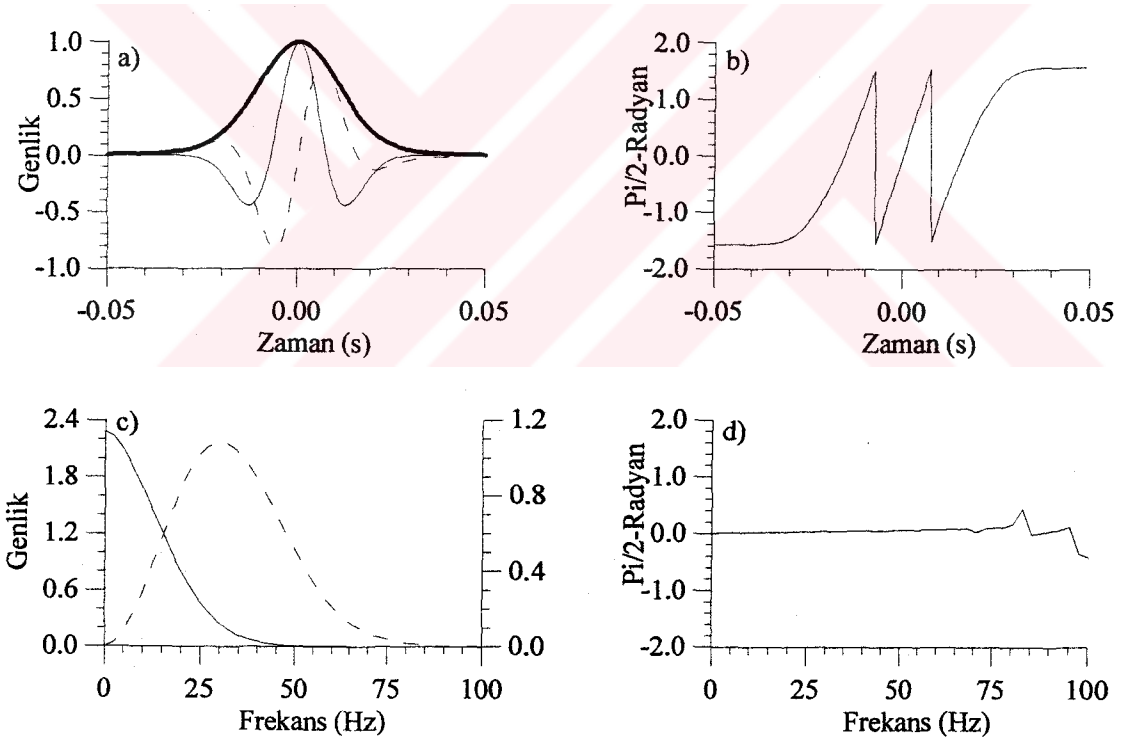
$$\varphi(t) = \arctan^{-1} \left(\frac{q(t)}{f(t)} \right) \quad (12)$$

Faz hesaplamaları komşu izler arasındaki süreklilik ilişkilerini gösterir. Denklem (12) ile şekil 7a' daki Ricker dalgacığı için hesaplanmış anlık faz eğrisi şekil 8b' de gösterilmektedir. Faz eğrisinin değişimi hesaplama programında kullanılan tanjant fonksiyonuna bağlı olarak (ATAN veya ATAN2) belirlenir. Bu hesaplamada ATAN ($+\pi/2$, $-\pi/2$) fonksiyonu kullanılmıştır. Genellikle bu değişim zamanın fonksiyonu olarak düzensiz veya rastgele dağılımlıdır (White, 1991).



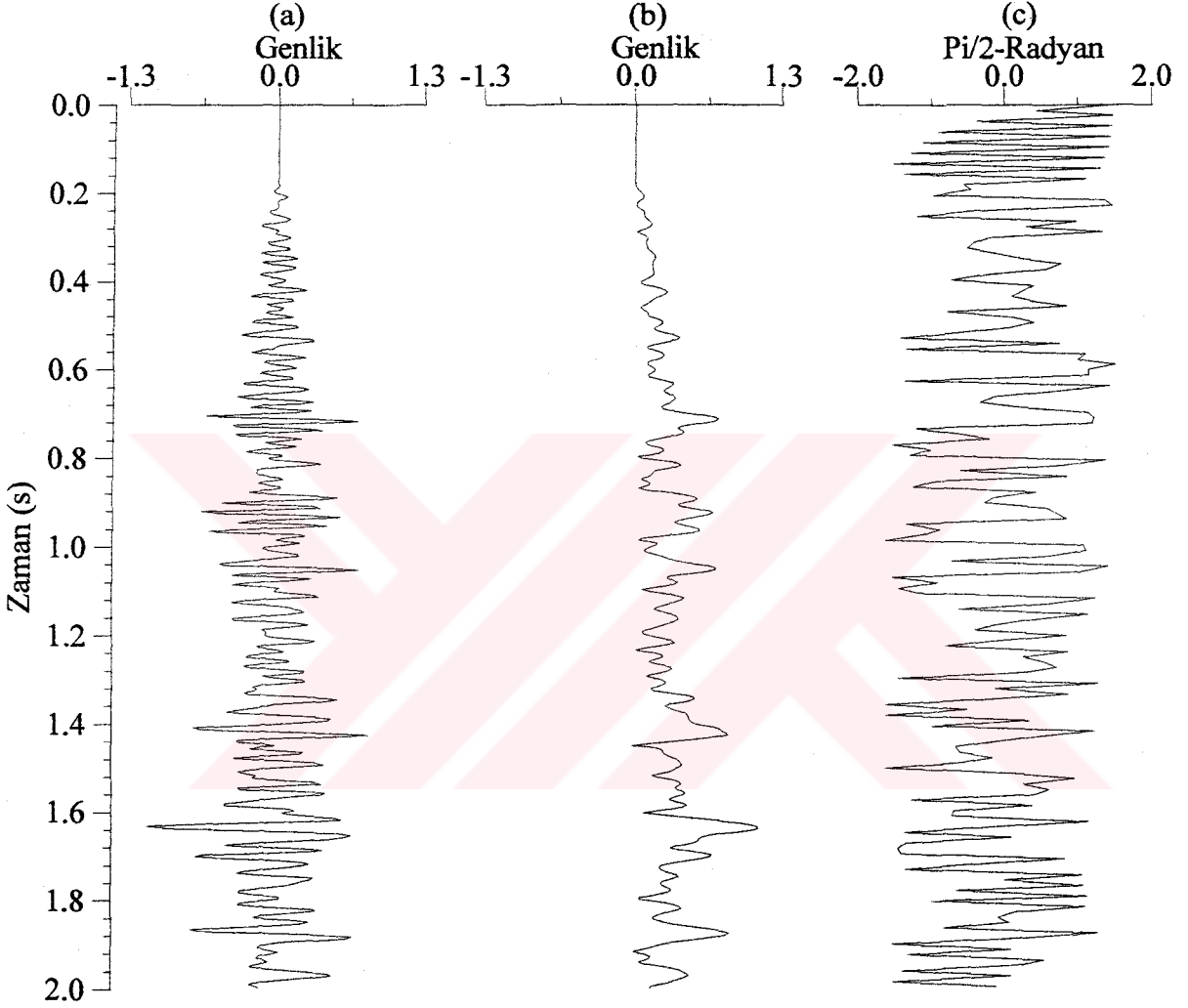
Şekil 7. a) Sıfır fazlı Ricker dalgacığı (gerçek bileşen), b) Hilbert dönüşümü ile hesaplanan sanal bileşen, c) gerçek bileşenin, d) sanal bileşenin genlik ve e) gerçek bileşenin, f) sanal bileşenin faz spektrumları

Özetle, yansıma gerilmesinin sismik izin zarfı olduğu çoğunlukla kabul edilen bir tanımdır (Farnbach, 1975). Yada anlık genlik yansıma gücünün bir ölçüsüdür (Yılmaz, 1987). Böylece zarf niteliği esas olarak sismik iz üzerindeki yansımaların bir göstergesidir. Zarf niteliği fazdan bağımsızdır ve sismik iz boyunca herhangi bir zamanda sismik sinyalin toplam enerjisinin karekökü ile orantılıdır. Yani kaydedilen yansıma dalgacığının maksimum genliği yalnızca gerçel kısmın maksimum genliğinden oluşmamaktadır (Sincer, 1995). Yansıma zarfı birkaç yansımadan oluşan bir gerçel izin tepe veya çukurlarından başka faz noktalarında maksimum değerlerine sahip olabilir. Yüksek genlikli zarf çoğunlukla kesişen uyumsuzluklar ve sınırlar gibi bitişik kayaç tabakaları arasındaki büyük litolojik değişimler ile ilişkilidir (Wagenaar vd., 1988; Banorich, Bridges, 1992; Banorich, 1994). Büyük zarf değerleri aynı zamanda gaz toplanmalarını (Taner vd., 1977) ve parlak-karanlık noktaları (bright-dim spots) (Yılmaz, 1987) tanımlamak için etkili bir araçtır.



Şekil 8. a) Karmaşık Ricker dalgacığının gerçel, sanal bileşeni (kesikli çizgi) ve zarfının birlikte gösterimi (kalın sürekli çizgi), b) karmaşık dalgacığın zaman bağımlı faz eğrisi, c) dalgacığa (kesikli çizgi) ve zarfına ait genlik spektrumlarının karşılaştırılması, d) zarfın faz spektrumu

Gerçek bir yığma izi için zaman bağımlı zarf ve faz eğrileri hesaplanarak şekil 9' da gösterilmiştir. Görüldüğü üzere yığma izi (şekil 9a) üzerindeki güçlü yansımalar zarf eğrisi (şekil 9b) üzerinde daha açık görülmektedir. Ancak eğer yansımalar girişimli ise zarf eğrileri yansıtıcıların yerlerini göstermede yanıltıcı olabilir.



Şekil 9. Gerçek bir yığma verisi (a) için hesaplanmış zarf (anlık genlik) (b) ve anlık faz eğrileri (c)

1.6.1.2. Karmaşık Sismik İz-Enerji İlişkisi

Karmaşık iz tanımlamanın temelinde yatan gerçek, sismik dalga alanının taşımış olduğı enerjinin açıklanmaya çalışılmasıdır. Bilindiğı gibi yüzeyin bir noktasından yere verilen kaynak enerjisi, yayılarak yüzeyin diğeri bir noktasından genlik değeri olarak

kaydedilir. Dolayısıyla, genlik enerji ile orantılıdır. Yani enerji yansıma izlerinin genliklerinde saklıdır. Fiziksel olarak enerji kinetik ve potansiyel olarak iki ana grupta incelenir. Bunun için öncelikle kaydedilen sismik izin fiziksel özelliğini kaydedildiği alete bağlı olarak belirlemek gerekir (Sincer, 1995).

- 1) Sismik iz, sismik kaynak tarafından yer değiştiren partiküllerin hızının bir ölçüsü olarak düşünülebilir.
- 2) Sismik iz, yer içinde oluşan basıncın bir ölçüsü olabilir.
- 3) Sismik iz, ivme veya yer değiştirmenin bir ölçüsüdür.

Bu ölçümler uygun integral ve türev işlemleri ile tanecik hızına dönüştürülebilir. Dolayısıyla sismik izin tanecik hızının bir sonucu olduğu kabul edilir. Buna göre karmaşık izin gerçel bileşeni kinetik enerjinin bir ölçümü iken, mantıki olarak da sanal kısım yerde saklı olan potansiyel enerjinin bir ölçümü şeklinde ifade edilebilir.

Yer değiştirme fonksiyonu olarak $u(t)$ kabul edilirse, enerji fonksiyonları ve Fourier sinüs ve kosinüs fonksiyonları arasındaki ilişkiler matematiksel olarak belirlenebilir. Bilindiği gibi, $u(t)$ yer değiştirme fonksiyonunun birinci türevinin tanecik hızını verir. Buna göre,

$$\frac{dU(t)}{dt} = v(t) \text{ ve } E_k = \frac{1}{2} m v^2(t) \text{ ise;}$$

$$E_k = \frac{1}{2} m \left(\frac{dU(t)}{dt} \right)^2 \quad (14)$$

kinetik enerji ifadesi elde edilir. Burada, E_k kinetik (hareket) enerjisi ve m is taneciklerin birim kütlelerini göstermektedir. Diğer yandan potansiyel enerji,

$$E_p = k U^2(t) \quad (15)$$

ile verilir. Burada, k taneciğin elastik sabitidir.

Eğer $U(t)$ sismik izi temsil ediyorsa, $U(t)$ denklem (3) ve (4)' deki gibi Fourier serileri kullanılarak da ifade edilebilir. Dolayısıyla $dU(t)/dt$ ' nin seriye olan yaklaşımı aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\frac{dU(t)}{dt} = \sum_{n=1}^N c_n \sin(w_n t) + \sum_{n=1}^N d_n \cos(w_n t) \quad (16)$$

$$c_n = -a_n w_n, \quad d_n = b_n w_n$$

Burada, N harmonik sayısını gösterir. (16) denklemini integre edilirse başlangıç fonksiyonu U(t) elde edilir.

$$U(t) = \int \frac{dU(t)}{dt} dt \quad (17)$$

Eğer Hilbert dönüşümü "H" ile temsil edilirse U(t) ve dU(t)/dt çifti arasında ilişkiler aşağıdaki gibi tasavvur edilebilir.

$$\begin{aligned} H[\sin(t)] &= -\cos(t) \\ H[\cos(t)] &= \sin(t) \end{aligned} \quad (18)$$

Görüldüğü gibi U(t) ile dU(t)/dt arasında doğrusal bir ilişki vardır. Bu ilişkiler karmaşık izin bileşenleri ile denkleştirildiğinde, gerçel kısım dU(t)/dt' nin bir fonksiyonu olurken, U(t) sanal kısmın bir fonksiyonu olmaktadır. Kinetik enerji karmaşık sismik izin gerçel bileşenini, potansiyel enerji ise sanal (quadrature) bileşenini meydana getirdiği söylenebilir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) Yöntemi

NTG yönteminin sismik verilerin analizinde kullanılması çok yaygın değildir. Ancak yöntemin uygulamasından elde edilen sonuçlar açısından yeni bir bakış imkanı sağlamaktadır. NTG yönteminin esasını potansiyel alan verilerinin aşağıya doğru analitik uzanımı teşkil etmektedir. Bununla birlikte, Rus araştırmacı Bereskin (1988) bu yöntemin sismik verilerin genlik ve şekil analizlerinde ve petrol-gaz aramalarında doğrudan arama yöntemi olarak kullanılabileceğini belirtmiştir. Yöntemin matematiği Fourier serileri ile sismik verinin analitik olarak elde edilmesiyle açıklanmaktadır. Bu işlem bir harmonik analizi gerektirmektedir. NTG yönteminin sismik verilere uygulanması bir türev (gradyan) operatörü ile yapılır. Bu operatör G_N sembolü ile gösterilmektedir. Yöntemin ayrıntılı analizi ve uygulama şekli gravite alanları için yapılmıştır (Bereskin vd., 1978; Elisseveya, Volkhonin, 1979; Elisseveya 1973, 1982; Pitesov vd., 1982; Pasteka, 1994; Tsimelson, Aslanov, 1986; Aydın, 1997). Bununla birlikte, yöntemin sismik veriler için kullanımı oldukça sınırlı olup, sadece birkaç çalışma yapılmıştır. (Bereskin, 1988; Akhmedov, vd., 1993).

NTG yönteminin sismik verilere uygulanmasının esası, sismik yansıma genliklerinin (enerjilerinin) değişimlerinin incelenmesi oluşturmaktadır. Bu nedenle sismik yansıma izleri Fourier serileri aracılığı ile özel bir tanımlama ile ifade edilir. Sismik yığma verilerinin skalar bir uygulamadan çok vektörel olarak değerlendirilmesi yapılacak işlemleri kolaylaştırır (Taner, Baysal, 1994). Skalar bir alandan vektörel alana geçiş gradyan işlemcisi ile yapılmaktadır (Kreyszing, 1993). Gradyan işlemcisi de tanımlı fonksiyonun türevlerini gerektirir (Churchill vd., 1960; Nabighian, 1972, 1974, 1984; Ciancara, Marcak, 1979). NTG yönteminde geliştirilen bir türev operatörü uygulandığı için, başlangıç verisinden elde edilen türevlenmiş yeni veriler bir analitik sinyal oluşturur. Bu şekilde analitik sinyal tanımlaması ile sismik verinin birçok özelliği incelenebilir. Yani NTG yöntemi ile sismik izlerin değerlendirilmesinde elde edilen sonuç eğriler ile karmaşık zarf arasında fiziksel olarak çok önemli benzerlikler vardır. Dolayısıyla sonuç eğrilerin göstermiş oldukları davranışlar sismik izden yeni bilgiler çıkarılmasını sağlayabilir.

Böylece, yansıma izlerinin değerlendirilmesinde yeni bir nitelik olarak kullanılabilir.

2.1.1. G_N Operatörünün Tanımlanması ve Özellikleri

NTG yönteminin matematik temelini gradyan operatörünün belirlenmesi oluşturur. Bu operatörün uygulamadaki özellikleri, süzgeçleme ve ayrımlılık özellikleri ile açıklanır. Süzgeçlemedeki en önemli sonuç belirli harmoniklerde ki bileşenlerin veriden atılmasıdır. Türev özelliği ayrımlılık imkanlarını belirler. G_N operatörünün sismik verilere uygulanması sonucunda, sismik verilerin geometrik açıdan daha basit ve ayrımlı eğrilerle dönüştüğü görülmüştür (Bereskin, 1988). Bununla birlikte, sismik verilerin potansiyel ve kinetik enerjileri toplamına eşit olan tam titreşim enerjisi G_N eğrileri ile karakterize edilir (Bereskin vd., 1988). Özellikle tabakalı ortamlarda oluşan sismik sinyal değişimlerinin nedenlerinin açıklaması ve ortaya çıkarılmasında G_N operatörü çok net bilgiler sağlar. Bu özellikleri ile NTG yönteminden elde edilen sonuç eğriler karmaşık iz analizinde olduğu gibi yansımaların anlık genliğinin yada gücünün bir göstergesi olarak kullanılabilir (Karşlı, Gelişli, 1997; Karşlı, 2000).

Taner vd. (1979) tarafından kullanılan $R(t)$ operatörü (denklem 11) ile G_N operatörü şu şekilde karşılaştırılabilir; Denklem (11)' e göre $R(t)$ operatörünün hesaplanmasında başlangıç verileri kullanılırken, G_N operatörünün hesaplanmasında başlangıç verilerinin türevleri kullanılmaktadır. Dolayısıyla bu farklılık, her iki operatörün kendine ait özelliklerini ve kullanım imkanlarını belirlemektedir. Buna göre G_N operatörünü aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$G_N(x_i, t_i) = \frac{\sqrt{|U_x^2(x_i, t_i) + U_t^2(x_i, t_i)|^n}}{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sqrt{|U_x^2(x_i, t_i) + U_t^2(x_i, t_i)|^n}} \quad (19)$$

Burada $U(x_i, t_i)$ başlangıç alanını, U_x ve U_t sırasıyla bu alanın x ve t ' ye göre $0X$ (uzaklık)- $0T$ (zaman) eksenleri boyunca türevlerini (gradyanlarını) göstermektedir. Sismik yığma verileri kaynak alıcı uzaklığı (ofset) etkisi giderilmiş izlerdir. Bu nedenle denklem (19)' dan x değişkeni düşürülebilir. Bu durumda G_N operatörü yeniden aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$G_N(t_i) = \frac{\sqrt{|U_x^2(t_i) + U_t^2(t_i)|^n}}{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sqrt{|U_x^2(t_i) + U_t^2(t_i)|^n}} \quad (20)$$

Burada $U_x(t)$ ve $U_t(t)$ analitik sinyalin bileşenleridir. M değeri $U(t)$ sismik verisinin T zaman aralığındaki örnekleri sayısıdır. Sabit parametre η genlik belirleyici bir derece olup 1, 2, 3, ... şeklinde tamsayı değerler alır. $U_t(t)$ fiziksel olarak anlamlıdır. Yani sismik kayıttın kaydedilen bileşenini temsil etmektedir. Bu bileşen denklem (16) ile uyumludur ve yayılan dalga enerjisinin kinetik kısmını temsil etmektedir. $U_x(t)$ bileşeni ise matematiksel olarak $U_t(t)$ 'nin eşlenik bileşenidir.

Denklem (20)'yi iki aşamada incelemek gerekmektedir.

- 1) Tam gradyan terimi, $\sqrt{|U_x^2(t_i) + U_t^2(t_i)|^n}$
- 2) Normalizasyon terimi, $\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sqrt{|U_x^2(t_i) + U_t^2(t_i)|^n}$

Tam gradyan terimi $U(t)$ analitik sinyalin zarfını temsil etmektedir ve tüm değerleri pozitiftir (Mohan, Babu, 1995). Eğer analitik sinyal (mesela $f(z)=u+iv$) kapalı ve sınırlı bir R bölgesinde sürekli ise gradyan fonksiyonu da bu R bölgesinde sürekli ve böylece R bölgesindeki herhangi bir yerde bir maksimum bir değere ulaşır (Churchill vd., 1960). Böylece tam gradyan kısmının M noktada hesaplanmış toplam gradyanlarının ortalamasına bölümüne "*Normalize Edilmiş Tam Gradyan*" ve elde edilen eğrilere kısaltılarak "*NTG eğrileri (Zarf eğrileri)*" denir. Normalize işlemi G_N operatörünü birimsiz bir fonksiyon yapar ve istenilen harmonik aralıktaki bilgileri güçlendirerek belirgin hale getirir. Bu özellik, jeofizikte bir çok değişik alan birlikte incelediğinde, bu alanları karşılaştırma ve toplama imkanı sağlar (Aydın, 1997).

G_N operatörü sismik izin T zaman boyunca yada M noktasında hesaplanabileceği gibi, bu zamanın bir parçası içinde hesaplanabilir. Bu uygulamaya değişen normalizasyon denir. Bu tür hesaplamada normalizasyon T zamanı için değil, bu zamanda seçilmiş m nokta sayılı ve τ boyutlu alt zaman birimlerine göre hesaplanır. Buna göre G_N operatörü,

$$G_N(t_i) = \frac{\sqrt{|U_x^2(t_i) + U_t^2(t_i)|^n}}{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \sqrt{|U_x^2(t_i) + U_t^2(t_i)|^n}} \quad (21)$$

denklemleri ile verilir. Eğer sismik iz yerine sismik iz ailesi (kesiti) için bir değerlendirme yapılacak ise, o zaman alana göre normalizasyon yapmak gerekir. Böylece bütün izler arasında bir ilişki kurulur ve genlikler arasında bir dengeleme yapılmış olur. Alana göre normalizasyon işleminde normalizasyon terimi tüm izlerde ve her alt birimde hesaplanarak elde edilir. Bu durum

$$G_N(t) = \frac{\left[\sqrt{|U_x^2(t_{ki}) + U_t^2(t_{ki})|^n} \right]_{\tau}}{\frac{1}{K} \sum_{k=1}^K \left[\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \sqrt{|U_x^2(t_{ki}) + U_t^2(t_{ki})|^n} \right]_{\tau}} \quad (22)$$

şeklinde tanımlanabilir. Burada τ zaman penceresinin numarasını, m bu zaman penceresi içindeki verilerin sayısını ve K alt zaman aralıklarının sayısını göstermektedir.

2.1.2. G_N Operatörünün Fourier Sinüs Serisi ile Hesaplanması

Sismik ize Fourier sinüs serileri uygulanarak G_N operatörü hesaplanır. Buna göre kabul edilen koordinat sisteminde yöntemin temel teorisine uygun olarak bir sismik iz herhangi bir $(0, T)$ zaman aralığında ve $0X$ boyunca yalnız sinüs yada kosinüs serileri ile tanımlanabilir (Pınar, Akçığ, 1995). Buna göre herhangi bir veri için aşağıdaki seri toplamı yazılabilir.

$$U_n(x, t) = \sum_{n=1}^N b_n \sin \frac{\pi n t}{T} e^{\frac{\pi n x}{T}} \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^{\mu} \quad (23)$$

Burada b_n harmonik katsayılarını, N harmonik sayısının üst sınırını ve μ Lanczos kararlılık fonksiyonunun eğriliğini temsil etmektedir. Eğer $N=N_2$ ve $n=N_1$ alınırsa, harmonik sayılarının alt ve üst sınırları işleme dahil edilir. Denklem (23) analiz edilirse, aşağıdaki iki fonksiyon ortaya çıkmaktadır.

1) X/T 'nin değerine göre değişim gösteren süzgeçleme fonksiyonu, $K_F = e^{\frac{\pi n x}{T}}$

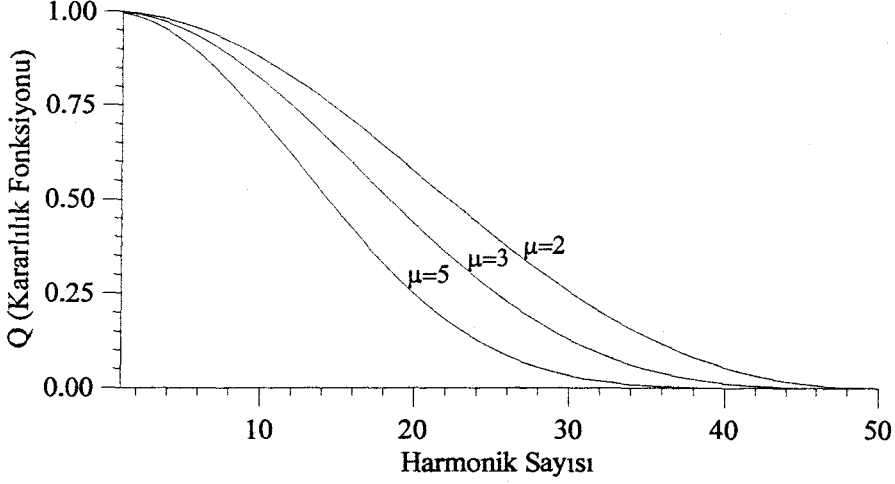
2) Lanczos kararlılık fonksiyonu $Q = \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu$ dır.

Genellikle potansiyel alan verilerinin işlenmesinde K_F süzgeçleme fonksiyonu kullanılmadığında, giriş verilerinin yüksek frekanslı bileşenlerinin ortaya çıkarılmasında G_N operatörü çok iyi olmayan sonuçlara neden olmaktadır (Pasteka, 1996). Aynı şekilde bazı sismik problemlerde benzer durumlarla karşılaşılır. Bununla birlikte, K_F fonksiyonunun kullanılması, G_N operatörünün bileşenlerinin analitik olarak belirlenmesi için zorunlu olarak kullanılmaktadır. Denklem (23)' de önemle belirtilmesi gereken husus, $x=0$ olması durumunda K_F fonksiyonunun kullanımıdır. Matematiksel olarak $x=0$ olması durumunda bu fonksiyonun bütün değerleri 1 olur. Ancak, sismik verilerin yerin soğurma etkisinden dolayı yüksek frekans bileşenlerinin sönümlenmiş olması ve yayılım etkisinden dolayı da uzak kayıtların genliklerinin zayıf olması bu fonksiyonu $x=0$ olması durumunda bir yüksek frekansları kazandırıcı ve uzak genlikleri kuvvetlendirici çarpan olarak kullanılması gerekmektedir. Böylece denklem (23)' de K_F olarak gösterilen bu fonksiyon potansiyel alanlar için analitik uzanımı, sismik veriler için ise süzgeçleme katsayısını ifade etmektedir. T zamanındaki veri sayısı M ise $K_F X/M$ ' in 0.1-0.3 değerini aşmayacak şekilde belirli değerleri için hesaplanır. Uygulamada N_2 değeri arttıkça X/M azaltılmalıdır. K_F fonksiyonunun uygulamada kullanılması özellikle zayıf genlikli harmoniklerin ortaya çıkarılmasında çok faydalı olmaktadır.

Denklem (23)' de kullanılan diğer bir terim olan Q fonksiyonu ise çözümün kararlılığını sağlar ve literatürde Lanczos kararlılık fonksiyonu olarak bilinir (şekil 10). Q fonksiyonunun harmonik üst sayısı $N_2=50$ ve $\mu=2, 3, 5$ değerleri için davranışı açıkça harmonik ortamda alçak geçişli bir süzgeç gibidir.

K_F ' nin büyük değerlerinde ortaya çıkan aşırı saçılmalar (Gibbs etkileri) ve ilave olayların bastırılmasında ve faz bozulmalarının en aza indirgenmesinde Q fonksiyonu

faydalıdır (Pasteka, 1996). Q fonksiyonun değerleri 0-1 arasında değişir. μ parametresinin değeri arttıkça fonksiyonun eğriliği artar.



Şekil 10. Lanczos kararlılık fonksiyonun $\mu=2, 3, 5$ değerleri için harmonik sayısına göre değişimi

Dikkat edilirse, denklem (23) iki değişkenli bir fonksiyona dönüşmüştür. Sismik dalga alanının denklem (23) ile tanımlanması bir genelleme değildir (Bereskin, 1988). Bu nedenle denklem (23)'ün sismik verilerin dönüşümünde kullanılması özel bir karakter taşır. Eğer K_F fonksiyonu olmazsa, bir sonraki aşamada türev işlemleri gerçekleştirilemez. Böylece özel bir tanımlama olan denklem (23)'ün x ve t değişkenlerine türevleri alınırsa aşağıdaki sonuçlar elde edilir.

$$U_n^x(x, t) = \frac{\pi}{T} \sum_{n=1}^N n b_n \sin \frac{\pi n t}{T} e^{\frac{\pi n x}{T}} \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu \quad (24)$$

$$U_n^t(x, t) = \frac{\pi}{T} \sum_{n=1}^N n b_n \cos \frac{\pi n t}{T} e^{\frac{\pi n x}{T}} \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu \quad (25)$$

Eğer her x noktasını işlemlerin koordinat başlangıcı olarak kabul edilirse, $x=0$ yazarak (24) ve (25) denklemleri yeniden düzenlenebilir.

$$U_n^x(x=0, t) = \frac{\pi}{T} \sum_{n=1}^N n b_n \sin \frac{\pi n t}{T} \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu \quad (26)$$

$$U_n^t(x=0, t) = \frac{\pi}{T} \sum_{n=1}^N n b_n \cos \frac{\pi n t}{T} \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu \quad (27)$$

Hesaplamalarda denklemler (24) ve (25) kullanılırsa, X/T ' nin değeri tercih edilmelidir. Böylece (24) ve (25) veya (26) ve (27) denklemleri kullanılarak hesaplanan türevler (19), (20) veya (21) denklemlerinde yerine yazılarak G_N operatörünün sayısal değeri bulunur.

2.1.3. NTG Fonksiyonlarının Analitikliği

NTG yönteminde hesaplanan türev fonksiyonları ile analitik bir fonksiyon tanımlanabilir. Buna göre analitik (karmaşık) dalga alanı aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$Z(x, t) = U_n^t(x, t) + i U_n^x(x, t) \quad (28)$$

Eğer $Z(x, t)$ analitik bir fonksiyonu temsil ediyorsa, analitik olma şartlarından Cauchy-Rieman süreklilik şartlarını sağlaması gereklidir (Rikitate vd., 1976; Kreyszing, 1993). Buna göre (28) denklemini için analitik süreklilik şartları,

$$\frac{\partial U_n^t(x, t)}{\partial x} = \frac{\partial U_n^x(x, t)}{\partial t} \quad (1. \text{ Şart})$$

$$\frac{\partial U_n^t(x, t)}{\partial t} = -\frac{\partial U_n^x(x, t)}{\partial x} \quad (2. \text{ Şart})$$

şeklinde yazılabilir. Bu şartlardan birinin sağlanması yeterlidir. Bu şartlardan birinci şart denklem (28)' e uygulandığında,

$$\frac{\partial U_n^t(x, t)}{\partial x} = \left(\frac{\pi}{T}\right)^2 = \sum_{n=1}^N n^2 b_n \cos\left(\frac{n\pi t}{T}\right) e^{\frac{n\pi x}{T}} \left(\frac{\sin \frac{n\pi}{N}}{\frac{n\pi}{N}}\right)^\mu \quad (29)$$

$$\frac{\partial U_n^x(x, t)}{\partial t} = \left(\frac{\pi}{T}\right)^2 = \sum_{n=1}^N n^2 b_n \cos\left(\frac{n\pi t}{T}\right) e^{\frac{n\pi x}{T}} \left(\frac{\sin \frac{n\pi}{N}}{\frac{n\pi}{N}}\right)^\mu \quad (30)$$

denklemleri elde edilir. Benzer şekilde ikinci şart da gerçekleştirilebilir. Böylece daha önce karmaşık izi tanımlama ile iyi bir uyum sağlanmış olur. Yani NTG yönteminde de sismik izler vektörel olarak işlenebilir.

2.1.4. Çözümün Frekans Karakteristiği

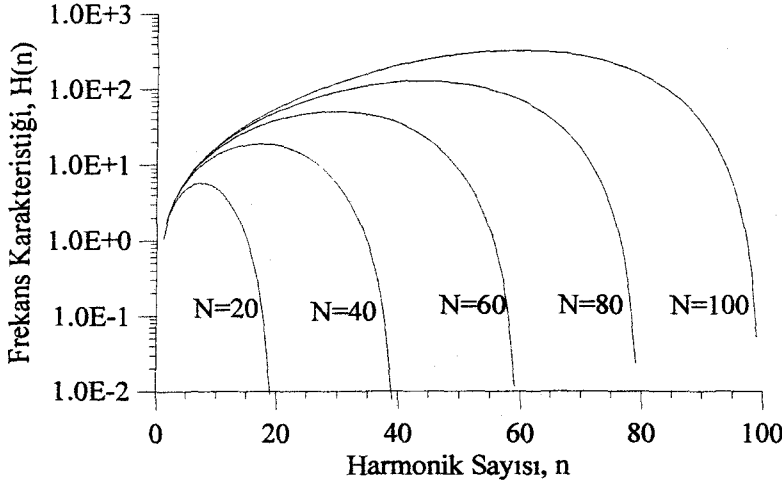
NTG yönteminin uygulamalarında çözüm için gerekli olan K_F ve Q fonksiyonları bileşik olarak kullanıldığında harmonik sayılarına bağlı bant geçişli bir süzgeç gibi davranır. Bu süzgeçlemenin karakteri

$$H(n) = n e^{\frac{n\pi t}{T}} \left(\frac{\sin \frac{n\pi}{N}}{\frac{n\pi}{N}}\right)^\mu \quad (31)$$

şeklinde dir. Burada n harmonik sayısı indeksini gösterir ve (31) denkleminde denklem (23)' ün türevlenmesinden dolayı eklenmiştir. Bu fonksiyona G_N operatörünün doğrusal frekans karakteristiği denir. Şekil 11' de $X/T=0.02$ olması durumunda $\mu=3$ alınarak farklı harmonik sayıları için hesaplanmış $H(n)$ eğrileri görülmektedir.

Eğrilerin genel karakterleri, harmonik sayısının artmasıyla açıklanabilir. Belirli bir harmonik sınırlama yapılması durumunda $H(n)$ fonksiyonun ayırt edici etkisi artar.

Şekil 11' de düşey eksenin logaritmik seçilmesinin nedeni düşük harmoniklerdeki $H(n)$ eğrilerinin yüksek harmonikler ile olan dengesini sağlamaktır.



Şekil 11. Frekans karakteristiği eğrilerinin değişik harmonik sayıları için $X/M=0.02$ ve $\mu=3$ olması durumundaki davranışları

2.1.5. Harmonik Katsayılarının, b_n , Hesaplanması

Denklem (23)' de en önemli bileşen harmonik katsayılarını ifade eden b_n değerleridir. Harmonik katsayıları çözümün belirleyici değerleridir ve Euler ilişkileri kullanılarak aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T U(t) \sin\left(\frac{n\pi t}{T}\right) dt \quad (32)$$

Burada $U(t)$ başlangıç sismik izidir. b_n katsayılarının sayısal olarak hesaplanması için integrasyonu bir toplama dönüştürmek gerekir. Bu tür işlemlerin bir çok şekilde yapılmasına karşılık burada Trapezoidal toplam yöntemi kullanılmıştır. T kayıt süresi içinde Δt örnekleme aralıkları ile $M+1$ örnek kaydedilmesi durumunda b_n harmonik katsayıları aşağıdaki ifade ile hesaplanabilir.

$$B_n \approx b_n = \frac{2}{M} \sum_{j=0}^M U(j\Delta t) \sin\left(\frac{n\pi}{M} j\right) \quad (33)$$

$$t_j = j \Delta t \quad (j=0, 1, 2, \dots, M) \quad T = (M-1) \Delta t$$

Genel olarak harmonik katsayılarının sayısı, N , işleme giren verinin örnek sayısı M kadar olabilir. B_n katsayılarının hesaplama duyarlılığı iki ana faktöre bağlıdır. Bunlar başlangıç verilerinin rasgele ve yorum hataları olarak incelenebilir. Burada rasgele hatanın $\pm \delta U$ ile temsil edilmesi durumunda $U(t)$ verisinin belirlenmesi incelenmiştir.

$$b_n = \frac{2}{M} \sum_{j=1}^{M-1} U(j\Delta t) \sin \frac{n\pi j}{M} \pm \frac{2}{M} \sum_{j=0}^M \delta U \sin \frac{\pi n j}{M} \quad (34)$$

Burada $U(t) = U(t) \pm \delta U$ şekline dönüşmüştür. Eğer δU ' nun ortalama kare hatayı temsil ettiği kabul edilirse, b_n katsayılarının hesaplanmasında m_b kök ortalama hatası aşağıdaki gibi hesaplanır (Aydın, 1997).

$$m_b = \pm \delta U \sqrt{\frac{2}{M}} = \pm \frac{1.41 \delta U}{\sqrt{M}} \quad (35)$$

(35) denklemi, m_b kök ortalama hatası δU ile doğru, veri sayısının karekökü M ile ters orantılı değiştiğini ve harmonik sayısı N ' bağılı olmadığını açıklamaktadır.

2.1.6. G_N Operatörü ve Toplam Enerji İlişkisi

Toplam sismik enerji (1.6.1.2)' de açıklandığı üzere kinetik ve potansiyel enerjilerin toplamına eşittir. Bu toplam enerji sismik izin analitik tanımlanmasıyla elde edilen karmaşık izin gerçel ve sanal kısımlarıyla ilişkilidir. NTG yöntemi de sismik izin toplam enerjisini iyi bir yaklaşımla karakterize eder. Bu nedenle $U(t)$ sismik izinin NTG yöntemiyle dönüştürülmesi sonucunda hesaplanan G_N operatörü $G_N = E_N$ şeklinde ifade edilebilir. Burada, E_N toplam enerjiyi göstermektedir. Buna göre (28) denkleminde x terimi ihmal edilirse toplam sismik enerji

$$E_N^2(t) = U_t^2(t) + U_x^2(t) \quad (36)$$

şeklinde hesaplanabilir. Görüldüğü gibi (36) denklemi kesin olarak fiziksel bir anlam kazanmıştır. Buna göre (36) denklemi sismik olarak her bir zamandaki kaydedilen toplam harmonik titreşimin tam enerjisini göstermektedir. E_N eğrileri ile G_N eğrileri arasında matematiksel olarak karekök farkı varken, fiziksel olarak bir fark yoktur. Matematiksel olarak elde edilen değerler arasındaki fark ölçeklemeden kaynaklanır. Fakat eğrilerinin şekilleri değişmez.

E_N' in fiziksel anlamını harmonik titreşimin enerjisi bir örnek üzerinde hesaplanarak açıklanabilir. Titreşimde sönümlenme olmadığı kabul edilirse; kütlesi m olan bir cismin bir sarmal yayı titreştirmesiyle oluşan harmonik hareket bir sinüs dalgacığı ile ifade edilebilir.

$$U(t) = a \sin(\omega t) \quad (37)$$

Burada a , titreşimin genliği ve ω ise açısal hakim frekansdır. (37) denklemi T kayıt aralığında,

$$U(t) = a \sin\left(\frac{\pi k}{T} t\right) \quad (38)$$

şeklinde yazılabilir. (38) denkleminde k sayısı T zaman aralığındaki tam periyotların sayısını göstermektedir. Yani,

$$\frac{\pi k}{T} = \omega$$

şeklinde ifade edilir. Böylece potansiyel (E_P) ve kinetik (E_K) enerjileri bilinen ifadeleri ile hesaplanabilir. Potansiyel enerji (E_P),

$$E_P(t) = \frac{1}{2} c U^2(t) = \frac{1}{2} c a^2 \sin^2\left(\frac{\pi k}{T} t\right) \quad (39)$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada c yayınım katsayısıdır. Titreşim olduğu zaman $E_p=0$ olur. Bu durumda toplam enerji kinetik enerji ile temsil edilir. Buna göre Kinetik enerji (E_K) ' da benzer şekilde yazılabilir;

$$E_K(t) = \frac{1}{2} m V^2(t) \quad (40)$$

Denklem (40)'de $V(t)$ titreşimin hızını göstermektedir. Titreşimin hızı $V(t)$ (37) denkleminin zamana göre birinci türevini olarak aşağıdaki gibi,

$$V(t) = \frac{\partial U(t)}{\partial t} = a \frac{\pi k}{T} \text{Cos}\left(\frac{\pi k}{T} t\right) \quad (41)$$

hesaplanabilir. Buna bağlı olarak kinetik enerji

$$E_K(t) = \frac{1}{2} m a^2 \left(\frac{\pi k}{T}\right)^2 \text{Cos}^2\left(\frac{\pi k}{T} t\right) \quad (42)$$

denkleminde yeniden gösterilebilir. Denklem (39)'da

$$w^2 = \frac{c}{m} = \left(\frac{\pi k}{T}\right)^2$$

ifadesi yerine yazılırsa potansiyel enerji için yeni ifade elde edilmiş olur. Buna göre potansiyel enerji,

$$E_P(t) = \frac{1}{2} m a^2 \left(\frac{\pi k}{T}\right)^2 \text{Sin}^2\left(\frac{\pi k}{T} t\right) \quad (43)$$

şeklinde yazılabilir. Şimdi $m=1$ için toplam enerji potansiyel ve kinetik enerjilerin toplamı şeklinde yazılabilir.

$$E_T(t) = E_P(t) + E_K(t) = \frac{1}{2} a^2 \left(\frac{\pi k}{T} \right)^2 \quad (44)$$

Bu durumda (37) denklemleri ile verilen basit sinüzoidal dalganın toplam enerjisini G_N operatörünü kullanarak incelenebilir. Bunun için ilk olarak gerekli olan harmonik katsayıları (b_n) hesaplanır. Trapezoidal toplam yöntemine göre (38) denklemi ile verilen a genliğindeki sinüs dalgası için b_n değerleri

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T a \sin \frac{\pi k t}{T} \sin \frac{\pi n t}{T} dt \quad (45)$$

integrali ile belirlenebilir. Bu integral verilen kayıt aralığında analitik olarak çözülür ise,

$$b_n = \frac{2a}{T} \left[\frac{T \sin \left(\frac{k-n}{T} \right) t}{2(k-n)} - \frac{L \sin \left(\frac{k+n}{T} \right) t}{2(k+n)} \right] \quad (46)$$

ifadesi elde edilir. Bu denklemde gerekli sadeleştirmeler yapılırsa b_n harmonik katsayıları aşağıdaki ifadeyle hesaplanabilir.

$$b_n = a \left[\frac{\sin(k-n)\pi}{k-n} - \frac{\sin(k+n)\pi}{k+n} \right] \quad (47)$$

Burada, n ve k tamsayılar olmak üzere, $n \neq k$ ise $b_n = 0$ ve $n = k$ ise $b_n = a$ olarak hesaplanır. Hesaplanan b_n katsayılarını (26) ve (27) denklemlerinde yerine yazarak aşağıdaki sonuçlar elde edilir.

$$U_x(t) = a \frac{\pi k}{T} \sin \frac{\pi k t}{T} \quad (48)$$

$$U_t(t) = a \frac{\pi k}{T} \cos \frac{\pi k t}{T} \quad (49)$$

Elde edilen bu sonuçlar ile (42) ve (43) denklemleri arasında gerekli ilişkiler kurulursa,

$$\frac{1}{2}E_P(t) = U_x^2(t), \quad \frac{1}{2}E_K(t) = U_z^2(t), \quad (50)$$

toplam enerji

$$U_x^2(t) + U_z^2(t) = a^2 \left(\frac{\pi k}{T} \right)^2 = \frac{1}{2} [E_P(t) + E_K(t)] = \frac{1}{2} E_{TOP}(t) \quad (51)$$

ifadesiyle elde edilir. Görüldüğü gibi, Normalize Edilmiş Tam Gradientler yöntemi ile hesaplanan enerji, dalgacıkların (veya sismik izin) toplam enerjisini temsil etmektedir. Toplam enerji eğrileri pürüzsüz olup maksimumları vardır ve asimetriktir. Böylece, titreşimlerin dalga cepheleri de tanımlanmış olur. Yukarıda açıklamaya çalışılan enerji ilişkileri dalgacıklar üzerinde sönümlenme olduğu zaman da geçerlidir. Bu durumu sönüme uğramış bir sinüs dalgacığı ile açıklanabilir.

$$U(t) = e^{-\xi t} a \sin \omega t \quad (52)$$

Burada ξ sönümlenme katsayısıdır. Görüldüğü gibi (52) denkleminde sinüs dalgacığı zaman bağımlı üstel bir fonksiyonla çarpılarak sönüme uğratılmıştır. Toplam enerji için (39) ve (40) ifadeleri kullanılarak aşağıdaki sonuç elde edilir.

$$E_{TOP}(t) = \frac{1}{2} c a^2 e^{-2\xi t} \sin^2 \omega t + \frac{1}{2} m a^2 e^{-2\xi t} (\xi \sin \omega t - k \cos \omega t)^2 \quad (53)$$

$\xi < \omega$ olması durumunda (aksi halde titreşim hareketi olmaz);

$$E_{TOP}(t) \approx \frac{1}{2} c a^2 e^{-2\xi t} = E_0 e^{-2\xi t} \quad (54)$$

sonucu elde edilir. Böylece sönümsüz ve sönümlü durumlarda toplam dalgacık enerjisinin G_N ile hesaplanan sonuçlara uyduğu gösterilmiştir.

