

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**YÜZEY DALGALARI / TEMEL KAYA ETKİLŞİMİ
VE
3-B SİSMİK IŞIN İZLEME YÖNTEMİYLE
ZEMİN BÜYÜTMESİ HARİTALARININ OLUŞTURULMASI**

Aslı Zeynep CAN

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANKARA

2007

Her Hakkı Saklıdır

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

YÜZEY DALGALARI / TEMEL KAYA ETKİLİŞİMİ VE 3-B SİSMİK IŞIN İZLEME YÖNTEMİYLE ZEMİN BÜYÜTMESİ HARİTALARININ OLUŞTURULMASI

Aslı Zeynep CAN

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU

Yüzey jeolojisinin, zemin tabakalarının jeoteknik özelliklerinin ve yüzey topografyasının sismik yer sarsıntısı üzerinde önemli etkisi vardır. Yer sarsıntısında meydana gelen büyütmeler kaynak, sismik ışının izlediği yol, topografya, soğrulma ve dispersiyon etkileriyle kontrol edilir. Genelde; zemin, zeminin geometrik özellikleri, yüzey topografyası, soğrulma ve dispersiyon yüzünden yüzey dalgalarının karakteristik özellikleri (genlik, frekans,süre) değişebilir. Bu çalışmada temel topografyasının, soğrulma ve dispersiyonun yüzey dalgası üzerindeki etkileri modellenmektedir ve sonuçlar gerçek patlatma veriyle değerlendirilmektedir

2008, 114 Sayfa

Anahtar Kelimeler: Topografya etkisi, Yüzey dalgaları, Zemin büyütmesi

ABSTRACT

Master Thesis

Surface Waves / Base Rock Interaction
and Mapping Site Amplification with 3-D Seismic Ray Tracing

Aslı Zeynep CAN

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU

Surface geology, geotechnical characteristics of soil deposits and surface topography have a paramount effects on seismic ground motion. Seismic amplification of ground motion is controlled by source, path, topographic effects, dispersion and attenuation. In general characteristics (amplitude, frequency content and duration) of the coming surface waves field may change due to specific characteristic, geometrical features of soil deposits, surface topography, dispersion and attenuation. In this study effect of site, topography, dispersion and attenuation on surface waves are modelled and the results are compared with the real explosion data.

2008, Page 114

Key Words: Topographic Effect, Surface Wave, Seismic Amplification

TEŞEKKÜRLER

Çalışmalarımı yönlendiren, araştırmalarımın her aşamasında bilgi, öneri ve yardımlarını esirgemeyen akademik ortamda olduğu kadar beşeri ilişkilerde de engin fikirleriyle yetişmeme ve gelişmeme katkıda bulunan danışman hocam Sayın Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU'na teşekkürü borç bilirim.

Bu çalışma, Ankara Üniversitesi ve Türkiye Kömür İşletmelerinin ortak projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarında her türlü desteği ve yardımı sağlayan TKİ-GELİ Müessesesi yetkilileri ve personeli ile Jeofizik Mühendisi Sayın Özgür Sağol'a, bu projenin hayata geçmesinde, her türlü aşamasında bizlere yardımcı olan ve pratik çözümleriyle beni yönlendiren ve tezimin her aşamasında bana moral veren hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Gülsev Uyar ALDAŞ'a ve her türlü destek, fikir ve motivasyonu esirgemeyen değerli arkadaşlarım ve meslektaşlarım Sayın Jeofizik Yük. Müh. Betül ÜNÜÇOK, Araş. Gör. Ezgi EKİNCİOĞLU' na, Araş. Gör. İsmail Akkaya'ya ve Araş. Gör. Özcan BEKTAŞ'a teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca tüm bu süre içerisinde beni destekleyen ve daima yanımda olarak başarıya ulaşmamı sağlayan Ailem'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım

Aslı Zeynep CAN
Ankara, Ocak 2008

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	ii
ABSTRACT.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iii
SİMGELER DİZİNİ.....	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xii
1. GİRİŞ.....	1
2. YÜZEY DALGALARI.....	2
2.1 Rayleigh Dalgaları.....	7
2.2 Love Dalgaları.....	17
3. ZEMİN BÜYÜTMESİ.....	23
3.1 Zemin Büyütmesinde Yer Altındaki Yapıların Etkisi.....	26
3.2 Zemin Büyütmesinde Yüzey Topografyasının Etkisi.....	30
3.3 Zemin Büyütmesinde Yumuşak Tabakaların etkisi.....	34
4.ZEMİN BÜYÜTMESİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER.....	37
4.1 Analitik Çözümler.....	37
4.2 Sayısal Çözümler.....	38
5. ARAZİ UYGULAMALARI.....	42
5.1 Arazi Çalışması.....	42
5.2 Sismik Yansıma Çalışması.....	42
5.2.1 Sismik yansımanın arazi uygulaması.....	43
5.2.2 Veri işlem basamakları.....	44
5.3 Patlatma Kaynaklı Titreşimlerin Ölçülmesi.....	46
6. Modelleme.....	52
6.1 Model Uygulamaları.....	59
6.2 Arazi Verisiyle Model Eğrisinin Karşılaştırılması.....	81
7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	90
KAYNAKLAR.....	92
EKLER.....	96
EK 1 Soğrulma ve Dispersiyon.....	97
EK 2 Eğik Datum Statik (Topografya) Düzeltmesi.....	100
EK 3 Temel Topografyaya Şekil Verilmesi.....	113
ÖZGEÇMİŞ.....	114

SİMGELER DİZİNİ

A	Gelen Dalganın Genliği
A_0	ω Frekanslı Harmonik Dalganın Genliği
$A(\omega)$	x Mesafede c Hızı ile Yayılan Dalganın Genliği
b	Dispersif Dalga Faktörü
f_0	Gauss Eğrisinin Tepe Noktası Frekansı
$F(\omega)$	Girdi Sinyalinin Genlik Spektrumu
$G(\omega)$	Çıktı Sinyalinin Genlik Spektrumu
$H(\omega)$	Hilbert Dönüşümü
d	Alışıl gelmiş Yatay-Datumun Düşey Koordinatı
a_1	Eğik Datumun X Koordinatı
b_1	Eğik Datumun Koordinatı
a_2	Eğik Datumun X Koordinatı
b_2	Eğik Datumun Y Koordinatı
a_3	Yansıtıcının X Koordinatı
b_3	Yansıtıcının Y Koordinatı
a_4	Yansıtıcının X Koordinatı
b_4	Yansıtıcının Y Koordinatı
c_1	Kaynağın X Koordinatı
d_1	Kaynağın Y Koordinatı
c_2	Sismik Işının Yansıtıcıya Geldiği Noktanın X Koordinatı
d_2	Sismik Işının Yansıtıcıya Geldiği Noktanın Y Koordinatı
c_3	Sismik Işının Alıcıya Geldiği Noktanın X Koordinatı
d_3	Sismik Işının Alıcıya Geldiği Noktanın Y Koordinatı
A	Sismik Işının İzlediği Yol
B	Sismik Işının İzlediği Yol
C	Sismik Işının İzlediği Yol
D	Sismik Işının İzlediği Yol
E	Sismik Işının İzlediği Yol

F	Sismik Işığın İzlediği Yol
E ₃	Sismik Işığın Eğik Düzlem Üzerindeki İzdüşümünü X Koordinatları
E ₂	Sismik Işığın Eğik Düzlem Üzerindeki İzdüşümünü X Koordinatları
e ₁	Sismik Işığın Eğik Düzlem Üzerindeki İzdüşümünü X Koordinatları
f ₃	Sismik Işığın Eğik Düzlem Üzerindeki İzdüşümünün X Koordinatları
f ₂	Sismik Işığın Eğik Düzlem Üzerindeki İzdüşümünün X Koordinatları
f ₁	Sismik Işığın Eğik Düzlem Üzerindeki İzdüşümünün X Koordinatları
β	A Parçası İle B'den Düşey Geçen Kısım arasındaki açı, temel topografyası ile yüzey arasındaki açı
Θ	DParçasıyla B'den Düşey Geçen Kısım Arasındaki Açı
α	Eğim açısı
Q	Sismik Kalite Faktörü
ω	Açısal Frekans
$\alpha(\omega)$	Soğrulma Katsayısı
Δt_{Yatay}	Geleneksel Yatay-Datum Statik Düzeltme
d	Yatay-Datumun Düşey Koordinatı
d_1	Kaynağın Düşey Koordinatları
d_3	Alıcının Düşey Koordinatları
δ	Eğik-Datumun Eğim Açısı
$\Delta t_{\text{Eğik}}$	Eğik Datum Statik Düzeltme
$\Delta t_{\text{Düzeltilmiş}}$	Düzeltilmiş Statik Düzeltme
α	Yansıtıcının Eğim Açısı
V	Yüzey Tabakasının Hızı
2B	İki Boyutlu
1B	Bir Boyutlu
3B	Üç Boyutlu

CDP	Ortak Yansıma Noktası
AGC	Otomatik Gain Kontrol
c	Empadans Farkı
ρ_2	2.Tabakanın Yoğunluğu
ρ_1	1.Tabakanın Yoğunluğu
v_{s_2}	2. Tabakadaki S Dalga Hızı
v_{s_1}	1. Tabakadaki S Dalga Hızı
λ	Dalga Boyu
T	Periyot
t	ışının seyahat süresi
x	yüzeyin boyu
y	yüzeyin eni
h	üçgenin yüksekliği
x_1, x_2, x_3	üçgenin x koordinatları
y_1, y_2, y_3	üçgenin y koordinatları
z_1, z_2, z_3	üçgenin z koordinatları
a	üçgenin bir kenarı
b	üçgenin bir kenarı
c	üçgenin bir kenarı
AQ, AC	ışının izlediği yol
C	ışının yüzeye çarptığı nokta
A	ışının temel topografyasına çarptığı nokta