2.1.7. Harmonik Katsayılarının Veri Sayısına Göre Değişimi ve Harmonik Sayılarının Alt ve Üst Sınırlarının Belirlenmesi

Harmonik sayılarının alt (N_1) ve üst (N_2) sınırlarının belirlenmesi NTG yönteminin önemli problemlerinden biridir. Çünkü alt ve üst harmonik sınırlar çözümde kullanılan harmonik katsayılarının da sayısını belirlemektedir. Fourier serilerini kullanırken, sayısal verinin M tane harmonik bileşenine ayrılabilmesi kabul edilir. Fourier serileri sinüs ve kosinüs trigonometrik ifadelerine göre düzenlendiği için, verinin her bir harmonik bileşeni kosinüs yada sinüs şeklindedir. NTG dönüşümünde sismik dalga alanı denklem (23) ile yalnız sinüs serilerine bağlı olarak ifade edilmiştir. Dolayısıyla, verinin bütün harmonik bileşenleri sinüs şeklindedir. Genel olarak Fourier serilerinin kullanımında k tane harmonik sayı için $2k+1$ tane harmonik katsayı hesaplanır. Ancak başlangıç fonksiyonu yalnız Fourier sinüs serilerine yaklaştırıldığı için k tane harmonik katsayısının hesaplanması yeterli olmaktadır. Çünkü Fourier sinüs serilerinin kullanılması durumunda a_n ($n=0,1,2,\dots,k+1$) katsayıları sıfırdır.

Harmonik sayıların alt ve üst sınırları birkaç değişik şekilde belirlenebilmekle birlikte, genellikle problemin şartlarına ve başlangıç verilerinin özelliklerine bağlı olarak belirlenir. Aslında bu sayıların belirlenmesindeki esas harmonik katsayıların veri sayısına göre değişiminin değerlendirilmesidir. Bilindiği gibi sismik veriler yapıları itibariyle birçok olayı içermektedir. Yani çok değişken frekans içeriğine sahiptir. Her bir frekansdaki olay bir harmonik bileşenini temsil etmektedir. Bu nedenle sismik verilerin harmonik katsayıları hem verinin frekans içeriğine hem de verinin boyuna doğrudan bağlıdır. Aşağıda bu iki ilişki incelenmiştir.

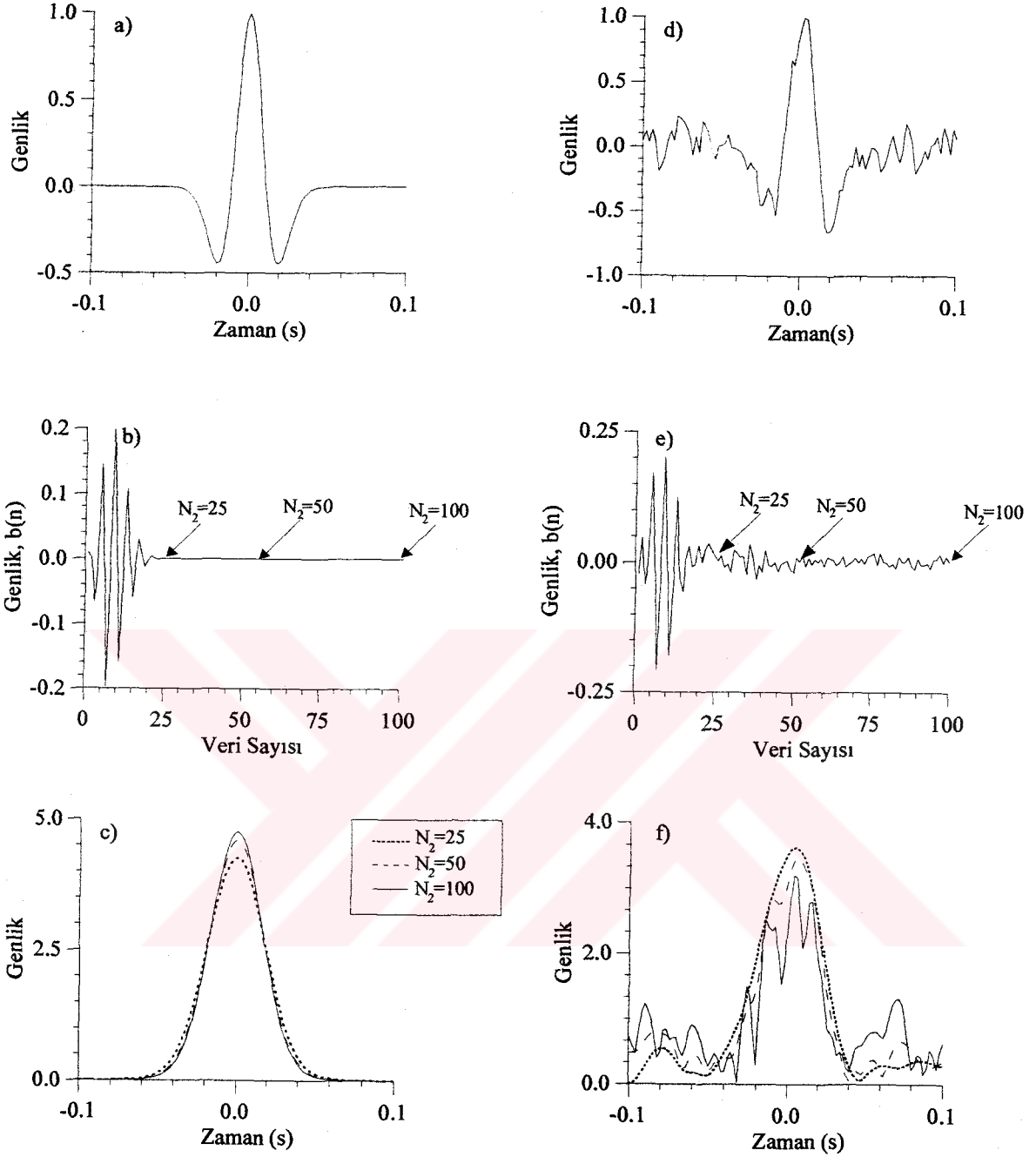
2.1.7.1. Basit Dalgacık ve Yapay İzler Üzerinde Harmonik Sayılarının Alt ve Üst Sınırlarının Belirlenmesi

Harmonik sayılarının alt (N_1) ve üst (N_2) sınır değerlerini belirlemede öncelik üst sınırın belirlenmesindedir. Çünkü, eğer üst sınır belirlenirse alt sınır kolaylıkla belirlenebilir. Üst sınırın sınırlanma etkisini daha iyi görmek için gürültülü ve gürültüsüz durumlarda dalgacık şekilleri ve harmonik katsayıları incelenmiştir. Dalgacığın gürültüsüz bir durumunda (şekil 12a) harmonik katsayıları hesaplanmış ve şekil 12b' de gösterilmiştir. Harmonik katsayılarının değişiminden üç ayrı üst harmonik sayısı değeri seçilmiştir. Bunlar veri sayısı kadar, veri sayısının yarısı kadar ve merkez frekansına yakın bir değer

olarak seçilmiş ve şekil üzerinde gösterilmiştir. Seçilen bu harmonik sayısı üst sınırları için hesaplanan NTG eğrileri (veya zarf eğrileri) şekil 12c' de verilmiştir. Dalgacığın merkez frekansı 20 Hz olduğu için düşük sayılabilecek harmonik bileşenlere sahiptir. Dolayısıyla çok fazla kararsızlık ortaya çıkmaz. Buna göre, üst harmonik sınır $N_2 = 100$ için hesaplanan NTG eğrisinin maksimum genlikli olması beklenen bir sonuçtur. Çünkü harmonik katsayılarında bir sınırlama yapılmamıştır. Bununla birlikte, uygulamada $N_2 = 100$ üst sınır değeri ile $N_2 = 25$ üst sınır değeri için hesaplanan NTG eğrilerinin genlikleri arasında sonuçları etkileyebilecek bir fark yoktur.

Sismik izler üzerinde dalgacıklar şekil 12a' daki gibi ideal şekilli değildirler. Genellikle orijinal şekillerinden ve frekans içeriklerinden uzaklaşmış bir durumda kaydedilirler. Benzeri bir dalgacık örneği şekil 12d' de gösterilmiştir. Dalgacığa S/G oranı 0.5 olacak şekilde rasgele dağılımlı Gauss gürültüsü eklenmiştir. Gürültünün dalgacığın şeklini bozduğu açık olarak görülmektedir. Bu dalgacık için hesaplanan harmonik katsayıları şekil 12e' de verilmiştir. Dalgacığın harmonik katsayılarında da önemli bozulmalar meydana gelmiştir. Gürültü harmoniklerinin etkileri yüksek harmonik sayılarına doğru kendini göstermektedir. Rasgele dağılımlı gürültüler tüm harmoniklerde toplam etki olarak vardır. Bu toplamın etkisinden dolayı katsayıların genliklerinde bir artma meydana gelmiştir. Şekil 12b ile şekil 12e' deki harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri karşılaştırıldığında, yaklaşık 25. harmonik katsayısına kadar iyi bir uyum içinde oldukları görülmektedir. Böyle bir durumda eğer dalgacığa ait bilgiler kullanılacaksa, o zaman harmonik sayısını üstten sınırlamak gerekir. Şekil 12c' deki NTG eğrilerinin hesaplanması için kullanılan üst sınır değerleri şekil 12f' deki NTG eğrilerini hesaplamak için kullanıldığında elde edilen sonuçlar üst sınırın gerekliliğini açıklamaktadır. $N_2 = 100$ harmoniğine kadar hesaplamalar yapıldığı zaman, hesaplanan NTG eğrisi (şekil 12f, sürekli çizgi) tamamen gürültünün etkisindedir. $N_2 = 50$ harmonik sayısı için gürültünün etkisi kısmen azalmış (şekil 12f, kesikli çizgi) durumda iken, $N_2 = 25$ harmonik sayısı için hesaplanan NTG eğrisinin (şekil 12f, noktalı çizgi) ideal bir sonuç olduğu görülmektedir. NTG eğrisinin ana salınımı üzerinde gürültünün etkisi yoktur. Bu sadece dalgacığa ait harmoniklerin kullanılmış olduğunu göstermektedir.

Böylece, yalnızca tek merkez frekanslı dalgacığın olması durumunda (yani girişim, vb. diğer bozucu etkilerin olmaması durumunda) alt harmonik sınırının, $N_1 = 1$ ve üst sınırının, $N_2 \cong f_p$ (merkez frekansı) olarak kullanılması NTG dönüşümü ile yapılacak



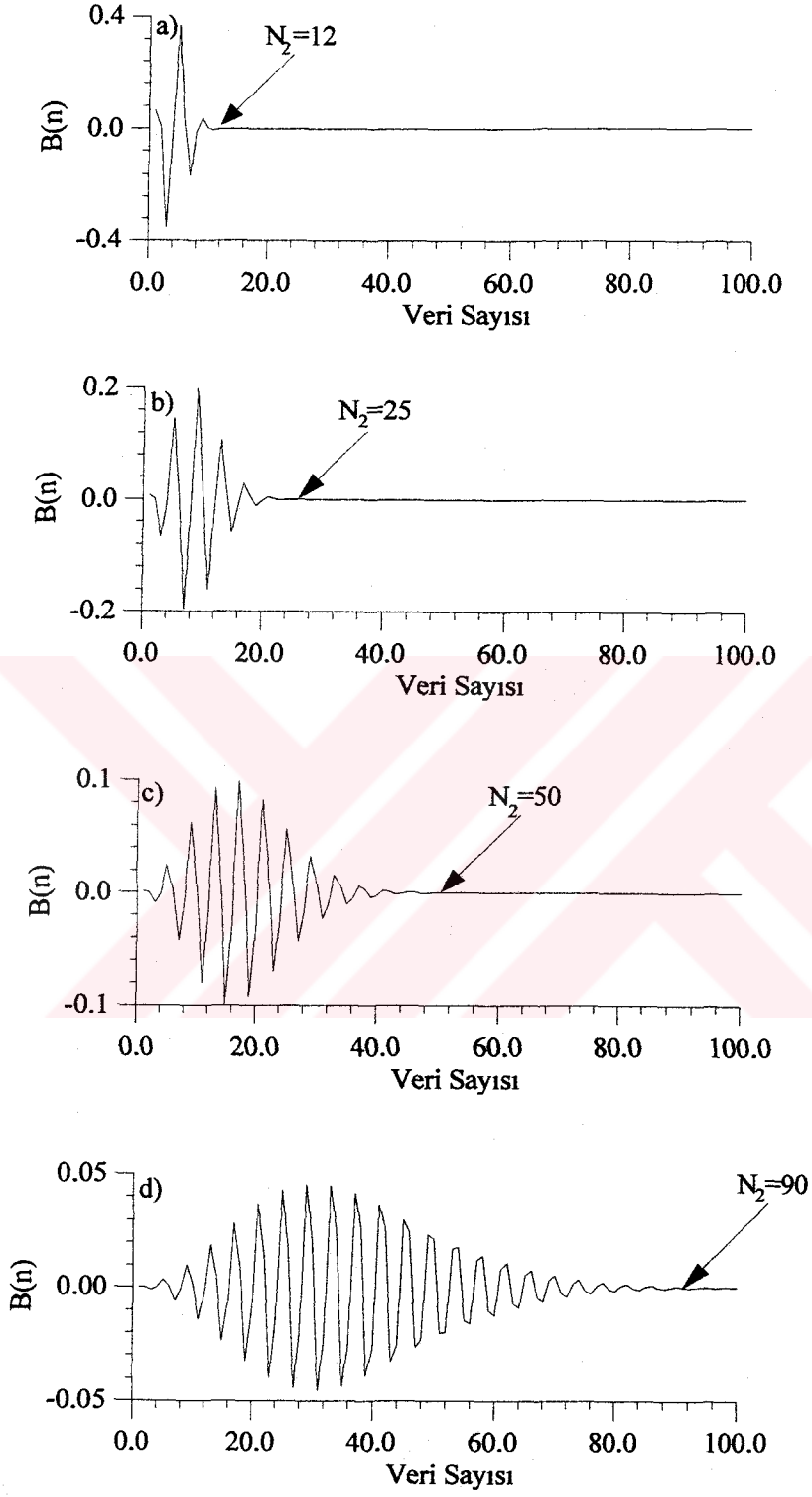
Şekil 12. Merkez frekansı 20 Hz olan bir Ricker dalgacığının ideal ve ideal olmayan durumlarda harmonik katsayılarının veri sayısına göre dağılımları ve harmonik sayılarının üst sınırlarının seçiminin NTG eğrileri üzerindeki etkileri. a) Ricker dalgacığının gürültüsüz , d) gürültülü görünüşleri, b, e) harmonik katsayıları ve c, f) NTG eğrileri

uygulamalarda yeterli olmaktadır. Bu ilişkiyi daha iyi açıklamak için farklı merkez frekanslı Ricker dalgacıklarının harmonik katsayılarının veri sayılarına göre değişimleri

hesaplanmış ve şekil 13' de verilmiştir. Şekil 13a' da, 10, 20, 40 ve 80 Hz merkez frekanslarında hesaplanmış sıfır fazlı Ricker dalgacıklarına ait harmonik katsayılarını göstermektedir. Hesaplanan dalgacıkların hepsi için örnekleme aralığı 2 ms dir. Genel kabul dalgacığının merkez frekansın artmasının dalgacığının ana pikinin sivrileşmesine ve yan salınımların azalmasına neden olur. Yani spektral ortamda frekans bandı genişler. Yapılan işlemlerde harmonik katsayıları veri sayısı kadar hesaplanmıştır. Harmonik katsayılarının değerleri belirli bir harmonik sayısından sonra sıfır değerine çok yakınlaşırlar. Dolayısıyla, bu harmonik sayısından sonraki harmonik katsayılarını kullanmamak sonuçları etkilemez. Çünkü, harmonik sayısının üst sınırından sonraki değerler sayısal karasızlıklar veya harmonik katsayılarının yüksek değerlerinin hesaplanmasındaki hatalar olabileceği için, bu değerler kullanılmayabilir. Buna göre, şekil 13' deki sonuçlar incelendiğinde, harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimlerinin kullanılabilir üst değerlerine karşılık gelen harmonik sayıları ile verinin merkez frekansı arasında bir ilişki olduğu ortaya çıkmaktadır. Şekil 13' de hesaplanan harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimlerinde harmonik sayılarının üst sınırları belirlenerek şekiller üzerinde yazılmıştır. Dikkat edilirse, verinin merkez frekans değeri arttıkça yüksek harmonik sayılarında bozulmalar artmıştır. Bu bozulmaların ortalamaları alınarak üst sınır değerleri belirlenmiştir. Belirlenen değerler merkez frekansı değerine oldukça yakın değerlerdir.

Spektral işlemlerde kesin olarak bilinmektedir ki, her harmoniğe karşılık bir frekans ($f=1/T$, f frekans, T periyot) değeri karşılık gelir. Böylece, eğer veri gürültüsüz ve tek bir merkez frekansına sahipse (veya ortalama olarak merkez frekansa karşılık gelen tek bir maksimum genlik değeri varsa), harmonik sayısının üst sınırı merkez frekansının değeri olarak belirlenebilir. Ancak merkez frekans değeri artırıldıkça ortaya çıkacak sayısal karasızlar harmonik sayısının üst sınırı belirlemede hatalara neden olabilir. Bu nedenle üst sınır değerine en optimum şekilde karar vermek gerekir.

Buraya kadar harmonik sayılarının alt ve üst sınırlarını belirlerken dalgacıklar üzerinde işlem yapılmıştır. Dolayısıyla alt sınır 1 iken üst sınırın belirlenmesi üzerinde durulmuştur. Ancak dalgacıkların yansıma katsayıları ile olan konvolüsyonu ve değişik tipteki gürültülerin eklenmesi durumunda alt sınırında belirlenmesi gerekmektedir. Sismik izlerin düşük harmonik bölgesini temsil eden yüzey dalgası (ground-roll) gürültüsü, rasgele gürültü ile birlikte şekil 14a' da verilen dört yansıma dalgacığı içeren sismik ize eklenmiştir. Rasgele dağılımlı Gauss gürültüsünün (şekil 14b) standart sapması 0.01 dir.



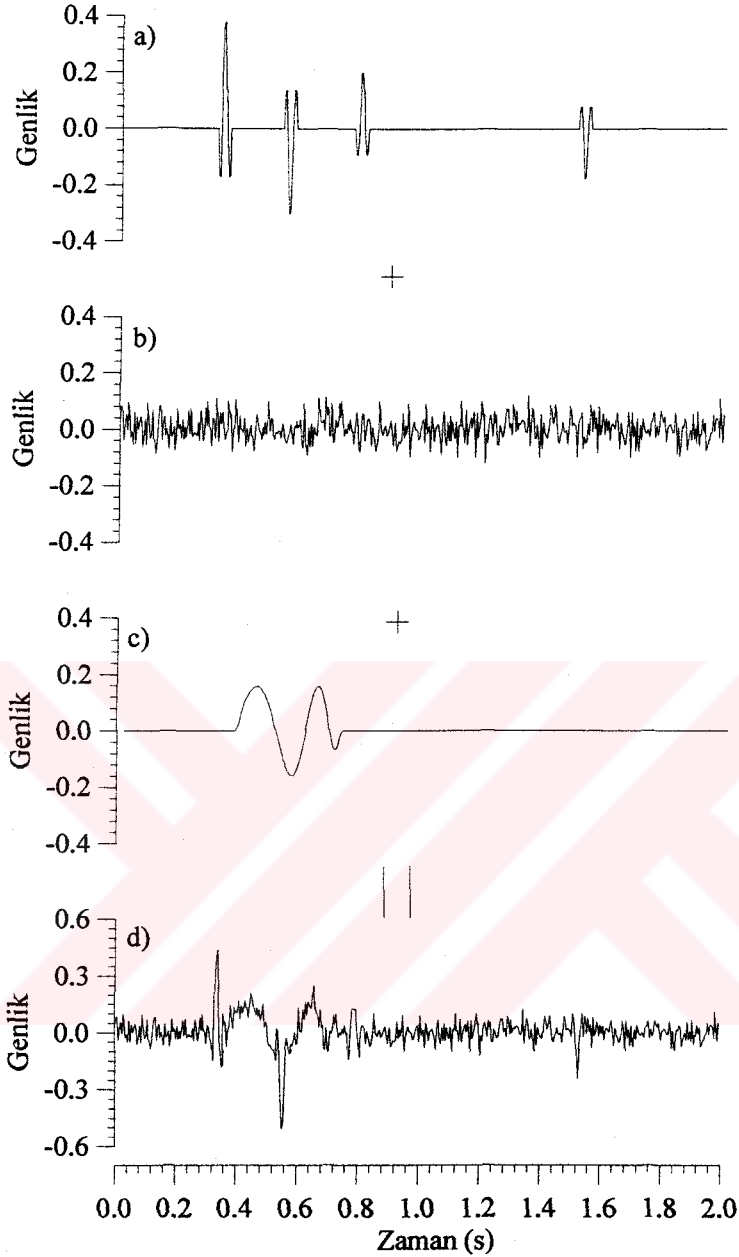
Şekil 13. Farklı merkez frekanslı Ricker dalgacıklarının harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri. Ricker dalgacığı (a) 10, (b) 20, (c) 40 ve (d) 80 Hz frekansları için hesaplanmıştır

Sismik izin hesaplanmasında merkez frekansı 20 Hz olan sıfır fazlı Ricker dalgacığı kullanılmıştır. Verinin örnekleme aralığı 4 ms' dir. Yüzey dalgası gürültüsünün (şekil 14c) hesaplamada kullanılan frekans aralığı 5-15 Hz ve maksimum süresi 200 ms' dir. Böylece sismik iz daha karmaşık bir duruma getirilmiştir. Hesaplanan gürültülü toplam sismik iz şekil 14d' de gösterilmektedir.

Dikkat edilirse rasgele gürültü yüksek frekanslı iken, yüzey dalgası gürültüsü büyük periyotlu ve/veya düşük frekanslıdır. Toplam sismik iz üzerinde gürültülerin etkisinden dolayı yansıma dalgacıklarının şekli ve frekans içerikleri bozulmuştur. Ayrıca şekil 14a' ya göre sismik izin genlik değerleri de değişmiştir. Özellikle 0.75 s ve 1.5 s' deki yansıma dalgacığı gürültüden oldukça fazla etkilenmiştir. Sismik izin hesaplanmasında dalgacıkların girişim etkisinden sakınılmıştır. Şekil 14d' deki toplam sismik izin NTG eğrisini hesaplamadan önce harmonik sayısının alt ve üst sınırlarını belirlemek için sismik izin yansıma ve gürültü bileşenlerine ait harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri hesaplanmıştır ve şekil 15' de gösterilmiştir.

Toplam sismik ize ait harmonik katsayılarının doğrusal olarak yansıma, rasgele gürültü ve yüzey dalgası gürültüsüne ait harmonik katsayılarının toplamına eşit olduğu açıkça görülmektedir. Şekil 14a' daki sismik ize ait harmonik katsayıları 40-200 veri sayısı aralığında iyi bir kümelenme göstermektedir (şekil 15a). Buna karşılık rasgele gürültüye ait harmonik katsayıları tüm veri sayıları için iyi bir dağılım göstermektedir (şekil 15b). Yüzey dalgası gürültüsü frekans aralığına bağlı olarak yaklaşık 40 harmoniğine kadar hesaplanmıştır (şekil 15c). Toplam harmonik katsayıları mutlak olarak özellikle rasgele gürültüsünden aşırı derece etkilenmiştir. Genlik değerleri karşılaştırıldığında düşük harmoniklerdeki yüzey dalgasının harmonik katsayılarının genlikleri diğerlerinden daha büyüktür. Bu sonuç bu tip gürültülerin beklenen bir davranıştır.

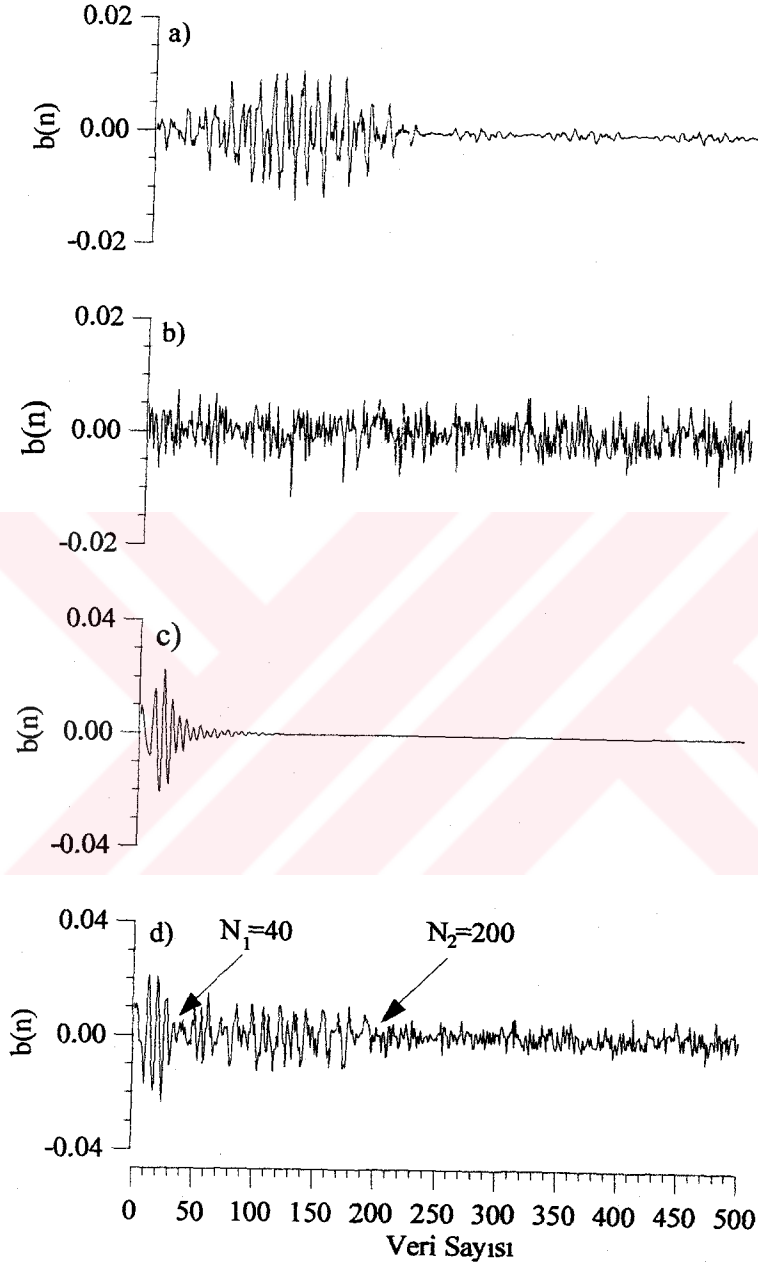
Dalgacık üzerinde üst sınırı belirlerken, üst sınır ile dalgacığın merkez frekansı arasında bir ilişki kurulmuştur. Ancak burada sismik izi oluşturan dalgacığın merkez frekansı 20 Hz olmasına rağmen, harmonik katsayılarının kullanılabilir değerleri yaklaşık 200. harmoniğe kadar artmıştır. Bunun nedenleri şu şekilde açıklanabilir; 1) dalgacık tek periyotlu ve veri sayısı kadar hesaplanmıştır, 2) sismik izin örnek sayısı dalgacığın örnek sayısından 3-4 kat daha fazladır ve dalgacık konvolüsyonla sismik ize dönüştüğü zaman (enerji kaybı olmadığı durumda) sismik izler üzerinde aynı dalgacıktan farklı zamanlarda birden fazla olduğundan dolayı harmonik içerik değişime uğramaktadır. Böylece bu toplam sismik iz için, alt sınır $N_1=40$ ve üst sınır $N_2=200$ olarak belirlenmiştir. Pratikte üst



Şekil 14. a) Teorik olarak konvolüsyon işlemi ile hesaplanan bir sismik iz, b) rasgele, c) yüzey dalgası (chirp dalgacığı) gürültü bileşenleri ve d) toplam sismik iz

sınırın belirli bir değerden sonra artırılmasının sonuçlar üzerinde herhangi bir değişik yapmadığı tespit edilmiştir. Burada da bu özelliği sağlayan üst sınır $N_2=200$ olmuştur. Yine alt sınırın olması gerekenden daha büyük seçilmesi de sonuçların duyarlılığını bozar ve NTG eğrilerinin genişleyip yayılmasına neden olur. Dolayısıyla, sismik izler için harmonik sayılarının alt ve üst sınırlarını veri boyuyla da ilişkilendirmek gerekmektedir.

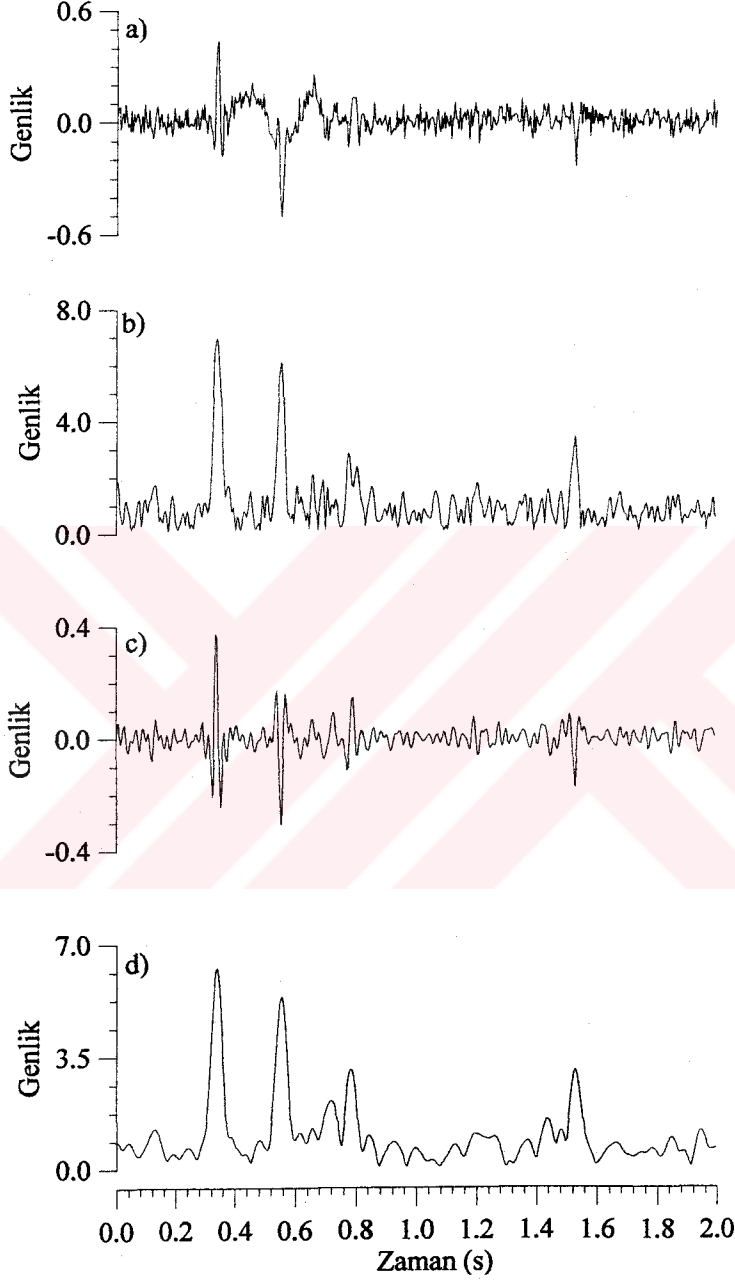
Şekil 15' de belirlenen alt ve üst sınır değerlerine toplam sismik iz için iki ayrı işlem yapılmıştır. Bunlardan biri NTG eğrisinin hesabı diğeri harmonik süzgeç uygulamasıdır. Tam harmoniklerin (veri sayısı kadar) kullanılması ile hesaplanan NTG



Şekil 15. Şekil 14d' ki toplam sismik ize ait yansıma ve gürültülerin ayrı ayrı harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri. Yansımalara (a), rasgele gürültüye (b), yüzey dalgasına ve toplam sismik ize ait harmonik katsayıları (c)

eğrisi şekil 16b' de gösterilmektedir. Gürültülerin etkileri NTG eğrisinin kalitesini bozmuştur. Buna karşılık alt ve üst harmonik sayılarının kullanılmasıyla hesaplanan NTG

eğrisi şekil 16d' de gösterilmektedir. Hesaplanan NTG eğrisi üzerinde yansıma dalgacıklarına ait maksimumlar gürültüye rağmen açık bir şekilde görülebilmektedir. Hatta



Şekil 16. a) toplam sismik iz, b) alt ve üst harmonik sınırlaması yapılmadan, d) sınırlama yapılarak hesaplanan NTG eğrilerinin davranışları ve c) yapılan sınırlamaya göre toplam sismik veriye uygulanan harmonik süzgecin sonucu

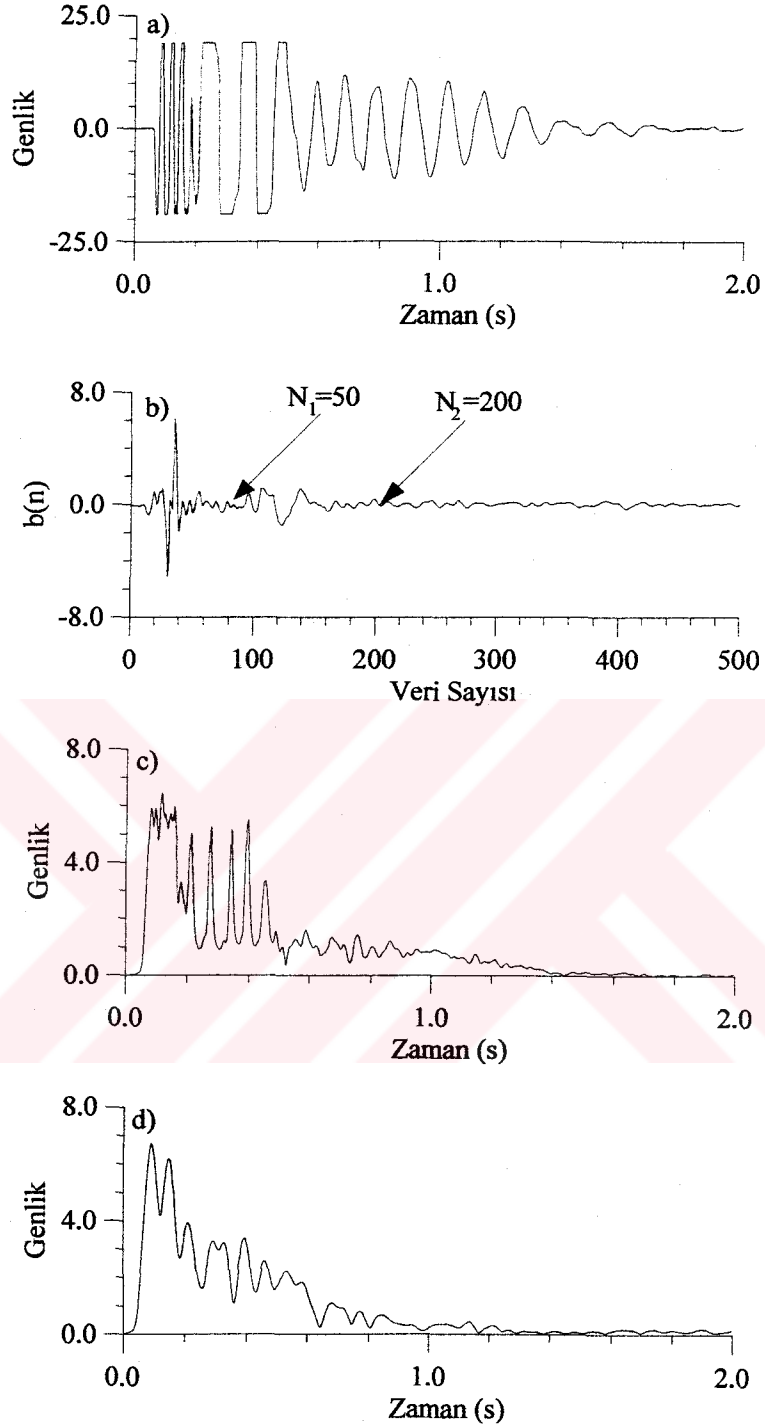
toplam sismik iz üzerinde 0.75 s ve 1.5 s 'deki yansıma olayları NTG eğrisinde daha açık bir görünümde dirler. Yüzey dalgasının ~0.47sn' deki olay üzerideki etkisi yapılan alt

harmonik sayısı sınırlaması ile giderilmiştir. NTG eğrisinin pürüzsüz bir yüzeye sahip olması sonuçların ayrımlılığı açısından önemlidir. Harmonik sayılarının alt ve üst sınırlarının seçimi veride bir band geçişli süzgeçleme yaptığı şekil 16c' de gösterilen sonuçla belirtilmektedir. Yine bu şekil üzerinde de 0.75 s ve 1.5 s' deki yansıma olayları açıkça görülmektedir. Böylece yapılan işlemin zaman bağımlı bir harmonik süzgeçleme olduğu gösterilmiştir.

2.1.7.2. Arazi İzleri Üzerinde Harmonik Sayılarının Alt ve Üst Sınırlarının Belirlenmesi

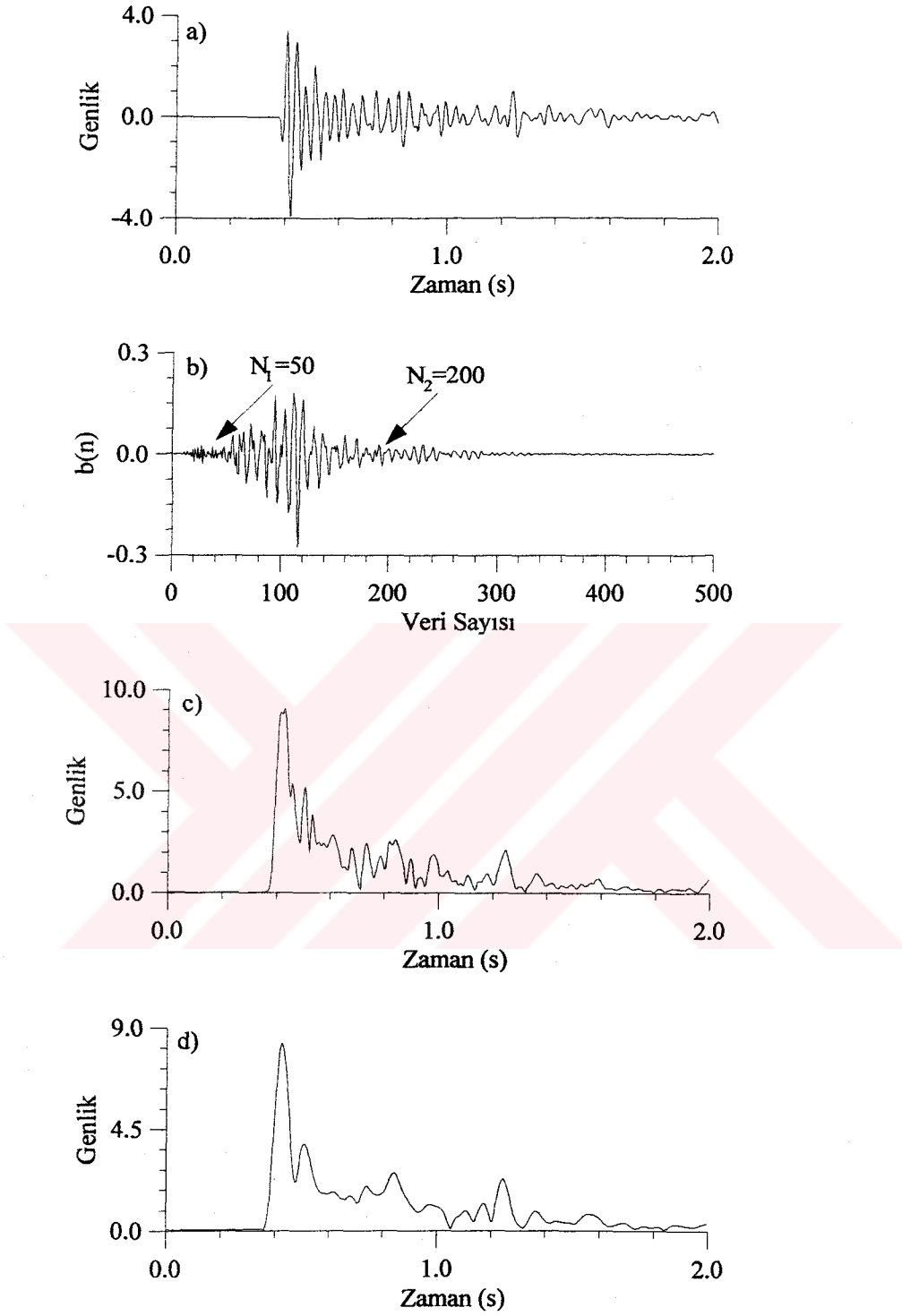
Yapay sismik veriler üzerinde harmonik sayılarının alt ve üst sınırlarının belirlenmesi işlemlerinin arazi verileri üzerinde de geçerli olup olmadığını göstermek için, bir arazi atış kaydından iki ayrı alıcı (jeofon) verisi seçilmiştir. Bu sismik izlerin seçiminde sismik izlerin karmaşıklığına ve yüzey dalgası ve rasgele gürültülerinin varlığına dikkat edilmiştir. Sismik izlere herhangi bir ön işlem uygulanmamıştır. Bunun nedeni, özellikle kullanılan dalgacığa ait bilgilerin (yansımalar ve türleri) dışındaki düşük harmonikli ve yüksek harmonikli veriden atılabilecek kısımların belirlenmesi ve dolayısıyla, harmonik aralığının sınırlarını tespit etmektir.

Sismik izler üzerinde yüksek genlikli kırılma dalgalarının etkili olduğu görülmektedir. Şekil 17a' da kırılma dalgası ve yüzey dalgasının yoğun bir şekilde etkisinde kalmış bir arazi sismik iz görülmektedir. Yüzey dalgasının etkisi 0.2 s' den sonra periyodik salınımlar olarak kendini göstermektedir. Bu sismik iz için hesaplanan harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri şekil 17b' de görülmektedir. Harmonik sayılarının 20 ile 40 değerleri arasında açık olarak yüksek genlikli yüzey dalgasına ait katsayılar yer almıştır. Bununla birlikte sismik dalgacığa ait bilgiler için kesin ifadeler kullanmak mümkün değildir. Çünkü, katsayılarda belirgin bir kümelenme ve uygun genlik değişimleri yoktur. Buna rağmen bir sınırlama yapılırsa, harmonik aralığın alt ve üst sınırları $N_1=50$ ve $N_2=200$ olarak kullanılabilir. İlk olarak tüm harmonikler için hesaplanan NTG eğrisi (şekil 17c) incelenildiğinde; 0.2 s ile 0.5 s arasında yüzey dalgasına ait maksimumlar görülmektedir. Buna karşılık harmonik sayısı sınırları kullanıldığında NTG eğrisi daha basit bir eğriye dönüşmüştür (17d) ve önemli derece yüzey dalgasına ait genlikler bastırılmıştır.