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1	Serbest yüzeye gelen P dalgası, b. serbest yüzeye gelen SV dalgası (Wallace 1995).....	3
Şekil 2.2	Rayleigh dalgalarının serbest yüzeyde yayılımı (http://www.usgs.com 2006).....	7
Şekil 2.3	Bir serbest yüzeyin üzerindeki kritik açı sonrası gelen SV dalgası faz kayması bir SV yansımasının yanı sıra limit sınır boyunca sonsuz bir P dalgasının artmasına sebep olur. b. serbest yüzey boyunca yatay olarak hareket eden evanesan P ve SV dalga enerjisinin varlığı Rayleigh dalgası adı verilen yüzey dalgasını üretir (Wallace 1995).....	8
Şekil 2.4	Poisson oranının fonksiyonu olarak c yarı sonsuz ortamda Rayleigh dalga hızı olan $v = [(\alpha^2/\beta^2)/2[(\alpha^2/\beta^2) - 1]]$ dir. Sıvı için, $\beta = 0$ dir ve $v = 0.5$ bu durumda $c = 0$ dir. Bir katı Poisson oranı için, $\alpha = \sqrt{3\beta}$, $v = 0.25$ ve $c = 0.9194\beta$ tir (Wallace 1995).....	12
Şekil 2.5	Üstteki Şekil Denklem (2.1.16) faz fonksiyonunu $(kx_1 - wt)$, alttaki Şekil partikül hareketinin zaman fonksiyonunu gösterir. Bu yüzey hareketi <i>retrogonal</i> eliptiktir (Wallace 1995).....	15
Şekil 2.6	(Üst) Yüzey boyunca ve bir derinlik fonksiyonu olarak bir dalga boyu üzerindeki Rayleigh dalgasının partikül hareketleri. (alt) Bir homojen yarı sonsuz ortamdaki Rayleigh dalgalarının yatay (u) ve dikey (w) yer değiştirmeleri. Partikül hareketi h derinliğinin üzerinde retrogonal eliptik harekettir. (Sheriff 1982).....	16
Şekil 2.7	Bir grubu LR olarak belirtilen dispersif Rayleigh dalgasını takiben hacim dalganın ilk gelişlerini gösteren düşey bir sismik kayıt (Wallace 1995).....	17
Şekil 2.8	Bir yarı sonsuz katmandaki tekrar tekrar yansıyan SH dalgalarının geometrisi, $x_3 = 0$ serbest yüzeydir ve katman kalınlığı H dir (Wallace 1995).....	18
Şekil 2.9	a. Kesik çizgili ve koyu hatların farklı modları verdiği (4.34)'ün grafiksel çözümü, b. yarı sonsuz ortama ait temel ve yüksek modlu Love dalgasının frekansa bağlı faz hızlarının dağılım eğrisi (Wallace1995).....	22
Şekil 2.10	Çok katmanlı bir ortamdaki Love dalgaları, katmanların içine hapsedilmiş SH dalga yansımalarını içerir (Wallace 1995).....	22
Şekil 2.11	Love dalgalarının serbest yüzeyde yayılımı (http://www.usgs.com).....	23
Şekil 3.1	1B,2B ve 3B ortamda yayılan dalgaların büyütme frekansları	25
Şekil 3.2	Işımların bir noktada odaklanması	27
Şekil 3.3	Yanal hız değişiminden dolayı oluşan odaklaşma	28
Şekil 3.4	Faydan kaynaklanan bir odaklanma	29
Şekil 3.5	Ana kayada meydana gelen çöküntüden oluşmuş bir odaklanma	30
Şekil 3.6	Konveks topografya	31
Şekil 3.7	Trapezoidal havza	32
Şekil 5.1	Sahada yapılan çalışmalar:sismik yansıma, patlatma,sismik yansıma	43
Şekil 5.2	Simetrik Split-Spread Arazi Düzeni	44

Şekil 5.3	Eğik datumda statik (topografya) düzeltmesi yapılmış sismik yığma kesiti	45
Şekil 5.4	Yorumlanmış sismik kesit. YST:Yatağan-Sekköy-Turgut formasyonunu	45
Şekil 5.5	Titreşim Ölçer ve radyo-komünikasyon sistemlerinin arazideki konumları	47
Şekil 5.6	Manyeto ve birinci radyo-komünikasyon cihazı	48
Şekil 5.7	İkinci radyo-komünikasyon Sistemi ve Instantel Marka Titreşim Ölçer Cihazı	48
Şekil 5.8	Yeşilbağcılar 25.07.2006 deneylerine ait harita(Aldaş vd. 2006)	50
Şekil 5.9	Şekil 6.14'deki "ölçüm profilinin" yakın görünümü (Aldaş vd. 2006)	51
Şekil 6.1	Sismik ışınların modellenmesi	52
Şekil 6.2	Sismik kaynak düzlemi	54
Şekil 6.3	Işının izlediği QAC yolu	54
Şekil 6.4	Eşkenar üçgenin uzaydaki konumu	56
Şekil 6.5	Üçgenlerin bir araya gelmesiyle oluşan jeolojik yapı ve Fresnel zonunun yarı çapı	57
Şekil 6.6	Fresnel zonu kavramı (Yılmaz 1987)	58
Şekil 6.7	27.07.2006 yılında yapılan patlamanın pilot sinyali (enine bileşeni)	60
Şekil 6.8	27.07.06'da toplanan patlatma verisinin yollandığı topografya	60
Şekil 6.9	Işınların topografyaya vurduğu yerler	61
Şekil 6.10	Işınların yüzeye çarptığı noktalar	62
Şekil 6.11	Seçilen hücrelerdeki dalganın biçimi	62
Şekil 6.12	Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde belli yerde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı	63
Şekil 6.13	İkinci modelde kullanılan topografya	64
Şekil 6.14	Işınların topografyaya vurduğu noktalar	64
Şekil 6.15	Işınların yüzeye çarptığı noktalar	65
Şekil 6.16	Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde belli yerde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı	66
Şekil 6.17	Seçilen hücrelerdeki dalganın biçimi	67
Şekil 6.18	Üçüncü modelde kullanılan topografya	68
Şekil 6.19	Işınların topografyaya vurduğu noktalar	68
Şekil 6.20	Işınların yüzeye çarptığı noktalar	69
Şekil 6.21	Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı	70
Şekil 6.22	Seçilen hücrelerdeki dalganın biçimi	71
Şekil 6.23	Dördüncü model için girdi sinyali (enine bileşen)	72
Şekil 6.24	Dördüncü modelde kullanılan topografya(Yeşilbağcılar Köyünü temsilen)	72
Şekil 6.25	Işınların topografyayı vurduğu noktalar	73
Şekil 6.25	Işınların yüzeye çarptığı noktalar	73

Şekil 6.27	Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı	74
Şekil 6.28	Seçilen hücrelerdeki dalganın biçimi	75
Şekil 6.29	Beşinci modelde kullanılan topografya	76
Şekil 6.30	Işınların topografyayı vurduğu noktalar	76
Şekil 6.31	Işınların yüzeye çarptığı noktalar	77
Şekil 6.32	Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı	77
Şekil 6.33	Seçilen hücrelerdeki dalganın biçimi	78
Şekil 6.34	Altıncı modele gönderilen sinyal	79
Şekil 6.35	Altıncı modelde kullanılan temel topografyası	79
Şekil 6.36	Işınların yüzeye çarptığı noktalar	80
Şekil 6.37	Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı	80
Şekil 6.38	Seçilen hücrelerdeki dalganın biçimi	81
Şekil 6.39	Yeşilbağcılar Beldesi ve çevresi (Aldaş vd. 2006)	82
Şekil 6.40	Şekil 6.40'daki "ölçüm profilinin" yakın görünümü. (Aldaş vd. 2006)	82
Şekil 6.41	Girdi Sinyali	84
Şekil 6.42	Girdi sinyalinin gönderildiği Temel topoğrafyası	84
Şekil 6.43	Işınların temel topografyasını vurduğu noktalar	85
Şekil 6.44	Işınların yüzeye çarptığı noktalar	85
Şekil 6.45	Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı	86
Şekil 6.46	Uzak istasyonun olduğu yerdeki parçacık hızı	86
Şekil 6.47	Modele gönderilen girdi sinyali (enine bileşen)	87
Şekil 6.48	Komşu hücrelerdeki dalga biçimleri	88
Şekil 6.49	Model ile gerçek arazi verisinin karşılaştırılması	88

ÇİZELGE DİZİNİ

Çizelge 5.1 Instantel MM Plus Cihazının Teknik Özellikleri.....	49
---	----

1.GİRİŞ

Birçok deprem hasarının araştırılması sonucunda depremin en çok etkilediği yerlerin bazen çok küçük zonlar oluşturduğu gözlenmiştir. İşte bu tür etkilerin açığa çıkması, şimdiye kadar yapılan araştırmaların bölgenin jeolojik yapısının deprem boyunca, deprem dalgasının genliğini ve modu üzerinde nasıl bir etki yaptığı üzerine yoğunlaşmıştır. Ana kayadaki deprem ile depremin yüzeydeki etkisi arasındaki farklar incelenmiş fakat bu farklılıkların bölgenin yerel jeolojik yapısının ya da sismik dalgaların yayılımından meydana gelip gelmediğini kanıtlamak oldukça zor olmuştur. Bu yüzey jeolojisinin ve zemin tabakalarının jeoteknik karakteri sismik yer sarsıntısında çok büyük önemi vardır. Yer sarsıntısında sismik büyütme kaynak, sismik ışının izlediği yol ve zemin etkisiyle denetlenir. Yer sarsıntısının genliği, frekans içeriği ve süresi zemin etkisine bağlıdır. Zemin etkisi; içine öncelikle tortul katmanla onun altındaki ana kaya arasındaki empedans farkını alır yani yerel zemin jeolojisi ve dalgaların tekrarlı yansımalarıyla oluşan rezonans etkisini içine alır. Bu olay bir boyutlu model kullanılarak incelenebilir. Zemin etkisi içine aynı zamanda; derin havza etkisi, havza kenarı etkisi ve yanal süreksizlikler ile yüzeyde sismik enerjiyi belli bir noktada odaklaşmasını sağlayan iki ve üç boyutlu yer altındaki yapılarda eklenebilir. Bu etkileri de iki boyutlu veya üç boyutlu modellerle incelenebilir.

Deprem süresince meydana gelen yıkıcı yer sarsıntısı önemli ölçüde zemin koşullarından etkileniyor. Zemin koşulları terimi zemin büyütmesiyle ilgilidir. Zemin büyütmesi ise geometriyle (topografya), ve jeolojik formasyonların mekaniksel özellikleriyle (zemin koşulları) ile ilgili. Bu özellikler nedeniyle zemin büyütmesi oluşabilir.

Bu çalışmada yüzey dalgalarının yer altı yapılarıyla etkileşimi ve zemin büyütmesi incelenmiştir. Yer altındaki yapıların ve yüzey topografyasının yüzey dalgalarında meydana getirdiği değişimler anlaşılmaya çalışılmıştır.

2. YÜZEY DALGALARI

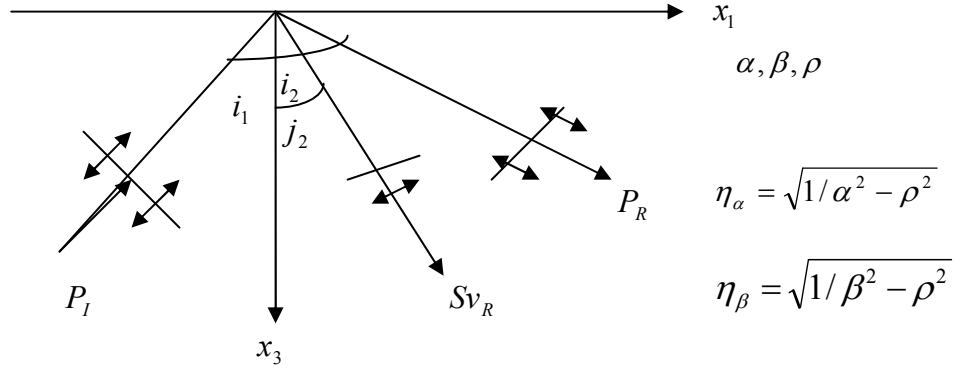
Gerilme dengesizliğinin oluşturduğu yer değiştirme alanı ne tür sismik kaynak içerirse içersin yayılan P ve S dalgaları için açıklanmaktadır. Süreksizlik ve heterojen ortam bulunduğu bu dalga alanları giderek karmaşık hale gelmektedir. Kırılma, dalga dönüşümü, frekansa bağımlı saçılma ve ışınların kırılması gibi dalga olayları, oldukça karmaşık dalga alanına yol açan dünya gibi heterojen bir ortamda yer almaktadır. Dünyanın heterojenliğinin tek boyutlu (derinlikle değişen) olması hacim dalgası karışıklığının büyük bir kısmını açıklamamıza izin verir. Dünyanın sismik dalga alanını derinden etkileyen ve sınırlı yapıları içeren belli başlı özellikleri vardır. Bunlar serbest yüzeyin ve sınırlı gezegen şeklinin (yarım elipsoidal) olmasıdır.

Dünya da bütün sismik dalga ölçümleri serbest yüzeyin üstünde yapılır; böylece sismografları açıklamak için serbest yüzey etkilerini anlamak önemlidir. Yüzeyde hem gelen hem de yansıtılan dalgaların bir araya gelmesi ve toplam hareket ayrı ayrı genliğin toplamını içerir. Böylece, serbest yüzeyde SH hareketinin genliği iki kata çıkmaktadır. Bu çoğalan faktör, SH alıcı fonksiyonu olarak adlandırılır. Daha da önemlisi *Rayleigh dalgası* gibi yüzey boyunca etkili bir şekilde yayılan girişim dalgasına neden olan serbest yüzey dalga sınır koşulunun P ve SV dalgalarıyla etkileşimli olmasıdır. Serbest yüzeydeki SH dalgalarının toplam yansıması, yatay olarak yayılan *Love dalgalarının* üretilmesini sağlayan yüzeyin SH yansımalarını tutmak için dünyanın iç katmanıyla birleşir. Bu bölümde, bu serbest yüzey dalgalarının temel özellikleri üzerinde durulacaktır.

Rayleigh dalgaları serbest yüzeyde P ve S dalgaları arasında bir etkileşim içermektedir. Böylece, serbest yüzeyde deprem dalga yansıma katsayıları da ilerde araştırılabilir. Serbest yüzeyde etkisi olan P ve SV gelen düzlem dalgaları için Şekil 2.1 de gösterilen iki durum düşünülebilir. Serbest yüzey $x_3 = 0$; $\sigma_{33} = \sigma_{13} = \sigma_{23} = 0$ 'da gerilmelerin sıfır

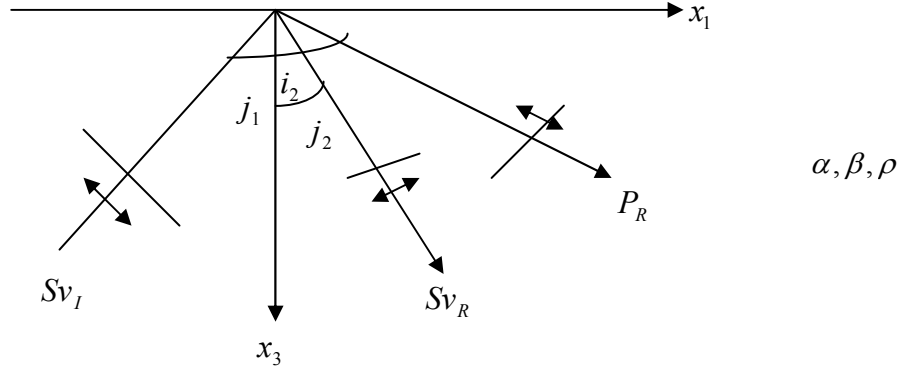
0 olmasını gerektirmektedir. Seçtiğimiz koordinat sistemine göre, düzlem dalgaları için dalga sayısı vektörleri x_1x_3 düzlemi ile sınırlandırıldığında ($u_2=0, \partial u_1/\partial u_2=0$) olur.

a)



$$\rho = \frac{\sin i_1}{\alpha} = \frac{\sin i_2}{\beta} = \frac{K_\alpha}{w} = \frac{K_\beta}{w}$$

b)



Şekil 2.1.a. serbest yüzeye gelen P dalgası, b. serbest yüzeye gelen SV dalgası

Bu durumda Hooke Kanunu şu şekilde yazılır.

$$\sigma_{33} = \lambda \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \right) + 2\mu \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = 0$$

$$\sigma_{13} = \mu \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \right) = 0 \quad (2.1)$$

Bileşimlerin yer değiştirmesi potansiyellerden elde edilir. x_3 ve x_1 yönlerinde (Şekil 2.1. a) gelen P dalgası için formüldeki gelen düzlem dalga potansiyellerini uygulayabiliriz

$$\Phi = \Phi_1 + \Phi_R = A \exp[i\omega(px_1 - \eta_\alpha x_3 - t)] + B \exp[i\omega(px_1 + \eta_\alpha x_3 - t)] ,$$

$$\Psi = \Psi_R = C \exp[i\omega(px_1 + \eta_\beta x_3 - t)] . \quad (2.2)$$

Serbest yüzeyde ($x_3=0$), gerilme koşulları [denklem.(2.1)] gelen genliği (A) yansıyan P (B) ve yansıyan SV (C) genlikleriyle adlandırabiliriz. $\sigma_{33} = 0$ aşağıdaki ifadeyi verir;

$$(A+B)[(\lambda+2\mu)\eta_\alpha^2 + \rho^2 \lambda] + C(2\mu\eta_\beta) = 0 \quad (2.3)$$

ve $\sigma_{13} = 0$ aşağıdaki ifadeyi verir;

$$(A-B)2\rho\eta_\alpha - C(\rho^2 - \eta_\beta) = 0 \quad (2.4)$$

Bu ifadeleri birleştirek, düzlem dalga potansiyelleri yansıma katsayılarını verir.

$$R_{PP} = \frac{B}{A} = \frac{(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda + 4\mu p^2\eta_\alpha\eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)}{-[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda] + 4\mu p^2\eta_\alpha\eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)} \quad (2.5)$$

$$R_{PS} = \frac{C}{A} = \left(\frac{4p\eta_\alpha}{p^2 - \eta_\beta^2} \right) \left[\frac{(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda}{[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda] - 4\mu p^2\eta_\alpha\eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)} \right] \quad (2.6)$$

R_{PS} değeri $p=0$ olduğunda (normal durum) ve $\eta_\alpha = 0 = [(1/\alpha^2) - \rho^2]^{1/2} = [(1/\alpha^2) - \sin^2 i / \alpha^2]^{1/2}$ olduğunda (yani $i_1 = 90$ derece olduğunda) kaybolur. Genel olarak iki gelen açı i toplam P ve SV dönüşümünü kabul etmediği $R_{pp} = 0$ ' da oluşur. Bunlar α ve β 'nin özel değerlerine bağlıdır. Şekil 1.2 çeşitli yarı sonsuz ortamda hız parametreleri P dalgaları için gelen açının fonksiyonu olarak enerji ayrılıklarının hesaplamalarını gösterir. Yüzeydeki gerçek parçacık yer değişimleri yansıtılan P ve SV hareketi ve bir araya gelen olaya bağlı olarak birleşen yer değişimlerini içerir ve bunlar belirtilen türevleri karşılaştırarak elde edilir. Bu gelen P dalgası yüzey yanıtı ya da alıcı fonksiyonunu verir.

Gelen SV dalgası (Şekil 2.1.b) durumu için düzlem dalga potansiyel formülü şu şekilde belirtilebilir.

$$\begin{aligned} \Phi &= F \exp[i\omega(px_1 + \eta_\alpha x_3 - t)] \\ \Phi &= D \exp[i\omega(px_1 - \eta_\beta x_3 - t)] + E \exp[i\omega(px_1 + \eta_\beta x_3 - t)] \end{aligned} \quad (2.7)$$

Gerilme sınır koşulu potansiyel yansıma katsayıları sağlar.

$$R_{SS} = \frac{E}{D} = \frac{(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda + 4\mu p^2\eta_\alpha\eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)}{-[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda] + 4\mu p^2\eta_\alpha\eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)} \quad (2.8)$$

$$R_{sp} = \frac{E}{F} = \left(\frac{4\mu p \eta_\beta}{[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda] - 4\mu p^2 \eta_\alpha \eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)} \right) \quad (2.9)$$

$R_{pp} = R_{ss}$ olduğunu biliyoruz.. Uygun olan enerji fonksiyonları Şekil 2.1 de belirtilmiştir. $\alpha > \beta$ olduğu için, geliş açısı $j_1 = \sin^{-1} (\beta/\alpha)$ serbest yüzeyde yayılan P dalga yansıması olarak ortaya çıkar ($i_2 = 90^\circ$). Bu j_1 açısının kritik açıdan daha büyük olması i_2 karmaşık ve $\eta\alpha$ 'nın tamamen sanal olması demektir. Böylece Φ potansiyeli bir faz kayması olacak ve genlik daha önce belirtildiği gibi ana dalgaya benzer olarak, ara yüzeyden uzaklaşarak üstsel olarak azalacaktır. Böylece, bir P dalgası serbest yüzeyde yayılarak hapis olacaktır. Derinlikle üssel olarak azalan bu tür dalgalar “evanesan dalgalar” olarak bilinir. Kritik sonrası SV yansıması tam yansıma gösterir ve aynı faz kaymasındadır sahiptir. Şekil 2.2.a ortaya çıkan durumu gösterir. Işınları kırılan P dalgası gelen dalgası gelen SV dalgasıyla aynı zamanda ortaya çıkar. Fakat P dalgası hareketi tarafından ortama enerji iletilmez. Bu gözden kaybolan P dalgasının sınır boyunca tek başına yayılamayacağını gösterir.

Sınırın yanındaki P dalgasının potansiyeli;

$$\Phi = A \exp[i\omega(px_1 - \eta_\alpha x_3 - t)] + B \exp[i\omega(px_1 + \eta_\alpha x_3 - t)] \quad (2.10)$$

bu formül ise $x_3 \rightarrow \infty$ $A = 0$ olmadıkça sanal kısım çok büyür.