Şekil 17. a)Yüzey dalgası etkisinde kalmış bir arazi sismik izi, b) harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri c) tüm harmoniklerin kullanılması ve d) sınırlamanın yapılması durumunda NTG eğrileri

Şekil 18a' da sismik atış kesiti üzerinden yansımalar olaylarının gözlenebildiği seçilmiş bir sismik iz görülmektedir. Atış kesiti üzerinde yansımaların süreklilik ve genlik



Şekil 18. a) Yüzey dalgası gürültüsünün etkili olmadığı bir arazi sismik izi, b) üzerinde harmonik sayılarının sınırlarının belirlenmesi. c) tüm harmoniklerin kullanılması ve d) sınırlamanın yapılması durumunda NTG eğrileri

işaretlerinin uyumu (polarite) ilkeleri kullanılarak seçilmiş olan bu sismik iz üzerinde 0.52 s, 0.84 s ve 1.24 s' de olmak üzere üç yansıma dalgacığı tespit edilmiştir. Buradaki okunan

zamanlar dalgacığın yaklaşık simetri noktasına gelecek şekildedir. Şekilden de görüldüğü gibi sismik iz üzerinde yüzey dalgasının etkisi yok denecek kadar azdır. Bu sismik ize ait hesaplanan harmonik katsayılarının veri sayısına göre değişimleri şekil 18b' de gösterilmiştir. Harmonik katsayıları belirli bir aralıkta iyi bir kümelenme göstermektedir. Bu kümelenmenin alt ve üst sınırları harmonik sayısı aralığı olarak tespit edilmiştir. Bu değerler $N_1=50$ (alt sınır) ve $N_2=200$ (üst sınır) dir. Tüm harmonikler için hesaplanan NTG eğrisi (şekil 18c) sismik izin içerdiği olayların hepsinin etkisinde kaldığı için, yansıma dalgacıklarına ait bilgiler iyi ayrımlanamamış ve eğri yüzeyleri pürüzlü kalmıştır. Buna karşılık sınırlamalar yapıldığında, yansıma dalgacıklarına ait lokal maksimumlar açık bir şekilde ortaya çıkmıştır ve eğri yüzeyi pürüzsüz bir duruma gelmiştir. Bununla birlikte 1.56 s civarında da lokal bir maksimumun çıkması, sismik iz hakkında daha ayrıntılı bir değerlendirme yapma imkanı vermiştir. Lokal maksimumlar belirlenirken eğri şeklinin dalgacığın NTG eğrisi şekliyle olan uyumu dikkate alınmaktadır. Ayrıca sismik yansıma olaylarının kayıt zamanlarına göre yaklaşık tanımlaması yapılmaktadır.

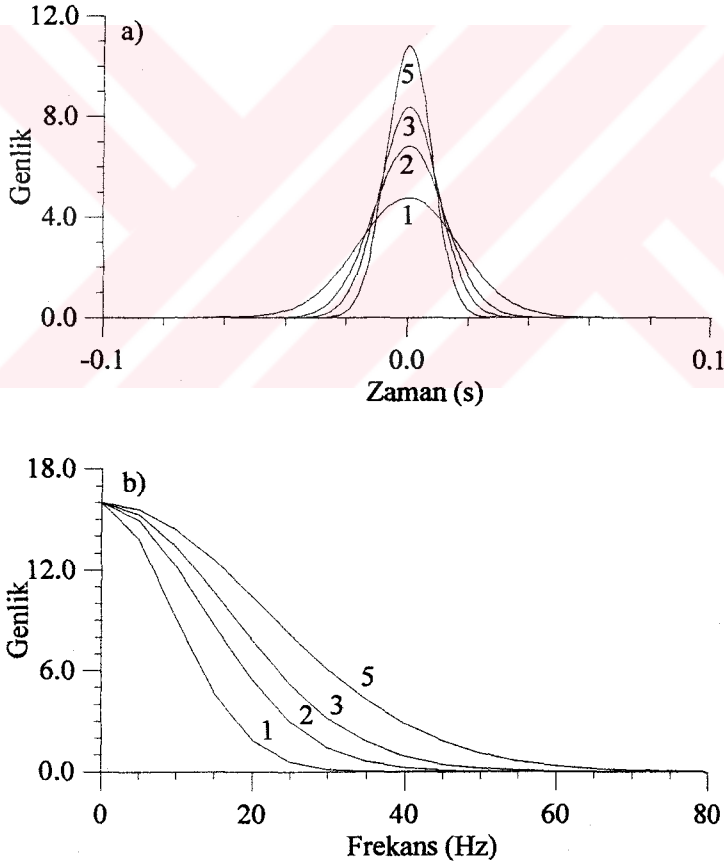
Eğer harmonik sayı sınırlaması yapılırsa, istenmeyen harmoniklerin atılması şeklinde bir harmonik seçici süzgeç düzenlenmiş olur. Dolayısıyla sonuçların ayrımlılığı artırılır ve NTG eğrilerinin şekilleri daha pürüzsüz olarak hesaplanır. Gürültü bileşeninin yada dalgacığa ait olmayan harmonikler kullanıldığında NTG eğrisinin genliği azalmı göstermektedir. Aksine doğru harmonikler kullanılırsa, NTG eğrisi maksimum değerine ulaşır. Eğer alt sınır olması gerekenden daha büyük belirlenirse, bu defa NTG eğrisinin genliği azalarak yayılan bir eğri şekline dönüşür.

2.1.8. G_N Operatörünün Derecesinin, η , Belirlenmesi

NTG dönüşümünün matematiksel ifadelerinde tam gradyan teriminin derecesi olan η parametresi sonuçlar üzerinde önemli etkilere sahiptir. Genellikle sismik uygulamalarda, fiziki anlamı olması nedeni ile, $\eta=1$ alınır. Ancak gerektiğinde $\eta=1, 2, 3, 4, \dots$ tamsayı değerleri de uygulamalardaki probleme göre kullanılabilir. Bu parametrenin artırılması NTG sonuçlarının ayrımlılığını artırır. Ancak yüksek η değerlerinde çözümün karalılığı bozulabilir. Bu nedenle η parametresinin seçiminde problemin şartlarını değerlendirmek gerekir. Şekil 19' da η parametresinin NTG eğrileri üzerindeki etkisi görülmektedir. η

parametresinin değeri arttıkça NTG eğrisinin zaman genişliği daralmakta, maksimum genlik artmakta ve zarf eğrisinin tepe noktası daha keskinleşmektedir.

Artan η değerlerine karşılık daralan NTG eğrilerinin spektral davranışları şekil 19b' de gösterilmiştir. Spektral işlemlerde genel kural olarak zaman ortamındaki daralma frekans ortamındaki genişlemeye eşdeğerdir. Bu kural şekil 19b' deki genlik spektrum eğrilerinde görülmektedir. Artan η değerine karşılık spektrum genişliği artmıştır. Burada önemli olan bir husus, zaman ortamında genlik değerlerinin artmış olmasına rağmen frekans ortamında genlik değerlerinde herhangi bir değişim olmamasıdır. Bu durumun nedeni, η parametresinin değerinin artması zarfın genliğini artırırken sinyalin toplam enerjisini muhafaza etmesidir. Şekil 19a ve 19b' deki eğriler üzerindeki rakamlar eğrilerin hesaplanmasında kullanılan η parametresinin sayısal değerlerini göstermektedir.



Şekil 19. Farklı η değerleri için bir dalgacığın NTG eğrileri ve bu NTG eğrilerinin spektral davranışlarının incelenmesi. a) NTG eğrileri, b) NTG eğrilerinin genlik spektrumlarının davranışları

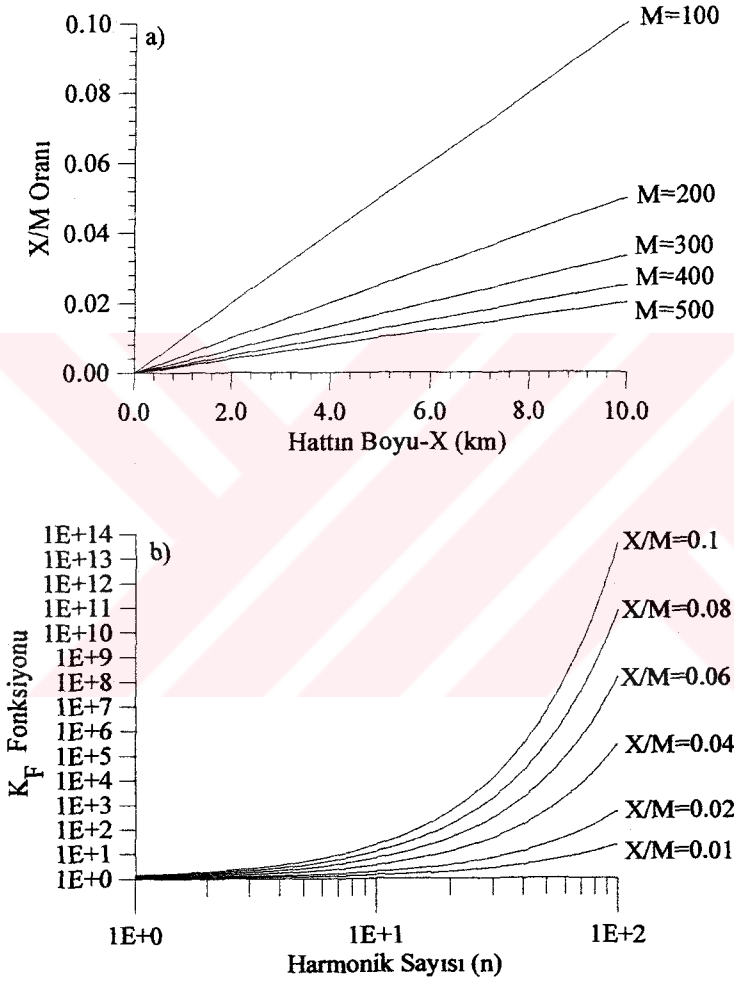
Uygulamalarda η parametresinin kullanımının kesin bir kriteri olmamakla birlikte ilk olarak $\eta=1$ alınarak işleme başlanır. Bununla birlikte veride bir ayrımlık probleminin olduğuna emin olunmalıdır. Hesaplama sonucunda eğer sonuç eğrisinde istenilen bilgi belirgin bir hale getirilmemiş ise bu kez bu değer artırılır. Artırma işlemi birer birer yapılır. Ancak bu işlem verinin boyutlarının büyük olması durumunda zaman alıcıdır. Bu nedenle tahmini olarak $\eta=\eta_{\max}$ gibi olabilecek en yüksek değerle bir işlem yapılır ve sonuç $\eta=1$ ile karşılaştırılır. Sonuçlar arasındaki gözlemsel farklılıklara göre en uygun η değeri seçilir. Bundan sonraki aynı veri grubu için aynı değer kullanılır. Sismik veriniz bir kesit ise kesit içinden seçilecek (genelde kesitin ortasından) en uygun bir iz üzerinde bu kıyaslama yapılarak η parametresi belirlenir.

2.1.9. K_F Fonksiyonu ve X/M Değerinin Seçimi

Denklem (23) ile verilen sismik verileri tanımlayıcı fonksiyonda $K_F=e^{n\pi X/M}$ fonksiyonunun kullanımı oldukça önemlidir. Burada M , T zamandaki veri sayısıdır ve $X/T \cong X/M$ dir. Matematiksel olarak K_F fonksiyonunun genel karakteri üstel artan bir fonksiyon olmasıyla açıklanır. Dolayısıyla, bir veri ile birebir çarpılması durumunda verinin uzak zamanlardaki değerlerini güçlendirici bir katkı sağlar. Sismik verilerin yerin soğurma etkisinden dolayı, yüksek frekans bileşenlerinin sönmülmüş olması ve yayılım etkisinden dolayı da, uzak kayıtların genliklerinin zayıf olması, K_F fonksiyonunun kullanımını önemli yapmaktadır. Harmonik ortamda yüksek harmoniklerdeki düşük genlikli olayları güçlendirdiği için bir çeşit süzgeç görevi görmektedir. K_F fonksiyonun sismik verilerin işlenmesinde kullanımı X/M değerinin seçimine bağlı olarak gerçekleştirilir. Böylece, denklem (23)' deki K_F fonksiyonu potansiyel alanlar için analitik uzanımı, sismik veriler için ise süzgeçleme katsayılarını temsil etmektedir (Ciancara, Marcak, 1979; Bereskin, 1988).

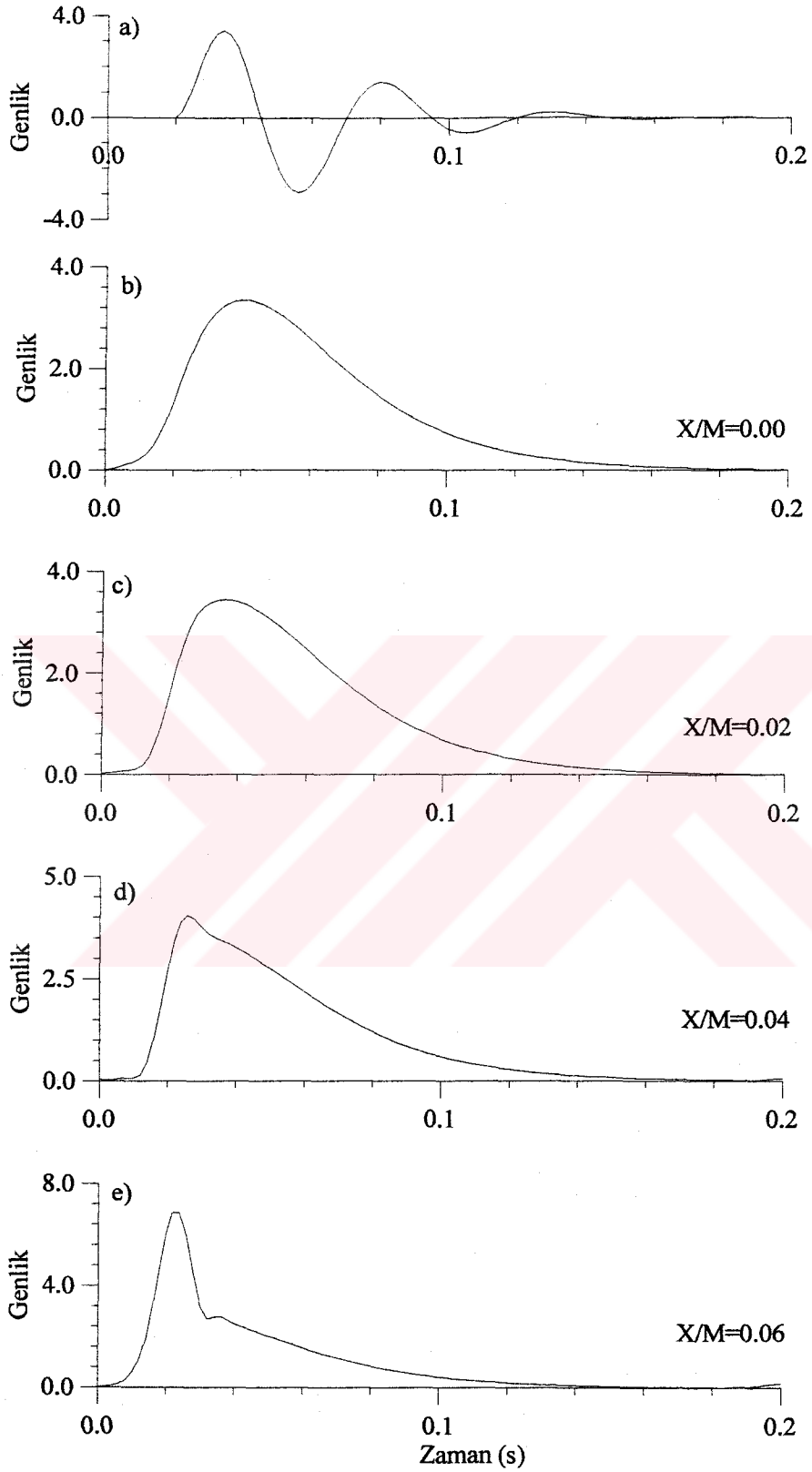
Doğal olarak $X=0$ olduğunda, K_F fonksiyonun bütün değerleri 1 olur. Burada, X değeri sismik hattın km olarak uzunluğu şeklinde değerlendirilebilir. Örneğin, $X=5$ km, ve bir izdeki veri sayısı 500 olduğunda $X/M=0.01$ olur. Şekil 20a' da farklı X ve M değerleri için X/M oranının değişimi verilmiştir. Görüldüğü üzere, sabit bir x değeri için veri sayısı arttıkça X/M oranı azalmaktadır. Bu durum şekil 20b' de X/M oranlarının harmonik sayılarına göre değişimi ile açıklanmıştır. Üstel fonksiyonlar hızlı şekilde yüksek değerlere

ulaşmaktadır. Bu durum eğer dengelenmez ise, yüksek harmonik sayılarında kararsızlıklara neden olabilir. Bu nedenle X/M oranı uygun seçilmelidir. Dolayısıyla, K_F fonksiyonu hesaplanırken kullanılan harmonik sayısının üst sınırına göre bir denge sağlanmış olur. Yani uygulamada harmonik sayısı artırıldıkça X/M oranı azaltılmalıdır. Bununla birlikte μ parametresinin uygun bir değeri kullanılarak Q fonksiyonu ile aşırı yüksek değerler dengelenmelidir.



Şekil 20. a) X/M oranının veri sayısı ve hat boyuna göre değişimi ve b) K_F süzgeç X/M oranlarında harmonik sayısına göre değişimi

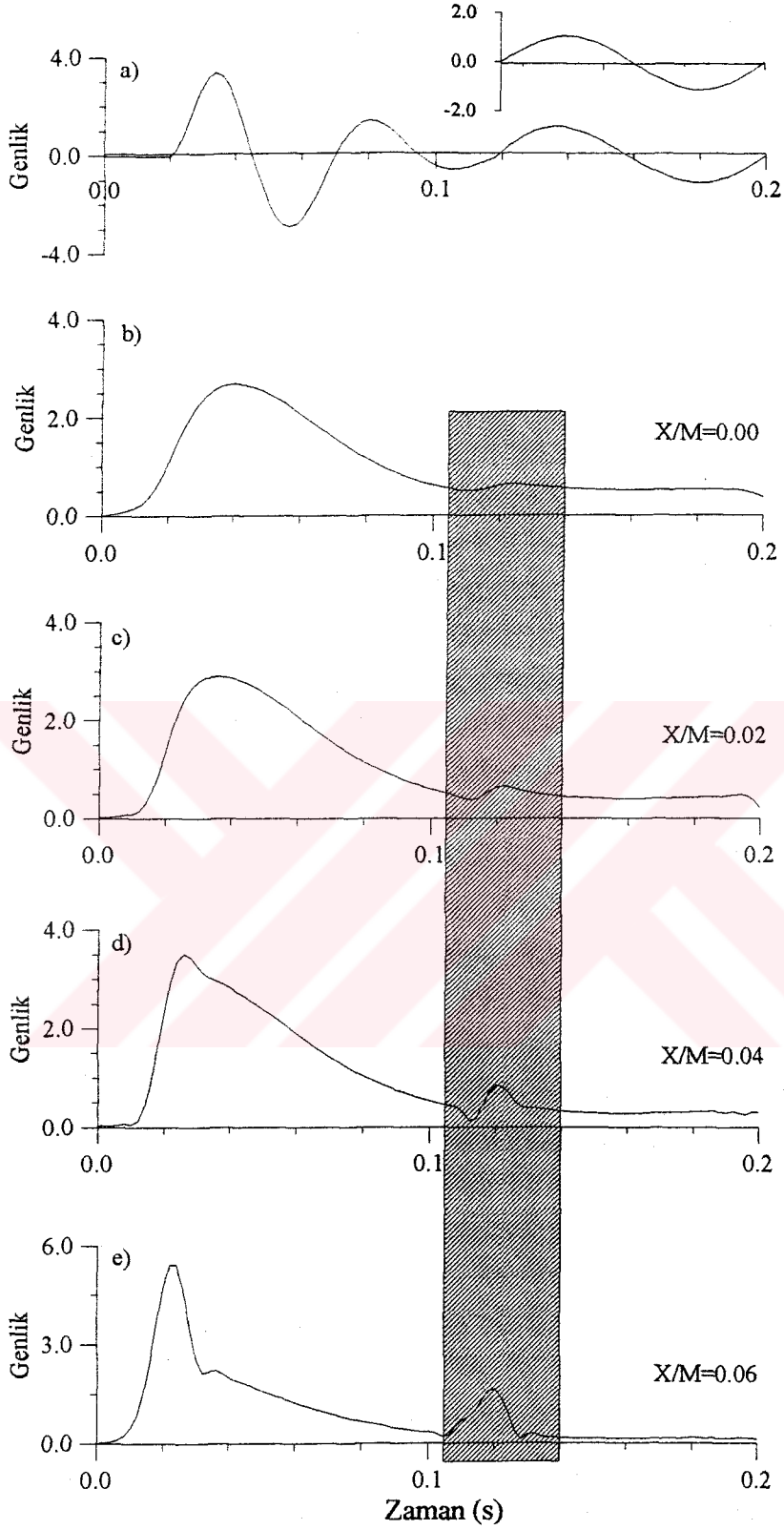
Burada, yukarıda özellikleri açıklanan K_F fonksiyonunun etkisi minimum fazlı bir Berlage (Kulhanek, 1976; Bath, 1974) dalgacığına küçük bir sinüs dalgasının eklenmesi durumu için incelenmiştir. Berlage dalgacığı merkez frekansı 20 Hz, zaman uzunluğu 200 ms ve $\alpha=50$ olacak şekilde hesaplanmıştır. Hesaplama sonucu şekil 21a' da gösterilmiştir.



Şekil 21. a) Minimum fazlı Berlage dalgacı, b, c, d, e) sırasıyla $X/M=0.00$, 0.02 , 0.04 , 0.06 değerleri için hesaplanmış NTG eğrileri

Dalgacığın genel yapısının sinüs şekilli olduğu görülmektedir. Denklem (23)'deki K_F süzgeçleme fonksiyonunun hesaplamadaki etkisi, şekil 21a' daki Berlage dalgacığının NTG eğrilerinin farklı X/M oranları için hesaplanmasıyla gösterilmiştir. Hesaplamalarda X/M oranları sırasıyla 0.00, 0.02, 0.04 ve 0.06 olarak kullanılmıştır ve sonuçlar şekil 21b, c, d, e' de gösterilmiştir. X/M oranı artırıldıkça NTG eğrisinin şeklindeki daralma ve enerjinin başlangıca yığılması önemlidir. Bu dalgacığa eklenebilecek diğer olayların ayrımlanmasını sağlayacaktır. X/M oranı arttıkça Berlage dalgacığının salınımının etkisi indirgenmiş ve eğri daha kesin bir pik halini almıştır.

Yansıma sismğinde ara tabakalardan veya düşük empedanslı arayüzeylerden olan yansımaların büyük empedanslı olan arayüzeylerden olan yansıma dalgacıklarına eklenmeleri girişim probleminin bir türüdür. Bir haznenin gaz veya petrol içermesi durumunda o haznenin hızında önemli derecede bir azalma meydana gelir. Dolayısıyla, haznenin üstündeki ve altındaki tabakanın hızı arasında büyük hız farklılıkları meydana gelir. Bu hız farkı empedansın artmasına, dolayısıyla yansıma genliğinin büyümesine ve yansımaların gecikmesine neden olur. Bununla birlikte, böyle bir haznenin altındaki tabakanın hızının yüksek olması durumunda, bu tabakanın tabanından yansıyan dalgacıklar daha küçük genlikli olarak haznenin tabanından olan yansıma ile girişirler. Bu tür girişim büyük genlikli yansıma dalgacığının üzerine küçük genlikli bir yansımanın farklı zaman gecikmelerinde eklenmesi şeklinde gerçekleşir. Böyle bir girişim olayını açıklamak için şekil 21a' daki dalgacığa dalgacığının maksimum genliğine oranla küçük genlikli bir sinüs dalgası eklenmiştir ve sonuç şekil 22a' da gösterilmiştir. Dalgacığın NTG eğrileri X/M=0.00, 0.02, 0.04 ve 0.06 değerleri için hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlar sırasıyla şekil 22b, c, d, e' de gösterilmiştir. Hesaplama X/M=0.00 durumunda NTG eğrisinin şekli ile şekil 21a' daki NTG eğrisinin şekli arasında çok iyi bir benzerlik ve uyum olduğu açıkça görülmektedir. Bununla birlikte sinüs dalgasına ait etki az da olsa kendisini göstermiştir. X/M oranının artan değerlerinde ana dalgacığa ait NTG eğrisi ile küçük sinüs dalgasının NTG eğrisi birbirlerinden ayrılmıştır. Özellikle X/M=0.06 olması durumunda NTG eğrisi üzerinde her iki olaya ait iki ayrı maksimumun ortaya çıktığı belirgin bir şekilde görülmektedir. Şekil üzerinde küçük sinüs dalgasına ait belirtiler taralı kare bir kolanla sınırlandırılmıştır. K_F fonksiyonu sismik izin tamamına uygulandığında izin sonuna doğru olan genlikleri kuvvetlendirir. Ancak ilave bilgiler eklemesinden sakınılmalıdır. Bunun için K_F fonksiyonu yalnız kullanmaktansa Q Lanczos karalılık fonksiyonu ile kullanmak gerekmektedir.



Şekil 22. a) Şekil 21a' daki Berlage dalgacığının küçük bir sinüs dalgası eklenmiş hali, b, c, d, e) sırasıyla $X/M=0.00$, 0.02 , 0.04 , 0.06 değerleri için hesaplanmış NTG eğrileri. Taralı alanlar küçük sinüs dalgasına ait anomalilerdir

2.2. Sismik Verilerin NTG Yöntemi İle İncelenmesi

Sismik verilerin NTG yöntemiyle işlenmesinde temel dayanak, elde edilen zarf eğrilerinin Hilbert dönüşümü (HD) kullanılarak hesaplanan karmaşık izin (Taner vd., 1979) zarf eğrilerini karşılaştırmaktır. Şu ana kadar NTG ve HD sonuçlarından elde edilen eğrilerin her ikisinin de uygulandıkları sinyallerin zarflarını (anlık genlik, yansıma güçleri veya enerjileri) temsil ettikleri belirlenmiştir. Ancak, her iki anlık genlik eğrisi için aynı anda zarf ifadesini kullanmak anlatımda karışıklıklara neden olabilir. Bu nedenle, NTG yönteminden elde edilen zarf eğrileri *NTG eğrileri* ve buna karşılık HD' den elde edilenler ise *Zarf eğrileri* olarak kullanılmıştır. Bununla birlikte eğriler arasındaki karşılaştırmalar NTG yönteminin uygulanabilirliğini ve sonuçlarının değerli olduğunu açıklamak için gerekli görülmüştür. Diğer yandan, uygulamalardan elde edilen NTG eğrileri, zarf eğrileri ve başlangıç verileri karşılaştırılarak yöntemin eksiklikleri, üstünlükleri ve hassasiyeti araştırılmıştır.

Uygulamalar dalgacığın, sismik izin ve kesitlerin farkı durumları için yapılmıştır. Bunun için önceki bölümlerde matematiksel ve fiziksel özellikleri açıklanan NTG yöntemi ile sismik verilerin işlenmesi ve geleneksel yöntemle karşılaştırmalar yapmak için FORTRAN-V programlama dilinde iki ayrı bilgisayar programları geliştirilmiştir. Bunlara ek olarak sismik iz ve kesit hesaplamaları için de bir program geliştirilmiştir. NTG eğrilerinin hesaplanması için (20), (23), (24) veya (25), (26) denklemleri kullanılmıştır. Hesaplama eğer X/M oranı kullanılmış ise (23) ve (24) denklemleri diğer durumlarda (25) ve (26) denklemleri kullanılmıştır. Hesaplama sırası aşağıdaki gibidir.

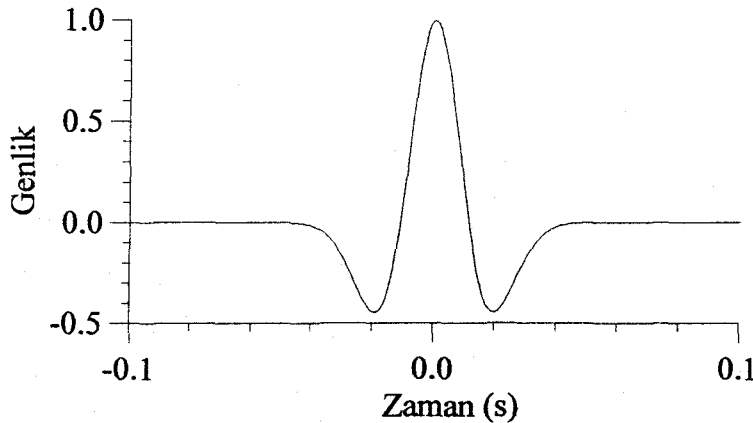
- 1) Denklem (33) kullanılarak b_n harmonik katsayıları istenilen harmonik sayı aralığında hesaplanır.
- 2) Hesaplanan harmonik katsayıları (23), (24) veya (25), (26) denklemlerinde yerine yazılarak türev bileşenleri hesaplanır,
- 3) Türev bileşenleri denklem (20)' de yerine yazılarak G_N operatörünün değerleri hesaplanır ve böylece NTG eğrileri belirlenir.

Programda eğer kullanıcı istemiyorsa normalizasyon işlemi yapılmayabilir. Ancak NTG eğrilerinin daha güçlü ve pürüzsüz yüzeylerinin olması için normalizasyon yapılmasında faydalar vardır. Karmaşık zarf eğrilerinin hesaplanması için geliştirilen

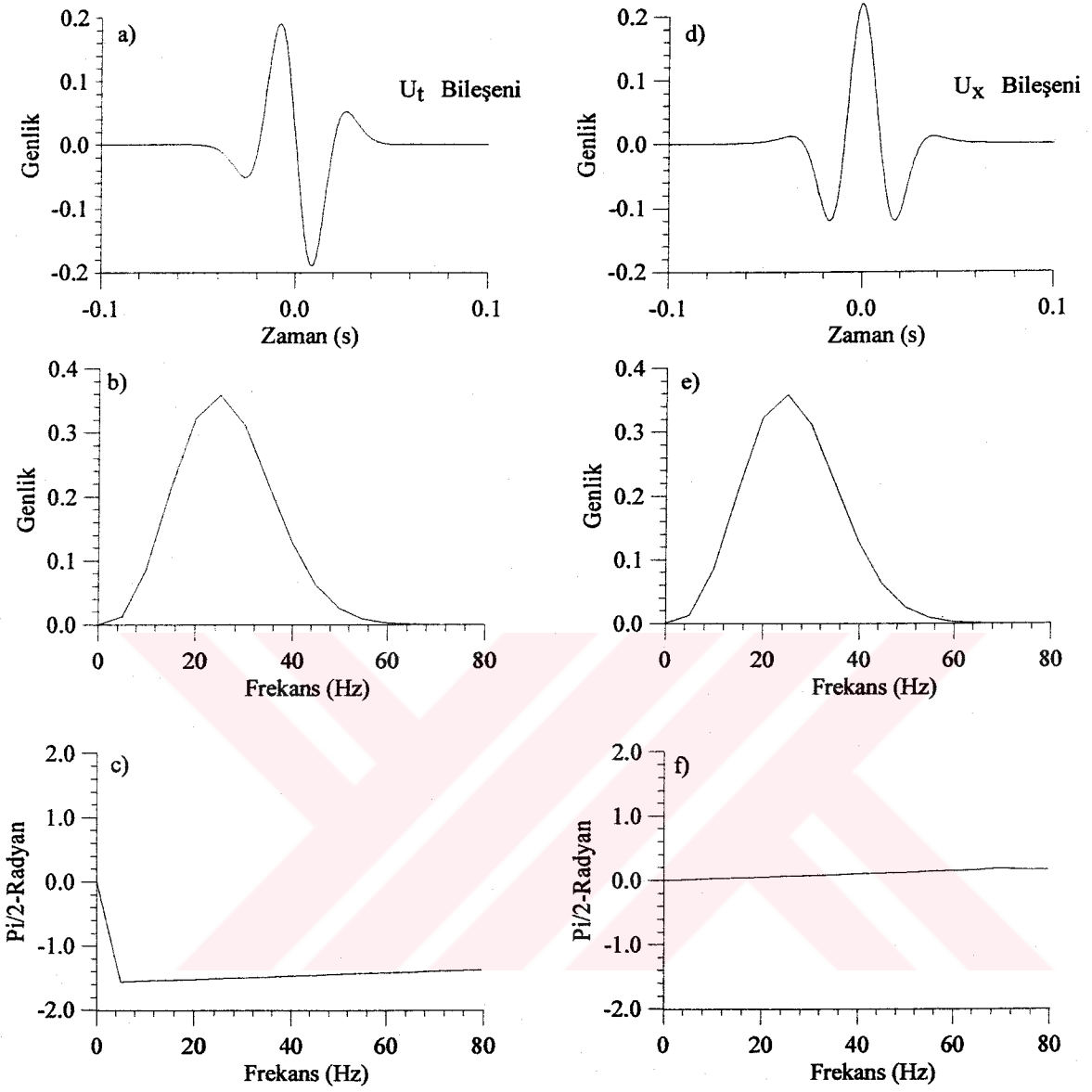
programda HD işlemleri Fourier dönüşümü ile gerçekleştirilmiştir. Çalışmada amaç NTG yöntemini değerlendirmek olduğu için, sismik iz veya kesit hesaplamalarında yalnızca dalgacık ve ortamın yansıma katsayılarının konvolüsyonu ve gerektiğinde bu konvolüsyonun sonucuna toplam olarak gürültü bileşenleri eklenerek kullanılmıştır. Kırılma, saçılma, tekrarlı yansıma, soğurma ve açılım kayıpları ihmal edilmiştir. Eğer bir atış verisi oluşturulacak ise tabakalara ait hızlardan kök ortalama hızlar (KOK-RMS, Root Mean Square), eğer sıfır açılımlı kesitler hesaplanacak ise ortalama hızlar hesaplanarak kullanılmıştır. Tabakalara ait arayüzeyler programa (x, z) koordinatları şeklinde verilmiştir. Yansıma katsayılarının zaman eksenine yerleşimleri iki-yol zamanına göre dir.

2.2.1. NTG Yönteminde Türev Bileşenlerinin Spektral Davranışları

NTG yöntemine göre iki ayrı bileşen hesaplanmaktadır. Bunlar (25) ve (26) denklemleri ile verilen $U_y(t)$ ve $U_x(t)$ bileşenleridir. Başlangıç verisi $U(t)$ (denklem 22) yalnız sinüs harmoniklerini içermesine rağmen türev bileşenleri hem sinüs hem de kosinüsleri içermektedir. Ancak her iki türev bileşeninde kullanılan harmonik katsayıları sinüslere ait harmonik katsayılarıdır. Dolayısıyla, karmaşık izin gerçel ve sanal kısmıyla NTG dönüşümünde elde edilen türev bileşenleri arasında çapraz bir uyum vardır. Bununla birlikte bu çapraz ilişki zarf eğrilerinin hesaplanması ile giderilir. Hesaplamalarda başlangıç dalgacığı olarak merkez frekansı 20 Hz, 200 ms zaman uzunluğu olan bir Ricker dalgacığı kullanılmıştır (şekil 23). Şekil 24' de NTG bileşenleri, genlik ve faz spektrumları hesaplanarak gösterilmiştir.



Şekil 23. Sonraki işlemlerde kullanılacak olan sıfır fazlı Ricker dalgacığı. Dalgacığın zaman süresi $T=200$ ms ve örnek sayısı $M=101$ olarak hesaplanmıştır



Şekil 24. (a) U_t , (b) U_x bileşenleri ve sırasıyla genlik (b, e) ve faz spektrumları (c, f)

Bileşenler incelendiğinde başlangıç verisinden dönüşümlerin mantığı gereği uzaklaşılır. Yani işlemlerde başlangıç verisi yerine türevleri kullanılır. Ancak bu durum işlemleri etkilemez. Dalgacık farklı iki ayrı görünüm kazanmıştır. Dikkat edilirse, başlangıç dalgacığına göre yeni bileşenlerin genlik değerleri azalmış ve zaman genişlikleri (ana salınım genişlikleri) daralmıştır. Burada, başlangıç fonksiyonuna göre elde edilen türevler analitik olarak hesaplanmış ve bu analitik türevler sayısal işlemlerde kullanılmıştır. Hesaplanan bileşenlerinin spektral sonuçları incelendiğinde, dalgacığının

genlik spektrumunun maksimum genliğine karşılık gelen frekansın yüksek frekanslara doğru öteleniği görülmektedir (şekil 24b, e). Bu spektral analizlerde bir frekans kayması işlemi olarak değerlendirilebilir. Faz spektrumları (şekil 24c, f) ise her iki bileşenin birbirinin 90^0 faz ötelenmiş durumları olduğunu desteklemektedir.

2.2.2. Girişim Probleminin İncelenmesi

Eğer verilerin karmaşık iz analizi işlemleri uygulanma aşamasına kadar girişim etkisi giderilememiş ise, daha sorunlu bir durum ortaya çıkar. Çünkü, girişim olayı iki yansıma dalgacığının ayrılanma sınırını aşması durumunda, toplam bir yansıma dalgacığı gibi davranacağı için, bu yansıma verisi için HD yöntemi kullanılarak hesaplanan karmaşık yansıma zarfı (yansıma gerilmesi) da tek bir olaya ait zarf olur. Zarf eğrilerinin genel olarak değerlendirilmelerinden bilindiği gibi zarf eğrilerinin maksimum noktaları ile yansıma katsayıları, dolayısıyla tabakaların arayüzeyleri ilişkilidir. Böylece, girişim durumunda iki ayrı arayüze ait yansımalar sismik kesit üzerinde tek bir arayüzeyi gösterir. Bununla birlikte sismik verilerin zarflarının ayrımlılığı sağlanarak sismik ayrımlılık değerlendirilebilir (Palaz, Marfurt, 1997).

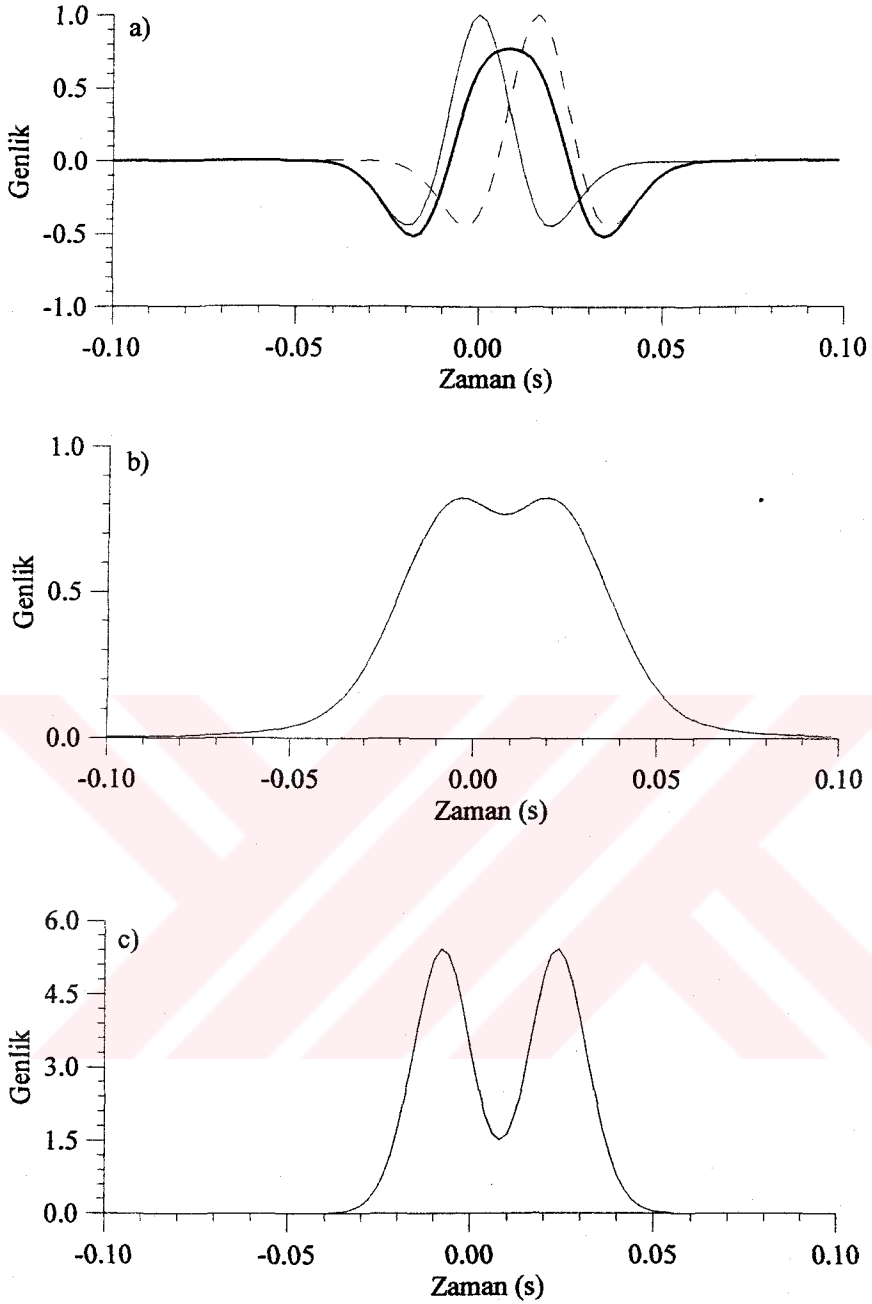
Herhangi bir sinyalin karmaşık zarfı, bu sinyalin temel modlarının toplamı olduğu gibi, ayrı ayrı karmaşık zarflarının bir toplamıdır (Farnbach, 1975). Yani bir sinyalin karmaşık zarfı, o sinyali oluşturan harmoniklerin ayrı ayrı zarflarının toplamına eşittir. Zarf eğrisinin tepe noktaları lokal piklere neden olur. Zarf eğrisi üzerinde doğru bir şekilde ayrı ayrı dalgacıkların varış zamanları kolaylıkla işaretlenebilir. Yapıcı ve bozucu girişimden dolayı sismik izi oluşturan dalgacıklar açık olarak belirlenemez. Bu problemin çözümü için sismik izin karmaşık zarfını incelemek gereklidir. Karmaşık zarf karmaşık düzlemde dönen bir vektördür. Dolayısıyla, iki dalgacık arasındaki girişim bu dalgacıkların vektörel toplamı ile ifade edilir.

Genel olarak bir sinyalin maksimum zarf genişliği ile maksimum genlik spektrumu genişliği arasındaki ilişki denklem (2)' de gösterildiği üzere ters orantılıdır. Bu ilişkiye göre, sismik dalgacığın zarfı ne kadar daralır, frekans bandı da göreceli olarak genişler. Burada bu ilişki temel alınarak HD ve NTG dönüşümleri ile hesaplanan zarf eğrilerinin girişmiş dalgacıkları ayırmadaki etkinlikleri incelenmiştir.