SV dalgasının var olmadığı varsayıldığında $\sigma_{13} = 0$ sınır koşulunun sağlanması $B = 0$ sonucunu verir. Diğer bir deyişle düzlem P dalgası sınır boyunca yayılmasına rağmen evanesan P dalgası bunu yapamaz. Diğer bir sonuç yatay olarak yayılan SV dalgası için bulunabilir. Yüzey gerilim koşulu yüzey boyunca evanesan P veya SV dalgalarını engeller. Ancak, aynı anda olan, çiftli

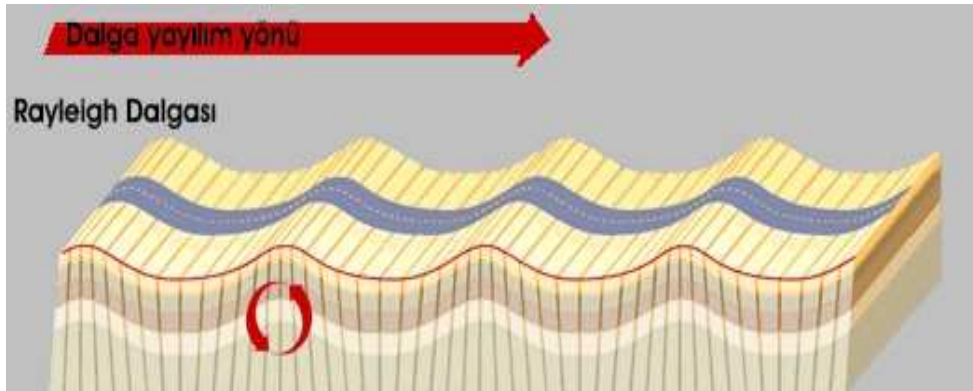
$$\Phi = A \exp[i\omega(px_1 - t)] \exp(\eta_\alpha \omega x_3) + B \exp[i\omega(px_1 - t)] \exp[-\omega \eta_\alpha x_3] \quad (2.11)$$

Evanesan P ve SV dalgaları yeni bir dalga şeklini vererek yüzey sınır koşulunda yayılabilir ve enerji yüzey boyunca taşınabilir.

2.1 Rayleigh Dalgaları

Rayleigh dalgaları, yarı sonsuz ortamda serbest yüzeyin hemen altında yüzey boyunca yayılan yüzey dalgalarıdır (Şekil 2.2). Rayleigh dalgalarının tanecik hareketi büyük eksenini düşey olan bir elips şeklindedir. Bu eliptik harekete *retrograde* hareket denir.

Rayleigh dalgalarının düşey ve yatay bileşenleri vardır. Yatay bileşeni olduğu için yatay yönde ölçüm yapan sismograflar tarafından ölçülebildiği gibi Love dalgalarının tersine düşey yönde ölçüm yapan sismograflar tarafından da tespit edilebilir.

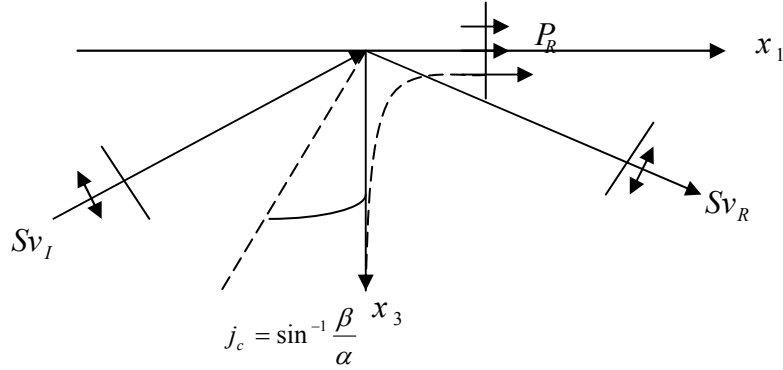


Şekil 2.2 Rayleigh dalgalarının serbest yüzeyde yayılımı(www.usgs.com)

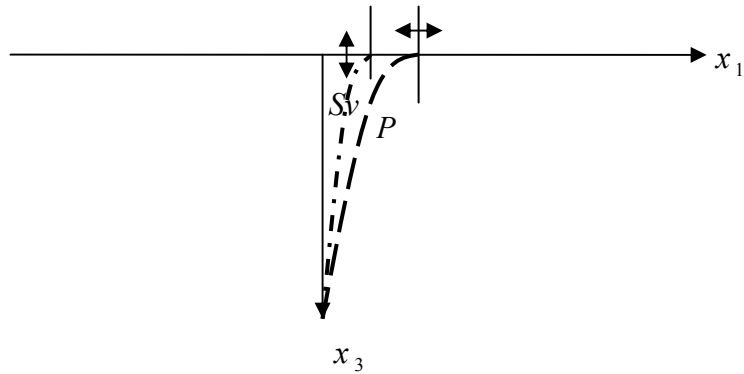
Şekil 2.3.b’de sonsuz P ve SV dalgalarının serbest yüzey boyunca evanesan olarak yayılmasının durumu dikkate alınmaktadır. Potansiyellerin yatay görünür hızı $c=(1/p) < \beta < \alpha$ olduğundan

$$\begin{aligned}\Phi &= A \exp[i\omega(px_1 + \eta_\alpha x_3 - t)] \\ &= A \exp[-\omega \eta_\alpha x_3] \exp[i\omega(px_1 - t)] \\ \Psi &= B \exp[i\omega(px_1 + \eta_\beta x_3 - t)] \\ &= B \exp[-\omega \eta_\beta x_3] \exp[i\omega(px_1 - t)]\end{aligned}\quad (2.11)$$

a)



b)



Şekil 2.3 P ve Sv dalgalarının evanesan olarak yayılması

- Bir serbest yüzeyin üzerindeki kritik açı sonrası gelen SV dalgası faz kayması bir SV yansımasının yanı sıra limit sınır boyunca sonsuz bir P dalgasının artmasına neden olur.
- Bir serbest yüzey boyunca yatay olarak hareket eden evanesan P ve SV dalga enerjisinin varlığı Rayleigh dalgası adı verilen yüzey dalgasını üretir.

Bu durum $X_3 = 0$ yüzeyinde potansiyeller üstel azalır ve enerji yüzey boyunca şu şekilde yayılır;

$$\begin{aligned}\eta_\alpha &= \sqrt{\left(\frac{1}{\alpha^2} - p^2\right)} = i\eta_\alpha \\ &= i\sqrt{\left(p^2 - \frac{1}{\alpha^2}\right)} = \sqrt{\left(\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\alpha^2}\right)} \\ \eta_\beta &= \sqrt{\left(\frac{1}{\beta^2} - p^2\right)} = i\eta_\beta \\ &= i\sqrt{\left(p^2 - \frac{1}{\beta^2}\right)} = \sqrt{\left(\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta^2}\right)}\end{aligned}$$

(2.1.2)

(2.1.2) denkleminde $1/p = c < \beta < \alpha$. Eğer $\beta < c < \alpha$ ise, SV enerjisi serbest yüzeyde hacim dalgası olarak yayılacaktır. Lord Rayleigh (J. W. Stutt) i denklem sistemini (2.1.2) oluşturdu ve yüzey sınır limit şartının kesme hızında daha düşük bir hız ile yüzeyden üstel olarak azalan genliklerle yüzey boyunca hareket eden birleşik bir P – SV dalgasının varlığını buldu. Bu dalgalar yüzeyde silindirik olarak yayılır ve böylece hacim dalgalarını genlikleri üç boyutlu ortamda uzaklıkla ters orantılı olarak azalırken, iki boyutlu geometrik yayılmada ise hacim dalgalarının genlikleri uzaklığın karekökü ile orantılı olarak azalır. Bu nedenden dolayı oluşan yüzey dalgaları (Rayleigh Dalgaları) sismograflara daha geç gelir.

koşul $\sigma_{33}|_{x_3=0} = 0$ kullanırsak;

$$A\left[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + \lambda p^2\right] + B(2\mu p\eta_\beta) = 0$$

(2.1.3)

$\sigma_{33}|_{\chi_3=0} = 0$ aşağıdaki sonucu verir.

$$A(2p\eta_\alpha) + B(p^2 - \eta_\beta^2) = 0 \quad (2.1.4)$$

Birleştirilen (2.1.3) ve (2.1.4) denklemleri aşağıdaki gibi matris şeklinde yazılabilir;

$$\begin{bmatrix} (\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + \lambda p^2 & 2\mu p\eta_\beta \\ 2p\eta_\alpha & p^2 - \eta_\beta^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.1.5)$$

$A = B = 0$ olağan çözümünün dışındaki tek çözüm matris determinantını ortadan kaldırarak verilmiştir;

$$[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + \lambda p^2](p^2 - \eta_\beta^2) - 4\mu p^2 \eta_\alpha \eta_\beta = 0 \quad (2.1.6)$$

2.1.6 denkleminin solundaki terim serbest yüzey yansıma katsayılarının ortak payda olduğu ortaya çıkıyor ve bu yüzden buna Rayleigh ortak paydası adı verilmiştir. Eğer (2.1.6) denkleminde bir n_α ve n_β uygulanırsa, bu takdirde R_{PS} ve R_{PP} sonsuza gider. Bütün koşulları yerine getiren denklem (2.1.6) çözümü evanesan bir dalga çözümüdür ve n_α ve n_β sanal değerlerden oluşur. Aşağıdaki denklemi elde etmek için $p\alpha^2 = (\lambda + 2\mu)$, $\alpha\beta^2 = \mu$ 'yu kullanarak hız cinsinden (2.1.6)'yi yeniden yazılmazsa;

$$\left[\alpha^2 \left(\frac{\eta_\alpha^2}{p^2} + 1 \right) - 2\beta^2 \right] \left[1 - \frac{\eta_\beta^2}{p^2} \right] - \left(\frac{4\mu p^2 \eta_\alpha \eta_\beta}{p^2} \right) = 0 \quad (2.1.7)$$

n_α ve n_β 'nin karşılığı olan terimleri

$$\left[c^2 - 2\beta^2 \left(2 - \frac{c^2}{\beta^2} \right) + 4\beta^2 \sqrt{1 - \frac{c^2}{\alpha^2}} \sqrt{1 - \frac{c^2}{\beta^2}} \right] = 0 \quad (2.1.8)$$

vererek, (2.1.7)'e uygularız.

Bu denklem çözümüne uygun olan kesin şekli vermek için denklem rasyonelleştirilebilir;

$$\frac{c^2}{\beta^2} \left[\frac{c^6}{\beta^6} - 8 \frac{c^4}{\beta^4} + c^2 \left(\frac{24}{\beta^2} - \frac{16}{\alpha^2} \right) - 16 \left(1 - \frac{\beta}{\alpha^2} \right) \right] = 0 \quad (2.1.9)$$

α ve β 'nin verilen değerleri için, $0 < c < \beta$ için (2.1.9)'nin bir çözümü her zaman bulunabilir. Bir örnek olarak, bir Poisson $\alpha^2 = 3\beta^2$ durumunu dikkate alalım. (2.1.9) denklemi

$$\left[\frac{c^6}{\beta^6} - 8 \frac{c^4}{\beta^4} + \frac{56}{3} \frac{c^2}{\beta^2} - \frac{32}{3} \right] = 0 \quad (2.1.10)$$

(c^2 / β^2) halinde kübik olur ve kökü $(c^2 / \beta^2) = 4, (2 + 2/\sqrt{3}), (2 - 2/\sqrt{3})$ kareköklere sahiptir. Sadece son karekök $(c/\beta) < 1$ 'i sağlıyor ve bir Poisson katı madde yarı sonsuz uzayda Rayleigh dalgası yayılım hızı olarak $c=0.9194\beta$ 'yi verir. Şekil 2.1.3 Poisson oranının farklı değerleri için (4.20) çözümlerini göstermektedir. Rayleigh – dalga hızı

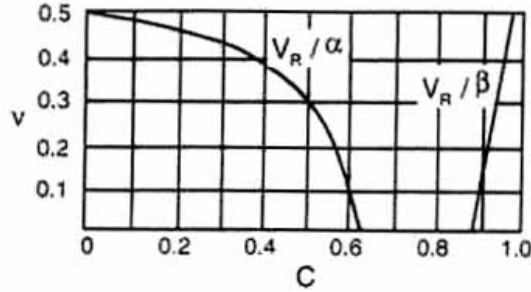
$0.9\beta - 0.95\beta$ 'dir. Poisson oranının tipik değerleri için ($0.2 < \nu < 0.4$). Rayleigh – dalga hızı $0.9\beta - 0.95\beta$ arasındadır.

Bir Rayleigh dalgasına eşlik eden parçacık hareketlerinin yapısını dikkate alırsak yüzey dalga harekete A ve B bağlı genliğe sahip olan P ve SV hareketinin birleştirilmesini gerektirir (2.1.4).

$$B = \frac{-A \left[\left(\frac{c^2}{\beta^2} \right) - 2 \right]}{2c\eta_\beta}$$

(2.1.11)

Olarak yeniden yazabiliriz.



Şekil 2.4 Bir Poisson oranı olarak c yarı sonsuz ortamda Rayleigh dalga hızı olan $v = [(\alpha^2 / \beta^2) / 2 [(\alpha^2 / \beta^2) - 1]]$

Bir sıvı için, $\beta = 0$ 'dır ve $\nu = 0.5$ bu durumda $c = 0$ 'dır. Bir Poisson için, $\alpha = \sqrt{3\beta}$, $\nu = 0.25$ ve $c = 0.91948\beta$ 'tir. (Sheriff ve Geldart'ın Cambridge Üniversitesi "Deneme sismolojisi"

(2.1.3)'ü yeniden yazabiliriz ve bu taktirde (2.1.1), (2.1.11)

$$U_1 = \frac{\partial \Phi}{\partial x_1} - \frac{\partial \Psi}{\partial x_3}, \quad U_3 = \frac{\partial \Phi}{\partial x_{31}} - \frac{\partial \Psi}{\partial x_1} \quad (2.1.12)$$

$$U_1 = Ae^{i\omega(px_1-t)} i\omega p \times \left[e^{-\omega\eta_\alpha x_3} + \frac{1}{2} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) e^{-\omega\eta_\beta x_3} \right]$$

$$U_3 = Ae^{i\omega(px_1-t)} \omega \times \left[\eta_\alpha e^{-\omega\eta_\alpha x_3} + \frac{1}{2c^2\eta_\beta} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) e^{-\omega\eta_\beta x_3} \right]$$

(2.1.13)

Kullanarak, Rayleigh dalgası yer değiştirmelerini hesaplayabiliriz.

Rayleigh dalgası yer hareketi gerek olması gerektiğinden, $\exp[i\omega(px_1 - t)] = \cos[\omega(px_1 - t)] + i \sin[\omega(px_1 - t)]$ i kullanır ve sadece gerek terimleri kullanırız.

$$U_1 = A\omega p \sin[\omega(px_1 - t)] \times \left[e^{-\omega\eta_\alpha x_3} + \frac{1}{2} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) e^{-\omega\eta_\beta x_3} \right]$$

$$U_2 = -A\omega p \cos[\omega(px_1 - t)] \times \left[ce^{-\omega\eta_\alpha x_3} + \frac{1}{2c\eta_\beta} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) e^{-\omega\eta_\beta x_3} \right]$$

(2.1.14)

Poisson için, $c = 0.919\beta = 0.53\alpha$, ve Rayleigh dalga sayısı $k = \omega/c$ nin olmasına izin vermek suretiyle, (2.1.14) denklemini aşağıdaki şekli alır.

$$U_1 = -A k \sin(kx_1 - \omega t) \times \left(e^{-0.85kx_3} - 0.58e^{0.39kx_3} \right)$$

$$U_3 = -Ak \cos(kx_1 - \omega t) \times \left(e^{-0.85kx_3} - 1.47e^{0.39kx_3} \right)$$

(2.1.15)

Poisson yzeyde, $x_3 = 0$ 'dır ve

$$U_1 = -0.42Ak \sin(kx_1 - \omega t)$$

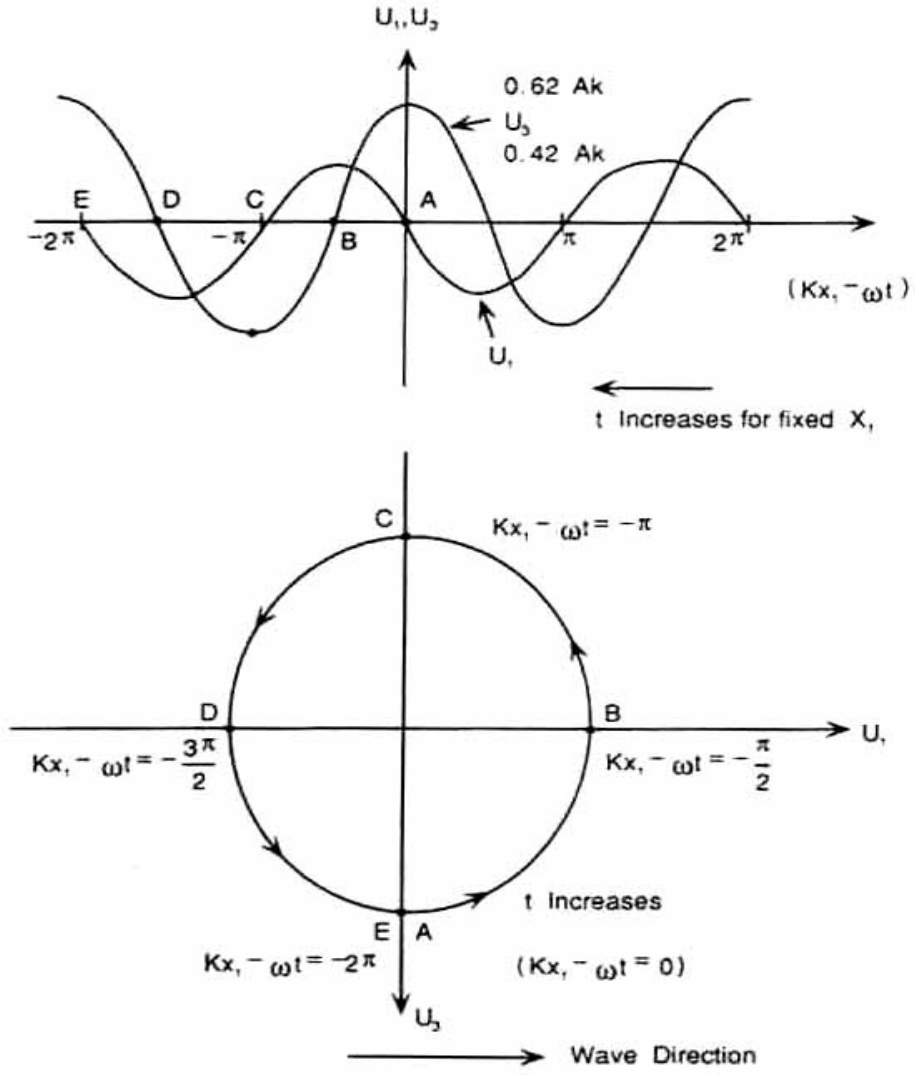
$$U_3 = 0.62Ak \cos(kx_1 - \omega t)$$

(2.1.16)

(2.1.14) denklemi ile verilen Rayleigh dalgası yer değiştirmesi uyumlu bir şekilde x_1 ve x_3 'e bağlıdır (derinlik). u_1 ve u_3 yer değişimleri 90° faz farklıdır ve bu nedenle eliptik partikül hareketini vermek üzere birleşirler, şekil 2.4'te gösterildiği gibi. Yüzey düşey hareketi yatay hareketinin 1,5 katıdır. Döngünün en üstünde (- x_3 yönünde) yüzeyin yatay hareketi yayılımın aksi yönündedir ve bu eliptik harekete *retrogonal* hareket denir (Global Seismology). şekil 2.5 bir Rayleigh dalgası bitişik parçalarının yüzeydeki ve derinlikteki hareketini göstermektedir.

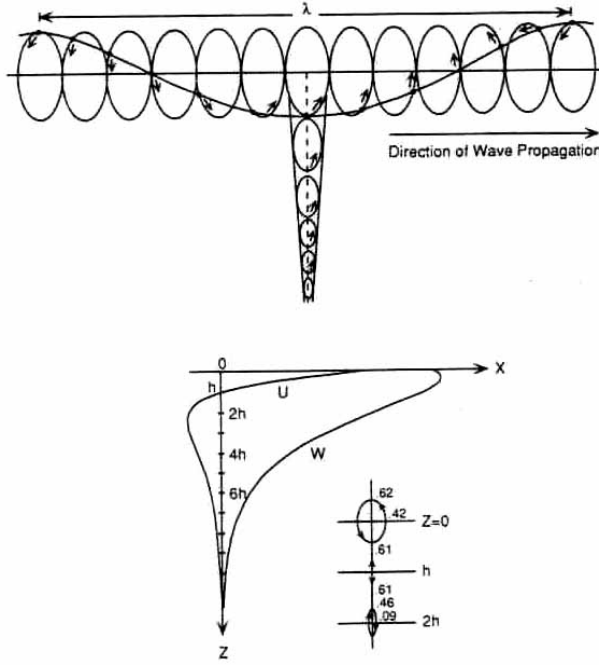
Eliptik döngülerindeki aynı noktadaki yüzey partikül hareketleri arasındaki yatay mesafe Rayleigh tarafından λ dalga boyunu verir. Yaklaşık $\lambda/5$ yatay derinlikte ve daha fazla derinlikte, eliptik hareket bir prograde harekete sahiptir. $\lambda/2$ derinliğe kadar, yatay partikül hareketi yüzeyde yatay hareketin yaklaşık %10'u, düşey hareket ise yüzey düşey hareketinin yaklaşık %30'udur. Rayleigh dalga hareketinin tamamı düşey düzlemde (x_1 x_3) bulunur.

Rayleigh dalgasının genlikleri $e^{-kx_3} = e^{(-2\pi/\Delta)x_3}$ şeklinde olduğundan, uzun dalga boylu Rayleigh dalgaları kısa dalga boylu dalgalardan daha büyük derinlikte daha büyük yer değiştirmeler bulunmaktadır. Homojen bir yarı uzayda Rayleigh dalgalarının hızı frekansa bağlı değilken, kademeli veya düşey olarak homojen olmayan bir ortamda Rayleigh dalgası dispersifdir.