2.2.2.1. Basit Dalgacıklar Üzerinde Girişimin İncelenmesi

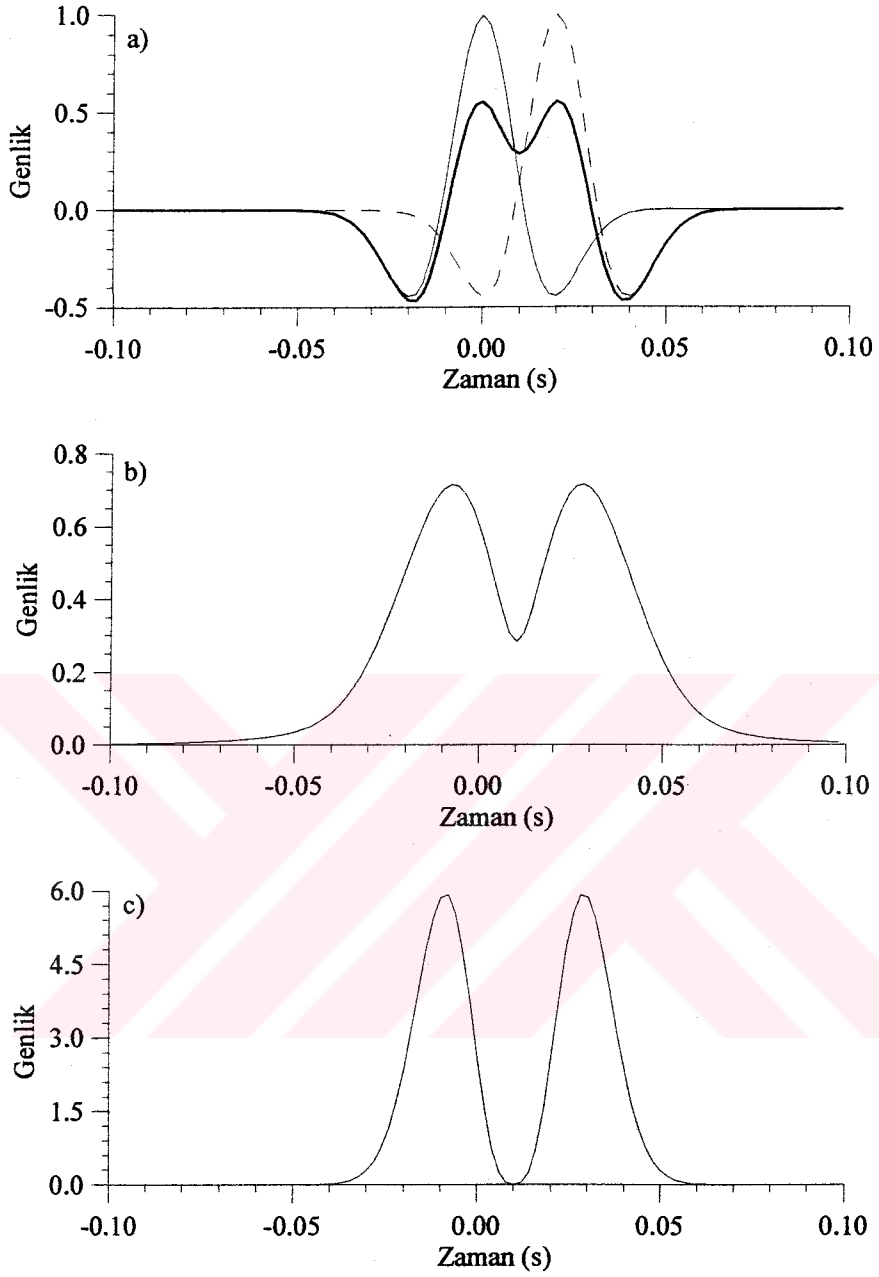
Şekil 25a' da tepe noktaları (dalgacığın simetri eksininin maksimum değeri) 16 ms kaymış iki artı işaretli Ricker dalgacığının girişimi görülmektedir. Kayma süresi karmaşık zarf eğrisi dalgacıklara ait bilgileri ortaya çıkaramayacak veya net bir bilgi veremeyecek şekilde olsun. Şekil 25a' da ince çizgi ile gösterilen sıfır fazlı Ricker dalgacı sabit tutulup, kesikli çizgi ile gösterilen dalgacık 16 ms kaydırılmıştır. Bu iki dalgacık doğrusal olarak üst üste toplanmıştır. Elde edilen sonuç kalın çizgi ile gösterilmektedir. Toplam dalgacık tek bir dalgacık gibi görülmektedir. Eğer dalgacıklar hakkında bir bilgi yoksa toplam dalgacık üzerinden iki dalgacığın tanımlanması zor olacak veya mümkün olmayacaktır. Bu ayrımı kolaylaştırmak için karmaşık zarf eğrisi (şekil 25b) ve NTG eğrisi (şekil 25c) hesaplanmıştır. Hesaplamalarda harmonik sayıların alt sınırı $N_1=1$ ve üst sınır $N_2=50$ $\mu=2$, $\eta=3$ olarak kullanılmıştır. Zarf ve NTG eğrisi incelendiğinde, eğriler üzerinde iki maksimum tepe noktası belirlenmiştir. Maksimum tepe noktaları NTG eğrileri üzerinde daha açık olarak görülmektedir. Böylece bu uygulamanın sonucu NTG eğrilerinin girişmiş dalgacıkların ayrılmasında, dolayısıyla onların tanımlanmasında daha kesin sonuçlar verdiğini göstermektedir.

Sismik dalgacıklar sismik iz üzerinde kayıt zamanlarına bağlı olarak değişik zaman kaymalarında girişim yapabilirler. Böyle bir durumda sismik dalgacığın zaman genişliği, yan salınımları ve işareti girişim sonucunda ortaya çıkan toplam dalgacığın karakterini belirler. Buna bağlı olarak hesaplanan karmaşık zarfların karakterleri ve ayrımlılık tanımlamaları da bu girişimin karakterine bağlıdır. Şekil 26a' da 20 ms gecikme ile kaydedilmiş iki dalgacık ve toplamları verilmektedir. Çizgilerin anlamları şekil 25a' da belirtilenlerle aynıdır. Toplam dalgacığın iki maksimum tepe noktasına sahip olması iki ayrı dalgacıktan oluştuğunu ifade etmektedir. Ancak ayrımlılık girişime uğramış dalgacıkların kesin sınırlarının belirlenmesi işlemidir. Bu açıdan toplam dalgacığın bu şekilde ayrılması yeterli değildir. Toplam dalgacık için hesaplanan zarf ve NTG eğrileri sırasıyla şekil 26b ve şekil 26c' de verilmiştir. Hesaplamalarda harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-50$, $\mu=2$ ve $\eta=3$ olarak kullanılmıştır. Karmaşık zarf eğrisi üzerinden iki ayrı dalgacıya ait zarf eğrileri belirlenmiştir. Fakat, NTG eğrileri ile hesaplandığında dalgacıklara ait bilgiler kesin sınırlarıyla elde edilmiştir. Diğer bir önemli sonuç NTG eğrilerinin genişliğinin daralmış ve maksimum tepe noktalarının daha kesin olmasıdır.



Şekil 25. Tepe noktaları birbirine göre 16 ms kaydırılmış iki sıfır fazlı Ricker dalgacığının zarf ve NTG eğrilerinin karşılaştırılması. (a) zaman kaymış dalgacıklar ve toplam dalgacık, (b) toplam dalgacığın zarf eğrisi, (c) NTG eğrisi. Kalın çizgi toplam, ince çizgi başlangıç ve kesikli çizgi zaman ötelenmiş dalgacığı göstermektedir

Sismik yansımaya dalgacıkların kayıt zamanları birbirlerine göre uzaklaştıkça, sismik iz üzerinde daha belirgin bir şekilde tanımlanabilirler. Yansımaların kayıt zamanları

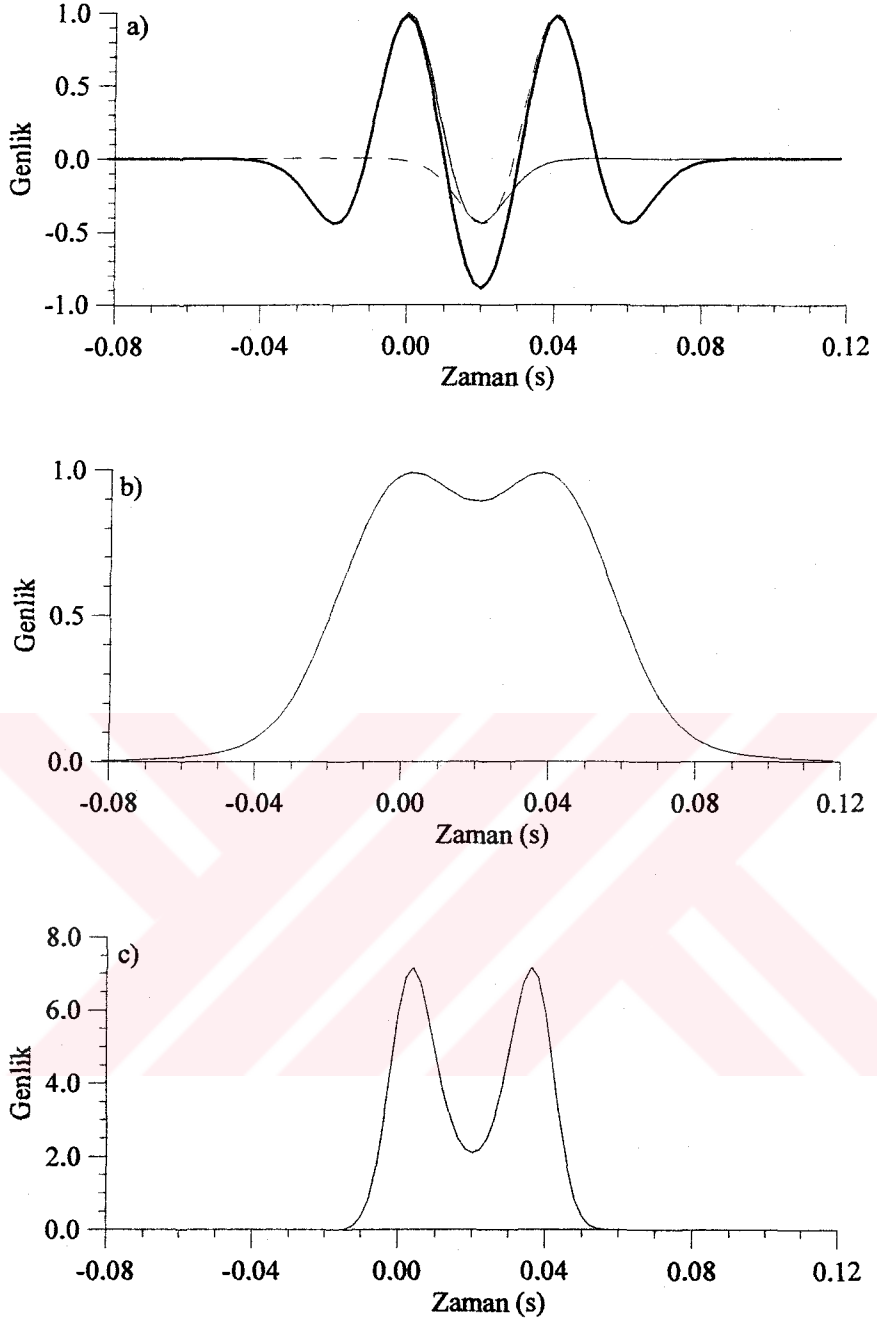


Şekil 26. Tepe noktaları birbirine göre 20 ms kaydırılmış iki sıfır fazlı Ricker dalgacığının zarf ve NTG eğrilerinin karşılaştırılması. (a) zaman kaymış dalgacıklar ve toplam dalgacık, (b) toplam dalgacığın zarf eğrisi, (c) NTG eğrisi. Kalın çizgi toplam, ince çizgi başlangıç ve kesikli çizgi zaman ötelenmiş dalgacığı göstermektedir

tabakalı ortamın özelliklerine bağlıdır. Yani yansıma dalgacıklarının yansydıkları arayüzeylerin birbirlerine dalga boyu kriterine göre uzak yada yakın olması ile doğrudan ilişkilidir. Eğer tabaka kalınlığı dalga boyunun dörtte birinden büyükse, bu tabakanın

altından ve üstünden yansıyan dalgacıklar sismik iz üzerinde kolaylıkla tanımlanabilir. Böylece, sismik ize ait zarf eğrileri de daha belirgin bir şekilde hesaplanır. Şekil 27a' da birbirlerine göre 40 ms kaymış iki sıfır fazlı Ricker dalgacık ve toplam dalgacık gösterilmiştir. Dalgacıkların ana salınımları artı işaretli olduğu için girişim yapıcı olacak şekilde gerçekleşmektedir. Burada oluşan girişimin sonucundaki toplam dalgacık iki ayrı dalgacığın karakterini taşımaktadır. Başlangıçtaki dalgacığın son çeyreği ile 40 ms kaymış dalgacığın ilk çeyreği üst üste gelmiş ve eksi tarafa doğru bir genlik büyümesi meydana gelmiştir. Fakat her iki dalgacığın genel şekilleri çok fazla değişime uğramamıştır. Şekil 27b' de toplam dalgacığın zarf eğrisi hesaplanarak gösterilmiştir. Dalgacıklar birbirlerine göre 40 ms kaymış olmalarına rağmen, şekil 25 ve şekil 26' daki daha yakın girişimlerin hesaplanan zarf eğrilerinden daha ayrımlı bir zarf eğrisi hesaplanamamıştır (şekil 27b). Halbuki, bu toplam dalgacığın zarf eğrisi iki kesin maksimumlu bir zarf eğrisi olmalıydı. Zarf eğrisinde karşılaşılan durum NTG dönüşümüyle hesaplanan zarf eğrisinde de kendini göstermiştir. Şekil 27c' de NTG eğrisi görülmektedir. Her ne kadar şekilde iki ayrı dalgacık için iki maksimum elde edilmişse de bu oldukça zor olmuştur. Bu zorluk şekil 25c ve şekil 26c' deki NTG eğrilerinin hesaplanmasında $\eta=3$ değeri kullanılmışken, bu uygulama için $\eta=12$ gibi çok yüksek bir değer kullanılması olmuştur. Harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-40$ ve $\mu=2$ alınmıştır. Her ne kadar η parametresinin değerinin sismik verilerde çok yüksek kullanılması tercih edilmese de, bu uygulamada ayrımlılığın sağlanması açısından gerekli olmuştur. Şekil 27c' de hesaplanan NTG eğrisinin maksimumlarının dalgacıkların simetri eksenleri ile aynı noktaya düşmesi önemli bir sonuç olmuştur. Bunun nedeni, toplam dalgacığın kendisini oluşturan dalgacıklar ile yaklaşık olarak aynı frekans bandına düşmesi şeklinde ifade edilebilir. Şekil 27a' dan da görüleceği üzere, toplam dalgacık başlangıçtaki dalgacıklarla şekilsel olarak iyi bir uyum içindedir. Bu toplam dalgacık iki ayrı dalgacık değil de tek bir periyotlu dalgacık olarak davranmaktadır.

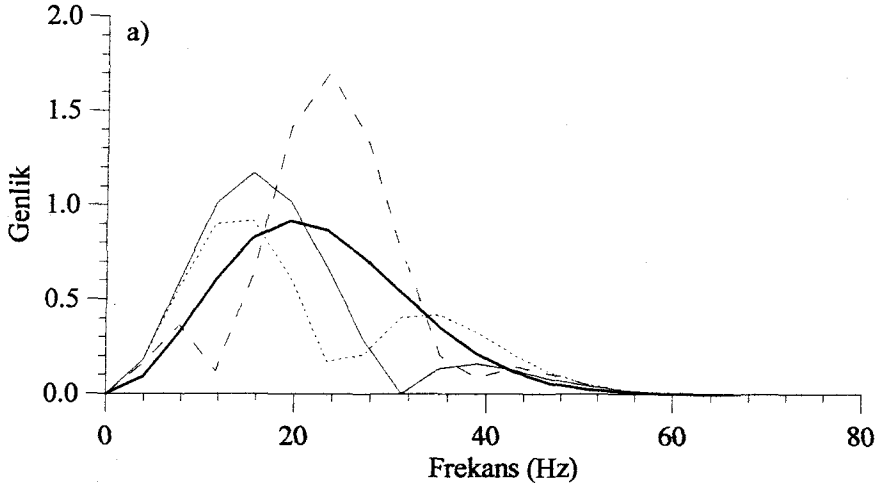
Girişim sonucu oluşan toplam dalgacıkların spektral içeriklerinde önemli bozulmalar meydana gelmiştir. Bu bozulmalar frekans kayması, genlik farklılaşması ve faz dağılımı şeklinde sıralanabilir. Şekil 25, 26 ve 27' de hesaplanan girişmiş dalgacıkların spektral içeriklerini incelemek için bu toplam dalgacıkların genlik spektrumları şekil 28' de gösterilmiştir. Şekil 28' deki kalın çizgi şekil 23' deki Ricker dalgacığının, ince çizgi şekil 25a' daki, noktalı çizgi şekil 26a' daki ve kesikli çizgi şekil 27a' daki toplam dalgacıkların genlik spektrumlarını göstermektedir.



Şekil 27. Tepe noktaları birbirine göre 40 ms kaydırılmış iki sıfır fazlı Ricker dalgacığının zarf ve NTG eğrilerinin karşılaştırılması. (a) zaman kaymış dalgacıklar ve toplam dalgacık, (b) toplam dalgacığın zarf eğrisi, (c) NTG eğrisi. Kalın çizgi toplam, ince çizgi başlangıç ve kesikli çizgi zaman ötelenmiş dalgacığı göstermektedir

Toplam dalgacıkların genlik spektrumları Ricker dalgacığının spektrumu ile karşılaştırıldığında, girişim sonucu oluşan dalgacıkların genlik spektrumlarının da frekans

kaymaları ve genlik farklılıklarının olduğu açık olarak görülmektedir. Şimdi daha önce şekil 27' de karşılaşılan problemin nedeni genlik spektrumlarından daha iyi açıklanabilir.



Şekil 28. Şekil 23' deki Başlangıç dalgacığı ve şekil 25, 26 ve 27' deki toplam dalgacıklara ait genlik spektrumu eğrileri. Kalın çizgi başlangıç, ince çizgi şekil 25' deki toplam, noktalı çizgi şekil 26' daki toplam ve kesikli çizgi şekil 27' deki toplam dalgacıklarına ait genlik spektrumları

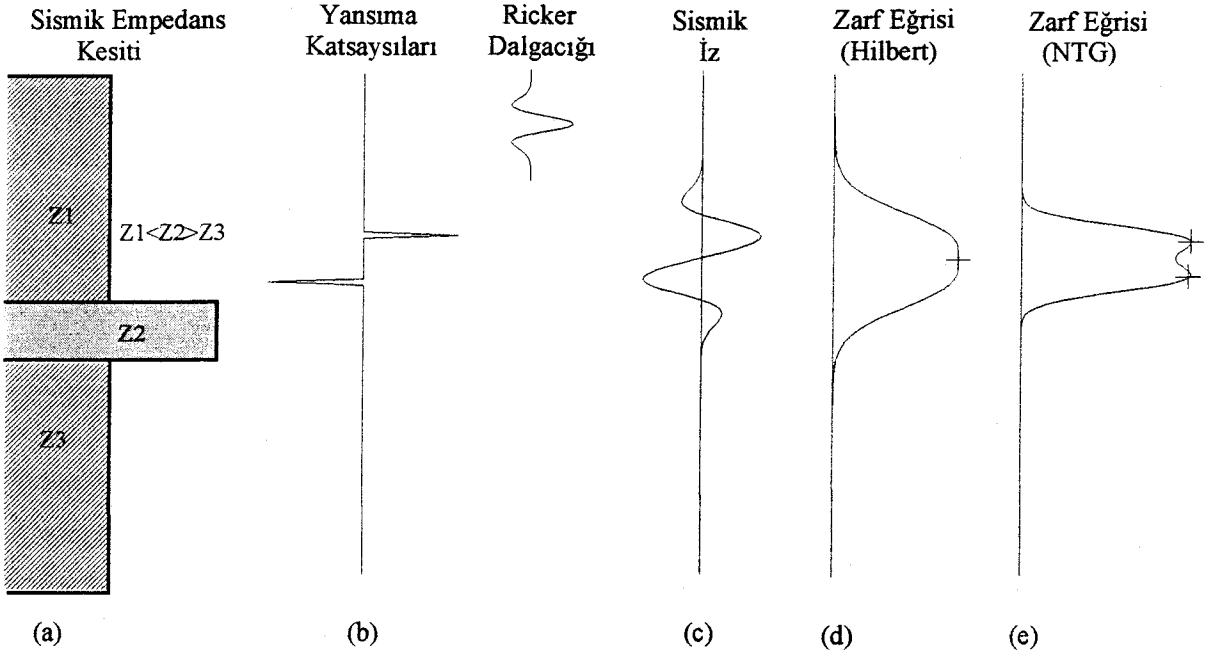
Şekil 28' de verilen genlik spektrumları dikkatle incelenirse, şekil 25 ve şekil 26' daki toplam dalgacıklara ait genlik spektrumu eğrilerinin sağ taraflarında bir bölünme görülmektedir. Bu bölünmüşlük yeni bir frekans bandı demektir. Bu yüzden ikinci bir olay gibi değerlendirilebilir. Ancak, bu durum şekil 27' deki toplam dalgacık için yoktur. Bununla birlikte, şekil 27'e ait toplam dalgacığın genlik spektrumunun maksimumu Ricker dalgacığının genlik spektrumuna göre büyük frekanslara doğru kaymıştır. Bu durum dalgacıkların toplamı sırasında zaman genişliğinde bir daralmanın olduğunu göstermektedir. Böylece şekil 27' deki toplam dalgacığın genlik spektrumu genel olarak tek bir olayın spektrumu gibi davranmıştır. Dolayısıyla bu tür girişmiş olayları karmaşık iz gibi doğrusal işlemlerle ayırmak yada tanımlamak oldukça zordur. Bu nedenle NTG yöntemi bu gibi durumlarda etkili olmaktadır.

2.2.2.2. Basit Yansımalar Üzerinde Girişimin İncelenmesi

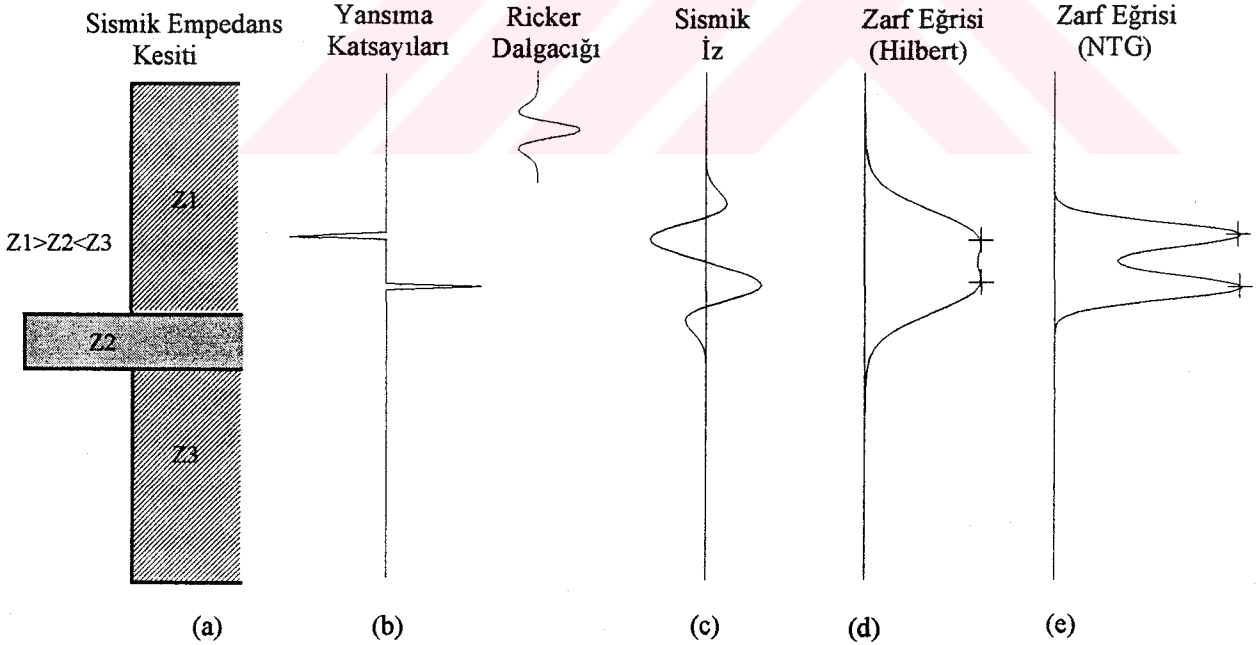
Burada yukarıda bahsedilen girişim problemi basit şekilli tabakalı ortamı temsil eden empedans kesitlerinde incelenmiştir. Tabakalı ortamlardan yansıma elde edilebilmesi

için tabakaların empedans (hız*yoğunluk) farklılıklarının olması gerekir. Empedans farklılıkları tabakaların hızlarına göre değişik şekillerde olabilir. Tabaka yoğunlukları hızlara göre çok küçük değişimlere sahip oldukları için hesaplamalarda ihmal edilebilir. Bu nedenle burada empedanslar sadece hızlara bağlı olarak hesaplanmıştır. Şekil 29' da iki düşük empedanslı tabaka arasında bir yüksek empedanslı ve şekil 30' da iki yüksek empedanslı tabaka arasında bir düşük empedanslı basit tabakalanma modelleri verilmiştir. Bu empedans kesitleri için hesaplanan yansımaya katsayısı değişimleri şekil 29b ve şekil 30' da gösterilmiştir. Yansımaya katsayılarının değişimi empedans kesitleri ile uyum içindedir. Yansımaya katsayıları hesabına göre, eğer ikinci ortamın hızı birinciye göre büyükse yansımaya katsayısı artı işaretli ve tersi durumda eksi işaretlidir. Bu yansımaya katsayılarının şekiller üzerinde gösterilen Ricker dalgacığı ile konvolüsyonları sonucu hesaplanan sismik yansımaya izleri şekil 29c ve şekil 30c' de gösterilmiştir. Empedans kesitinde tabaka kalınlıkları tam girişim olacak şekilde seçilmiştir. Ancak şekil 30a' daki empedans kesitinde Z2 ile tanımlanan tabakanın kalınlığı şekil 29a' dakine göre biraz daha kalındır. Bu durum sonuçların karşılaştırılması için seçilmiştir. Sismik izler için zarf ve NTG eğrileri hesaplanarak sırasıyla şekil 29d, 29e ve şekil 30d, 30e' de verilmiştir. NTG eğrileri $N_{1,2}=1-50$, $\mu=2$ ve $\eta=1$ değerleri için hesaplanmıştır. Şekil 29' da hesaplanan zarf eğrisinde girişmiş dalgacıkların belirtisi yokken, NTG eğrisinde iki tane kesin lokal maksimum görülmektedir. Bu maksimumlar şekil üzerinde "+" simgesi ile gösterilmiştir (şekil 29e). Şekil 30e' de hesaplanan zarf eğrisinin iki lokal maksimumu çok az belirgin iken şekil 30e' de NTG eğrisinde bu lokal maksimumlar çok daha kesin şekilli olarak belirlenmişlerdir.

Girişmiş dalgacıkların yukarıda bahsedildiği şekillerde ayrımlanabilmesi, yığılmış (staked) sismik kesitlerin kalitesini tayin eder. Bilindiği gibi kritik açı altındaki yansımaya katsayıları ± 1 arasında değişen sayısal değerlerdir. Sınırlı band genişliklerinde bu durum birbirlerine göre 0^0 ve 180^0 faz kaymış dalgacıklara uygundur (şekil 29c ve şekil 30c). Bununla birlikte, yığılmış kesitlerde dalgacık işaretleri kendini daha çok gösterir. Aslında buradaki sismik izler başlangıçtaki sıfır fazlı Ricker dalgacığına göre $\pm 90^0$ faz kaymış dalgacıkların tabakaların yansımaya katsayılarının değişimlerine göre girişmiş durumlarından başka bir şey değildir. Eğer iki düşük empedanslı tabaka arasında yüksek empedanslı tabaka varsa, buradan alınacak teorik cevap başlangıç dalgacığına göre $+90^0$ faz kaymış şekilde gerçekleşir. Bu olayın tam tersi durumda ise -90^0 faz kaymış bir sonuç elde edilir. Bununla birlikte örneklenmiş verinin band sınırlı tabiatı $\pm 90^0$ fazlı bileşik dalgacıklardan



Şekil 29. Düşük empedanslı tabakalar arasında yüksek empedanslı bir tabaka olması durumunda gerçekleşen girişimin zarf ve NTG eğrilerinin görünümleri



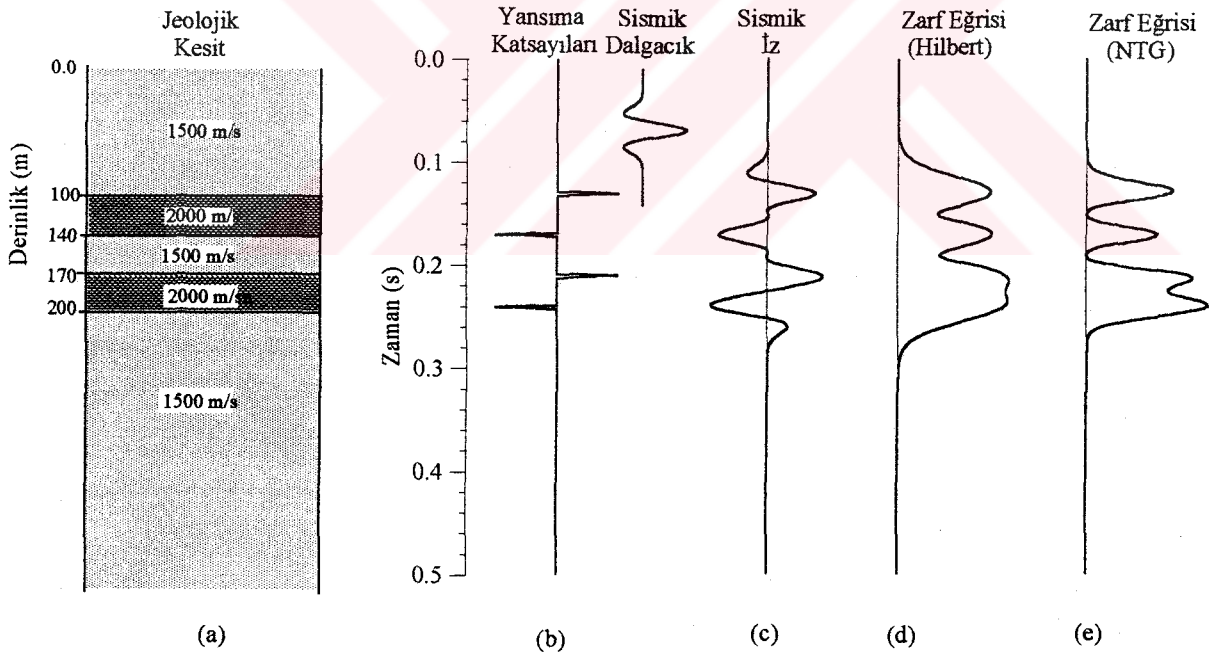
Şekil 30. Yüksek empedanslı tabakalar arasında düşük empedanslı bir tabaka olması durumunda gerçekleşen girişimin zarf ve NTG eğrilerinin görünümleri

kaynaklanmaktadır. Birkaç araştırıcı klastik (karbonatlı kayalar) ortamlarda ince tabakalanmaların çok fazla olduğunu belirtmişlerdir. Tek bir arayüzey için olaylar (0^0 veya 180^0 fazlı dalgacıklar) yalnızca, gaz-su sınırlarında ve belkide uyumsuz yüzeyler üzerinde oluşan güçlü akustik empedans sınırında oluşurlar. Bu yüzden sıfır fazlı bir sismik kesitte olayların çoğu 0^0 veya 180^0 fazlı dalgacıklardan daha çok $\pm 90^0$ fazlı olarak görülürler. Bu olay şekil 29c ve şekil 30c' de açık olarak görölmektedir. Başlangıçta sıfır fazlı olan dalgacıklar girişim sonucunda $\pm 90^0$ fazlı dalgacıklar olmuşturlar.

2.2.3. Farklı Yeryapısı Modelleri İçin Hesaplanan Yapay Sismik İzlerin İncelenmesi

Jeolojik olarak çökel (sedimanter) havzalarda farklı istiflenmelere (yada stratigrafik serilere) rastlanmaktadır. Bunlardan bir çoğu tekrarlayan litolojik birimler şeklinde olmaktadır. Genel olarak da bu istiflenmeler ince tabakalar şeklindedir (Tardu ve Baysal 1995). Dolayısıyla, sismik açıdan çökel ortamlar önemlidir ve önemli oldukları oranda problemlili sahalardır. Bu tür ortamların hidrokarbon içerip içermemelerine göre sentetik modelleri yapılmıştır (May, Hron, 1978). Burada, bu tür jeolojik ortamlar için kolon kesitler belirlenerek incelenmiştir. Kesit içindeki tabakaların (birimlerin) hız değerleri ve kalınlıkları ayrımlılık sınırı olan $\lambda/4$ kriterine göre belirlenmiştir. Burada λ yere verilen kaynak dalgacığının ilgili tabaka girişindeki dalga boyudur. Dalga boyu, ortamın hızı ve dalgacığın o tabaka içindeki frekansına bağlıdır ($\lambda=V/f$). Derin ortamlarda yüzeyden verilen dalgacığın frekansı oldukça düştüğu için dalga boyu genellikle yüksek olur. Genel olarak literatürde kullanılan ve geçerliliğini koruyan Widess' in (1973) ayrımlılık kriterine göre, tabaka kalınlığı dalga boyunun dörtte birine eşit veya büyükse ($h \geq \lambda/4$) tabakanın girişinden ve çıkışından alınan yansımalar sismik izler üzerinde ayırt edilebilir. Hesaplama da tabakaların kalınlıklarının aynı olmasına karşılık, hızlarındaki farklılık yansıma katsayılarının birbirlerine göre yakın ve uzak yerleşmelerine neden olmuştur. Şekil 31a' da bir çökelim sahasının teorik olarak jeolojik kesit modeli gösterilmiştir. İstiflenmeyi oluşturan tabakaların hızları ve yüzeyden olan derinlikleri şekil üzerinde verilmiştir. Buna göre şekil 31a daki jeolojik kesit için hesaplanan yansıma katsayısı serisi şekil 31b' de ve sismik iz şekil 31c' de çizilmiştir. Hesaplama da kullanılan dalgacık 20 Hz merkez frekanslı, 2 ms örnekleme aralıklı ve 200 ms zaman boylu Ricker dalgacığıdır. Sismik izin örnek sayısı $M=500$ ' dür.

Şekil 31c' deki sismik izin zarf ve NTG eğrileri ayrımlılık açısından incelenmiştir. NTG eğrileri $N_{1,2}=1-150$, $\mu=2$, $\eta=3$ değerleri için hesaplanmıştır. Denklem (2)' deki kurala göre, eğer yansıma dalgacığının zaman genişliği (ΔT) zarf genişliğinden (ΔE) daha küçükse, her zaman için zarf çifti üzerinde ayrılabilir maksimumlar olacaktır. Buna göre, hesaplanan zarf eğrisinde (şekil 31d) ilk iki yansıma dalgacığına ait maksimumlar belirgin iken, son iki yansıma dalgacığına ait maksimumlar belirgin değildir. Aynı sismik iz için hesaplanan NTG eğrisi (şekil 31e) üzerinde 4 yansıma dalgacığına ait lokal maksimumlar açık olarak belirlenmiştir. Özellikle, ilk iki yansıma dalgacığına ait zarf eğrilerinin sınırların belirgin olması sonuçların daha sağlıklı değerlendirilmesini sağlamıştır. Çünkü ayrımlılık aynı zamanda zaman ekseninde dalgacığın kenar salınımlarının indirgenmesi ve zarf genişliğinin daraltılması ile doğru orantılıdır. Yansıma katsayılarının genlik değerlerinin aynı olmasına karşılık sismik izde ve hesaplanan NTG eğrilerinde bu eşitlik kaybolmuştur. Bu tamamen girişimin bir sonucudur. NTG eğrilerinin daha kesin sınırlı olması, yansıma olaylarının varış zamanlarının kolayca işaretlenmesi sağlamaktadır.

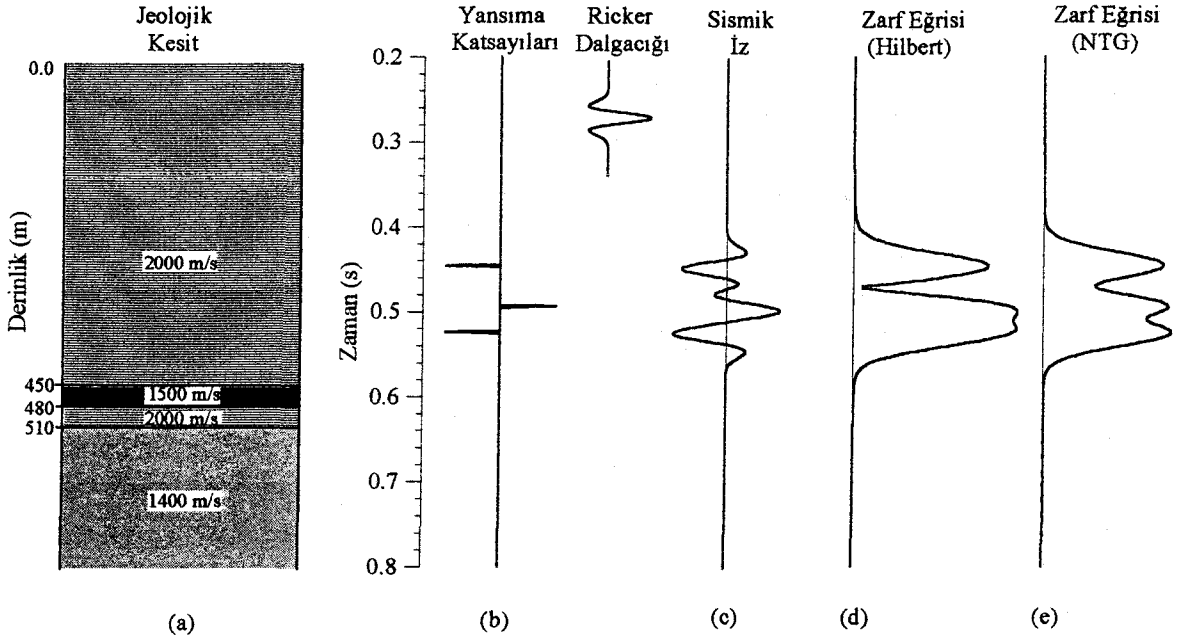


Şekil 31. Tekrarlayan tabakaların oluşturduğu jeolojik kesitinden (a) hesaplanan yansıma katsayıları (b) ve sismik izi (c) ve bu sismik iz için hesaplanan zarf (d) ve NTG (e) eğrileri

Yansıma katsayıları tabakaların arayüzeylerinin bir göstergesidir. Ancak ideal olarak, yalnızca yansıma katsayılarından oluşan bir sismik iz elde etmek mümkün değildir.

Çünkü, kaynaktan çıkan enerji yerin tabakalarının arayüzeylerinde yansırken arayüzeylerin yansıtma katsayısından etkilenir. Bu nedenle modelleme çalışmalarında belirli şekillerde kaynak dalgacıkları kullanılır. Sismik iz üzerinde tabakaların arayüzeylerini belirlerken genel olarak dalgacığın özelliğine (minimum yada sıfır fazlı olması durumu) göre hareket edilir. Eğer sismik dalgacık minimum fazlı yani enerjisinin çoğu başlangıç zamanı civarında birikmiş ise (bu tür dalgacıklar patlayıcılarla üretilir), sismik iz üzerinde tabaka arayüzeyinin yeri dalgacığın başlangıcı olarak belirlenir. Çünkü, konvolüsyon aritmetiği bunu gerektirmektedir. Ancak gerçek yer ortamlarında elde edilen sismik izler oldukça karmaşık yapıya sahip oldukları için, minimum fazlı dalgacıkların başlangıçlarının belirlenmesinde zorluklar ve hatalar olabilir. Bu nedenle sismik teknolojinin gelişimine bağlı olarak vibratörler sayesinde üretilen sıfır fazlı dalgacıklar hem arazide hem de modelleme çalışmalarında tercih edilmektedir. Sıfır fazlı dalgacıkların simetrik özelliğe sahip olması sismik izler üzerinde arayüzeylerin tanımlanmasında oldukça kolaylık sağlamaktadırlar. Çünkü, sıfır fazlı dalgacıkların simetri noktaları girişim olmadığı durumlarda maksimum yansıma genliğine karşılık gelmektedir. Girişimli bir sismik iz üzerinde yansıma genliğinin maksimumunun yansıtıcı yüzeyi gösterdiğini söylemek yanlış olur (Knapp, 1990).

Yukarıda bahsedilen özellikler ince tabakalanmış ve akustik empedans değişiminin yüksek olduğu yerler olan gaz-petrol-su içerikli yapılarda oldukça sık görülür. Dolayısıyla, sismik izler üzerinde eğer yeterince ayrımlılık yoksa, arayüzeyleri tanımlamak oldukça sıkıntılıdır. Şekil 32' de stratigrafik olarak yüksek-düşük-yüksek (mesela seyl-petrol veya gaz seyl aralanması) istiflenmesinin vereceği sismik tepkinin ayrımlılık analizini incelenmiştir. Burada $\lambda/4$ ayrımlılık kriteri göz önüne alınarak tabaka hızları ve derinlikleri seçilmiştir. Kullanılan dalgacığın ve sismik izin hesaplama parametreleri şekil 31' deki ile aynıdır. Hesaplanan yansıma katsayılarının zaman ekseninde birbirine oldukça yakın olduğu görülmektedir (şekil 32b). Bu tür ortamlardan elde edilen sismik kesitlerin zarf ve NTG eğrilerinin hesaplanması yararlı bilgiler sağlar. Burada da NTG eğrilerinin hesaplanmasında şekil 31 için kullanılan parametreler dikkate alınmıştır. Şekil 32c' de yüksek derecede girişimli olacak şekilde hesaplanmış sismik iz görülmektedir. Şekil 32b' deki yansıma katsayısı değişimine göre sismik iz üzerinde üç ayrı dalgacık olması gerekirken, girişimden dolayı bu dalgacıklar hakkında açık bilgi yoktur. Yani şu haliyle sismik iz ile yansıma katsayıları arasında belirgin bir uyum yoktur. Bu sismik iz için hesaplanan zarf eğrisi şekli 32d ve NTG eğrisi 32e' de görülmektedir.

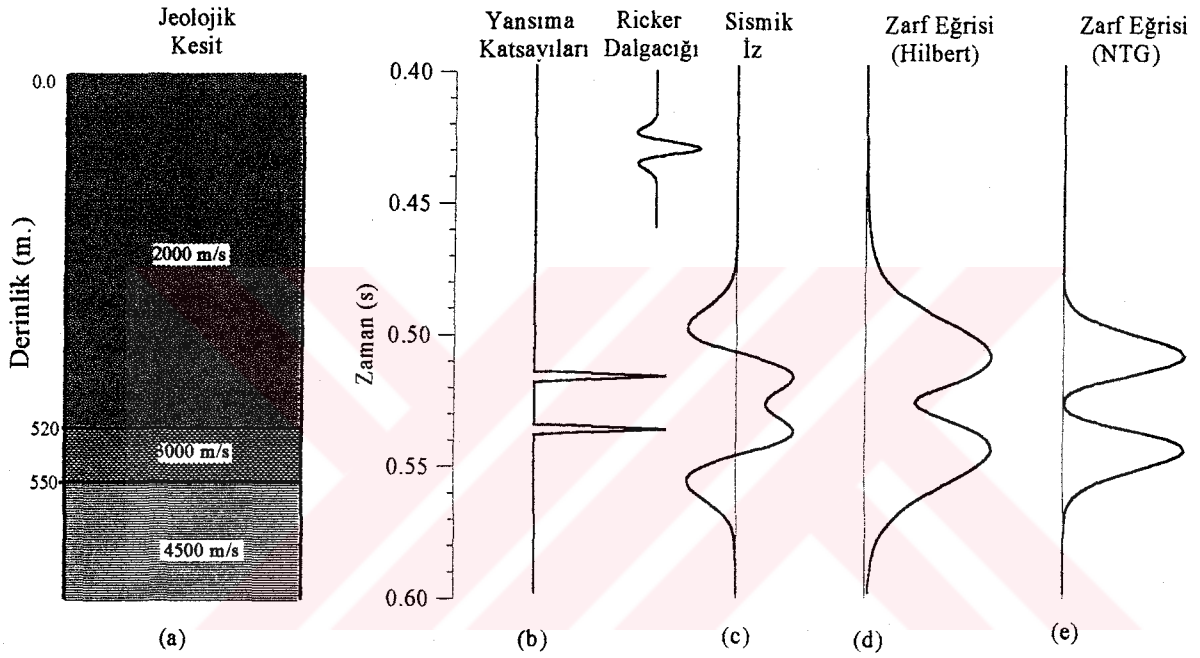


Şekil 32. Sismik araştırmalarda sıklıkla karşılaşılan yüksek-düşük-yüksek hızlı jeolojik ortamdan bir kesit (a) için hesaplanan yansımaya katsayıları (b) ve sismik iz (c) ve bu sismik iz için hesaplanan zarf (d) ve NTG (e) eğrileri

Zarf eğrisi (şekil 32d) üzerinde ilk yansımaya dalgacığına ait lokal maksimum kesin olarak belirlenirken, diğer iki yansımaya dalgacığı için lokal maksimumlar belirlenememiştir. NTG eğrisinde (şekil 32e) üç yansımaya dalgacığına ait lokal maksimumlar kesin sınırlı değilse de dalgacıkların genel karakterleri hakkında bilgi vermektedirler. Girişimli sismik izlerin zarf ve NTG eğrilerinin lokal maksimumları ile yansımaya katsayıları arasında iyi bir uyum vardır. Yani lokal maksimumlar yansımaya katsayılarının yerlerini veya dalgacıkların maksimum noktalarını göstermektedir.