Şekil 2.5.a. Üstteki şekil Denklem (2.1.16) faz fonksiyonunu $(kx_1 - \omega t)$,
b. parçacık hareketinin zaman fonksiyonunu gösterir(Wallace 1995).

Bu yüzey hareketi *retrogonal* eliptiktir (Global Seismology).



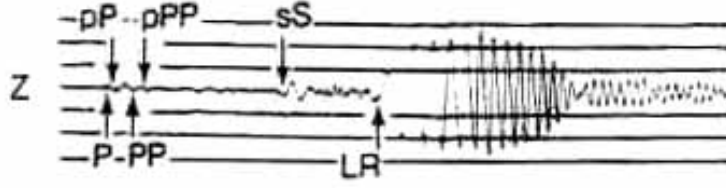
Şekil 2.6.a.Yüzey boyunca ve bir derinlik fonksiyonu olarak bir dalga boyu üzerindeki Rayleigh dalgasının partikül hareketleri.

b.Bir homojen yarı – uzay ortamdaki Rayleigh dalgalarının yatay (u) ve dikey (w) yer değiştirmeleri. (Sheriff ve Geldart'ın Cambridge Üniversitesi 1982).

Partikül hareketi h derinliğinin üzerinde retrogonal eliptik harekettir.

Çünkü genel olarak, yer kabuğundaki hız derinlik ile artar, uzun dalga boylu Rayleigh dalgaları daha hızlı hareket eder ve düşük frekans içerirler bundan dolayı dispersiyona neden olurlar. Rayleigh dalgaları, hareket denkleminin uygulanabilir bir çözümü olması için sadece bir serbest yüzeye ihtiyaç duyar ancak sadece bir yarı sonsuz ortamda nondispersif bir Rayleigh pulse üretir. Rayleigh dalga şeklinin daha belirgin özelliği, Rayleigh LR isimli dalga biçiminde daha önce ulaşılan alçak frekanslı enerji dalgası ile 10 dakikadan daha uzun bir sürede yayıldığı Şekil 2.6'da gösterilmiştir. Rayleigh dalga hareketleri, yüzey dalgasının iki boyutlu geometrik yayılımında hacim dalgalarını etkileyen üç boyutlu yayılıma nazaran bu sismografa ulaşan dalgaların genliklerine bakıldığında en büyük genlik Rayleigh dalgasına aittir. Yüzeye yakın kaynak güçlü

Rayleigh dalgalarını oluştururken, yer kabuğunun derin yerlerinde sadece zayıf Rayleigh dalgalarının oluşmasına neden olurlar.



Şekil 2.7 Bir grubu LR olarak belirtilen dispersif Rayleigh dalgasını takiben hacim dalgasının ilk gelişlerini gösteren düşey bir sismik kayıt (p, pP, PP, pPP, sS)

Kayıttaki işaretler 60 saniye aralıktadır ve zaman sağa doğru artmaktadır. LR'nin alçak frekans bileşenleri dispersiyondan dolayı daha önce kaydedilir. Rayleigh dalga hareketleri 10 dakikadan daha fazla devam eder ve sismograf üzerindeki en geniş yer hareketlerini üretir (Simon'un 1981, William Kaufmann, Inc).

2.2 Love Dalgaları

Bir serbest yüzeyin bulunması Rayleigh dalgasını oluşturan P – SV bileşenlerinin oluşması için yeterlidir. Bununla birlikte, yüzeye paralel yer değiştirmeleri sahip olan S dalgasının, SH bileşeni sadece serbest yüzeydeki toplam yansımaları vardır. Yüzeye yakın herhangi bir SH enerjisini tutmak için, derinlerdeki hız yapısının yüzeye doğru enerjiye dönüşüyor olması gerekir. Eğer S hızı derinlik ile artarsa, içinde ışınların bulunduğu bir dalga kılavuzu oluşturabilir.

Eğer ışın kritik açıdan daha büyük bir açı ile yansıtıcı yüzeye gelirse, bütün enerji dalga kılavuzunun içinde tutulur. Bu şekilde oluşan dalga kılavuzlarına Love dalgası adı verilir (Global Seismology).

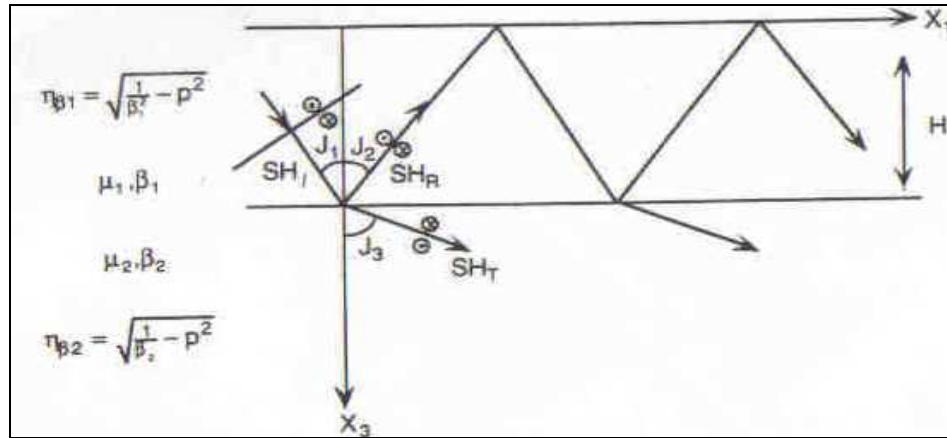
Şekil 2.8'de gösterilen şekilde yarı sonsuz düşük hızlı bir katmanda hapsedilen SH dalgalarının yapısını ele alıyoruz. Katman yarı sonsuz yüzeye ait Rayleigh dalga çözümünde bulunmayan H kalınlığına sahiptir. Bu H kalınlığı, varolan kayma dalga hızı

(β_1) frekans bağımlı olmasa bile, Love dalgası adını verdiğimiz yayılma girişim paternine ait hızın frekans bağımlılığına yol açar.

SH tipi yer değiştirmeleri dikkate alırsak, SH yer değiştirmeleri dalga denklemini sağladığından potansiyel bağıntılarını kullanmayabiliriz. Bu nedenle, düzlem dalga çözümlerini aşağıdaki şekilde yazabiliriz.

$$\begin{aligned} V_1 &= A \exp [i\omega (px_1 + \eta_{\beta_1} x_3 - t)] + B \exp [i\omega (px_1 - \eta_{\beta_1} x_3 - t)] \\ V_2 &= C \exp [i\omega (px_1 + \eta_{\beta_2} x_3 - t)] \end{aligned} \quad (2.2.1)$$

Burada V_1 yukarı ve aşağıya doğru hareket eden dalgalardan oluşan katmandaki SH yer değiştirmesi ve V_2 katmanın tabanındaki her bir yansıtıcı noktada üretilen ve yayılan SH dalgalarından oluşan yarı sonsuz ortamdaki SH yer değiştirmesidir. Eğer, $\beta_1 > \beta_2$ ise $j_3 < j_1$ olur ve iletilen enerji her zaman, katman yansımaları ile yüksek hıza sahip katmandan uzaklaşacaktır. $\beta_1 < \beta_2$ için $j_3 > j_1 = j_2$ 'dir ve iletilen dalga sınırına yakın yerde kırılır.



Şekil 2.8 Bir yarı sonsuz katmandaki tekrar tekrar yansıyan SH dalgalarının geometrisi $x_3 = 0$ bir serbest yüzeydir ve katman kalınlığı H ' dir

$x_3 = H$ sınırındaki (SH_1) gelen SH dalgası, (SH_R) yansıyan SH ve (SH_T) iletilen SH dalgalarını oluşturur. ($\beta_1 < \beta_2$ için, kritik açı $j_c = \sin^{-1} (\frac{\beta_1}{\beta_2})$).

j_1 açısının kritik açıya eşit ve ondan daha büyük olması için, kayma dalgasının yansıma katsayısı B/A birim genliğe sahip ve bir faz farkı olması gerekmektedir. Bu taktirde, SH

enerjisi toplam olarak hem sınırdaki hem de yüzeyde yansıdığından, katmandaki kritik açı sonrası SH dalgası katmanın içinde hapis olacaktır.

$$\sigma_{23} \Big|_{x_3=0} = \mu_1 \frac{\partial V_1}{\partial V_2} \Big|_{x_3=0} = 0 \quad (\text{serbest yüzey})$$

$$\sigma_{32} \Big|_{x_3=H^-} = \sigma_{32} \Big|_{x_3=H^+} \quad (\text{Sınırdaki gerilimin sürekliliği})$$

$$V_2 \Big|_{x_3=H^-} = V_2 \Big|_{x_3=H^+} \quad (\text{Sınırdaki yerdeğiştirmenin sürekliliği})$$

(2.2.2)

(2.2.2)'in (2.2.1)'e uygulanması üç sonuç denklemini verir;

$$A = B \quad (2.2.3)$$

$$\begin{aligned} & A \mu_1 \eta_{\beta_1} [\exp(iw \eta_{\beta_1} H) - \exp(-iw \eta_{\beta_1} H)] \\ & = C \mu_2 \eta_{\beta_2} \exp(iw \eta_{\beta_2} H) \end{aligned} \quad (2.2.4)$$

$$\begin{aligned} & A [\exp(iw \eta_{\beta_1} H) + \exp(-iw \eta_{\beta_1} H)] \\ & = C \exp(iw \eta_{\beta_2} H) \end{aligned} \quad (2.2.5)$$

SH hareketlerinin tamamının yatay görünür hızı $c = 1/p = k_1 / w$ dır. Kompleks eksponansiyel terimleri trigonometrik fonksiyonlar cinsinden yazabiliriz. (2.2.4) ve (2.2.5) denklemlerini oranlayarak tekrar yazarsak;

$$\tan(\omega \eta_{\beta_1} H) = \frac{\mu_2 \eta_{\beta_2}}{i \mu_1 \eta_{\beta_1}} = \frac{\mu_2 \eta_{\beta_2}}{\mu_1 \eta_{\beta_1}} \quad (2.2.6)$$

Burada $c = 1/p < \beta_2$ için kritik açı sonrasında $\eta_{\beta_2} = i\hat{\eta}_{\beta_2}$ 'yi verdiğini ve η_{β_2} 'nin kesinlikle gerçektir kabul ediyoruz. Dalga hızı c açık bir şekilde frekansa bağlı olduğundan, (2.2.6) denkleminin dispersiyon denklemi adı verilir.

(2.2.6)'ü parametreler μ_1, μ_2, β_1 ve β_2 ile w ve c değişkenleri cinsinden yeniden yazarak, aşağıdaki denklemi elde ederiz:

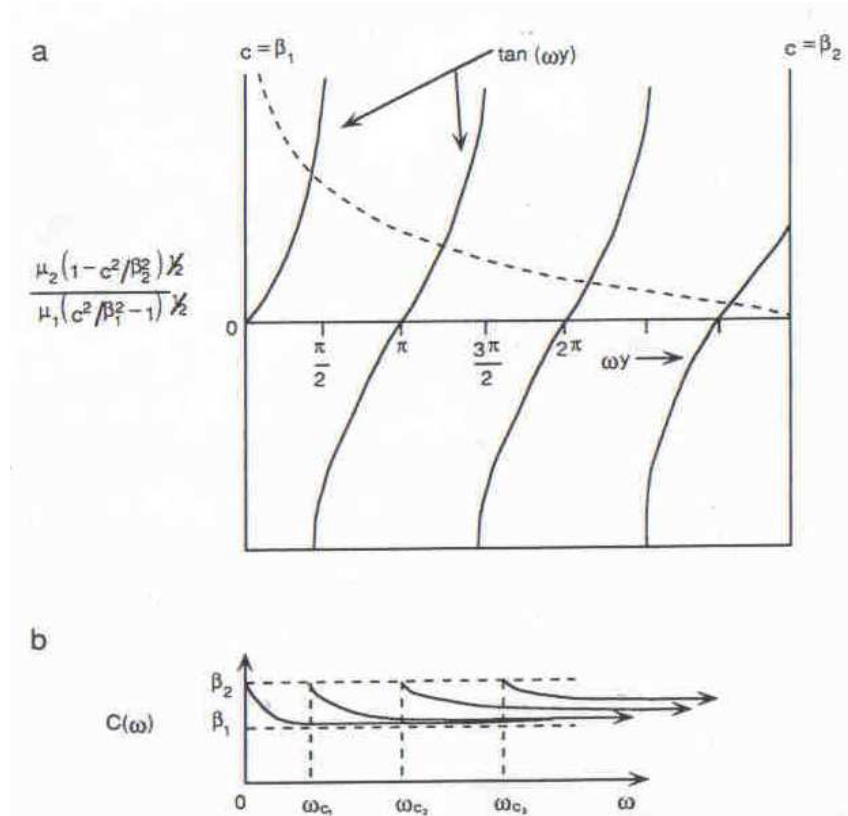
$$\begin{aligned} & \tan\left(H\omega\sqrt{\left(\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}\right)}\right) \\ &= \frac{\mu_2\sqrt{\left(\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta_2^2}\right)}}{\mu_1\sqrt{\left(\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}\right)}} \end{aligned} \quad (2.2.7)$$

(2.2.7)denklemi $\beta_1 < c < \beta_2$ çözümleri için gerçel sayılar olacağını göstermektedir.

Love dalgası dispersiyon denklemi (2.2.7) ile ilgili çözümler grafik tekniği kullanılarak ifade edilmiştir. Burada y 'nin $y = H[(1/\beta_1^2) - (1/c^2)]^{1/2}$ aralığı için tanımladığı $0 < y < H[(1/\beta_1^2) - (1/\beta_2^2)]^{1/2}$ olmasına izin verilir. Şekil 2.9 tanımlanan y aralığı üzerindeki (2.2.7) denkleminin sağ tarafına karşı bir $\tan\omega y$ pilotunu göstermektedir. $\tan(\omega y)$ fonksiyonu periyodiktir ve çözüm eğrilerinin kesim noktalarıdır. Belli bir w değeri için, n 'yi kullanarak $n=0$ ile başlayan soldan sağa doğru numaralandırdığımız sınırlı çözüm sayısı mevcuttur. $n = 0$ çözümüne o frekansa ait temel mod adı verilir ve n 'nin daha büyük değerleri sistemin daha yüksek modlarını veya armonik seslerini tanımlar.

$$w_{c_n} = \frac{n\pi}{H\sqrt{(1/\beta_1^2)-(1/\beta_2^2)}} \quad (2.2.8)$$

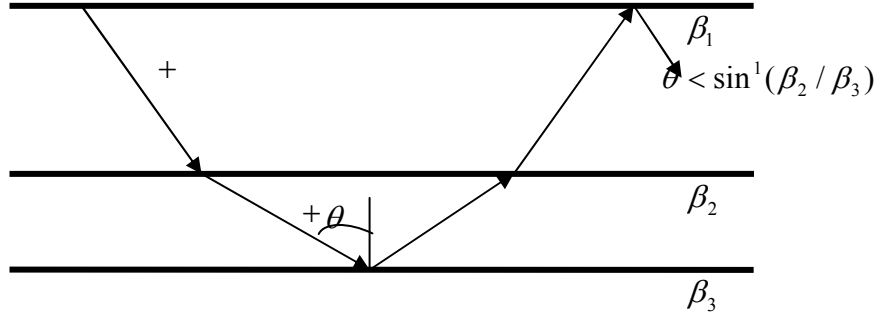
w_{c_n} değerine kesme frekansı denir. Kesme frekansında her modun faz hızı daima $c = \beta_2$ ' dir.



Şekil 2.9.a. Kesik çizgili ve koyu hatların farklı modları verdiği (4.34)'ün grafiksel çözümü, b. bir yarı sonsuz ortama ait temel ve yüksek modlu Love dalgasının frekansa bağlı faz hızlarının dağılım eğrisi (Global Seismology)

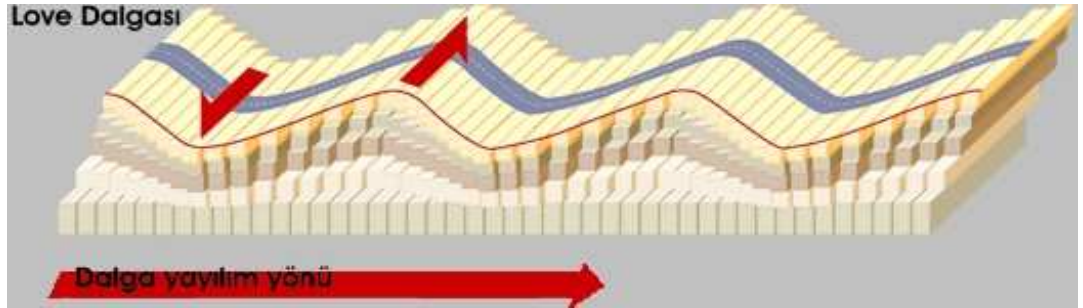
Love dalgaları her zaman dispersiftir. Love dalgalarının oluşması için yarı sonsuz bir katman üzerinde düşük hızlı bir katmana ihtiyaç vardır. Çünkü Love dalga partikül hareketi yüzeye paralel olduğundan, Love ve Rayleigh dalgası yüzey hareketlerinin tamamen ayrılması, daha hızlı hareket eden, düşey ve ışınsal bir şekilde ilerleyen Rayleigh dalgasının önündeki enine bileşen Love dalgalarını meydana getirir.

Yeryüzü gibi çok katmanlı bir yapıdaki Love dalga yayılımının fiziği daha önce tartışılan yarı sonsuz ortam içinde bir tek katman üzerindeki basit durum gibi aynı şekilde analiz edilebilir.



Şekil 2.10 Çok katmanlı bir ortamdaki Love dalgaları, katmanların içine hapsedilmiş SH dalga yansımalarını içerir(Wallace değiştirilerek alınmıştır).

Yapıdaki çeşitli derinlikteki kritik açılar (Şekil 2.10) yüzey kılavuz dalgalarının bir dizindeki Love dalga enerjisini tutabilir. Daha uzun dalga boyulu ve daha düşük frekanslı dalgalar genellikle daha yüksek hızlara sahip olma eğilimindedirler çünkü hız genellikle derinlikte artar. Bununla birlikte magma ile yeryüzü kabuğu arasındaki katman (örtü) içindeki gerçek hız eğimleri, uzun periyotlu Love dalgalarının aynı periyotlu Rayleigh dalgalarından daha az dispersif olmasına sebep olur (Aki *et al.* 1980)



Şekil 2.11 Love dalgalarının serbest yüzeyde yayılımı (www.usgs.com)

3. ZEMİN BÜYÜTMESİ

Yüzey jeolojisi ve zemin tabakalarının jeoteknik özellikleri sismik yer sarsıntısında çok büyük önemi var. Yer sarsıntısı sırasında sismik dalgalarda meydana gelen değişiklik uzun zamandır biliniyor ve mühendislik uygulamalarında da artık dikkate alınıyor. Yer sarsıntısında meydana gelen bu değişiklik deprem kaynağı, sismik dalgaların kaynaktan zemine kadar yayılması ve sismik dalgaların zemine geliş zamanları ile ilgilidir. Bu yüzden yer sarsıntısında meydana gelen sismik büyütme kaynak, sismik ışının izlediği yol ve zemin etkisiyle kontrol edilir. Zemin etkisi; içine öncelikle sedimanter tabakayla onun altındaki ana kaya arasındaki empedans farkını alır yani düşük hızlı sedimanter tabaka ile ana kaya arasındaki, yerel zemin jeolojisi ve yüzey dalgalarının tekrarlı yansımalarıyla oluşan rezonans etkisini içine alır. Bu olay bir boyutlu model kullanılarak incelenebilir. Zemin etkisi içine aynı zamanda; derin havza etkisi, havza kenarı etkisi(ki eğer havzanın yapısını, havzayı oluşturan sedimanter tabakaların hızını bilirse havzada yayılan dalganın fiziği kolayca anlaşılabilir ve yanal süreksizlikler de yüzeyde sismik enerjiyi belli bir noktada odaklaşmasını sağlayan iki ve üç boyutlu yer altındaki yapılarda dahil edilebilir. Bu etkileri de iki boyutlu veya üç boyutlu modellerle inceleyebiliriz. Zeminde sismik harekette meydana gelen değişikliği kavrayabilmek için kaynak-yol-zemin koşullarının göz önünde tutulması gerekiyor. Yol-kaynak-zemin arasındaki ilişkiyi gösteren simülasyon yapılmasına karşın nadiren mühendislik pratiğinde kullanılıyor. Bunu yerine ana kayanın sismik cevabını tahmin etmek için ampirik soğrulma ve sismik risk analiziyle birleştiriliyor. Yüzeydeki sismik yer sarsıntısını tahmin etmek için günümüzde ampirik, analitik ve nümerik yöntemler kullanılıyor.

Genelde zemin etkisi; zemin ve yüzey topografyası yüzünden dalga alanının karakteristik özelliklerinin (genlik, frekans içeriği, süresi) değişmesi diye tanımlandırılabilir. Zemin şartları, belirli bir yerdeki yüzeyden ana kayaya kadar zemin tabakalarının kalınlığı ve rijitliğiyle ilişkilidir. Son 30 yılda elde edilen ivme kayıtlarıyla yeraltının özelliklerinin; sarsıntının genliği, frekans içeriği ve sarsıntı süresi üzerinde etkisi olduğu anlaşılmıştır

Bu meydana gelen değişimler bir çok parametreye bağlıdır, mesela; geometrik özellikler, yüzey topografyası, zeminin fiziksel özellikleri olabilir. Zeminin formasyonları ve yüzey topografyası gelen dalganın karakteristik özelliklerini değiştirerek yer sarsıntısında bazen büyütme bazen de küçültme yol açıyor. Bu yüzden zemin büyütme terimi; sismik dalgaların filtrelemeye uğramasını ya da zeminden geçerken gelen dalganın belirgin harmonik hareketini güçlendirme olarak tanımlanmıştır, bununla birlikte zemin filtrelemesi gelen dalganın frekansı geçtiği ortamın doğal frekansından yeteri kadar büyükse gelen dalganın harmonik bileşenlerini bastırabilir tabii salınımın sönümlenmesinde mümkün. Geçmişte yapılmış çalışmalara yumuşak tabakalarda yer sarsıntısının sönümlenmesini gösteren kayıtlarda dâhil edilmiştir. Örneğin Seed and Idriss (1970), Gazetas *et al.* (1990).