Şekil 33' de artan hızlı bir jeolojik ortam için girişimin etkisi incelenmiştir. Bu şekildeki bir ortamı temsil eden jeolojik kesit şekil 33a' da gösterilmiştir. Bu jeolojik kesitin yansımaya katsayıları değişimi şekil 33b' de ve hesaplanan sismik iz şekil 33c' de verilmiştir. Sismik iz örnekleme aralığı 2 ms ve merkez frekansı 20 Hz olan dalgacık kullanılarak M=500 veri sayılı olarak hesaplanmıştır. Görüldüğü gibi, birinci yansımının negatif kısmı ile ikinci yansımının pozitif kısmı üst üste geldiği için bozucu türde bir girişim oluşmuştur. Bozucu girişim dalgacıkların genliklerini azaltıcı yönde olup, dalgacığın şeklini bozar. Bu tür girişim olayları empedansların sürekli arttığı yada azaldığı ortamlarda gerçekleşir. Şekil 33c' ye göre dalgacıklar bozucu olarak giriştikleri için

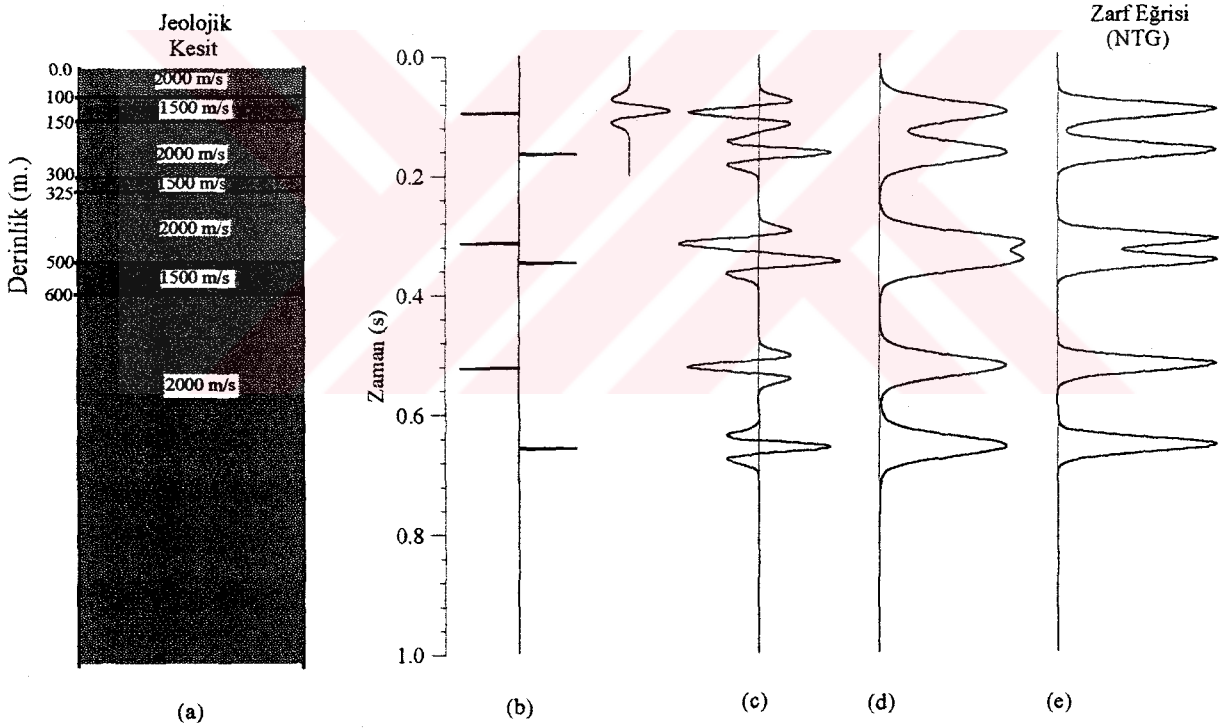
dalgaçığın şekli bozulmuş ve genlik değerleri azalmıştır. Bu sismik iz için hesaplanan zarf ve NTG eğrilerinde girişmiş dalgaçıklara ait lokal maksimumlar belirlenmiştir. NTG eğrilerinin hesaplanmasında $N_{1,2}=1-150$, $\mu=2$, $\eta=3$ şeklinde kullanılmıştır. Zarf ve NTG eğrileri karşılaştırıldığında HD ile hesaplanan zarf eğrisinin (şekil 33d) ayrımlılığı, NTG dönüşümü ile hesaplanan NTG eğrisine (şekil 33e) göre daha kötüdür. Dikkat edilirse, NTG dönüşümü ile hesaplanan zarf eğrisinde girişmiş dalgaçıklara ait zarfların sınırları kesin olarak belirlenmiş ve maksimum noktalar daha net görünümündedirler.



Şekil 33. Hızların sürekli arttığı bir jeolojik ortam için (a) hesaplanan yansım katsayıları (b) ve sismik iz (c) ve bu sismik iz için hesaplanan zarf (d) ve NTG (e) eğrileri

Maksimum ayrımlılık zarf genişliğinin minimize edilmesi veya spektrumun mümkün olduğu kadar geniş bantlı olması ile doğrudan ilişkilidir. Ayrıca ayrımlılıkta ve temel dalga şeklinin yorumunda, kenar salınımlarının sayısında ve ölçüsünde indirgeme yaparak, dalgaçığın hakim periyodundan daha dar bir zarf genişliği gerekli olabilir (Palaz, Marfurt, 1997). Şekil 34' de böyle bir durum incelenmiştir. Yer altı yapısı jeolojik kesiti için oluşturulan model şekil 34a' da ve bu model için hesaplanan yansım katsayılarının değişimi şekil 34b ve sismik iz şekil 34c' de görülmektedir. Jeolojik kesit artan-azalan hız modeline göre seçildiği için yansım katsayılarının genlikleri aynıdır. Arayüzey kalınlıkları farklı oranlarda girişimin olabilmesine göre belirlenmiştir. Sismik dalgaçığın ve izin hesaplama parametreleri şekil 33' ile aynıdır. Hesaplanan sismik izde girişimden dolayı

300-325 m' lerdeki arayüzeylerden yansıyan dalgacıkların genlikleri önemli derecede değişmiştir. Bu değişim 100-150 m' lerde az miktarda olmuştur. 500-600 m' lerdeki arayüzeyler birbirlerinden dalgacığın o tabaka içindeki dalga boyuna göre uzak oldukları için bu kısımda girişim olayı dalgacıkları etkilememiştir. Hesaplanan zarf (şekil 34d) ve NTG (şekil 34e) eğrilerinde yansıma dalgacıklarına ait lokal maksimumlar belirlenebilmiştir. Ancak bu belirginlik NTG zarf eğrisinde (şekil 34e), zarf eğrisine (şekil 34e) göre çok daha iyidir. NTG eğrilerinin hesaplama parametreleri $N_{1,2}=1-200$, $\mu=2$ ve $\eta=3$ olarak kullanılmıştır. Şekil 34d' deki zarf eğrisi üzerinde girişimin etkisi son iki yansıma dalgacığı için halen daha devam ederken, şekil 34e' deki NTG eğrisi üzerinde bu dalgacıklara ait zarf eğrileri tamamen birbirlerinden kopmuştur. Böylece NTG eğrilerinde zarf genişliği daralmış ve yan salınımların etkisi azalmıştır. Bu durum girişimli iki olayın ayrımlanabilmesini kolaylaştırmıştır.

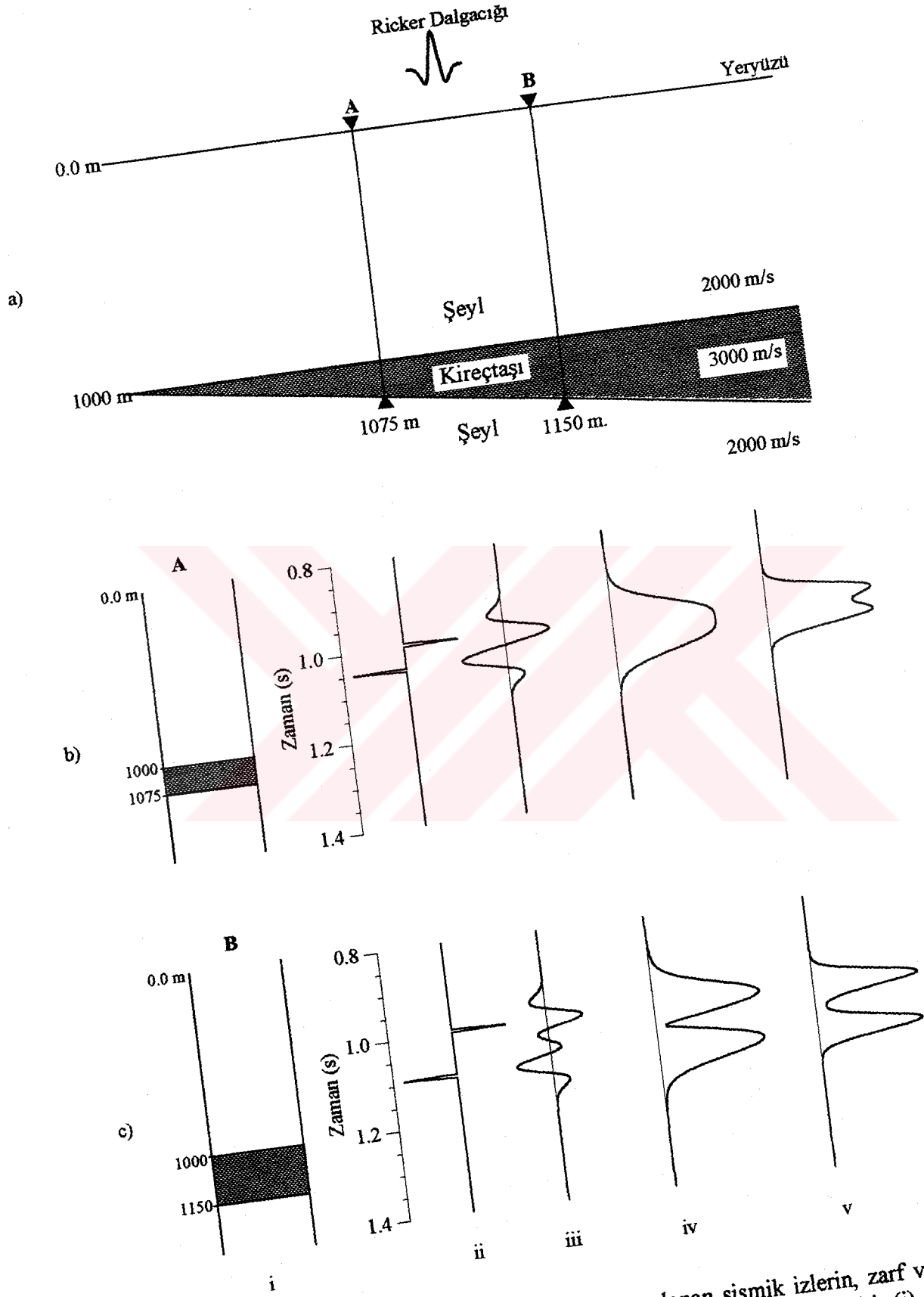


Şekil 34. Farklı kalınlıklarda istiflenmiş tekrarlayan hız değerlerine sahip bir jeolojik kesit (a) hesaplanmış yansıma katsayıları (b) ve sismik iz (c) ve bu sismik izin hesaplanan zarf (d) ve NTG (e) eğrileri

Petrol ve gaz amaçlı yapılan çalışmalarda elde edilen sismik kesitler incelendiğinde ve yorumlandığında geometrik olarak tanımlanabilen bir çok değişik yapısal ve stratigrafik kapan tipi yapılara rastlanmıştır. Bunlar kamalanma, antiklinal, senklinal, tuz domları,

resifler, faylanmalar (yapısal kapanlar) ve çökelim ortamlarında oluşan farklı litolojik ve fasiyes değişimlerinin zaman ve tektonizma bağımlı değişimlerinin neden olduğu yapılanmalar (statigrafik) olarak sıralanabilir. Her iki ana gruptaki yapıların kendilerine has özelliklere sahip olmaları yorumcu için önemlidir. Çünkü, bu çeşit yapıların sismik kesitler üzerindeki görünümleri doğrudan genel geometrik özellikleri ile ilişkilidir. Yani, ilgili ortamın saçılma üretmesi, dalga alanına karşı duyarlılığı, petrol ve gaz içermesi sismik kesitlerdeki görünümünü etkileyecektir (May, Hron, 1978). Bu tür yapıların sismik kesitlerdeki ilk görünümü oldukça anlaşılmas ve karmaşıktır. Kesitler üzerindeki karmaşıklık veri-işlem teknikleri ile giderildikten sonra yorum aşamasında izlerin davranışlarına göre ortaya çıkan yapılar jeolojik olarak ortamdaki yapılanmayı göstermektedir.

Kamalanma tipi yapılar petrol ve gaz için iyi kapanlar olduklarından dolayı yorumcu için önemli yapılardır. Bu tür yapılar geometrik olarak yatay yönde ilerlerken, düşey yönde incelen yada kalınlaşan bir şekilde görülürler. Sağ tarafa doğru ilerledikçe kalınlaşan bir kama modeli şekil 35a' da verilmiştir. Burada bir kireçtaşının kamalanmış modeli şeyl ile sınırlandırılmıştır. Yapının sol tarafının ince olması kireçtaşının tabanından ve üstünden yansımaların girişimine neden olmuştur. Yansıma katsayıları, kireç taşının girişinde artı ve çıkışında eksi işaretlidir. Kama tipi kapanların sismik cevaplarının karmaşık iz analizi ilk olarak Robertson ve Nogami (1984) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada, yapıyla ilgili problemler belirtilmiş ve karmaşık iz attribütleri ile bu problemlere çözüm getirilmiştir. Karmaşık sismik izden hesaplanan zarfların maksimumları (anlık genlik eğrisi, yansıma gerilmesi) yansıtıcı arayüzeylerin genel olarak bir göstericisidir (Shtivelman vd., 1985). Fakat, girişim seviyesi yüksek olan ve dolayısıyla HD ile hesaplanan zarf kesitleri sismik arayüzeyler hakkında yeterli bilgi vermez. Bunu açıklamak için Şekil 35a' daki kama tipi yapıdan A ve B gibi iki jeolojik kesit için hesaplanan sismik izler ve bunların zarf ve NTG eğrileri incelenmiştir. Jeolojik düşey kesit A şekil 35b' de ve B şekil 35c' de gösterilmiştir. Kesitler kaynak dalgacığının frekansı ve tabaka parametrelerine göre ayrımlılık sınırından (A kesiti) ve yansımaların ayrımlanabildiği (B kesiti) yerlerden alınmıştır. Kaynak dalgacığının merkez frekansı 20 Hz ve örnekleme aralığı 4 ms' dir. Buna göre sismik iz $M=500$ örnek değeri için hesaplanmıştır. Şekil 35b' deki A kesitinde kireç taşının kalınlığı 75 m' dir. Bu kalınlık o tabakadaki dalga boyunun yarısına karşılık gelmektedir. Genel olarak bu durumda maksimum girişim olayı gerçekleşmektedir. Kesit A için hesaplanan yansıma katsayıları



Şekil 35. Bir kama modelinin iki ayrı kesiti için hesaplanan sismik izlerin, zarf ve NTG eğrilerinin karşılaştırılması. a) kama yapısı, b) A kesiti, c) B kesiti. (i) jeolojik kesit, (ii) yansıma katsayıları, (iii) sismik iz, (iv) zarf ve (v) NTG eğrisi

(ii), sismik iz (iii) ve zarf eğrilerinin HD (iv) ve NTG dönüşümü (v) ile hesaplanmış sonuçları şekil 35a' da gösterilmiştir. Sismik iz tam girişimden dolayı tek bir olay görünümündedir. Bu sismik iz için hesaplanan zarf eğrisi de tek bir olaya ait gibi davranmaktadır. Yani zarf eğrisinden herhangi bir bilgi elde edilememiştir. Ancak aynı sismik iz için hesaplanan NTG eğrisinden iki lokal maksimum hesaplanmıştır. Sonuçta sismik iz için iki ayrı olayın girişiminden kaynaklandığı görülmektedir. NTG eğrisi hesabında $N_{1,2}=1-100$, $\mu=2$ ve $\eta=3$ olarak kullanılmıştır. Şekil 35c' deki B kesitinde kireçtaşı tabakasının kalınlığı 150 m' dir. Bu kalınlık dalgacığın o tabaka içindeki dalga boyuna karşılık gelmektedir. Kesit A' ya benzer şekilde kesit B için hesaplanan yansımaya katsayıları (ii), sismik iz (iii) ve zarf eğrilerinin HD ile (iv) ve NTG dönüşümü ile (v) hesaplanmış ve sonuçları şekil 35c' de verilmiştir. Sismik iz üzerinde dalgacıklara ait bilgiler elde edilmiştir. Ancak yan salınımların etkisi sismik izde az bir bozulmaya neden olmuştur. Sismik iz için hesaplanan zarf ve NTG eğrilerinden yansımalara ait bilgiler açık olarak belirlenmiştir. Ancak eğrilerin genel davranışına bakıldığında NTG eğrilerinin ayrımlılıkta daha faydalı olduğu açıktır.

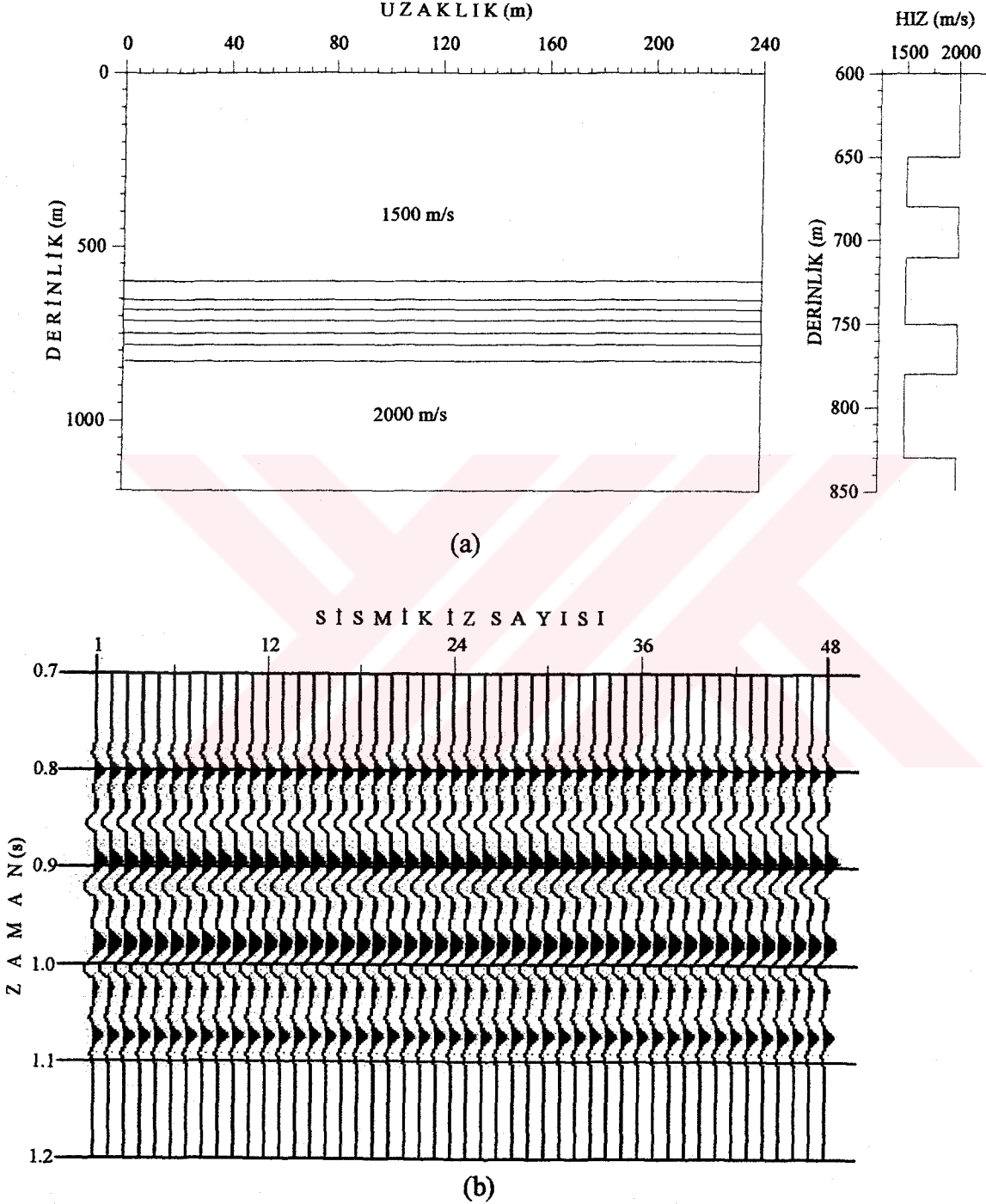
2.2.4. Farklı Yeryapısı Modelleri İçin Hesaplanan Yapay Sismik Kesitlerin İncelenmesi

Başlangıçta basit şekilli olan kaynak dalgacığı tabakalı ortamın içinde yayılırken karmaşık bir hale gelir. Bu karmaşıklığın nedenleri hem ortamın yapısı hem de dalgacığın yayılım özellikleri ile ilişkilidir. Bununla birlikte, tabakalı ortamın düşey yöndeki değişimleri dalgacığın yapısını etkilediği gibi yatay yöndeki değişimleri de etkiler. Bu durumda sismik kesit üzerinde yatay yöndeki ayrımlılığı incelemede zarf ve NTG kesitleri hesaplanabilir. Tabakalı yapının yatay yöndeki modelleri için sismik kesit modelleri hazırlamak gerekir. Daha önce tek bir iz için yapılan hesaplamalar daha fazla iz hesapları için genelleştirilebilir. Bunun için arayüzeyin derinliği, eğimi ve alıcı sayısının hesaplama programına girilmesi yeterlidir. Sismik kesit modelleri sıfır ofset olarak hesaplanmıştır.

2.2.4.1. Pastırma veya Sandwich Tipi Ortam Modeli

Düşey ayrımlılığın en sorunlu olduğu ortamlardan biri pastırma yada sandwich gibi üst üste binmiş çökelimlerin olduğu yapılarıdır (Anstey, 1971). Böyle bir ortam modeli

şekil 36a' da verilmektedir. Hız değerleri tekrarlayan hız değerleridir. Tabakalara ait derinlik ve hız bilgileri şekil üzerinde verilmiştir Model yer yapısı için hesaplanmış yapay kesit şekil 36b' de çizilmiştir.

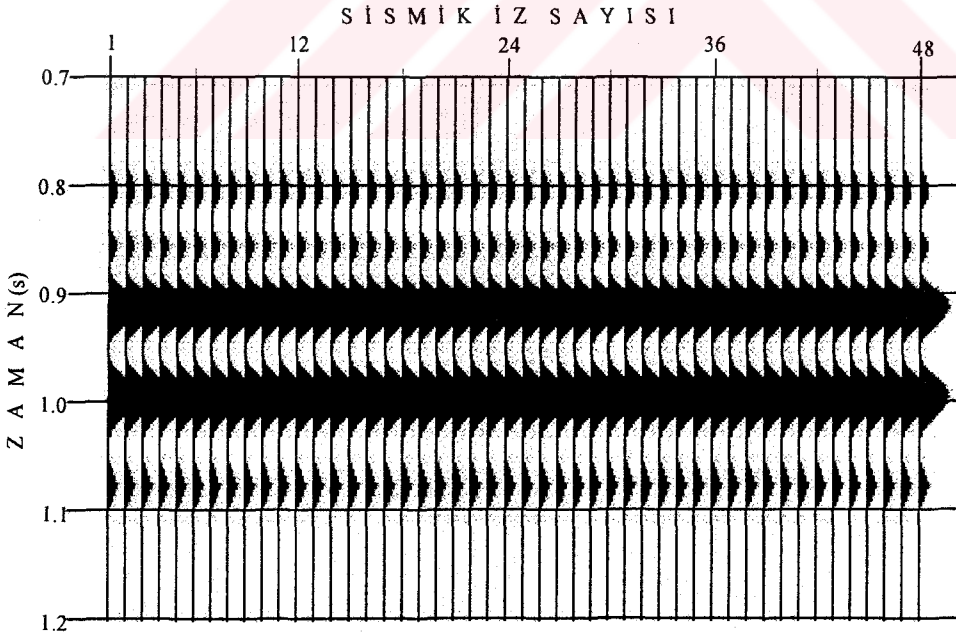
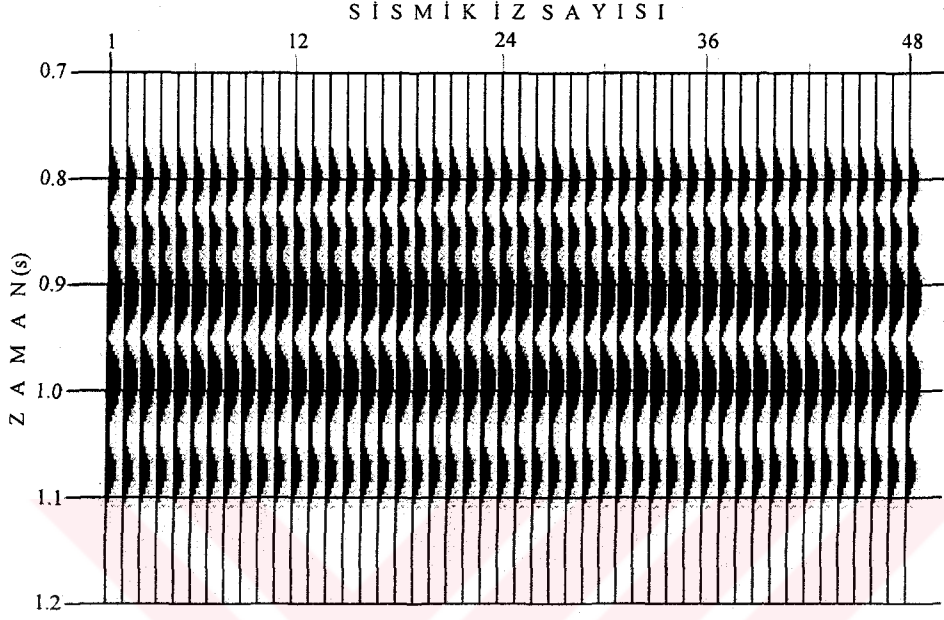


Şekil 36. a) Pastırma (Sandwich) tipi bir yer yapısı modeli. 600-830 m arasındaki tabakaların derinlikleri ve hızları şeklin yanındaki hız logunda gösterilmiştir. Tabakaların yoğunlukları 2 gr/cm^3 'dür. b) bu model yapı için hesaplanan sıfır ofset yapay sismik kesiti

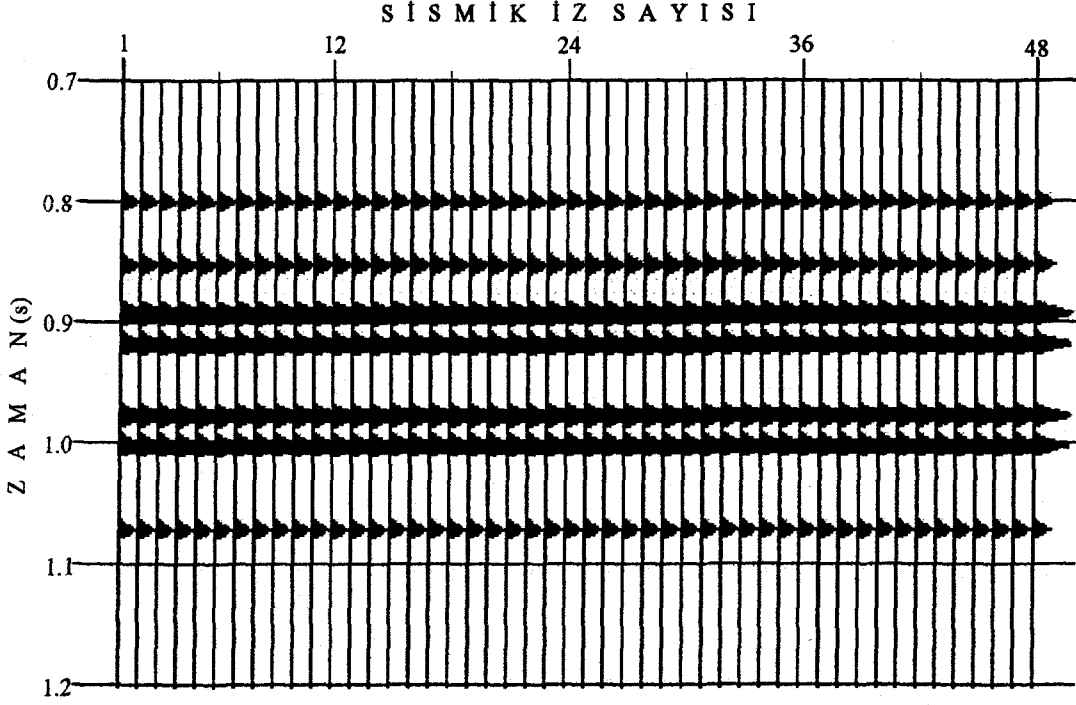
Kesitin 0.7-1.2 sn'lik kısmında girişimli olaylar görülmektedir. Arayüzey sayısına göre yapay kesit üzerinde 7 ayrı yansıma bilgisi olmalıdır. Kesitin hesaplanmasında diğer kesitlerin hesaplanmasında olduğu gibi sıfır fazlı Ricker dalgacı kullanılmıştır. Dalgacığın merkez frekansı 25 Hz ve süresi 200 ms' dir. Örnekleme aralığı 4 ms' dir. Dalgacığın bilinen şekline göre şekil 36b' deki kesit incelenirse, iki yansıma (ilk ve son) uyumludur ve diğerlerinde girişime bağlı olarak şekil bozulmuştur. Zarf veya NTG eğrileri dalgacığın şekli ne olursa olsun genelde başlangıç dalgacığının zarf veya NTG eğrisi ile uyumludur. Bu düşünceden hareketle hesaplanan zarf eğrisi şekil 37a' da verilmiştir. Eğer başlangıç verisinin ayrımlılığı yeterli olsaydı, hesaplanan zarf kesitinde 7 ayrı enerji alanı olacaktı. Ancak zarf eğrilerinin girişimli dalgalara karşı başarısızlığı nedeniyle kesit üzerinde 5 ayrı enerji alanı görülmektedir. Bununla birlikte, kesit üzerinde ilk ve son enerji alanlarına göre 3. ve 4. enerji alanlarının girişimli yansımalara ait oldukları açıkça bellidir. Diğer yandan pencere seçilmeksizin hesaplanan NTG kesiti (şekil 37b) üzerinde de zarf kesitinde olduğu gibi yeterli ayrımlılıkta bilgi edinilememiştir. Hesaplama harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-200$, $\mu=2$ ve $\eta=3$ olarak kullanılmıştır. Zarf kesitine (şekil 37a) göre enerji alanlarının daha net bir şekilde ve özellikle girişimli kısımlardaki yüksek genlikli alanların olması değerlendirme açısından iyidir. Doğal olarak NTG sonuçlarının mutlak ayrımlı olması beklenemez. Özellikle veri bir bütün olarak incelediğinde, bu tür başarısız sonuçlar elde edilebilir.

Daha ayrıntılı bilgi için NTG yönteminin uygulamasında (21) ve (22) denklemleri ile verilen değişen normalizasyon uygulamaları yapılmıştır. Uygulamada verinin tamamı değil veri içinde seçilen belirli bir zaman penceresi içindeki veriler değerlendirilir. Yapılan bu işlemler genel olarak alt profil seçme olarak da ifade edilebilir. Böylece, değerlendirme işlemleri daha hassas ve seçilen kısma özel olmaktadır. Yapılan işlemde pencere içindeki veri için verinin başlangıç ve son değerlerinin sıfırlaması önceki işlemlerde olduğu gibi yapıldıktan (başlangıç ve son değerler göre oluşturulan $ax+b$ gibi doğrunun veriden doğrusal olarak çıkarılması) sonra G_N değerleri hesaplanır. Alt profil için yapılan işlemlerden elde edilen tüm değerler toplam kesit için hesaplanan normalizasyon değerine göre normalize edilir. Buna göre yapay kesitin NTG kesiti alt profil seçilerek hesaplanmıştır (şekil 38). Hesaplama alt profil 125 noktalı (0.7-1.2 s arası), harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-80$, $\mu=2$ ve $\eta=3$ olarak kullanılmıştır. NTG kesiti incelendiğinde 7 ayrı yansımaya ait enerji alanları ortaya çıkarılmıştır. Özellikle zarf kesiti üzerinde problemlili olarak görülen 3. ve 4. enerji alanları NTG kesiti üzerinde bölünerek ayrılmışlardır.

Böylece düşey yönde pastırma tipi yapılardan alınan yansımaların değerlendirilmesinde NTG kesitleri arayüzeylerin konumlarını belirlemede önemli yardımcı bilgiler vermektedir.



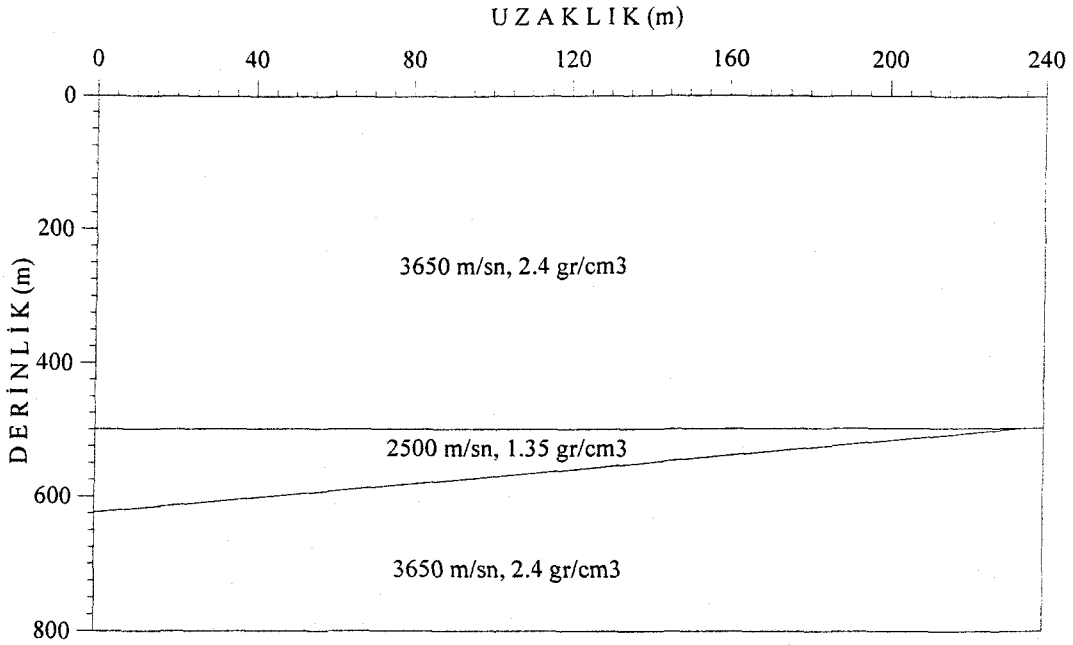
Şekil 37. a) Şekil 36b' deki yapay sismik kesit için hesaplanan zarf kesiti ve b) alt profil seçilmeksizin hesaplanan NTG kesiti



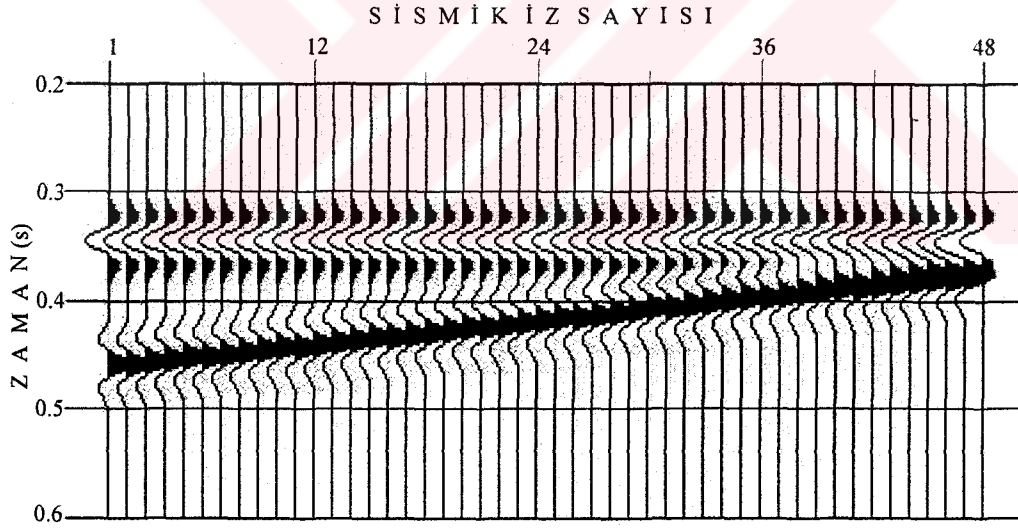
Şekil 38. Şekil 36b' deki yapay sismik kesit için 125 noktalı alt profil seçilerek hesaplanmış NTG kesiti

2.2.4.2. Kama (Wedge) Tipi Ortam Modeli

Girişim probleminin en sık karşılaşıldığı yapılardan birisi kama tipi yapılarıdır (Neidell, Poggiagliolmi, 1977; Meckel, Nath, 1977; Gochioco, 1991). Özellikle kama yapısının incelen tarafına doğru düşey yöndeki ayrımlılık azalırken, yanıl yöndeki süreklilik de azalır (Knapp, 1990). Kama tipi bir yapı modeli şekil 39a' da verilmiştir. Bu model için 0.0-1.0 s arasında hesaplanan sismik kesit şekil 39b' de çizilmiştir. Ancak yansımalar 0.15-0.55 s arasında gözlemlendiği için kesitin tamamı yerine bu aralık gösterilmiştir. 48 alıcı için bir sismik kesit hesaplanmıştır. Hesaplamalarda 200 ms süreli, 20 Hz' li Ricker dalgacı ve 2 ms örnekleme aralığı kullanılmıştır. Yapay kesit hesaplanmasında açılım ve soğurma kayıpları dikkate alınmamıştır. Seçilen hız değerlerine göre kama yapısının hızı ve yoğunluğu düşüktür. Kamanın girişinin kalınlığı dalga boyuna eşittir. Arayüzeylerin konumları dalgacığın merkezine gelecek şekilde düzenlenmiştir. Kesitten dikkat edilirse kamanın kalınlığının incelen tarafına doğru yansımalar dalgacıklarının girişimi artmıştır. Bu kesit için hesaplanan zarf kesiti şekil 40a' da gösterilmiştir. Zarf eğrileri yansımalar dalgacığını karakterize ettiği için yayılım göstermiş



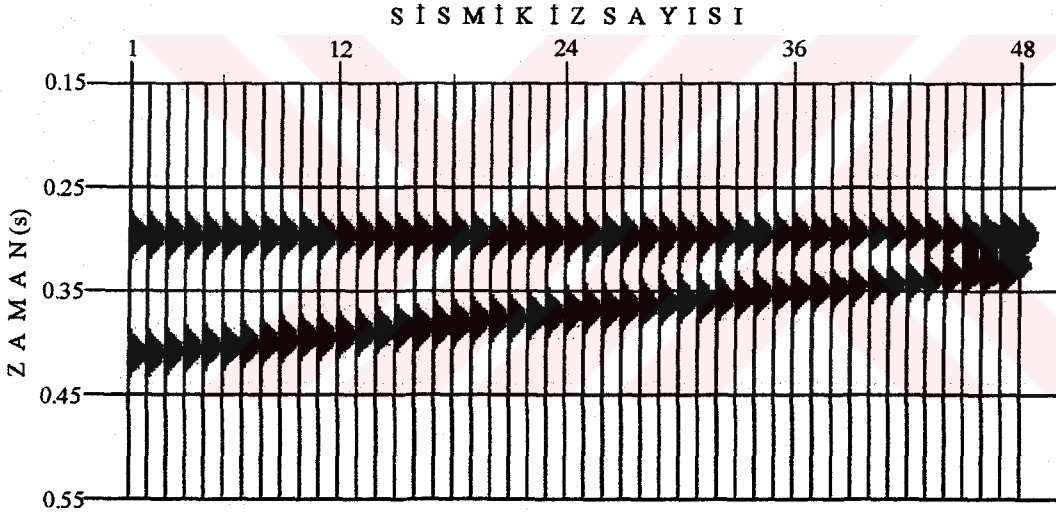
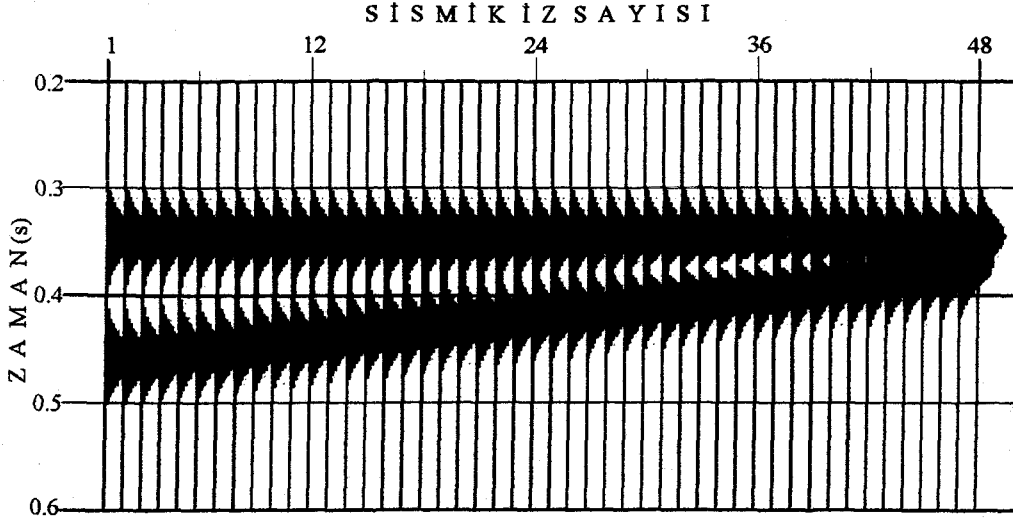
(a)



(b)

Şekil 39. a) Kama (wedge) tipi bir ortam modeli ve b) bu model için hesaplanmış yapay sismik kesit

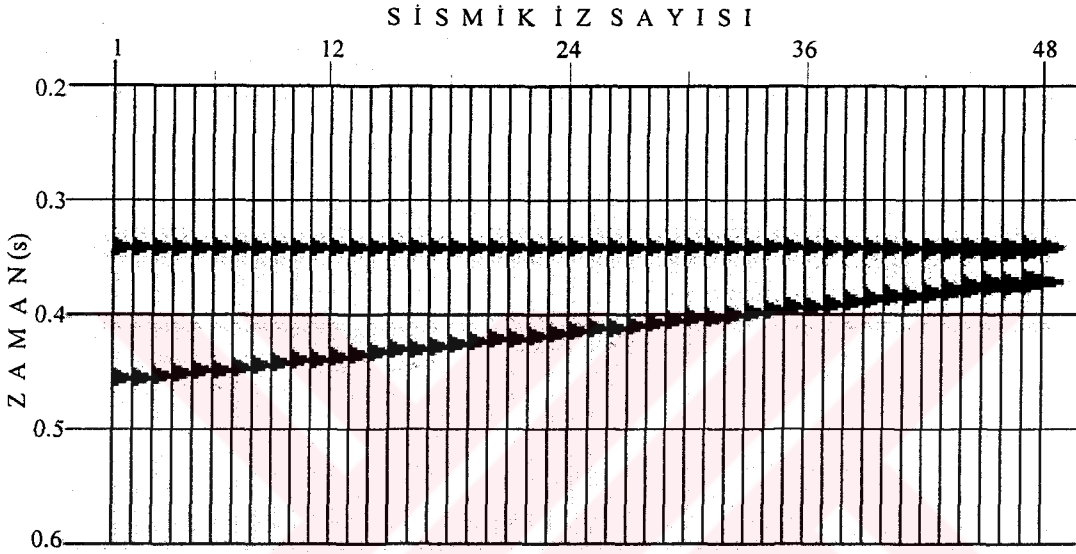
ve kamanın incelen tarafına doğru girişimden dolayı üst üste gelerek tek bir zarf eğrisi oluşturmuştur. Eğer zarf eğrileri daraltılır ise yansıma dalgacıklarına ait zarf eğrileri ayrı ayrı görülebilir. Böylece hem düşey ayrımlılık hemde yatay yöndeki süreklilik iyileştirilebilir.



Şekil 40. a) Şekil 39b' deki yapay sismik kesit için hesaplanan zarf kesiti ve b) alt profil seçilmeksizin hesaplanan NTG kesiti

Buna göre şekil 39b' deki kesit için NTG kesiti hesaplanmıştır ve şekil 40b' de gösterilmiştir. Hesaplama alt profil seçilmeksizin $N_{1,2}=1-120$ harmonik sayı aralığı, $\mu=2$ ve $\eta=3$ değerleri için yapılmıştır. NTG kesitinden enerji alanlarının daha daraldığı ve düzgün yüzeylere sahip olduğu görülmektedir. Bununla birlikte, zarf kesitine göre kamanın incelen tarafına doğru yansımaları ait bilgiler daha açık olarak ortaya çıkmıştır. Diğer yandan bu

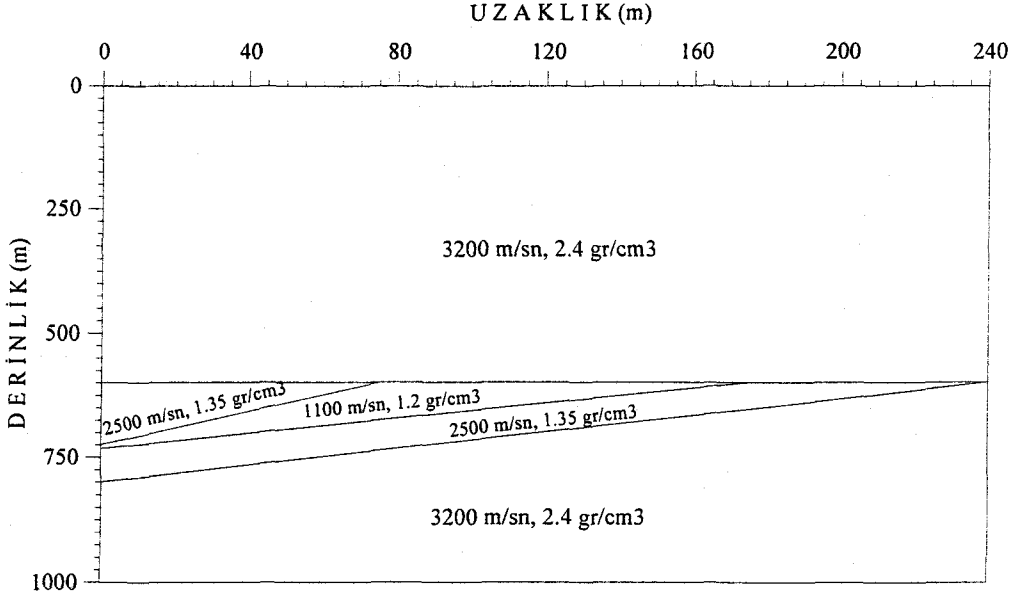
sonuçlar alt profil seçilerek daha da iyileştirilebilir. Buna göre şekil 41' deki NTG kesitinin hesabında 101 noktalı (0-3-0.5 s arası) bir alt profil seçilmiştir. Dolayısıyla, harmonik sayı aralıkları da bu sayıya göre belirlenmiştir. Buna göre harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-50$, $\mu=2$ ve $\eta=3$ olarak kullanılmıştır. Görüldüğü gibi enerji alanları pik halini almış ve girişim etkileri ve özellikle dalgacığın yan salınımları tamamen bastırılmıştır. Böylece belirgin olarak hem düşey yöndeki ayrımlılık hem de yatay yöndeki süreklilik artmıştır.



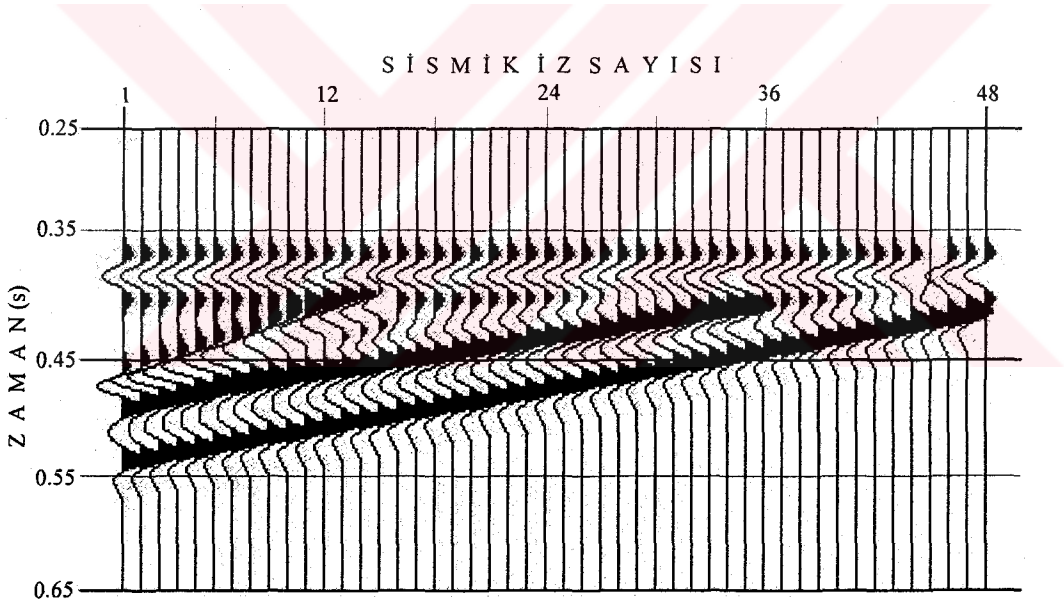
Şekil 41. Şekil 39b' deki yapay sismik kesit için 101 noktalı alt profil seçilerek hesaplanmış NTG kesiti

2.2.3.3. İç içe Kama (Pinc-out) Tipi Yapı Modeli

İç içe girmiş kamaların oluşturduğu yapılara pinch-out tipi yapılar adı verilir. Bu tip yapılara çökel havzalarda sıkça rastlanır (Baysal, Tardu, 1995). Özellikle ani kesilmelerin olduğu yerlerde daha sıklıkla görülürler. Böyle bir yer yapısı modeli şekil 42a' da verilmektedir. Model yapı en içteki kamanın her iki taraftan incelmeye göstermesi ve en düşük hızda olmasına göre oluşturulmuştur. Bu tür yapılar aynı zamanda hidrokarbon toplanmaları veya hazneleri için ideal yapılardır. Böyle bir model için hesaplan sıfır ofset yapay sismik kesit şekil 42b' de verilmiştir. Hesaplama da kaynak dalgacığının merkez frekansı 20 Hz, dalgacığın süresi 200 ms ve verinin örnekleme aralığı 2 ms' dir. Yapay kesitten görüldüğü üzere arayüzeylerden gelen yansımalar kalınlıklara göre belirli oranlarda girişim yapmışlardır. Girişimin etkisi incelen kısımlarda oldukça belirgindir.



(a)

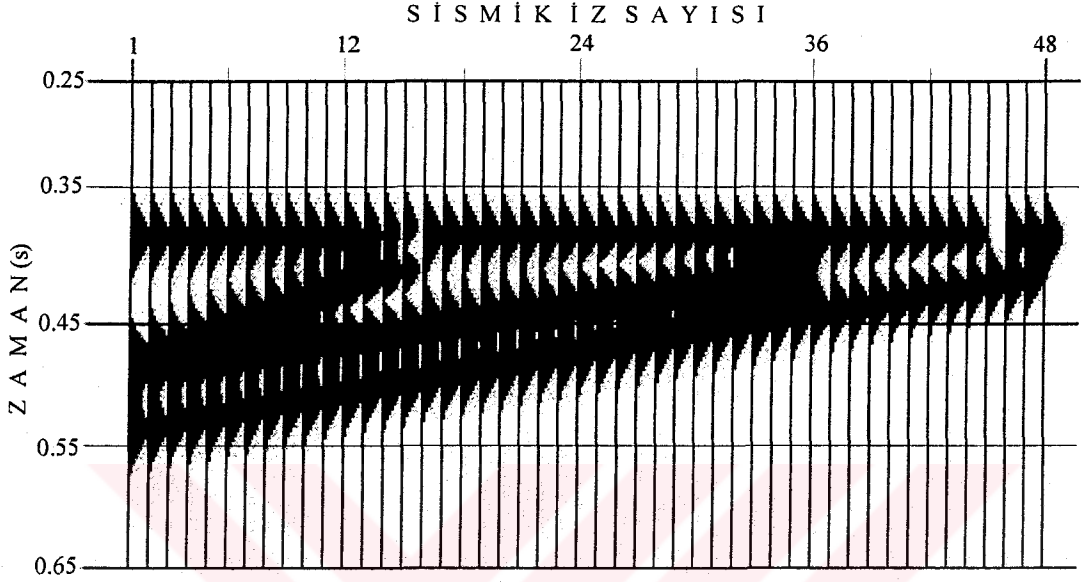


(b)

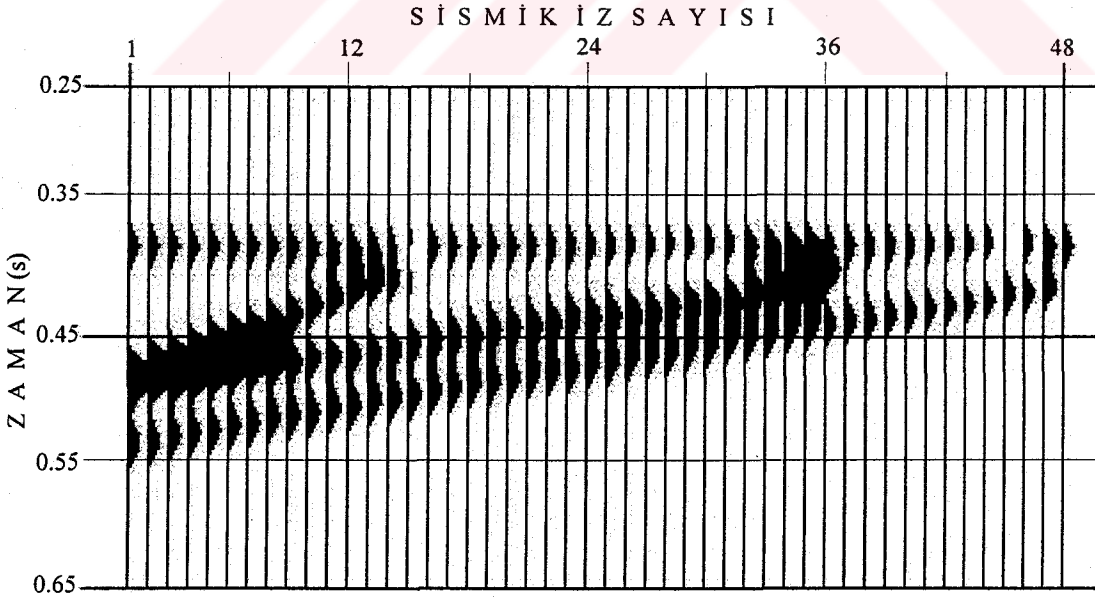
Şekil 42. a) İç içe girmiş kama (Pinc-out) tipi bir ortam modeli ve b) bu model için hesaplanmış yapay sismik kesit

yapay kesit için hesaplanan zarf kesiti şekil 43a' da gösterilmiştir. Model yer yapısından kaynaklanan girişim etkileri zarf kesiti üzerinde açıkça görülmektedir. Bununla birlikte, model yer yapısı için arayüzeylerin genel konumları zarf eğrilerinin maksimumlarından geçecek şekilde işaretlenebilir. Şekil 42b' deki kesit için NTG kesiti alt profil seçilmeksizin

(şekil 43b) ve seçilerek (şekil 44) hesaplanmıştır. Şekil 43b' deki NTG kesiti zarf kesitinden daha ayrımlı olmasına rağmen yine de net sonuçlar vermemiştir. Bu kesit $N_{1,2}=1-150$ harmonik sayı aralığında, $\mu=2$ ve $\eta=3$ için hesaplanmıştır.



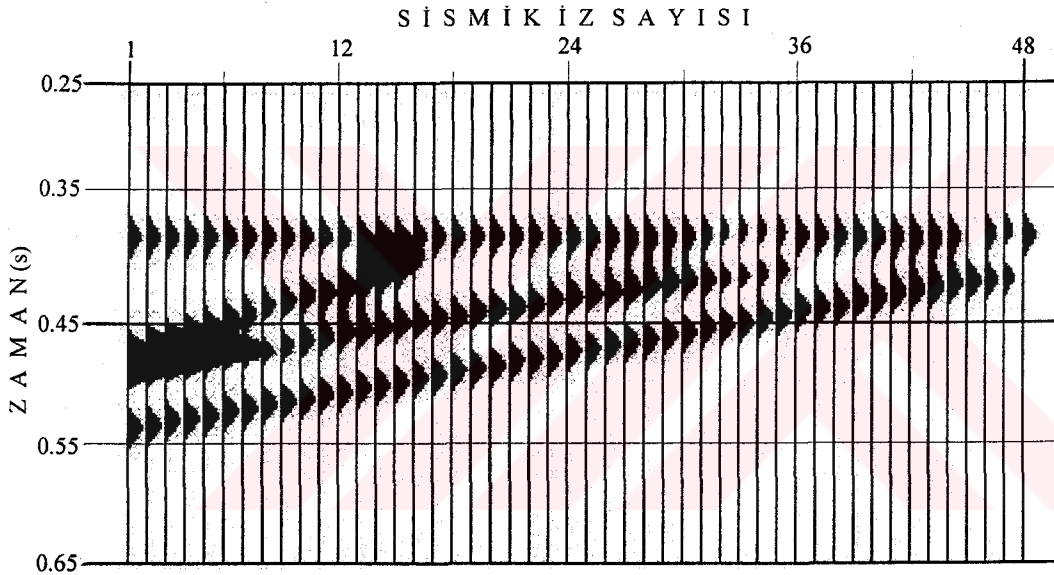
(a)



(b)

Şekil 43. a) Şekil 42b' deki yapay sismik kesit için hesaplanan zarf kesiti ve b) profil seçilmeksizin hesaplanan NTG kesiti

Daha detay bir inceleme için alt profil seçimi yöntemi ile yapay kesit için NTG kesiti hesaplanmıştır (şekil 44). Hesaplama profil boyu 121 noktalı (0.35-0.59 s arası), harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-80$, $\mu=2$ ve $\eta=3$ ve ek olarak $X/M=0.02$ olarak kullanılmıştır. Bu hesaplamada X/M değeri özellikle son arayüzeyden gelen yansıma ait enerji alanını ortaya çıkarmada etkili olmuştur. Genel olarak $X/M=0$ olduğunda istenilen sonuç elde edilemiyorsa, bu defa $X/M=A$ gibi bir değer kullanılması tercih edilir. Görüldüğü üzere, NTG kesiti arayüzelere ait konumların belirlenmesinde daha yardımcı bilgileri sunmuştur. Şekil 44 ile verilen NTG kesiti başlangıç sismik kesitine göre karşılaştırıldığında zarf kesitine göre oldukça iyidir.



Şekil 44. Şekil 42b' deki yapay sismik kesit için 121 noktalı profil seçilerek hesaplanmış NTG kesiti

2.2.4.4. Normal Fay Yapısı Modeli

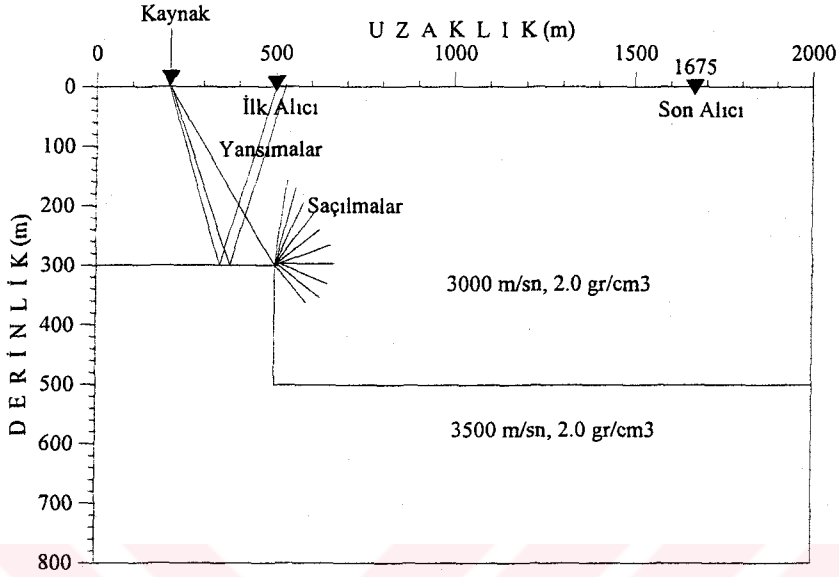
Yer içinde geometrik olarak birçok farklı tipte yapılanmalara rastlanmaktadır. Bunların oluşumları yer içinde gelişen tektonik olaylarla açıklanmaktadır. Bazı tabakalar yanal yönde atımlı yada adım şekilli olarak ilerlerler. Bu tip yapılara fay tipi yapılar denmektedir. Faylar oluşumlarına göre değişik şekilli olabilirler ve en önemli özellikleri saçıcı köşe ve yüzeylere sahip olmalarıdır (Tolstoy, Udsin, 1953; Babich, Buldarev, 1972; Gelchinsky, Karaev, 1980(a, b)). Bununla birlikte, faylı yapılar hidrokarbon hazne yapıları

olma açısından da önem taşımaktadırlar (May, Hron, 1978; Gelchinsky vd., 1985). Sismik olarak saçılmalar en sıkıntılı gürültü çeşitleridir. Genel olarak yansıma karakterinde olup bazen yansımalarla girişirler, bazen de yeni bir yansıma gibi davranırlar. Bu nedenle saçılmaların veriden giderilmesi için yığma verisine göç (migrasyon) işlemi uygulanır. Ancak bu çalışmada yığma verisi ile çalışılacağı için saçılma etkisinin işlemler üzerindeki etkilerinin açıklanma gereği duyulmuştur. Fay tipi yapıların en ideal ve basit şekli normal fay olup iki bloktan biri diğerine göre çöker (Graben) veya yükselir (Horst). Şekil 45a' da bir normal fay modeli verilmiştir. Bu model için gerekli kaynak alıcı düzeneği ve yansıma ve saçılma dalgalarının olduğu kısımlar basit olarak şekil üzerinde gösterilmiştir.

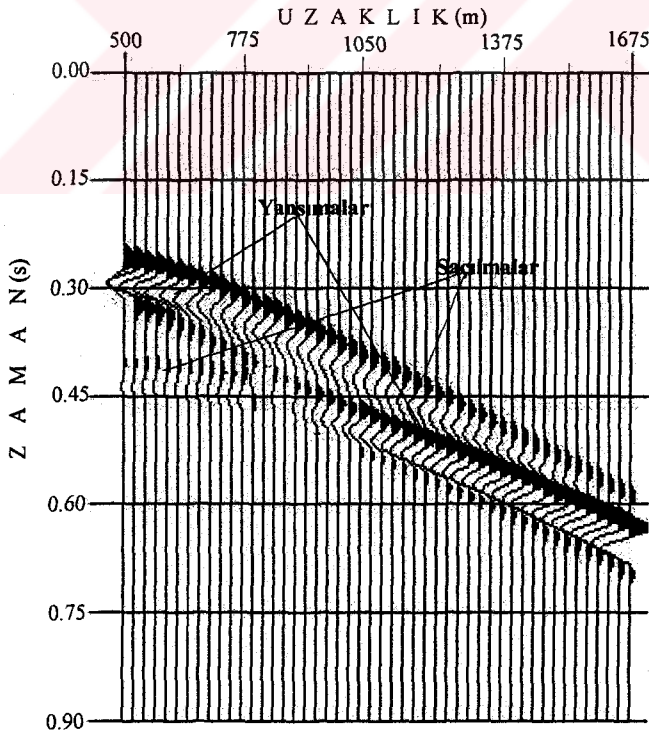
Saçılan dalgalar ulaşabildikleri tüm alıcılarda kaydedilirler. Eğer arayüzey sürekli olarak adım şekilli ise, bu defa oluşan saçılmalar sismik yansımaları etkiler. Dalga şekilleri bozulacağı için doğrudan başlangıç verisinden değerlendirme yapmak yanlışlıklara neden olabilir. (Klem-Musatov, 1980). Şekil 45a' da verilen normal fay için hesaplanan atış ortamı sismik kesiti şekil 46b' de verilmiştir. Kesitin hesaplanmasında sinüs şekilli bir 25 Hz' lik kaynak dalgacığı kullanılmıştır. Yapay olarak yansımalar ışın izleme metoduna (Cervený, Ravindra, 1971) ve saçılmalar Fresnel integralini içeren düzenli asimtotik yaklaşım metoduna (Aki, Richards, 1980; Keller, Rubinow, 1960; Felsen, Markovitz, 1973) göre hesaplanmıştır. Hesaplanan atış ortamı kesiti üzerinde fayın saçıcı noktasından kaynaklanan saçılma dalgaları birincil yansımalarla birleşerek onları bozmuştur. Normal olarak kesit üzerinde faydan kaynaklanan gecikme saçılmalarından dolayı açıkça görülmemektedir. Saçılmalar uzak alıcılara doğru yansımalarla girişim yapmışlardır. Şekil 45b' de yansıma ve saçılmalar işaretlenmiştir. Saçılmalar ilk 10 alıcıda yansımalarından sonra, 10-24 nolu alıcılar da yansımalara eklenmiş ve 24 nolu alıcıdan sonra yansımalarından önce kaydedilmişlerdir.

Şekil 46' da saçılma içeren ve içermeyen iki iz hem spektral olarak hemde harmonik katsayılarının davranışı açısından karşılaştırılmışlardır. Şekil 46' da sırasıyla kesikli çizgiler saçılma içeren ve sürekli çizgiler saçılma içermeyen izlere aittirler. Şekil 46a' da verilen iki izden saçılma içeren (kesikli çizgi) şekil 45b' deki kesitin 32 nolu izi ve şekil 45a' daki model için hesaplanan saçılma içermeyen atış kaydı kesitinin (burada verilmemiştir) 32 nolu izi (sürekli çizgi) olarak seçilmiştir. Görüldüğü gibi, saçılma dalgacığı yansıma dalgacığından önce kaydedilmiş ve aynı şekle sahiptir. Bu durum ilk bakışta kısa sürelerde yansımış iki yansıma dalgacığı olarak düşünülebilir (Shitivelman,

1984). Bu aşamada şekil 46a' daki her iki izin spektrumuna bakmak gerekir. Görüldüğü gibi her iki iz spektral olarak aynı frekans bant içinde düşmüşlerdir (şekil 46b).



(a)

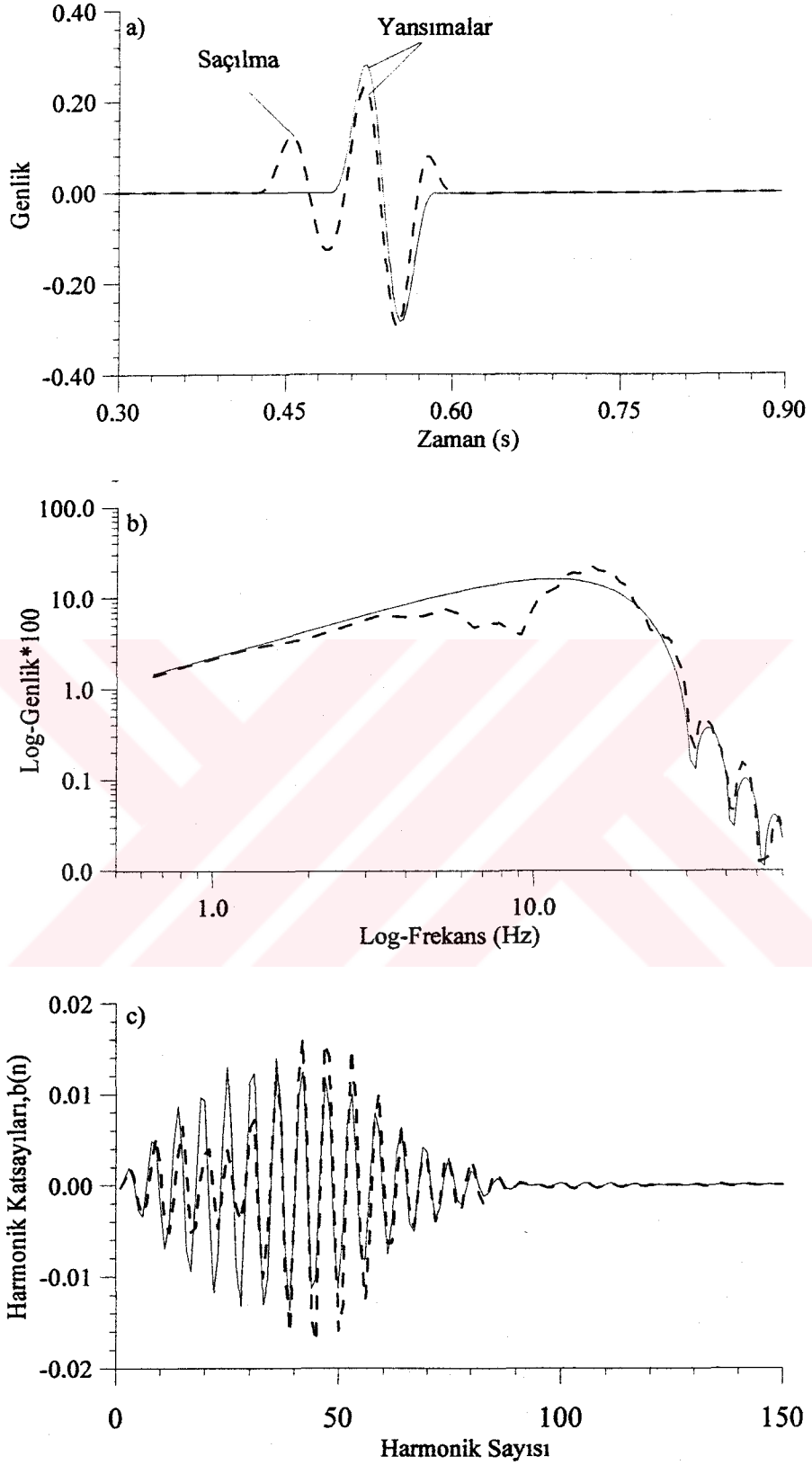


(b)

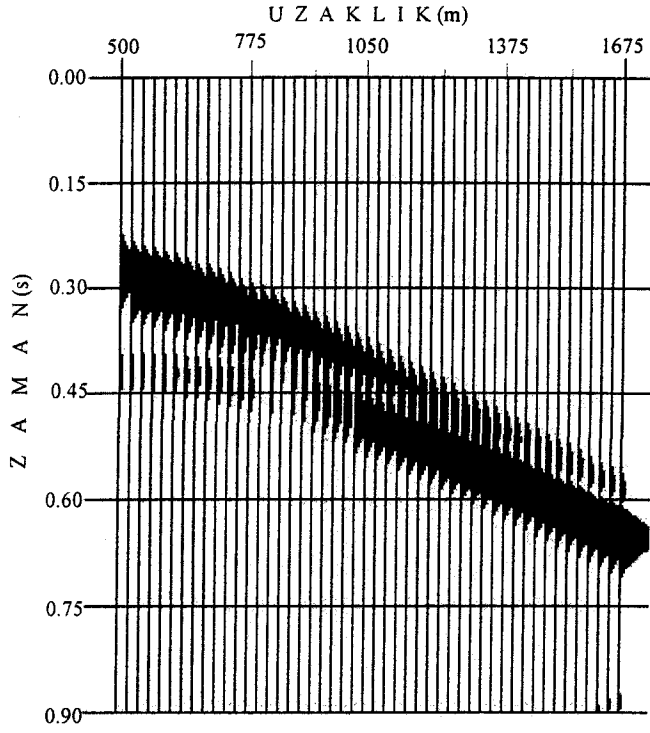
Şekil 45. a) Yansıma ve saçılma girişiminin açıklanması için normal fay yapısı ve b) bu yapı için hesaplanmış yapay atış ortamı sismik kesiti

Böylece saçılmadan dolayı yansıma dalgacığının spektrum eğrisi bozulur, yani düzgün yüzeyle olmaz (şekil 46b). Böylece şekil 45b' deki kesitin bütün izleri için bu problem vardır. Eğer spektral olarak bu problem var ise, harmonik içerikte etkilenecektir. Şekil 46c' de her iki iz için sinüs harmonik katsayılarının harmonik sayılarına göre değişimi gösterilmiştir. Saçılmalı ize ait harmonik katsayıları yaklaşık ilk 30-40 harmonikte saçılmasız izinkine göre düşük genliklidir ve kısmen bozulmaya uğramışlardır. Bununla birlikte, sonraki harmoniklerde saçılmanın etkisiyle saçılmalı ize ait olan harmonik katsayılarının genlikleri saçılmasız izinkine göre artmıştır. Ancak harmonik değişim bu kısımda uyumludur. Bu durumda spektral bir süzgeçle saçılmaları veriden ayıklamak zor görülmektedir. Fakat eğer saçılmalı izin genlik spektrumu bir fonksiyonla düzleştirilirse, saçılmanın etkisinin azalacağı açıktır. Buna karşılık harmonik sayısında bir sınırlama yapılırsa, toplama girecek harmonikler azalacağı için saçılmalar indirgenebilir. Her ne kadar saçılmasız ize ait olan harmonikler ilk harmonikten itibaren iyi bir dağılım göstermiş ise de, saçılmalı izin harmoniklerinin ilk 30-40' nın saçılmanın etkisi altında olduğu açıkça görülmektedir (şekil 46c).

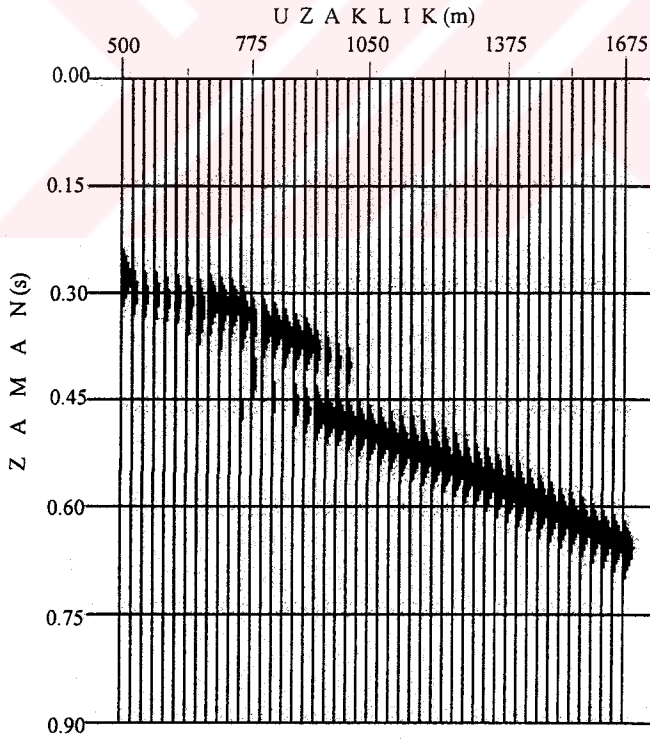
Burada, yukarıdaki analizlere göre şekil 45b' deki kesitin anlık genlik eğrileri (zarf ve NTG) hesaplanarak incelenmiştir. Karmaşık iz analizine göre veri üzerindeki bütün bilgiler (istenen yada istenmeyen) zarf eğrisi üzerine aktarılır. Dolayısıyla, saçılmalı bir veri için bu durum sonuçları etkiler. Eğer yağma verisi kullanılıyor ise, bu defa sonuçlar daha da sıkıntılıdır. Çünkü yağma verileri henüz saçılma etkileri tam olarak giderilmemiş verilerdir. Buna göre şekil 45b' deki atış kaydı kesiti için hesaplanan zarf kesiti şekil 47a' da verilmiştir. Zarf kesitinden yansımalara ait enerji alanları saçılmaları da içine alarak bir yayılım göstermişlerdir. Saçılma alanları düşük genlikli olmalarına rağmen veri zarf kesiti üzerinde kendilerini göstermişlerdir. Şekil 45b' deki kesitten $N_{1,2}=30-100$ harmonikleri, $\mu=2$ ve $\eta=3$ değerleri için hesaplanan NTG kesiti görülmektedir. Dikkat edilirse yapılan harmonik sınırlama saçılmaların bastırılmasını sağlamıştır. Bununla birlikte, normalizasyonun etkisinden dolayı verinin genliklerinde bir dengeleme olmuştur. Şekil 45a' daki yer modeli ile karşılaştırıldığında faya ait görüntü NTG kesiti üzerinde açıkça belirlenmiştir. Diğer yandan enerji alanları daraltılmıştır ve eğri yüzeyleri pürüzsüzleştirilmiştir.



Şekil 46. Saçılmalı (kesikli çizgi) ve saçılmasız (sürekli çizgi) izlerin spektral ve harmonik içeriklerinin karşılaştırılması. (a) sismik izler, (b) izlerin genlik spektrumları, (c) izlerin harmonik katsayılarının değişimi



(a)

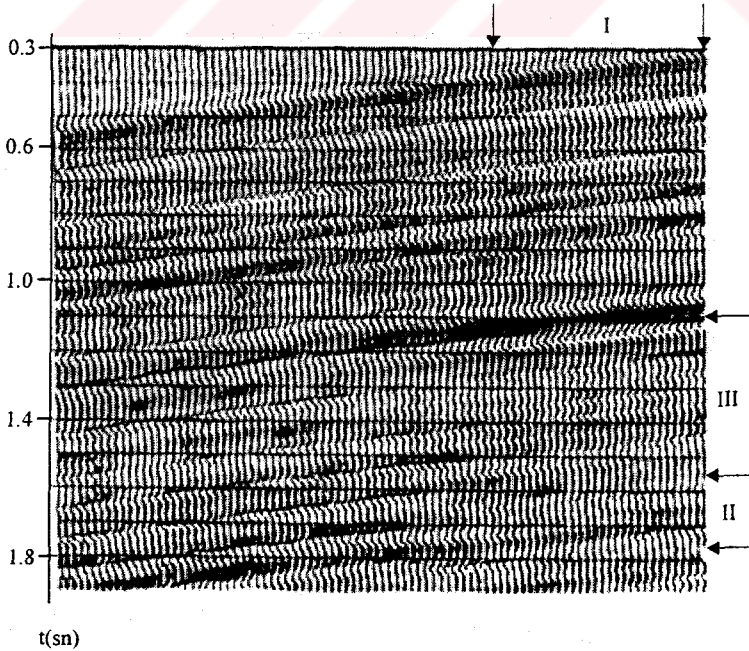


(b)

Şekil 47. Şekil 45b' deki atış kaydı sismik kesiti için hesaplanan anlık genlik kesitleri. (a) zarf kesiti, (b) NTG kesiti

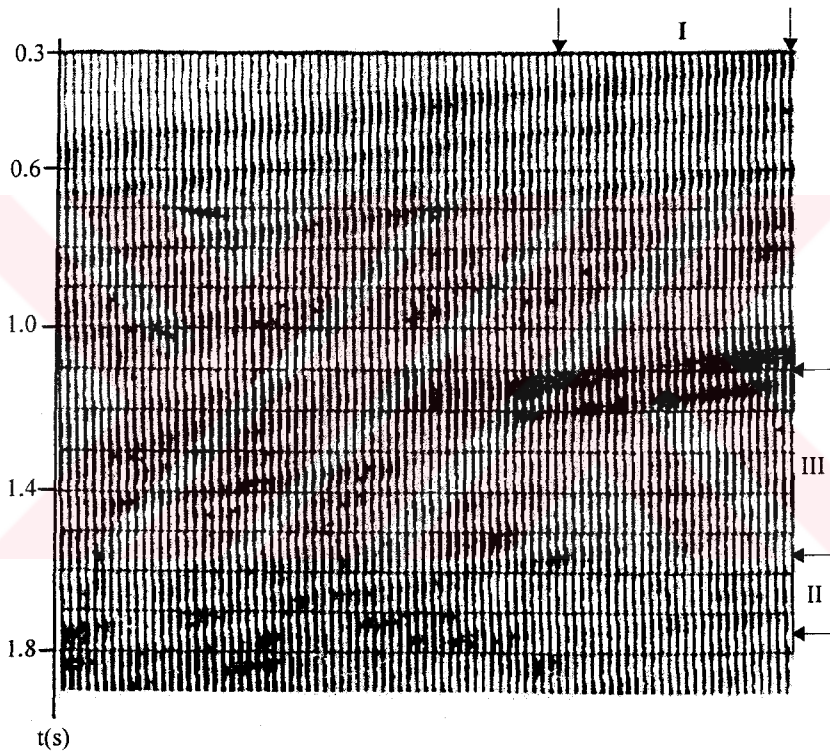
2.3. NTG Yöntemiyle Yapılmış Arazi Çalışması Örnekleri

NTG yöntemi ilk olarak Rusya' daki hidrokarbon (petrol ve gaz) arama amaçlı elde edilen sismik verilerin değerlendirilmesine uygulanmış ve başarılı sonuçlar elde edilmiştir (Bereskin, 1978, 1988; Bereskin vd., 1978; Pitesov, Qogonevko, 1982; Akhmedov vd., 1993). Özellikle verideki ilgili kısımların karmaşıklığını açıklamak ve basitleştirmek için NTG yöntemi tercih edilmiştir. Burada Rusya' nın Orta Tung hidrokarbon sahasından kaydedilmiş bir kesit örneği (şekil 48) verilmiştir. Sismik verinin kayıt aralığı 30 m ve kullanılan dalgacık frekansı 25 Hz' dir. Uygulamalarda harmonik katsayıları Trapez yöntemiyle belirlenmiştir. Şekil üzerindeki oklarla ile sınırlandırılmış ve numaralandırılmış kısımlar sırasıyla; I-Gaz haznesinin yatay olarak uzanımı, II-Kaydedilen diğer yansımaların kesit üzerindeki görünümünü ve III-Hazneden gelen tekrarlıları göstermektedir. Problem olarak görülen yansıma III nolu kısmın hemen üstünde 1.1 s' deki ok ile işaretlenen yansıma alanıdır. Gaz içeren tabakalar genel olarak sismik dalgaları aşırı derecede soğurması ile tanımlanabilir. Soğurmanın etkisi farklı tipteki olaylar için farklı artışlar göstermiştir. Bu veri örneği için yansımalar üzerindeki soğurma artışı tekrarlı ve diğer olaylar üzerindelerden daha fazladır. Gaz tabakası içinde P dalga hızları 2700-3500 m/s ve yoğunluk değerleri 2-2.25 gr/cm³ arasında değişmektedir.



Şekil 48. Orta Tunga Hidrokarbon sahasından kaydedilen arazi verisinden elde edilen yığma kesiti (Bereskin, 1988)

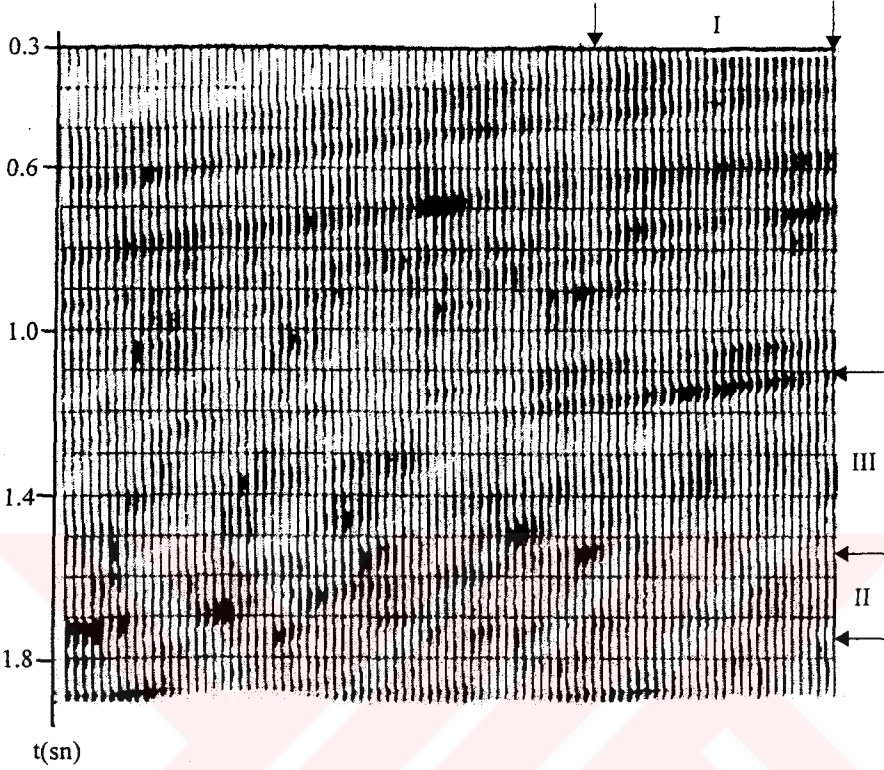
Şekil 48' deki sismik veriden zarf ve NTG kesitleri hesaplanmadan önce, sismik verinin içermiş olduğu yüzey dalgası gürültülerini süzmek için veriye frekans-dalgasayısı (f-k) süzgeci uygulanmıştır. Bu şekilde hesaplanmış olan zarf kesiti şekil 49' da verilmiştir. Zarf kesit üzerinde hazneden gelen yansıma dalgacıkları belirgin olarak görülmektedir. Diğer tabakalardan kaynaklanan yansımalara düşük genlikli olarak kesit üzerinde yer almışlardır. Yapılan işlem sonucunda hazneden kaynaklanan yansımalar kesitin sol tarafına doğru birikmişlerdir. Bununla birlikte yansıma dalgacıkları yeterince ayrımlılık ve süreklilik göstermemektedirler.



Şekil 49. Hilbert dönüşümü kullanılarak şekil 48' deki sismik verinin hesaplanmış zarf kesiti (anlık genlik) (Bereskin, 1988)

Zarf kesiti üzerindeki ayrımlılığın ve sürekliliğin daha iyileştirilebilmesi için şekil 47' deki sismik veri NTG yöntemi ile incelenmiş ve hesaplanan NTG kesiti şekil 50' de verilmiştir. NTG kesiti üzerinde 1.1 s zarf kesiti üzerinde tam olarak belirgin olmayan iki yansıma dalgacığına ait bilgiler kesin bir şekilde görülmektedir. Özellikle 1.1 s zamanına ikinci yansımanın tepe noktasının denk gelmesi, NTG yönteminin girişmiş sinyallere karşı davranışı daha iyi açıklamaktadır. Böylece elde edilen yansımalar zamana göre iyi bir

süreklilik göstermiştir. Bunun dışında, NTG kesitinde 1.0 s' ye kadar olaylar ortamın jeolojisinden kaynaklanmıştır.



Şekil 50. NTG yöntemi kullanılarak şekil 48' deki sismik verinin hesaplanmış NTG kesiti (anlık genlik) (Bereskin, 1988)

Benzer bir uygulama Akhmedov vd. (1993) tarafından yine Rusya' da bir hidrokarbon sahası olan Padar havzasına uygulanmıştır. Padar havzası bir çökelim havzası olup, yanal yönde heterojeniteler göstermektedir. Bu havzadan elde edilen sismik kayıtlara gerekli hız analizi uygulanmış ve yığma hızları elde edilmiştir. Geleneksel uygulamalar sonucu Padar havzasının daha ayrıntılı bir incelenmesi için başka destek uygulamalara ihtiyaç olduğuna karar verilmiştir. Bunun için sismik dalga enerjileri hakkında bilgi edinebilmek amacıyla, Padar havzasından alınan sismik veriye NTG yöntemi uygulanmıştır. Uygulamada sismik verinin 3.2-3.7 s' ler arası önemli görüldüğü için bu aralık kullanılmıştır. Hesaplama da $M=120$ adet veri için $N_{1,2}=1-50$ harmonikleri, $\mu=2$, $\eta=1$ ve $X/M=0$; 0.002 değerleri kullanılmıştır. Harmonik katsayıları Trapez yöntemiyle hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlardan gaz tabakası ile ilişkili olan kısımların diğer kısımlardan farklılık gösterdiği görülmüştür. Böylece düşey ve yanal yöndeki değişimlerin nedenleri daha iyi açıklanmıştır.

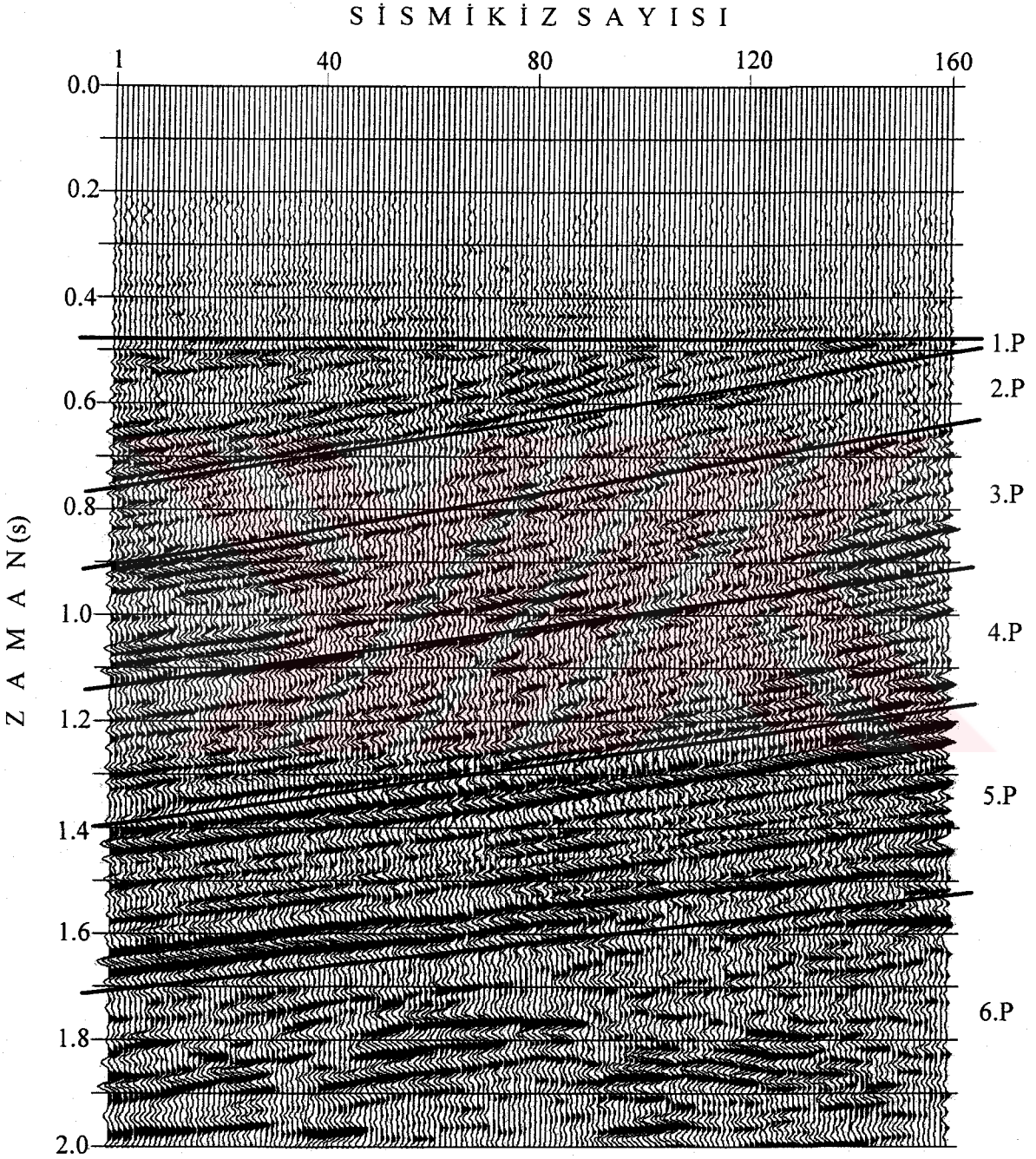
2.4. Arazi Verisinin Değerlendirilmesi

2.4.1. Arazi Verisi İle İlgili Genel Bilgiler

Şu ana kadar NTG yönteminin dolayısıyla uygulama operatörü G_N' in gürültüye, girişmiş birincil yansımalara ve zayıf genlikli olaylara karşı olan duyarlılığı yapay izler ve kesitler üzerinde test edilmiş ve elde edilen sonuçlarla genel olarak sismik yığma veya göç verilerine uygulanan karmaşık iz zarfı sonuçları karşılaştırılmıştır. Doğal olarak yapay sismik veriler herhangi bir yer modeli için en ideal sonuçlar olup, hesaplamalarında kullanılan bütün parametreler kullanıcı kontrollüdür. Bununla birlikte çalışmanın amacına göre model çalışmalarda girişimin olabileceği temel kurallara göre yer yapısı modelleri seçilmiştir. Bu yer yapısı modelleri için hesaplanan yapay sismik verilerin zarf ve NTG eğrileri hesaplanmıştır.

Arazi yada gerçek uygulamalarda elde edilen sismik yansıma verileri gürültünün bir çok türü ve yansımaların girişimini içermektedir. Özellikle çökel havzalarda (sedimanter havzalarda) çökel zamanına göre gelişen tektonizmaya bağlı olarak (Schlager, 1992) yapay olarak örnekleme yapılmaları sıklıkla görülmektedir. Böyle bir arazi ortamından alınmış ve yığma aşamasına kadar veri-işlemden geçirilmiş veri örneği şekil 51' de gösterilmiştir. Bu sismik yığma verisi (160*500; 160 iz ve her bir izde 500 örnek) boyutlarındadır. Verinin örnekleme aralığı 4 ms' dir. Veri Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) kurumundan temin edilmekle birlikte, verinin kaydedildiği yer ile ilgili özel bilgiler verilmemiştir. Yani sismik hattın yeri ve uzunluğu, katlanma sayısı (fold) ve kaynak hakkında bilgi, özel jeolojik bilgi v.b. gibi bilgiler verilmemiştir. Bununla birlikte, bu veriden ekonomik amaçlı (gaz yada petrol) bir sonuç elde edilmediği hakkında da bir bilgi yoktur. Yalnızca verinin genel olarak Trakya Havza' sından kaydedildiği bilinmektedir. Trakya Havza' sının genel jeolojisi, karbonatlı kayaçların oluşturduğu klastik ortam çökelleri ile açıklanmaktadır. Çökeller denizel ortamdan karasal ortama bir geçiş göstermektedir. Veri 0-0.4 s arasında karasal ve sığ ortam çökellerine ait bilgiler taşımaktadır. Bu karasal çökeller yaklaşık 0.47 s' den sonra denizel ortam çökelleri üzerine uyumsuz olarak gelmişlerdir. Dolayısıyla, eğimli olarak yukarıya doğru devam eden birimler kesilmiştir. Bu kesilmeler genel olarak eğimli-yatay yönde ilerleyen tabakalı ortamda yeni yapılanmaları oluşturmaktadır (Mitchum, 1977; Haq vd., 1988). Bu

yapılanmaların açık olarak kama tipi yapılar (yaklaşık 0.5-0.8 s arası) olduğu görülmektedir.



Şekil 51. Araziden kaydedilmiş ve gerekli işlemler yapıldıktan sonra elde edilmiş olan yığma verisi ve üzerinde belirlenen yansıma paketleri (TPAO)

Verinin 0.0-0.47 s ' lik karasal çökellere ait olan kısmı işlemlerde dikkate alınmamıştır. Buna göre 6 ayrı ana yansıma paketi tarif edilebilir. Bunlar;

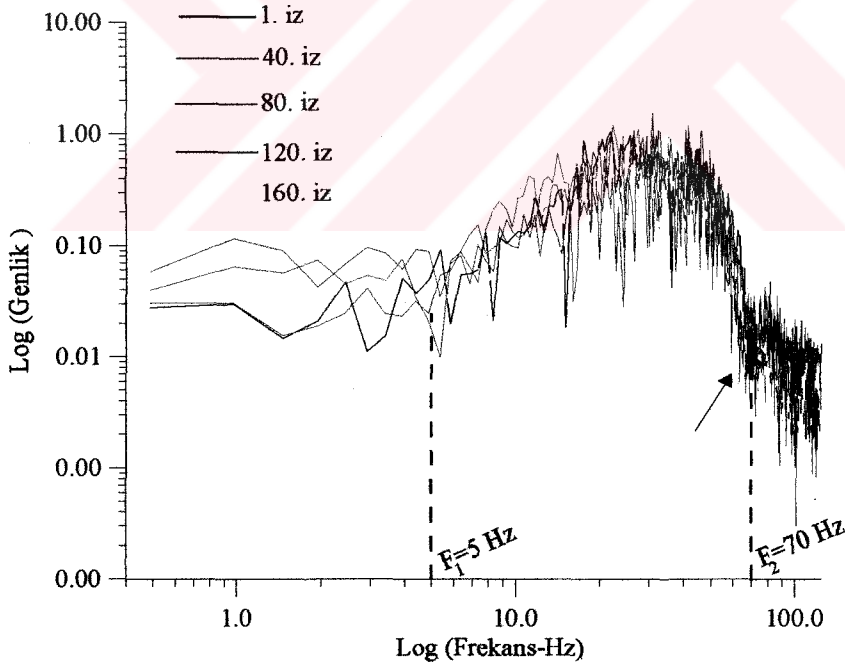
- 0.47-0.80 s arası 1. paket
- 0.80-0.90 s arası 2. paket
- 0.90-1.12 s arası 3. paket
- 1.12-1.40 s arası 4. paket
- 1.40-1.78 s arası 5. paket
- 1.78-2.00 s arası 6. Paket

Bu paketler TPAO tarafından ortamda jeolojik olarak çökelen birimlerin özelliklerine göre belirlenmiştir. Belirlenen paketlerin yaklaşık sınırları şekil üzerinde çizilmiştir. Herbir paket içinde kırıntılı bir çok yansıma olayı görülmektedir. Bu kırıntılı yansımaların sürekliliğini devam ettirememelerinin nedeni olarak çökelen birimlerin ani kesilmeleri (faylanmalardan dolayı) ve henüz bu birimlerin tam olarak olgunlaşmamış olmaları ve aşırı saçılma etkileri olarak gösterilebilir. Dikkat edilirse herbir paket güçlü ve sürekli yansımalarla sınırlandırılmıştır. Yansımalar derinlere doğru daha sürekli iken, yüzey kısımlarda daha parçalıdırlar. Diğer yandan yansımalar yüzey kısımlarda daha ayrımlı iken derinlerde bu ayrımlılık azalmıştır.

2.4.2. Arazi Verisinin Spektral İçeriği

Şekil 51' de verilen sismik veri yığma aşamasına kadar gerekli veri işlemlerden geçmiştir. Bunlar yüzey dalgalarının süzgeçlenmesi, tekrarlıların bastırılması, spektral dengeleme, dekonvolüsyon olarak sıralanabilir. Saçılma gürültüleri genel olarak yığma verisinin göç işlemine tabi tutulması ile giderilmektedir. Bununla birlikte, veri işlemin her geçilen aşamasında veriye yeni ilave bilgiler eklendiği bir gerçektir (Baysal, 1984). Her ne kadar NTG yönteminde gerekli harmonik sınırlamalar yapılarak saçılma etkileri bastırılıyor ise de, ön işlem olarak arazi verisinde saçılma ve rastgele gürültülerin etkilerini en aza indirmek öngörülmüştür. Bu yüzden verinin içinden seçilecek birkaç iz üzerinde verinin spektral içeriğini incelemek gerekmektedir. Verinin genel olarak spektral karakteri şekil 52' de gösterilen genlik spektrumu ile açıklanmaktadır. Genlik spektrum eğrileri 1, 40, 80, 120 ve 160 numaralı izler için hesaplanmıştır. Şekil üzerindeki renklerin hangi

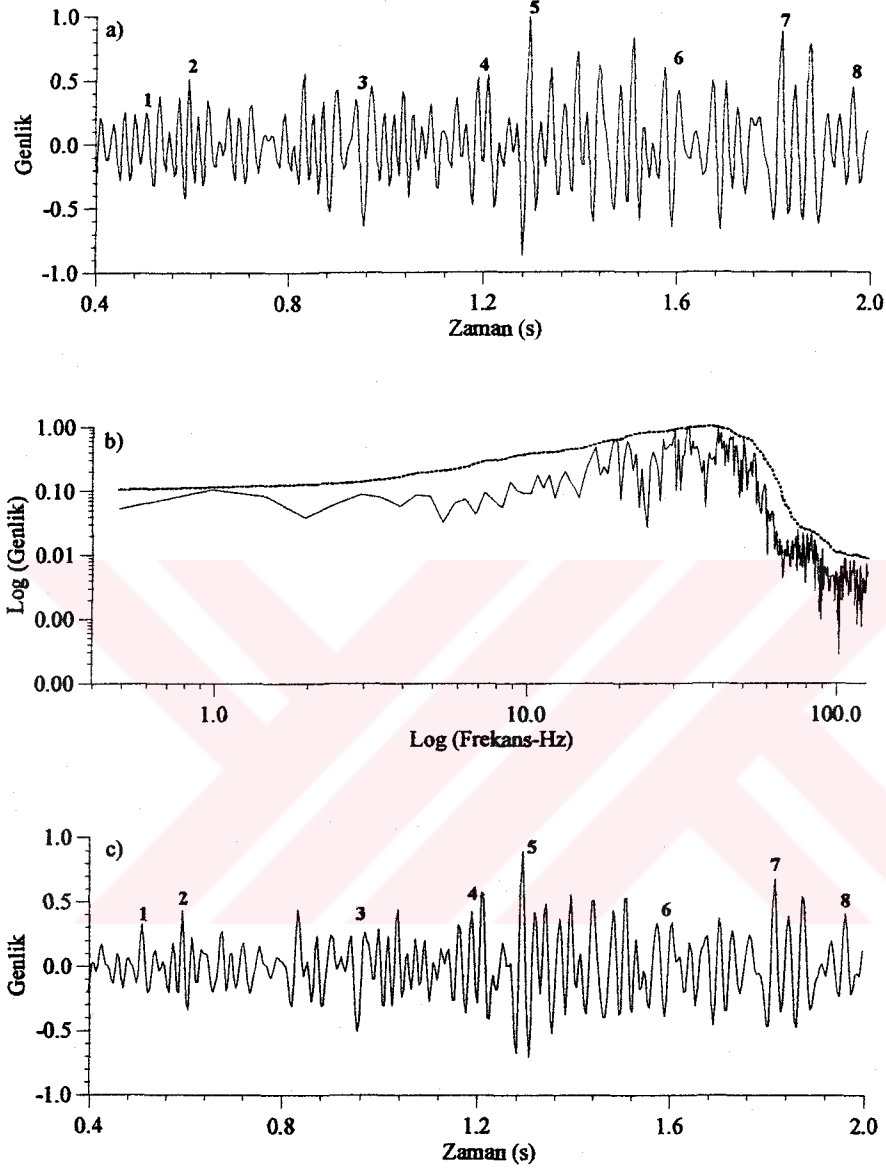
izlere ait olduğu ifade edilmiştir. Bu izler için genlik spektrumları logaritmik eksenlerde gösterilmiştir. Herbir verinin spektral aralığında herhangi bir değişim görülmemektedir. Verinin elde edilmesi için kullanılan dalgacık sıfır fazlı bir dalgacık olduğu düşünülürse, eğer verideki tüm bozucu etkiler giderilmiş ise, bu spektrum eğrileri düzgün yüzeyle olmalıdırlar. Ancak görüldüğü üzere spektrum eğrileri yüzeyle oldukça salınımlıdır. Aslında saçılmalar bir çeşit spektrumun düzgün yüzeyle bozan gürültüler olarak davranmaktadır. Bu durum yığma aşamasındaki veri için saçılmalar ve gürültüler olarak ifade edilebilir. Böylece şekil 46' daki uygulama tekrar hatırlanırsa, yapılacak bir spektrum düzeltme işleminin gerekliliği vardır. Diğer yandan, eğer spektrum eğrisinin artma ve azalma gösterdiği yerleri köşe frekansları olarak işaretlenirse (şekil üzerinde oklar ile gösterilen), verinin frekans bandı 5-70 Hz olarak belirlenebilir. Bu yüzden saçılmaların bu etkilerinin frekans süzgeçleriyle giderilmesi zordur. Spektrum eğrisinin düzeltilmesinin etkisinin bir örneği şekil 53' de verilmiştir. Şekil 51 'deki kesitin 120 nolu izi seçilerek değerlendirilmiştir.



Şekil 52. Şekil 51' deki yığma verisinden seçilen 1, 40, 80, 120 ve 160 nolu izler için hesaplanmış genlik spektrumu eğrileri

Başlangıç izinin (şekil 53a) spektrum eğrisi 51 noktalı kayan ortalama işlemi ile düzeltilmeye çalışılmıştır (şekil 53b). Daha sonra spektral ortamdan geri dönülerek elde

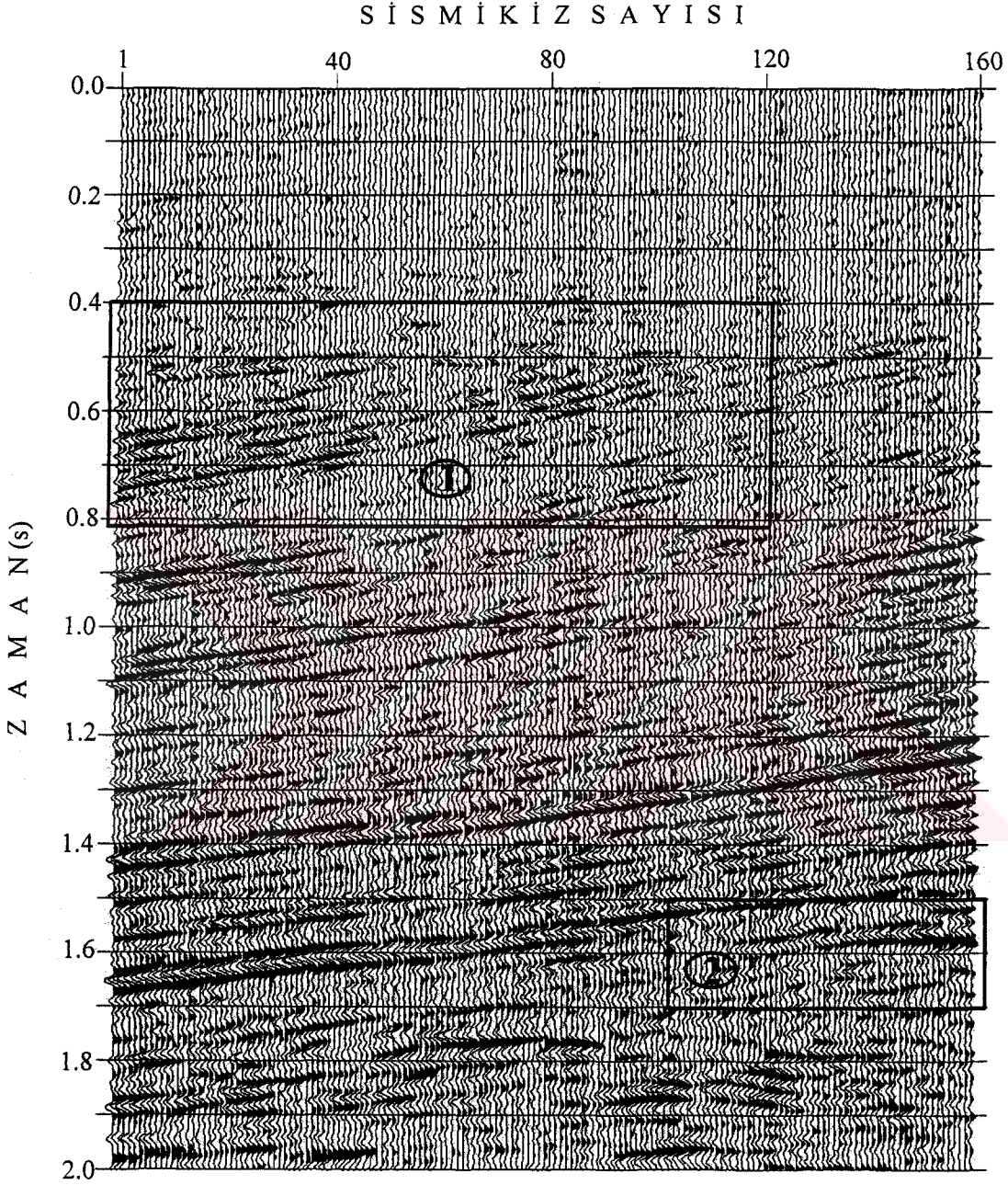
edilen sonuç izden yansıma dalgacıklarının şekilleri düzeltilmiştir (şekil 53c). İşlemlerde verinin fazı üzerinde herhangi bir işlem yapılmamıştır.



Şekil 53. Saçılmaların etkisinin azaltmak için spektrumun düzleştirilmesinin bir uygulaması. (a) Şekil 51' deki 120 nolu başlangıç izi, (b) başlangıç izinin genlik spektrumu eğrileri (sürekli çizgi başlangıç izine ve noktalı çizgi 51 noktalı kayan ortalama işlemi ile düzleştirilmiş spektrum) ve (c) düzleştirilmiş spektrumdan elde edilen saçılma azaltılmış iz.

Düzleşmiş spektrum eğrisinden verinin frekans band aralığının 5-70 Hz olduğu daha açık olarak görülmektedir. Başlangıç izi (şekil 53a) üzerinde numaralandırılan olaylar sonuç iz (şekil 53c) üzerinde takip edildiğinde, spektrumun şeklindeki bozulmaların ne

kadar etkili olduğu görülmektedir. Özellikle başlangıç iz üzerindeki 5 nolu yansıma olayının belirgin bir şekilde düzeldiği açık olarak görülmektedir.



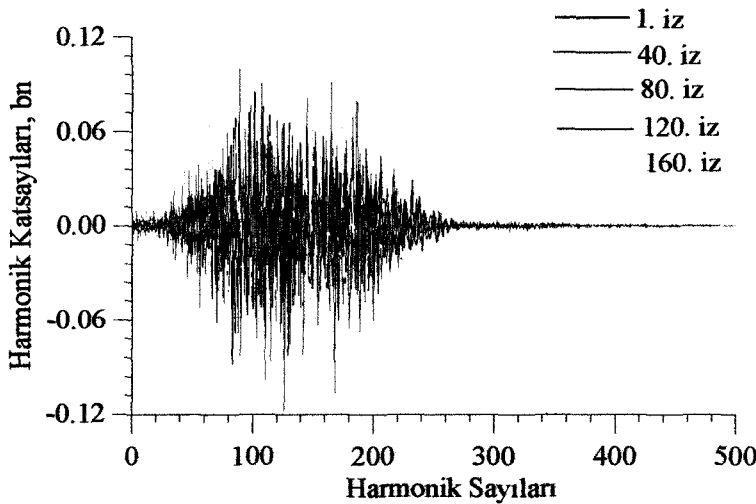
Şekil 54. Şekil 51' de gösterilen yığma verisine spektrum düzleştirilmesi uygulandıktan sonra elde edilen yığma verisi

Böylece spektrum düzleştirilmesi şekil 51' deki verinin tümüne bir $F(x, f)$ Fourier dönüşümü yapılarak elde edilebilir. Uygulamada 51 noktalı yuvarlatma işlemi kullanılmıştır. Buna göre elde edilen sonuç kesit şekil 54' de verilmiştir. Zarf ve NTG

kesitleri şekil 54' deki kesit üzerinden yapılmıştır. Şekil 51 ve 54' deki kesitler karşılaştırıldığında; şekil 51' deki veri üzerinde görülen aşırı karmaşıklık önemli miktarda giderilmiştir. Düzleştirmeden sonra izlerin ilk kısımlarındaki olaylar Fourier dönüşümünden kaynaklanan önemsiz sayısal kararsızlık hatalarıdır. Özellikle şekil 52 üzerinde belirtilen paketlerin iç kısımlarının düzleştirme işleminden sonra daha anlamlı ve belirgin olduğu görülmektedir.

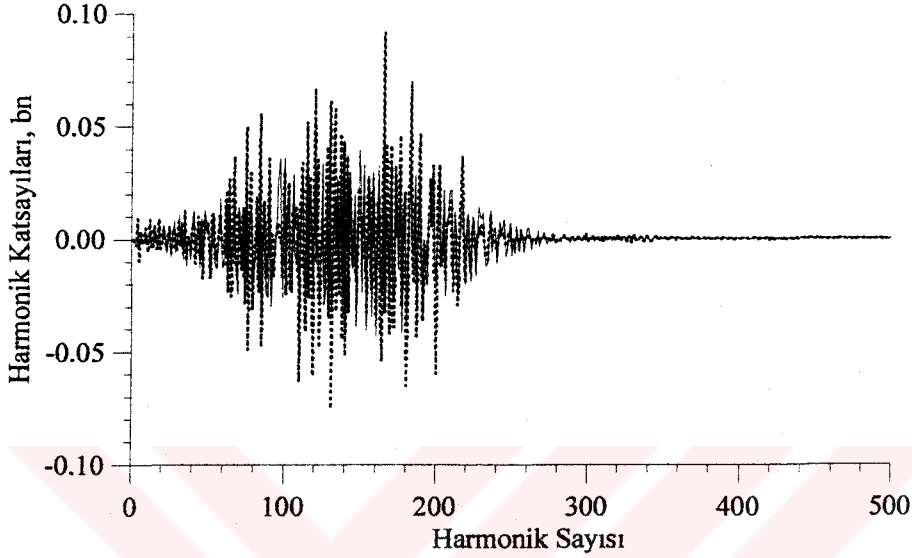
2.4.2. Arazi Verisinin Harmonik Katsayılarının Değişimi

Spektral içeriği belirlemek için kullanılan izler NTG kesitini hesaplamada kullanılan harmonik katsayıların harmonik sayılara göre değişimleri incelenmiştir. Kural olarak eğer verinin frekans bandı tüm izler için yaklaşık aynı aralıkta kalıyorsa, harmonik katsayılarının harmonik sayılarına göre değişimi de yaklaşık aynı kalmalıdır. Şekil 55' de harmonik katsayılarının harmonik sayılarına göre değişimi görülmektedir. Görüldüğü üzere farklı izler için harmonik katsayılarının harmonik sayılarına göre değişimlerinde önemi bir fark yoktur. Buna göre buradan belirlenecek harmonik sayı aralığı bütün veri için kullanılabilir. Şekil 55' deki harmonik katsayılarının kümelenme sınırları harmonik sayı aralığı olarak belirlenebilir. Bu daha önce harmonik sayıların belirlenme kriterine uygun olmaktadır. Ancak bu katsayılar saçılma ve rastgele gürültülerinin etkisinde kalmıştır. Böylece, ikincil bir işlem olan genlik spektrumu düzleştirilmesi sonucunda elde



Şekil 55. Şekil 51' deki yığma verisinden seçilen 1, 40, 80, 120 ve 160 nolu izler için hesaplanmış harmonik katsayılarının harmonik sayılarına göre değişimleri

edilen verilerden hesaplanacak harmonik katsayılarının kullanılması daha uygun olacaktır. Buna göre şekil 53a' da verilen 120 nolu izin spektral olarak düzleştirilmiş izinden hesaplanan harmonik katsayıları ile düzleştirilme olmadan hesaplanan harmonik katsayıların karşılaştırılması şekil 56' da verilmektedir. Şekil 56' dan görüldüğü üzere



Şekil 56. Şekil 53a ve c' deki sismik izlerin (120 nolu) harmonik katsayılarının harmonik sayılarına göre değişimleri. Başlangıç izine (şekil 53a) ait katsayılar noktalı çizgi ve düzleştirme işleminden sonra (şekil 53c) elde edilen katsayılar sürekli çizgi ile gösterilmektedir

sürekli çizgi ile gösterilen harmonik katsayılar daha iyi bir kümelene ve düzgün dağılım göstermektedirler. Böylece NTG kesitinin hesaplanmasında harmonik sayı aralığının belirlenmesi daha güvenilir olacaktır. Buna göre tüm verinin değerlendirilmesinde harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-300$ arasında değişken olarak kullanılabilir. Buradaki sonuca göre verinin tümünde spektrum düzleştirilmesi yapılırsa sonraki işlemler için daha kolaylıklar sağlanır.

Saçılma ve diğer rastgele dağılımlı gürültülerin etkilerinin NTG yöntemi işlemlerinde gerekli parametrelerin seçimiyle bastırıldığı yapay veriler üzerinde gösterilmiş olmasına rağmen, burada bu etkilerin bir ön işlemle daha da indirgenmesi arazi verisinin daha karmaşık bir yapıya sahip olmasıyla alakalıdır. Zarf ve NTG eğrileri zamana göre her bir genlik değerine karşı aşırı duyarlı davranmaktadır. Eğer saçılmalar ve gürültüler düzenli olarak veri içinde bulunursa elde edilen eğriler de yeni bir olay gibi davranabilirler. Bu nedenle bu problemin önüne geçilmeye çalışılmıştır.

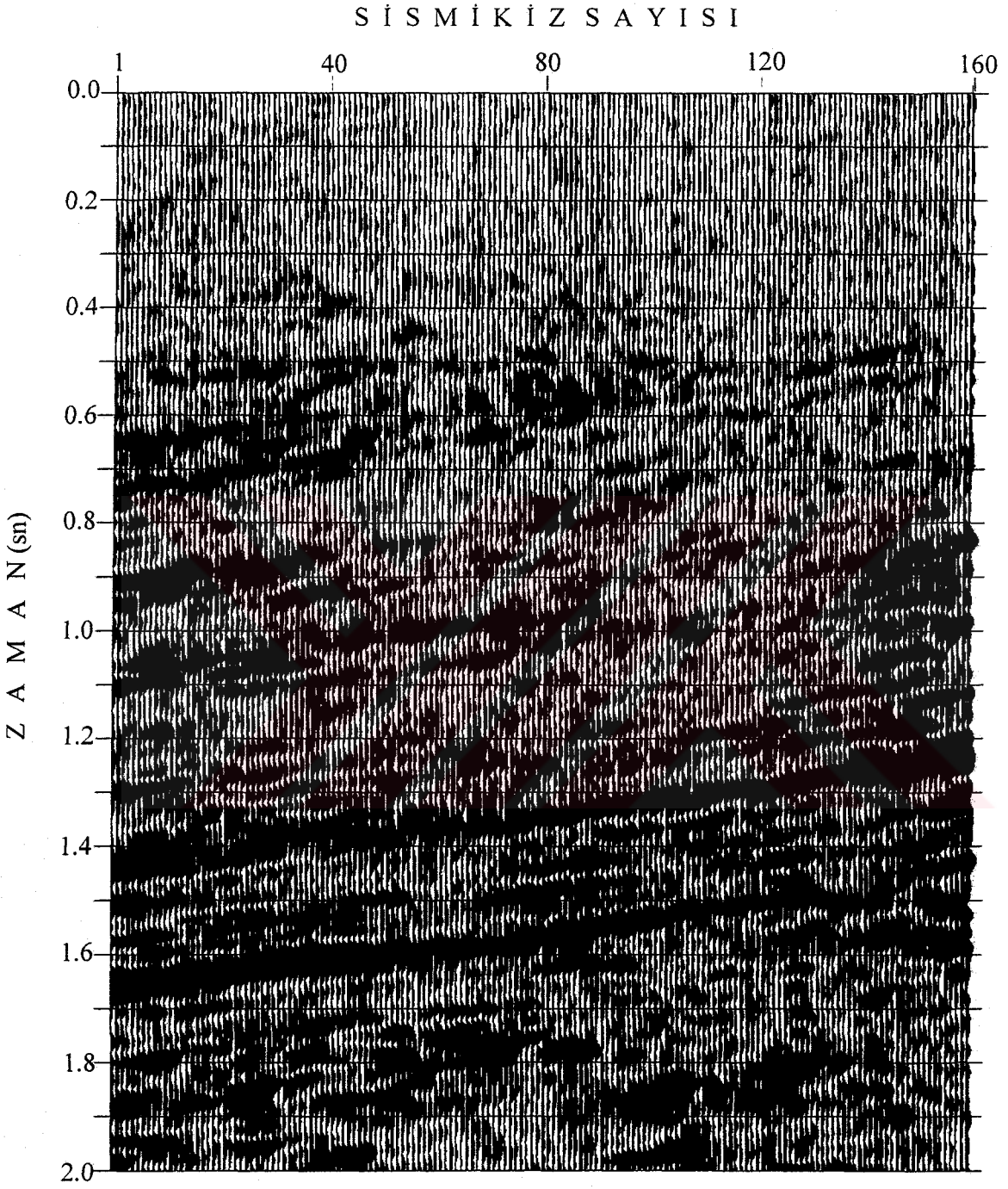
2.4.4. Arazi Verisinin Zarf ve NTG Kesitlerinin Hesaplanması ve Değerlendirilmesi

Şekil 54' deki sismik kesitin incelenmesinde ilk olarak genel ve daha sonra kesit üzerinde seçilen 2 farklı alt veri grubu (profilleri) değerlendirilecektir. Bu alt veri gruplarından 1 nolu grup kamalanma tipi yapıyı göstermesi ve 2 nolu grup girişmiş yansımaları içermesi bakımından problem olarak görülmüş ve değerlendirilmesi düşünülmüştür. Bu alt veri gruplarının seçiminde özel bir sebep yoktur. Ancak yapay olarak test edilen verilerin arazi verisi olması durumunun incelenmesi açısından bu alt veri grupları belirlenmiştir. Burada belirlenen alt gruplarının seçim nedenlerine uyan başka veri grupları kesit üzerinden belirlenebilir. Buna göre şekil 54 üzerinde kare alanlarla gösterilen alt veri gruplarının (profillerin) zaman ve alıcı sınırları,

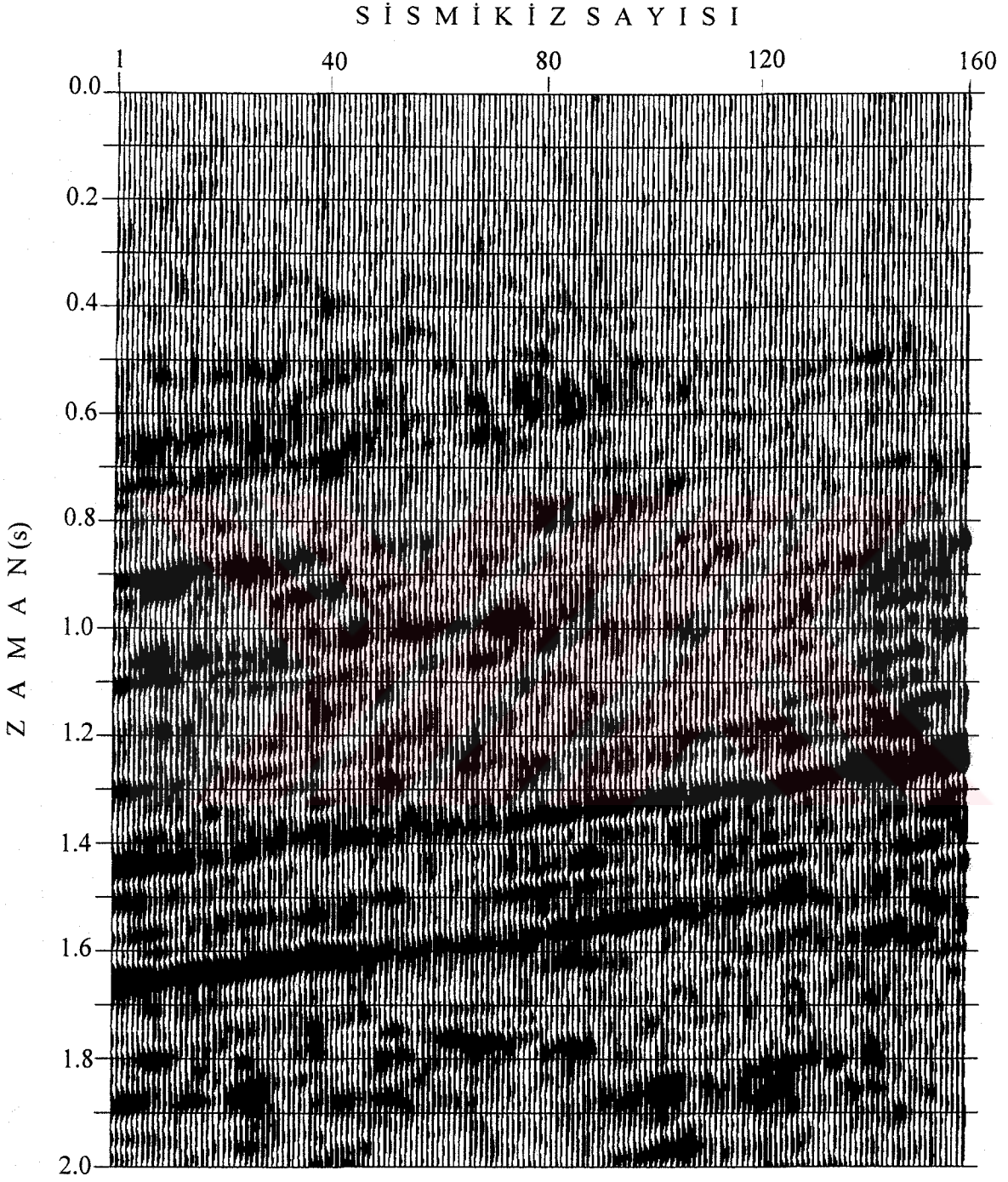
1. alt grup 0.4-0.8 s ve 1-120 nolu alıcılar arası
2. alt grup 1.4-1.6 s ve 111-160 nolu alıcılar

şeklinde dir. Sismik yansımaların zamana göre genlik dağılımlarını görmek için, veriye ilk olarak karmaşık iz analizi uygulanarak elde edilen zarf kesiti şekil 57' de gösterilmiştir. Zarf kesitinden görüldüğü üzere, anlık genlikler yansıma paketlerinin alt ve üst sınırlarında daha süreklidirler. Özellikle 5. paketin sınırlarının çok kesin olarak belirginleşmesi bu paketin ortalama hız değeri ile onu çevreleyen paketlerin ortalama hız değerleri arasında göre oldukça fazla bir fark olduğunu göstermektedir. Ayrıca bu genlik alanları daha yayılmış bir haldedirler. Bununla birlikte başlangıç verisinin (şekil 54) karmaşıklığı zarf kesiti üzerinde de devam etmiştir.

Verideki karmaşıklığı daha basitleştirmek ve böylece hem ayrımlılığı hem de 1 ve 2 nolu alanlarla ilgili daha duyarlı bilgi edinebilmek için şekil 54 ile verilen arazi verisinin NTG kesiti hesaplanmıştır (şekil 58). Harmonik katsayıların harmonik sayılara göre değişimlerinden (şekil 56) elde edilen harmonik sayı sınırları $N_{1,2}=30-300$ ve diğer parametrelerden $\mu=2$, $\eta=1$ ve $X/M=0.02$ olarak kullanılmıştır. Bu parametrelere göre hesaplanan NTG kesiti şekil 58' de gösterilmiştir. NTG kesitinin zarf kesiti ile genel olarak çok iyi bir uyum içinde olduğu açıkça görülmektedir. NTG kesiti başlangıç verisinin karmaşıklığını basitleştirmiş ve anlık genlik bilgisini daha ayrımlı olarak vermiştir.



Şekil 57. Şekil 54' de verilen arazi verisi için Hilbert dönüşümü ile hesaplanmış zarf kesiti

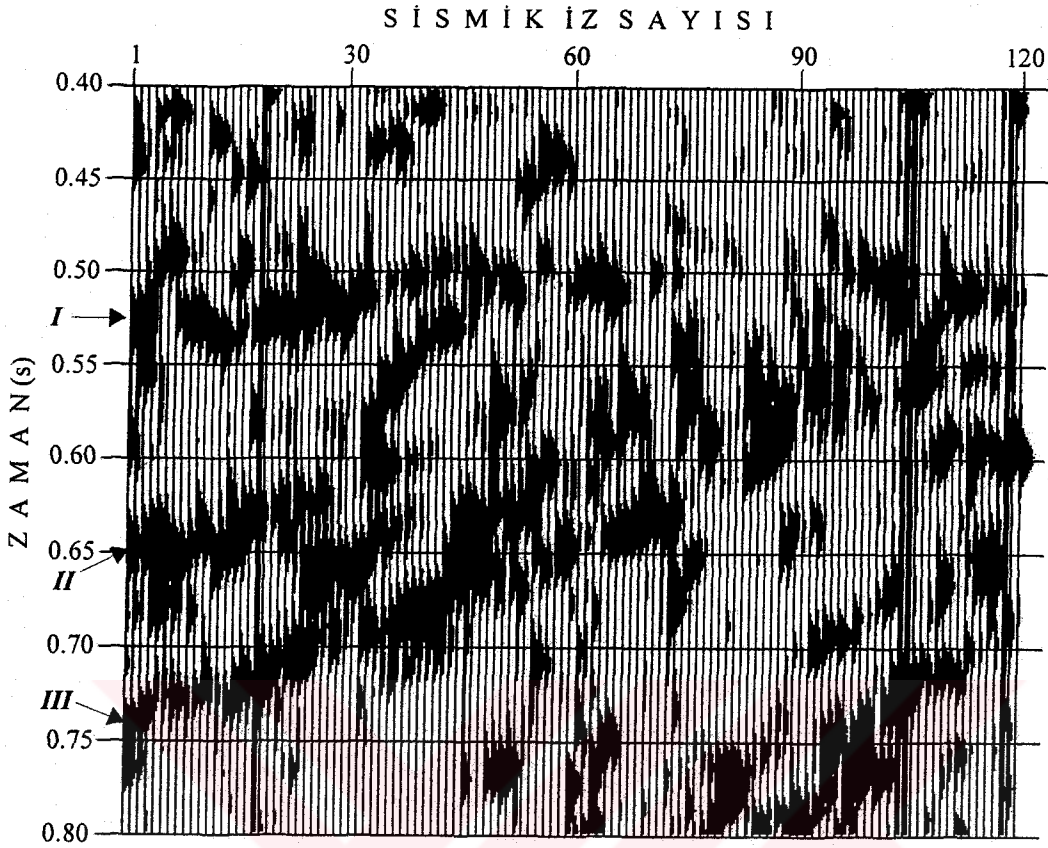


Şekil 58. Şekil 54' de verilen arazi verisi için NTG dönüşümü ile hesaplanan NTG kesiti

Şekil 54 üzerindeki 1 nolu alan açık olarak karasal çökellerin uyumsuz olarak çökmesiyle altan gelen birimleri keserek oluşmuş kama tipi yapıyı göstermektedir (şekil 59). Kesitten siyah boyalı kısımlar dikkate alındığında, üç önemli yansıma görülmektedir. Bunlar şekil üzerinde I, II ve III ile gösterilmiştir. Bu yansıma grupları kama tipi bir yapının sınırlarını göstermektedirler. İşaretlenen yansımaların genlik dağılımları hesaplanan NTG kesitinde görülmektedir (şekil 60). Bu veri grubunda 120 adet iz ve herbir izde 100 örnek vardır. Buna göre NTG kesitinin hesaplanmasında harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-70$, $\mu=2$, $\eta=3$ ve $X/M=0.04$ olarak alınmıştır. Gerçektende, enerji birikimleri kama tipi yapının sınırlarının ortalama gösteriminde daha kesin karar verilmesinde yardımcı olmuştur. Şekil 60' da verilen NTG kesitinde II, II ve III ile gösterilen enerji alanları başlangıç verisi ile uyumludur. Bununla birlikte yüksek oranda bir genlik yoğunlaşması II-III arasında görülmektedir.

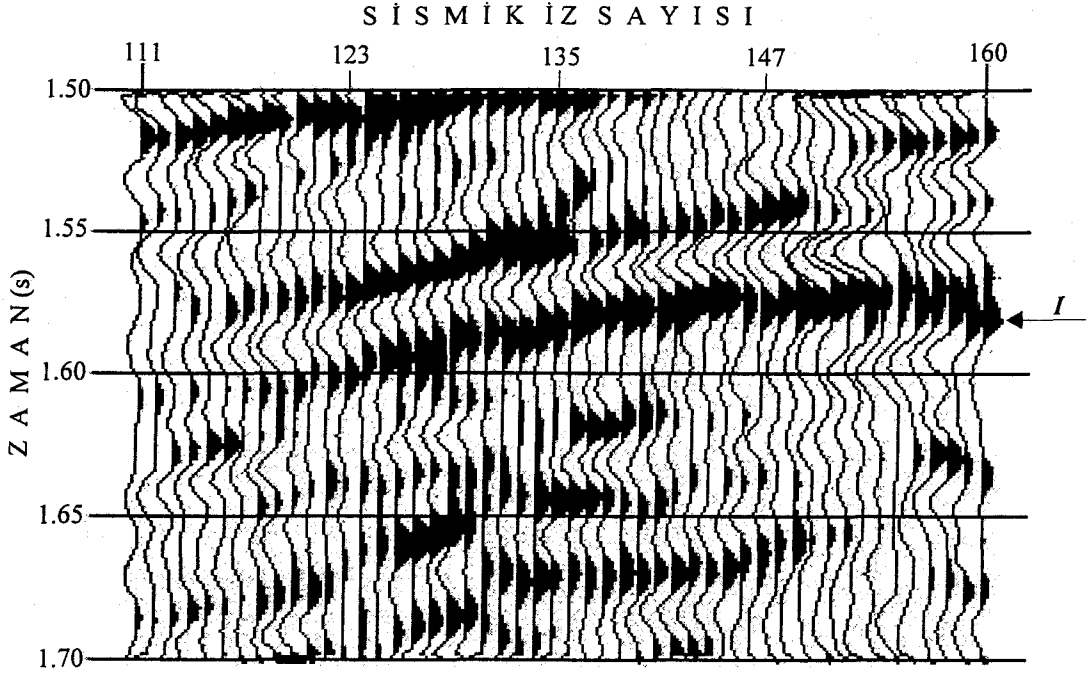


Şekil 59. Şekil 54' den seçilen kama şekilli 1. alt veri grubuna ait kesit ve bu kesit üzerinde kama yapısının şeklini tanımlayan yansıma grupları

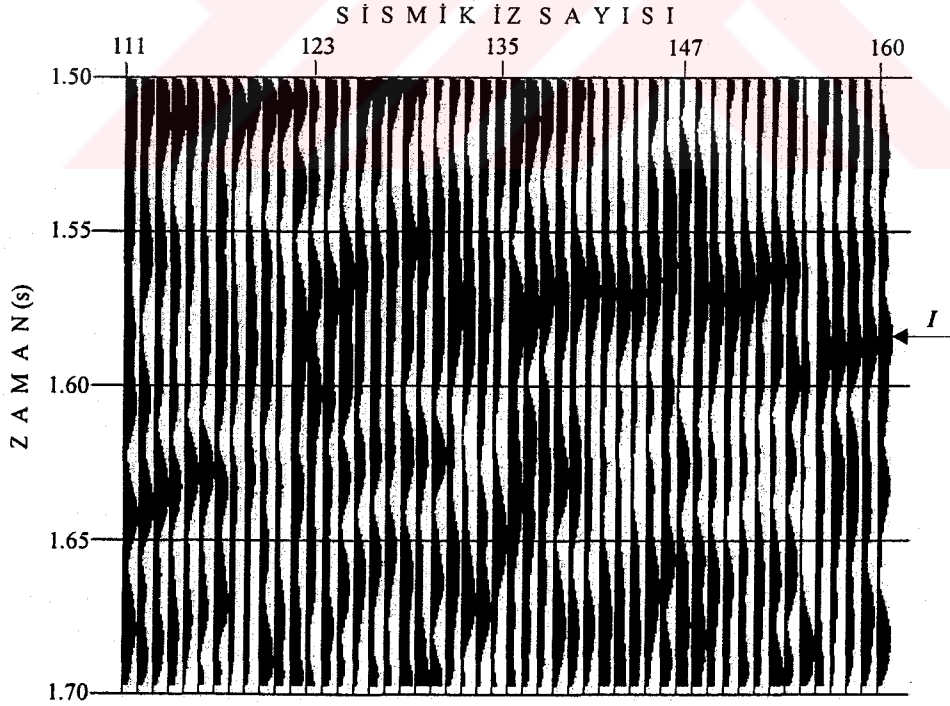


Şekil 60. Şekil 59 da verilen kesit için hesaplanmış NTG kesiti. Oklar ile gösterilen alanlar başlangıç verisindeki ana yansıma alanlarıdır

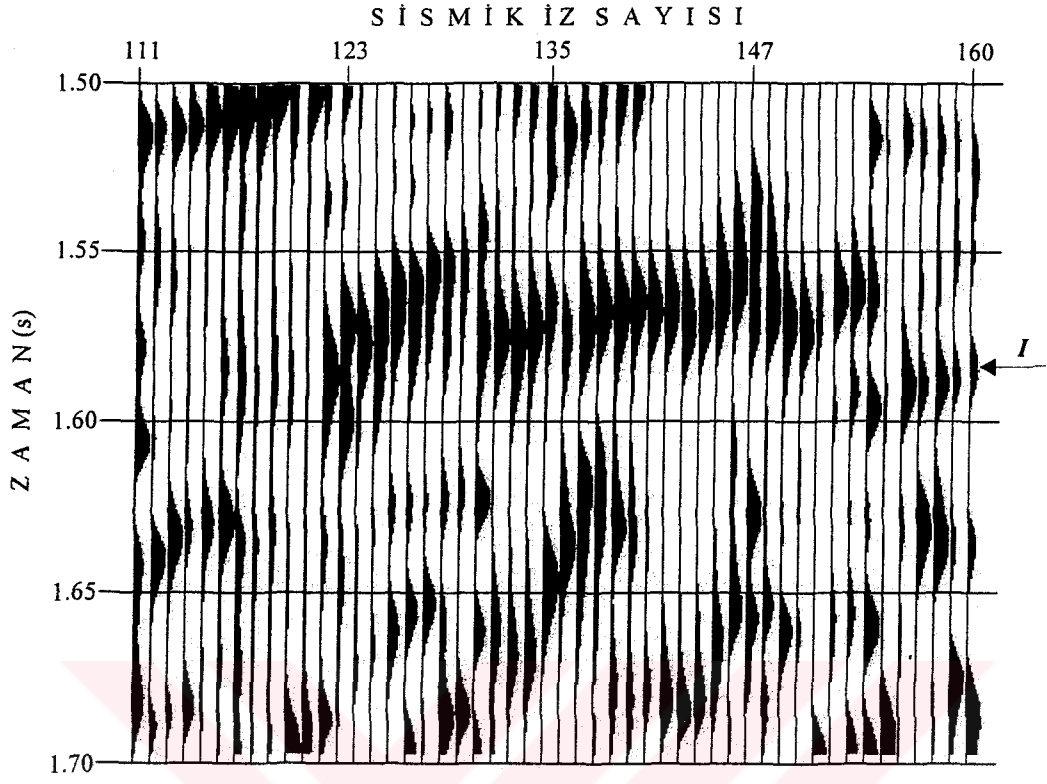
Şekil 54 üzerinde diğer bir alt veri grubu olarak 2 nolu alan seçilmiştir (şekil 61). Bu kesit üzerinde ok (I) ile gösterilen zamanda (~1.58 s ve son iz üzerinde) bir girişim olayı söz konusudur. Dikkat edilirse ~1.55 s deki olayın yan salınımı ile ~1.58 s' deki olan yan salınımı üst üste toplam şeklinde girişmiştir ve güçlü bir yansıma olarak devam etmişlerdir. Bu olayı daha iyi açıklamak için zarf ve NTG kesitleri hesaplanmıştır. Hesaplanan zarf kesiti üzerinde problem olarak gösterilen kısım yeterince açık değildir (şekil 62). Bununla birlikte bir çok olayın zarf eğrileri üst üste gelmiştir. Böylece ok ile gösterilen olayın karmaşıklığı açıklanamamıştır. Bu kesit için hesaplanan NTG kesitinden ok ile gösterilen yansımanın devamı açık olarak görülmektedir (şekil 63). Hesaplama harmonik sayı aralığı $N_{1,2}=1-40$, $\mu=2$, $\eta=3$ ve $X/M=0.04$ olarak kullanılmıştır. NTG kesiti zarf kesitine göre daha basit ve ayrımlıdır. Öyle ki ~1.58 s' deki olayın maksimumu netleşmiştir.



Şekil 61. Şekil 54' den seçilmiş girişimli yansıma olayını içeren 2 nolu kesit. Ok ile gösterilen yansıma girişimlidir



Şekil 62. Şekil 54' den seçilmiş girişimli yansıma olayını içeren 2 nolu kesitin hesaplanmış zarf kesiti



Şekil 63. Şekil 54' den seçilmiş girişimli yansıma olayını içeren 2 nolu kesitin hesaplanmış NTG kesiti

3. BULGULAR VE İRDELEME

NTG yönteminin kullanımı ile sismik verilerin değerlendirilmesi amacıyla yapılan çalışmada elde edilen bulguları ve bulguların tartışılması aşağıdaki gibi sıralanabilir.

1) Matematiksel olarak sismik dalga alanının özel bir tanımlaması Fourier serilerinin $(0, T)$ aralığında yalnız sinüslü terimli kullanılarak yapılmasının yeterli olduğu görülmüştür. Sinüs serileri ile yaklaşıtırlan başlangıç fonksiyonu analitik değildir. Ancak bu fonksiyonun türevleri ile oluşturulan karmaşık fonksiyonun bileşenleri Cauchy-Riemann analitiklik denklemleri irdelenmiş ve bu karmaşık fonksiyonunun analitik olduğu gösterilmiştir.

2) Sismik izlerin NTG yöntemiyle işlenmesinde Fourier sinüs serileri ile yapılan analitik yaklaşım sayesinde hesaplanan tam gradyan değerlerinin zamana göre çizimlerinin sismik izin zarfını gösterdiği ve fiziksel olarak bu zarf değerlerinin de zamana göre sismik izin enerjisinin değişimini gösterdiği belirlenmiştir.

3) NTG yöntemiyle hesaplanan zarf eğrileri (NTG eğrileri), Taner vd. (1979) tarafından geliştirilen sismik izlerin geleneksel karmaşık iz uygulamalarından hesaplanan zarf eğrileri ile aynı fiziksel anlamı taşıdıkları belirlenmiştir. Karmaşık iz uygulamasında başlangıç fonksiyonun kendisi ve Hilbert dönüşümü ile hesaplanmış sanal bileşeni kullanılırken, NTG dönüşümünde başlangıç fonksiyonun türevleri kullanılmıştır. Fonksiyonun türevlenmesinden dolayı NTG eğrilerinin daha ayrımlı olduğu görülmüştür.

4) NTG yönteminin matematiksel temelini oluşturulan iki ilave fonksiyonun K_F ' in (süzgeçleme fonksiyonu) ve Q (Lanczos karalılık fonksiyonun)' nun kullanım özelliklerinin sismik izlerde belirlenen problemlerin şartlarına bağlı olarak belirlenmesi gerektiği belirlenmiştir. Eğer sismik iz soğurmanın etkisinde ve yüksek oranda girişimin etkisinde kalmış ise K_F fonksiyonu X/M ' in alacağı değerlere göre kullanılmasının iyi sonuçlar verdiği görülmüştür. Bununla birlikte, burada X/M değerinin belirlenmesi önemli olmuştur. Bunun için bu oran değerinin harmonik sayısının üst değerine ve M değerine bağlı olarak tercih edilmesi gerektiği belirlenmiştir. Buna göre;

$$X/M \leq 0.1-0.3$$

ilişkisi belirlenmiş ve bütün uygulamalarda bu ilişki temel alınmıştır. Harmonik sayısının üst sınırı çok çok yüksek seçildiği durumlarda X/M oranını azaltılması gerektiği nedenleri ile birlikte ifade edilmiştir.

5) K_F fonksiyonu üstel olduğundan dolayı hızlı bir şekilde çok yüksek değerlere ulaştığı görülmüştür. Bu durum yüksek harmonik sayılarında sayısal karasızlıkların oluşmasına neden olabilir. Ayrıca, sonlu sayıda harmoniğin kullanımından kaynaklanan Gibbs etkileri de istenmeyen olayların oluşmasına neden olabilir. Bu problemlerin önüne geçilebilmesi için Lanczos (Q) kararlılık fonksiyonu kullanımının zorunlu olduğu görülmüştür.

6) K_F ve Q fonksiyonlarının birlikte kullanımının harmonik ortamda bant geçişli bir süzgeç gibi davrandığı görülmüştür. Böylece çok düşük ve yüksek harmoniklerdeki gürültüler indirgenmiştir.

7) Harmonik sayılarının alt ve üst sınırlarının kullanımının NTG eğrilerinin daha ayrımlı şekilde hesaplanmasını sağlamıştır. Harmonik sayılarının sınırlarının belirlenmesinde, veri sayısına göre harmonik katsayılarını değişimi incelenmiştir. Katsayılar kümesinin alt ve üst sınırları harmonik sayılarının alt ve üst sınırı olarak kullanılması yeterli olmuştur. Eğer bir sismik kesit inceleniyor ise, bu kez verinin içinden seçilecek bir iz üzerinde bir test yapılarak belirlenen sınırlar tüm kesitin değerlendirilmesinde kullanılmasının uygun olduğu gösterilmiştir. Bununla birlikte, yapılan uygulamalardan harmonik sayılarının alt ve üst sınırlarının seçiminde en genel haliyle aşağıdaki ilişki belirlenmiştir.

$$0.1 M \leq N_{1,2} \leq (0.6-0.8) M \quad M \text{ veri sayısı}$$

8) NTG eğrilerinin hesaplanmasında normalizasyonun rastgele gürültüleri bastırmada ve eğri yüzeylerini daha pürüzsüz yapmada etkili olduğu görülmüştür. Bununla birlikte, normalizasyon yapılarak verinin tüm değerleri arasında iyi bir denge sağlandığı görülmüştür.

9) G_N operatörünün derecesi olan η parametresinin NTG eğrilerinin ayrımlılığında etkin olduğu belirlenmiştir. Bu parametrenin 1 değerinden büyük değerlerde kullanılması NTG eğrilerinin daralmasını ve pik halini almasını sağladığı tespit edilmiştir. Ayrıca, dalgacığın yan salınımlarının etkileri de azaltılmıştır.

10) NTG yöntemi girişimli sinyallerin zarf eğrilerinin ayrımlanmasında çok başarılı sonuçlar vermiştir. Yatay ve ince tabakalı ortamlar için hesaplanan sismik izlerin NTG yöntemiyle elde edilen NTG eğrilerinin karmaşık iz uygulamasında elde edilen zarf eğrilerine göre daha ayrımlı olduğu görülmüştür. Çökel havzalarda sıklıkla karşılaşılan pastırma, kama ve iç içe kama tipi yapılar için hesaplanan kesitlerin hesaplanan NTG kesitleri üzerinden arayüzeylerin işaretlenmesi daha kolay olmuştur. Problemin şartlarına göre alt profil seçilerek yapılan işlemlerde NTG eğrilerinin genişliği azaltılarak yansımaların zarflarına ait bilgiler belirlenmiştir. Fay tipi yapı üzerinde yapılan uygulamadan NTG yönteminin saçılmaları bastırıldığını ve saçıcı noktanın daha belirlenmesinde etkin olduğu görülmüştür.

11) Arazi verisinin işlenmesinde yapılan harmonik sayılarının belirlenme testinden $N_{1,2}=1-300$ harmonik sayı aralığı belirlenmiştir. Bu aralıkta katsayıları iyi bir kümelenme göstermişlerdir. Ancak arazi verisi saçılmaları içerdiği için, bu saçılmalar katsayılar üzerinde etkili olmuştur. Bu etkileri indirmek için harmonik sayı aralığı alttan sınırlandırılmıştır ve uygulamada $N_{1,2}=30-300$ olarak kullanılması yeterli olmuştur. Herbir saçılma ayrı bir harmonik bileşen olduğu için bu saçılmaların etkisini azaltmak için, ön işlem olarak başlangıç verisine genlik spektrumunu düzleştirici biri işlem uygulanmıştır. Bunun nedeni, karmaşık iz uygulaması ile NTG uygulamasını eşit şartlarda değerlendirmektir. Uygulamalardan NTG kesitlerinin karmaşık iz uygulamasından elde edilen zarf kesitine göre daha basitleştiği görülmüştür. Arazi verisi üzerindeki güçlü yansımalara ait enerji alanları daha net olarak ortaya çıkarılmıştır.

12) 1. alt veri grubu üzerinde NTG uygulaması sonucunda enerjilerin yoğunlaştığı kısımlar kama yapılarının sınırlarını oluşturmuştur. Başlangıç verisi üzerinde arayüzey sınırlarına ait bilgiler net değil iken, NTG kesitinde bu bilgiler açığa çıkmıştır. 2. alt veri grubunda işaretlenen zamandaki girişim NTG yöntemi ile hesaplanan kesit üzerinde belirginleşmiştir.

4. SONUÇLAR

Sismik izlerin zaman bağımlı anlık genlik veya enerji eğrilerinin hesaplanması çalışmalarına alternatif olarak sunulan NTG yöntemi sismik verilerin değerlendirilmesinde çok detaylı bir geçmişe sahip değildir. Fakat farklı modeller üzerinde yapılan uygulamalarda başarılı sonuçlar vermesi dolayı, sismik yorumlamada bir sismik nitelik hesaplama yöntemi olarak kullanılması uygun görülmüştür. Bununla birlikte, hem sismik izlerin farklı bir ortamda değerlendirilmesi için bir dönüşüm uygulaması ve hem de sismik izlerden yansımalara ait anlık genlik bilgisinin daha belirgin bir şekilde ortaya çıkarılması açısından faydalıdır. Böylece NTG yöntemiyle hesaplanan NTG eğrileri sismik yorumda faydalı olabilecek yeni bir *gradyan niteliği* (attribute) olarak kullanılabilceği belirlenmiştir.

Yöntemin asıl teorisi potansiyel alan verilerinin (gravite, manyetik) kararlı bir şekilde aşağıya doğru analitik uzanımı için geliştirilmiş olsa da sismik verilerin değerlendirilmesinde de belirli ve uygun sınırlamaların yapılması durumunda kullanılabilceği sentetik izler üzerine yapılan uygulamalardan görülmüştür. Yöntemin matematik temelini Fourier sinüs serilerinin kullanımının teşkil etmesi, sismik verilerin zaman ortamında bir harmonik analizine imkan vermiştir. Fourier sinüs serileri ile tanımlanan başlangıç fonksiyonun (dalga alanı olarak düşünülmüştür) türevleri ile oluşturulan G_N operatörü sismik verinin bir vektör olarak değerlendirilmesini sağlamıştır. Sismik izlerin toplam enerjileri G_N operatörü ile karakterize edilmiştir. Operatörün başlangıçta tanımlanan fonksiyonun kendisi yerine türevleriyle oluşturulması, geleneksel olarak kullanılan analitik sinyal uygulamasını desteklemiştir. Uygulamalarda harmonik sayı aralığının seçimi ile sismik veriye aynı zamanda bant geçişli harmonik bir süzgeç uygulanmıştır. Lanczos kararlılık teriminin eğriliğini belirleyen μ parametresinin uygun kullanımları ile yüksek harmonik sayılarında oluşabilecek sayısal bozulmalar azaltılmıştır. Bununla birlikte, hesaplanan NTG eğrilerinin alanlarının daralmasını ve eğrilerin yüzeylerinin pürüzsüz olmasını sağlayan η parametresinde uygun kullanımı ile yansıma genlikleri pik haline getirilmeye çalışılmıştır. Hesaplamalar verinin tamamı için yapılabileceği gibi seçilen bir parçası içinde yapılabilmektedir. Bu şekilde ki hesaplamalar verinin tamamını değerlendirmeye göre daha net ve iyi sonuçlar verdiği görülmüştür.

Sismik ayrımlık için önemli bir problem teşkil eden yansımaların girişimi ve enerji dağılımları yapay ve arazi veriler üzerinde incelenmiştir. Yapay veriler sismik yansıma girişimlerinin sıklıkla karşılaşıldığı uygun jeolojik ortam modellerinden basit konvolüsyon yöntemiyle hesaplanmıştır. Jeolojik modeller tabaka kalınlığı ve dalga boyu (tabaka hızı ve kullanılan dalgacığın merkez frekansı) ilişkisine göre düzenlenmiştir. Hesaplanan sismik izler üzerinde yansıma dalgacıklarının girişim dereceleri farklıdır. Bu girişmiş yansıma dalgacıklarına ait bilgiler anlık genlik eğrileri NTG yöntemiyle hesaplanarak sağlanmaya çalışılmıştır. Elde edilen sonuçlar geleneksel karmaşık iz analizi sonucunda elde edilen anlık genlik eğrileri ile ayrımlık bakımından karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmalardan, NTG yöntemiyle hesaplanan anlık genlik eğrileri karmaşık iz ile hesaplanarlardan çok daha ayrımlı olduğu görülmüştür. Kama tipi hazne yapılarında karşılaşılan tabaka incilmesi (tunning) etkisi sonucunda oluşan girişmiş yansıma dalgacıklarının NTG yöntemiyle karmaşık iz analizine göre çok daha iyi tanımlanabildiği görülmüştür. Fay tipi yapılardan kaynaklanan saçılmaların etkileri azaltılarak saçıcı yüzeyle ilgili açık bilgiler elde edilmiştir. Yansıma ile aynı karakterde olan saçılma dalgalarının etkilerinin frekans süzgeçleri yerine, harmonik sayılarının sınırlamasıyla yapılacak bir süzgeçle daha iyi azaltılacağı sonucuna varılmıştır.

Arazi verisi NTG yöntemiyle incelenerek yansımalara ait enerji alanları başlangıç verisine göre basite indirgenmiştir. Karmaşık zarf kesiti başlangıç verisi üzerindeki tüm olayların (yansıma, gürültü ve saçılma) etkisini taşıırken NTG kesitlerinde bu olaylara ait etkiler indirgenmiştir. Arazi verisi üzerinde belirlenen girişimli bir yansıma için hesaplanan NTG kesiti üzerinde aranan yansımaya ait enerji alanının daha net bir şekilde ortaya çıktığı görülmüştür.

Yansımalara ait anlık genlik eğrilerinin sınırları ve maksimum pikleri NTG yöntemiyle daha kesin olarak hesaplanmıştır. Bununla birlikte sismik izler üzerinde görülemeyen çok küçük bir yansıma olayı, NTG yöntemiyle hesaplanan anlık genlik eğrileri üzerinde açık olarak belirlenebilmiştir. NTG yöntemiyle anlık genlik eğrilerinin yüzeyleri normalizasyondan dolayı pürüzsüz bir şekilde hesaplanmıştır. İnce tabakalı ortamlarda meydana gelen sismik girişimden dolayı bozulan ayrımlılık için NTG genlik eğrileri girişmiş yansımalar hakkında önemli fikirler verdiği tespit edilmiştir.

5. ÖNERİLER

NTG yönteminin sismik verilerin işlenmesinde kullanımı ile ilgili literatür bilgisi yalnızca Rusça çalışmalardan elde edilebilmiştir. Bu çalışmalarda da matematiksel açıdan yöntemin kullanımını belirleyen parametreler ilgili bilgilerden ziyade, elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir. Bu çalışmada K_F , Q fonksiyonları, harmonik sayılarının belirlenmesi ve μ ve η parametreleri ilgili incelemeler yapılmış belirli kriterler belirlenmiştir. Bu nedenle her bir fonksiyonun ve parametre problemin şartlarına göre yeniden değerlendirilmeli ve kullanımlarında dikkatli olunmalıdır.

NTG yöntemi sismik verilerin incelenmesinde yeni olduğu için Fourier sinüs harmonik katsayıları yöntemin teorisinde verildiği şekliyle trapez toplam yöntemiyle hesaplanmıştır. Ancak bu katsayıların hesaplanmasında hata miktarını daha aza indiren ve daha küçük harmonik sayılarında sonuca ulaşan farklı yöntemler kullanılarak elde edilen sonuçlar değerlendirilmelidir.

Bu çalışmada NTG yöntemi çoğunlukla zarf (veya enerji eğrilerinin) eğrilerinin düşey yönde ayrımlılığını artırmak için kullanılmıştır. Ancak tabakaların yanal yöndeki değişimleri NTG eğrilerinin aynı seviye için yanal yöndeki değişimleri ile incelenebilir. Yöntemin fay tipi yapıların saçıcı yüzeylerini belirlemedeki etkinliği daha detaylı incelenebilir.

NTG eğrileri petrol ve gaz hazneleri üzerinden alınmış veriler için değerlendirilirse daha açıklayıcı sonuçlara ulaşılabilir. Bununla birlikte petrol ve gaz içerikli tabakalardan alınan yansımalarla petrol ve gaz hazneleri üzerinden alınmayan yansımaların NTG eğrileri farklı X/M değerleri için değerlendirilerek yöntemin doğrudan bir hidrokarbon belirleme yöntemi olarak kullanılabilirliği araştırılmalıdır. Özellikle karmaşık iz nitelikleri ile birlikte kullanıldığında, sismik verinin ait olduğu ortamla ilgili daha kesin sonuçlar elde edilebilir.

6. KAYNAKLAR

- Akhmedov, T. R., Bahtiyarov, R. E., Abdullayev, E. N., 1993, Use of Wave Velocities and Full Gradient of Seismic Records During Investigation of Non-Uniformities of Geological Medium (in Russian), Azerbaijan Oil Industry, 7-8, 31-36.
- Aki, K., Richards, P., 1980, Quantitative Seismology, Freeman, Vol 1, San Francisco.
- Alam, A., Caragounis, P., Matsumoto, S., Hurst, C., 1995, Reservoir Classification with Seismic Attributes, EAGE 57th Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, A037, May 29-June 2, Glasgow.
- Ampilov, I. P., Arts, R. J., 1998, Reservoir Study Using Factor Analysis and Supervised Cluster analysis of Seismic Attributes, 60th EAGE Meeting, Extended Abstract, P135, Leipzig.
- Anstey, N. A., 1964, Correlation Techniques-A review, Geophysical Prospecting, 12, 355-382.
- Anstey, N. A., 1977, Seismic Interpretation, The Physical Aspect, Internal Human Research Development, Cooperation, USA.
- Arts, R. J., Ampilov, Y. P., 1999, Enhancement of A Flat Spot From Seismic Data Using Multi-Attribute Analysis, EAGE 61st Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, P5-10, June 7-11, Helsinki.
- Aydın, A., 1997, Gravite Verilerinin Normalize Edilmiş Tam Gradyan, Varyasyon ve İstatistik Yöntemleri İle Hidrokarbon açısından Değerlendirilmesi, Model Çalışmalar ve Hasankale-Horasan (Erzurum) Havzasına Uygulanması, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Babich, V. M., Bildarev, V. S., 1972, Asymptotic Methods in Problems of Shot Wave Diffraction (in Russian), Moscow, Nauka.
- Banorich, M. S., Bridges, S. R., 1992, The Seismic Sequence Attribute Map (SSAM); 62nd Annual Internat Mtg., Soc. Expl. Geophys., Extended Abstract, 92, 227-230.
- Banorich, M. S., 1994, The Seismic Sequence Attribute Map (SSAM); 56th Mtg. Euro. Assoc. Expl. Geophys., Extended Abstract, H042, Vienna.

- Barnes, A. E., 1990, Analysis of Temporal Variations in average Frequency and Amplitude of COCRP Deep Seismic Reflection Data, 60th Annual International Meeting, SEG, Extended Abstracts, 1153-1556.
- Barnes, A. E., 1992, Instantaneous Spectral Bandwidth and Dominant Frequency with applications to Seismic Reflection Data, Geophysics.
- Barnes, A. E., 1994, Theory of Two-Dimensional Complex seismic Trace Analysis, 64th Annual International Meeting, SEG, Extended Abstracts, 1580-1583.
- Barnes, A. E., 2000, Weighted Average Seismic attributes, Geophysics, 65, 275-285.
- Bath, M., 1968, Mathematical aspects of Seismology, Elsevier.
- Bath, M., 1974, Spectral Analysis in Geophysics, seismology Institute, University of Uppsala, Sweden.
- Baysal, E., 1984, Sismik Veri İşlem, TPAO, Ankara.
- Bereskin, V. M., Kriçek, M. A., Kunarov, A. A., 1978, Using Geophysical Methods for Direct Oil Exploration, Nedra, Moskow.
- Bereskin, V. M., 1988, Method of The Total Gradient in Geophysical Prospecting (in Russian), Nedra, Moskow.
- Berkhout, A. J., 1973, On the Minimum-Length Property of One sided signals, Geophysics, 38, 657-672.
- Blakely, R. J., 1995, Potential Theory in Gravity and Magnetic applications, Cambridge University, USA.
- Bodine, J. H., 1984, Waveforms Analysis with Seismic Attributes, 54th Annual International Meeting Society of Exploration Geophysics, Extended Abstracts, S9.1, Atlanta.
- Bodine, J. H., 1986, Waveforms Analysis with Seismic Attributes, Oil and Gas Journal, 9, 59-63.
- Bracewell, R. N., 1965, The Fourier Transform and Its Application, Mc-Graw Hill Book Company, 2nd Edition, USA.

- Brown, A. R., 1996, Interpreter' s Corner-Seismic Attributes and Their Cassification, Leedin Edge, 15, 10, 1090.
- Canitez, N., Yaramancı, U., Özdemir, H., 1987, Spectral analiz ve Jeofizik Uygulamaları, TMMOB Jeofizikçiler Odası, Eğitim Yayınları, No. 1, Ankara.
- Cerveny, V., 1971, Ravindra, R., Theory of Seismic Head Waves, Univerity of Toronta Press, Canada.
- Churchill, R. V., Brown, J. W., Verhey, R. F., 1960, Complex Variables and Applications, McGraw-Hill Book Co., Inc.,
- Ciancara, B., Marcak, H., 1979, Geophysical Anomaly Interpretation of Potensial Fields by means of Singular Points Method and Filtering, Geophysical Prospecting, 27, 251-260.
- Clearbout, J. F., 1976, Fundamentals of Geophysical Data Processing with applications to Petroleum Prospecting, Mc Graw-Hill Book, USA.
- Cohen, L., 1989, Time-Frequency Distrubition- A Review, Proceeding IEEE, 77, 941-981.
- Combois, G., Stoffa, P. L., 1990, Surface Consistent Phase Decomposition, Expanded Abstracts, 60th Annual International Meeting of SEG, San Francisco.
- De Voogd, N., Rooijen, H., 1983, Thin-Layer Response and Spectral Bandwith, Geophysics, 48, 1, 12-18.
- Elisseyeva, I. S., 1973, Application of Method G^N for The Study of Density Boundaries, Applications of The Geophysics, 78, Nedra, Moskow.
- Elisseyeva, I. S., 1982, Methodical Rules for The study of The Distrubition of Density Inhomogenities in Earth' s Crust Based on The Results Obtained From Gravity, Mineralogy of Geology, VINI Geofizika, Moskow.
- Elisseyeva, I. S., Volkhonin, V. S., 1979, Investigation with Using The Normalized Full Gradient Method Geological Crust of Vilnyuyskoy Sineklizi, Geofizika, 85, 85-93.
- Farnbach, J. S., 1975, The Complex Envelope in Seismic Signal Analysis, BSSA, 65, 951-962.
- Felsen, L. B., Markuvitz, N., 1973, Radiation and Scattering of Waves, Prentice-Hall, Inc., UK.

- Frijns, D., 1997, The Use of Envelopes in Seismic Processing, M.Sc. Thesis. Laboratory of Seismics and Acoustics, Department of Applied Physics, Delft University of Technology, Netherlands.
- Gabor, D., 1946, Theory of Communication, J. I. E. E. (London), 95, 3, 429-457.
- Gallagher, J. W., Kumpas, M. G., Kemp, A. C., 1996, Seismic Attribute Analysis- A Prestack and Poststack Interpretation Tool, EAGE 58th Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, P036, June 3-7, Amsterdam.
- Gataulin, R. M., 1999, Seismic Trace Shape analysis and Preliminary Estimation of Input Data, EAGE 61st Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, P022, June 7-11, Helsinki.
- Gelchinsky, B. Y., Karaev, N. A., 1980a, Heterogeneous Seismic Models Formed by Inclusions and Investigation of Wavefields in Them, *Annales de Geophysique*, 36, 519-555.
- Gelchinsky, B. Y., Karaev, N. A., 1980b, Theoretical and Model Investigation Waves Scattered by Qasithin Bodies of Arbitrary Shape, *Annales de Geophysique*, 36, 509-518.
- Gelchinsky, B., Landa, E., Shtivelman, V., 1985, Algorithms of Phase and Group Correlation, *Geophysics*, 50, 4, 596-608.
- Gochioco, L. M., 1992, Modeling studies of Interference Reflections in Thin Layered Media Bounded by Coal Seams, *Geophysics*, 57, 9, 1209-1216.
- Haq, B. U., Hardabol J., Vail, P. R., 1988, Mesezoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change, in Lidz, B. H., (Ed.): *SEPM Special Publication No. 42*, 71-108.
- Hardage, B. A., Carr, D. L., Lancaster, D. E., Simmons, J. L., Hamilton, D. S., Elphick, R. Y., Oliver, K. L., Jhons, R. A., 1997, 3-D Seismic Imaging and Seismic attribute Analysis of Genetic Sequences Deposited in Low-accommadition Conditions, *Geophysics*, 61, 5, 1351-1362.
- Harmurt, H. F., 1972, *Transmission of Information by Orthogonal Functions*, Springer Verlag, 2nd Edition, USA.
- Hesthammer, J., Fossen, H., 1997, The Influence of Seismic Noise in Structural Interpretation of Seismic Attribute Maps, *Fisrt Break*, 15, 209-219.

- Hsu, H. P., 1984, *Fourier Analysis, Revised Edition*, Simon and Schuster, Newyork.
- Kallweit, R. S., Wood, L. C., 1982, The Limits of Resolution of Zerophase Wavelets, *Geophysics*, 47, 1035-1046.
- Karşlı, H., Gelişli, K., 1999, Analysis of Seismic Traces by Normalized Full Gradient (NFG) Method, 2nd balkan Geophysical Congress and Exhibition, Extended Abstracts Book, July 5-9, İstanbul.
- Karşlı H., 2000, Normalized Total Gradient (NTG) Curves as amplitude anomalies, III Azerbaijan International Geophysical Conference, Abstract Book, P185, October 19-21, Baku.
- Keller, J. B., Rubinow, S., 1960, Asymptotic Solution of Eigenvalue Problems, *annals of Physics*, 9, 24-25.
- Klem-Musatov, K. D., 1980, *Theory of Edge Waves and Its application in Seismic* (in Russian), Nauka Press, Novosibirsk.
- Knapp, R. W., 1990, Vertical Resolution of Thick Beds, Thin Beds and Thin-Bed Cyclothem, *Geophysics*, 55, 9, 1183-1190.
- Kohoen, T., 1984, Integrating seismic Facies and Petro-acoustic Modelling, A Case Study in the Frio Channel Sands, *World Oil Gaz Magazine*.
- Kreyszing, E., 1993, *Advanced Engineering Mathematics*, 7th Edition, Jhon Wiley and Sons, Inc., Newyork.
- Levin, M. J., 1964, Instantaneous Spectra and ambiguity Functions, *IEEE Trans. Information Theory*, IT-10, 95-97.
- Makarov, V. V., Muhsin, I. A., Taratyn, E. A., Frolov, B. K., 1996, Frequency-Time Analysis-A tool for Geologic Interpretation, EAGE 58th Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, X007, June 3-7, Amsterdam.
- May, B. T., Hron, F., 1978, Synthetic seismic Sections of Typical Petroleum Traps, *Geophysics*, 43, 6, 1119-1147.
- Mazotti, A., 1991, Amplitude, Phase and Frequency versus Offset applications, *Geophysical Prospecting*, 39, 863-886.

- Meckel, L. D., Nath, A.H., 1977, Geologic Considerations for Stratigraphic Modeling and Interpretation: AAPG Memoir 26, 417-438.
- Meissner, R., Meixner, E., 1969, Deformation of Seismic Wavelets by Thin Layers and Layered Boundaries, *Geophysical Prospecting*, 17, 1-27.
- Mitchum, Jr., R. M., 1977, Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, Part One to Eleven in Payton, C. E., (ED.):AAPG, Memoir 26, 49-212, Tulsa, Oklahoma.
- Mohan, N. L., Babu, L. A., 1995, An analysis of 3-D analytic Signal, *Geophysic*, 40, 2 531-536.
- Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., Giard, D., 1982, Wave Propagation and Sampling Theory-Part II: Sampling Theory and Complex Waves, *Geophysics*, 47, 222-236.
- Nabighian M. N., 1974, Additional Comments on the Analytic signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-section, *Geophysics*, 39, 85-92.
- Nabighian, M. N., 1972, The Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section, Its Properties and Use for Automated Anomaly Interpretation, *Geophysics*, 37, 507-517.
- Nabighian, M. N., 1984, Towards a Three-Dimensional Automatic Interpretation of Potential Field Data via Generalized Hilbert Transforms: Fundamental Relations: *Geophysics*, 49, 780-746.
- Neidell, N.S, Poggiagliolmi, E., 1977, Stratigraphic Modeling and Interpretation-Geophysical Principals and Techniques: AAPG Memoir, 25, 389-416.
- Nguyen, M. Q., Mars, J., 1997, Determination of A New Set of 2D Seismic Attributes with Applications to Real Data, EAGE 59th Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, P007, May 26-30, Geneva.
- Ostrander, W. J., 1984, Plane-Wave Reflection Coefficients for Gas Sands at Nonnormal Angles of Incidence, *Geophysics*, 49, 10, 1637-1648.
- Palaz, I., Marfurt, K. J., 1997, Carbonate Seismology, SEG, U.S.A.
- Pasteka, R., 1994, Interpretation of Geomagnetic Data by means of The Method of The Total Normalized Gradient, 56th EAGE Mtg. And Technical Exhibition, Extended Abstract, P008, June, Vienna.

- Pasteka, R., 1996, Properties of The Total Normalized Gradient of Potential Function for The Determination of Source Distributions, Institute of Geophysics, Vienna.
- Payton, C. E., 1997, Seismic Stratigraphy-applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir 26, Bulletin of American Assn. Petr. Geologists, Tulsa.
- Pınar, R., Akçıĝ, Z., 1995, Jeofizikte sinyal Kuramı ve Dönüşümler, TMMOB Jeofizik Mühendisler Odası, Eğitim Yayınları, No. 3, Ankara.
- Pitesov, S., Qogonakov, G., 1982, Komplex İzlerin Dinamik Analizi (Rusça), Application Geophysics, Nedra, 103, 37-45.
- Priestley, M. B., 1965, Elevationary, Spectra and Non-Stationary Process, J. R. Statist. Soc. Series B27, 204-229.
- Ricker, N., 1953, Wavelet Contraction, Wavelet Expansion and The Control of Seismic Resolution, Geophysics, 18, 769-792.
- Rihaczek, A. W., 1968, Signal Energy Distribution in Time and Frequency, IEEE Information Theory, IT-14, 369.
- Rikitate, T., Sato, R., Hagiwara, Y., 1976, Applied Mathematics for Earth scientist, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- Robertson, J. D., Fisher, D. A., 1988, Complex Seismic Trace Attributes, The Leading Edge, 7, 6, 22-26.
- Robertson, J. D., Nogami, H. H., 1984, Complex seismic Trace Analysis of Thin Beds, Geophysics, 49, 4, 344-352.
- Robertson, J. D., Nogami, H. H., 1981, Thin Bed Stratigraphy From Complex Trace Attributes, 51st annual International Meeting, SEG, Reprints 81, S19.2.
- Robinson, E. A., 1954, Predictive Decomposition of Time Series with applications to Seismic Expolarition, Ph. D. Thesis, MIT., Cambridge.
- Robinson, E. A., Treitel, S., 1980, Geophysical Signal Analysis, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, London.
- Ryzhikov, G. A., Biryulina, M. S., 1999, MSVE-A Novel Approach to Statistical Estimation of Primaries Superimposed on Incoherent Multiples, EAGE 61st Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, P1-10, June 7-11, Helsinki.

- Schoenberger, M., 1974, Resolution Comparison of Minimum-Phase Zero-Phase signals, *Geophysics*, 19, 6, 826-833.
- Scholtz, P., 1996, Coherence Calculations of Different Seismic Attribute Traces For Fault Interpretation, EAGE 58th Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, P065, June 3-7, Amsterdam.
- Sheriff, R. E., Crow, B. B., Frye, D. W., Rao, K., 1997, Hydrocarbon Delineation by Analytic Interpretation: Exploration Studies, Presented at the 47th Annual International SEG Meeting, October 27, Calgary.
- Sheriff, R. E., 1976, Inferring Stratigraphy From Seismic Data, *Bulletin of American Assc. Petroleum Geologists*, 60, 528-542.
- Shtivelman, V., Landa, E., Gechinsky, B., 1986, Phase and Group Time Sections and Possibilities for Their Use in Seismic Interpretation of Complex Media, *Geophysical Prospecting*, 34, 508-536.
- Sicking, C. J., 1978, Modelling with The Complex: Presented at the 48th Annual International SEG Meeting, November 1, San Francisco.
- Signer, C., Kvia, P., Randen, T., Saeter, T., Schlaf, J., Sonneland, L., 1999, Novel Seismic Attribute Analysis Procedure For Reservoir Characterisation, EAGE 61st Conference and Technical Exhibition, Extended Abstract, P5-11, June 7-11, Helsinki.
- Silvia, M. T., Robinson, E. A., 1979, Deconvolution of Geophysical Time Series in The Exploration for Oil and Natural Gas, *Developments in Petroleum Science*, No. 10, Elsevier, Netherlands.
- Sincer, İ., 1995, Karmaşık İz, TPAO, Ankara.
- Spitznogle, F. R., Quazi, A. H., 1970, Representation and Analysis of The-Limited signals Using A Complex Exponential algorithm, *J. Acoust. Soc. Am.*, 47, 1150-1155.
- Steeghs, T. P. H., Drikoningen, G. G., 1994, Joint Time-Frequency analysis of Seismic Data, EAGE 56th Meeting and Technical Exhibition, Extended Abstracts, P163, Vienna.
- Takács, E., Sipos, J., Pápa, A., 1997, Bright Spot Analysis Using AVO and Hilbert Attributes as well as Horizontal Velocity Estimation, EAGE 59th Conference and Technical Exhibition, Extended Abstracts 1, P170, Geneva.

- Taner, M. T., 1998, Attributes Revisited, Seismic Trace attributes and Their Use in Prediction, Seismic Attributes Consortium Meeting, Houston.
- Taner, M. T., Baysal, E., 1994, Seismic Processing with Consistent Module, EAEG-56th Meeting and Technical Exhibition, Extended Abstract, H009, Vienna.
- Taner, M. T., Koehler, F., Sheriff, R. E., 1979, Complex Seismic Trace Analysis, Geophysics, 44, 6, 1041-1063.
- Taner, M. T., Koehler, F., 1987, Surface Consistent amplitude and Phase Corrections, Abstracts of the 9th Geophysical Conventional of Turkish Chamber of Geophysicists.
- Taner, M. T., Koehler, F., 1981, Surface Consistent Corrections, Geophysics, 46, 17-22.
- Taner, M. T., Sheriff, R. E., 1977, Application of Amplitude, Frequency and Other Attributes to Stratigraphic and Hydrocarbon Determination: Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, 26, 301-327.
- Taner, M. T., Sheriff, R.E., Koehler, F., Frye, D., 1997, Digital Computer Derivation and Applications of Velocity Functions, Geophysics, 34, 859-881.
- Tardu, T., Baysal, E., 1995, Sequence Stratigrafi Prensipleri, Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı, Eğitim Yayınları, No 1, Ankara.
- Tolstoy, I., Udsin, E., 1953, Dispersive Properties of Stratified Elastic and Liquid Media, Geophysics, 18, 844-870.
- Tomodo, Y., 1954, A Simplified Method for Harmonic Analysis by Means of Square Wave Expansion (in Japanese), Zisin, Ser. II, 7, 201-208.
- Tomodo, Y., Aki, K., 1955, Use of The Function $\text{Sin}x/x$ in Gravity Problems, Proc. Japan Acad., 31, 443-448.
- Tsimelson, İ. O., Amir Aslanov, T. S., 1986, Azerbaycan' ın Petrol-Gaz Alanlarında Volkanik Oluşumlardaki Gravitasyon Anomalilerini Belirleme Metodu (Rusça), Neftgaz, 1, 6-11.
- Tsuboi, C., 1954, A New and Simple Method for Calculating The Deflections of The Vertical Form Gravity anomalies with the aim of The Bessel-Fourier series, Proc. Japan. Acad., 30, 461-466.

- Us, A. E., 1993, Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş, TMMOB Jeofizik Odası, Ankara.
- Ville, J., 1948, Theorie et Applications de la notion du signal Analytique (in French), Cabies et Transmission, 2, 61-74.
- Wagener, J. C. Van, Posamenter, R. M., Mitchum, R. R., Vail, JF Sang, Lowtit, T. S., Hardebol, J., 1988, An Overview of The Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 39-45.
- White, R. E., 1991, Properties of Instantaneous attributes, The Leading Edge, 10, 7, 26-32.
- Widess, M. B., 1973, How Thin is a Thin Bed, Geophysics, 38, 6, 1176-1180.
- Wiener, N., 1942, The Exploration, Interpolation and smooting of Stationary Time Series with Engineering Appl,cation, MIT DIC Contavt, No 6037, Cambridge, Mass., National Defense Research Council, Section DL., Wiley, Newyork.
- Yılmaz, Ö., 1987, Seismic Data Processing, SEG, Vol 2, Tulsa.

ÖZGEÇMİŞ

Hakan KARSLI, 1971 yılında Trabzon' da doğdu. İlk orta ve lise tahsilini Trabzon' un Yomra ilçesinde tamamladı. 1988 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi (KTÜ) Jeofizik Mühendislik Bölümü' nde üniversite öğrenimine başladı. Haziran-1992 yılında "Jeofizik Mühendisi" olarak mezun oldu. 1992 yılında KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsünde (FBE) Jeofizik Anabilim dalında yüksek lisans programına başladı. 1993 yılında KTÜ FBE Jeofizik anabilim dalına araştırma görevlisi olarak atandı. Aralık-1995 yılında yüksek lisans programını tamamlayarak "Jeofizik Yüksek Mühendisi" ünvanı aldı. Şubat 1996 yılında doktora çalışmalarına başladı. 1996-2001 tarihleri arasında Jeofizik bölümünde araştırma görevlisi olarak çalıştı. Şimdi T. C. Bayındırlık Bakanlığı Bayburt İli Bayındırlık ve İskan Müdürlüğünde Jeofizik Yüksek Mühendisi olarak çalışmaktadır. Hakan KARSLI evli ve bir çocuk babasıdır. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası ve SEG (Society of Exploration Geophysics) üyesidir. İngilizce bilmektedir