Zemin etkisi terimi; lokal jeolojinin ve yüzey topografyasının sismik dalgada meydana getirdiği etkileri tanımlanıyor. Zemin karakterize eden buradaki ana parametreler; zemin stratigrafisinin geometrisi (kalınlık ve yanal süreksizlikler) yüzey topografyasının şekli zeminin fiziksel mekaniksel ve dinamik özellikleridir.

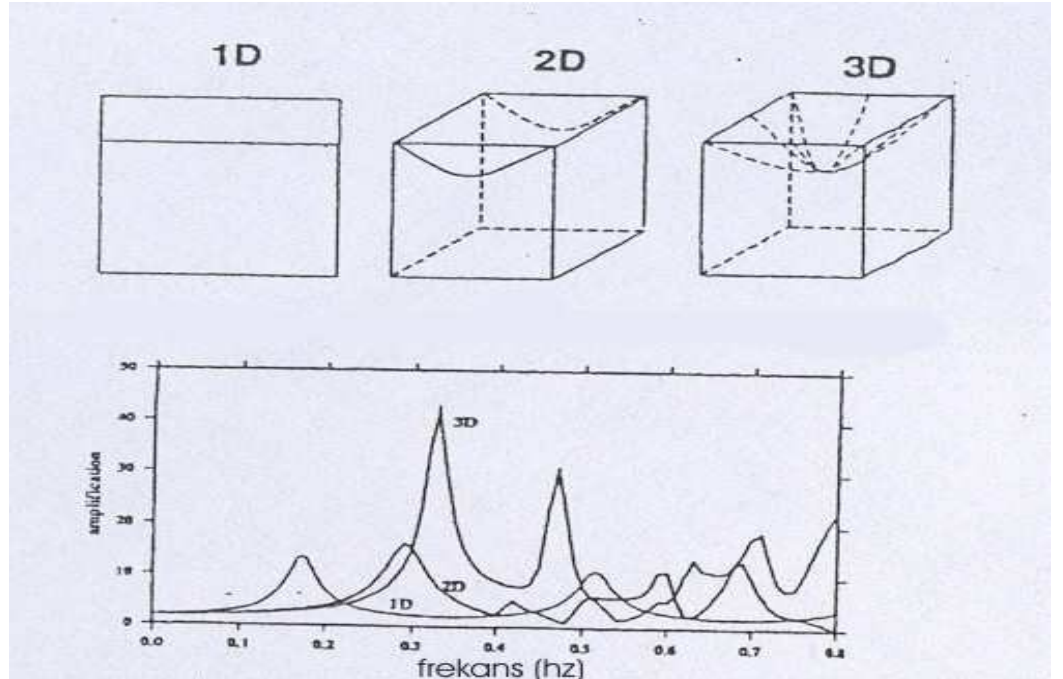
Yüzeydeki topografyanın etkisi; topografik rölyef (tepeler, sırtlar, kanyon, uçurumlar ve eğimler) ve yer altında bulunan üç boyutlu yapılarla ilişkilidir. Yer sarsıntısının frekans içeriği ve süresini etkileyen yanal jeolojik süreksizlikler de ilişkili olabilmektedir. Yıkıcı depremlere bakıldığında dış bükey yapıların olduğu yerde ve karışık jeolojik yapının olduğu yerlerde büyük hasarlar oluşmaktadır.(Assimaki 2004).

Yüzey topografyası; dış bükey (sırt, dağ, tepe, ...) ve iç bükey (vadi, havza, kanyon, ...) yüzeylere bağlıdır ki bu yapılar deprem boyunca farklı davranışlar sergilerler. Konveks topografya durumunda; yer sarsıntısında meydana gelen önemli büyütme konveks yapının ayak, topuk diye adlandırılan kısmından çok yapının tepe kısmında görülür. Konkav yapılarda ise yapının yan tarafındaki sismik sarsıntı büyütme basende meydana gelen büyütme fazladır, jeolojik koşullardan dolayı (Pitilakis 2004) . Sismik dalganın hızı 0.1 km/s ile 30 km/s arasında değtiğinden deprem mühendisliğinin ilgilendiği güçlü yer sarsıntısının frekansı 0.1 Hz ile 20 Hz arasında

değişiyor dolayısıyla dalgaların boyuda metrelerce uzunluktan kilometrelerce uzunluğa kadar olduğu görülebilir. Bu yüzden topografik yapılar, yeraltındaki üç boyutlu yapılar ve jeolojik yapılar yüzeyde ölçülen genliğin formülünü önemli ölçüde etkiliyor (Assimaki 2004).

Bir boyutlu modeli ele aldığımızda, frekansın zemin parametrelerine bağlı olduğunu biliyoruz ama yer altında iki boyutlu veya üç boyutlu bir yapı olması durumunda temel frekansın aynı zamanda zemin geometrisine bağlıdır.

Sismik dalgaların 1B,2B,3B ortamda yayıldığına dikkate alırsak 2B ve 3B ortamda meydana gelen sismik sarsıntıdaki büyütme daha yüksek frekans değerlerine kaymaktadır (Şekil 3.1)



Şekil 3.1 1B, 2B ve 3B ortamda yayılan dalgaların büyütme izgeleri
(Pitilakis 2004)

Şekil 3.1'de 1B,2B ve 3B ortamlarda yayılan sismik dalgaların spektrumları gösterilmiştir (Pitilakis 2004)

1B ve 2B modelde rezonans frekansı arasındaki fark 2B ve 3B modelleri arasındaki farktan daha fazla göze çarpıyor. Bu demek oluyor ki 2B ve 3B ortamda rezonans frekansları arasındaki fark oldukça küçük ve büyütme alanı oldukça büyük oluyor. İki boyutlu ve üç boyutlu doğa yüzünden topografik olgusunu analiz etmek zemin büyütmesini analiz etmekten daha karışık. Sismik dalgaların topografya yüzünden saçılması problemi birçok bilim adamı tarafından çalışılmıştır (makrosismik gözlemlerle ve aletlerle yapılan çalışmalar). Bununla birlikte yüzey topografyasının etkileri mühendislikteki önemlerine rağmen bir çok sismik kodlar ve sismik bölgeleme çalışmalarına dahil edilmiyor. Bunu nedeni problemin çok karmaşık olup ve çok fazla parametre içermesinden kaynaklanıyor (Assimaki 2004).

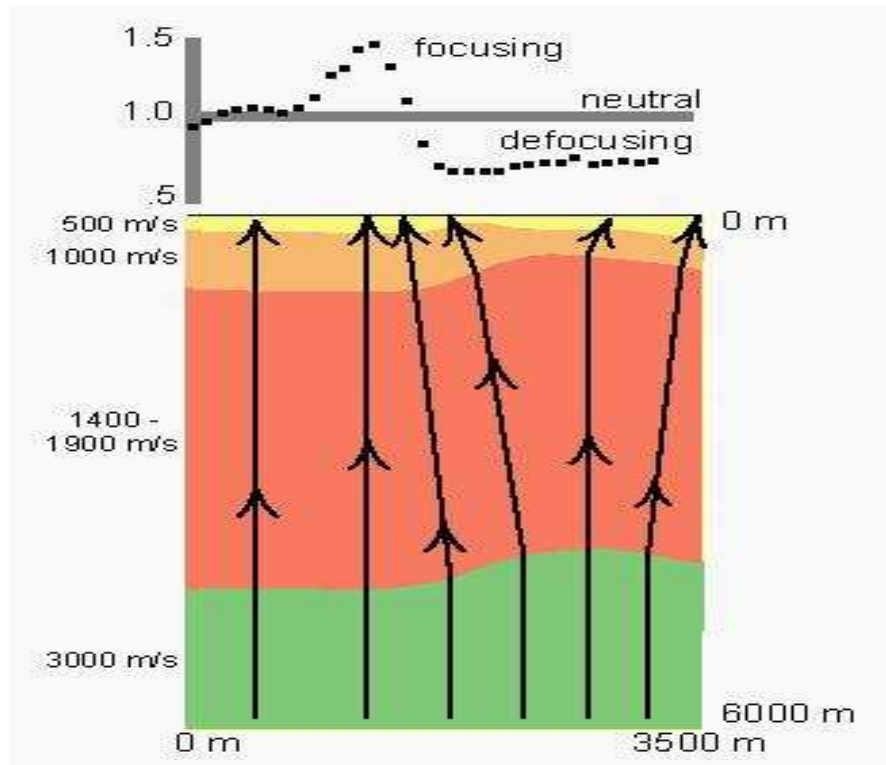
3.1 Zemin Büyütmesine Yeraltındaki Yapıların Etkisi

Birçok deprem hasarının araştırılması sonucunda depremin en çok etkilediği yerlerin bazen çok küçük zonlar oluşturduğu gözlenmiştir. İşte bu tür etkilerin açığa çıkması, şimdiye kadar yapılan araştırmaların bölgenin jeolojik konfigürasyonunun deprem süresince, deprem dalgasının genliğini ve modu üzerinde nasıl bir etki yaptığı üzerine yoğunlaşmıştır. Ana kayadaki deprem ile depremin yüzeydeki etkisi arasındaki farklar incelenmiş fakat bu farklılıkların bölgenin yerel jeolojik konfigürasyonundan yada sismik dalgaların yayılımdan meydana gelip gelmediğini kanıtlamak oldukça zor olmuştur (Pitilakis 2004)

Birçok makrosismik araştırmalar (Lambesc, Fransa,1909; Irpina, İtalya,1980:Liege, Belçika,1983)sonucunda güçlü süreksizlikler(eski faylar, formasyonların kontak noktaları ve çöküntü bölgeleri) boyunca dar zonlarda yıkımların yoğunluğunun arttığı gözlemleniyor. Bununla ilgili örnek çalışmalarda Moczo ve Bard'ta (1993) bulunabilir. Yine Rodriguez *et al.* (1988) ve Bard (1993) yapılan araştırmalar kısa mesafede güçlü büyütme ve yer sarsıntısının genliğinde meydana gelen değişimler yerel yumuşak tabakalarda oluşan yüzey dalgalarından oluştuğunu göstermektedir. Kobe depremi için yapılan araştırmalarda meydana gelen hasar yani Osaka körfezinin batı kısmındaki sediman- ana kaya kontağına ve faya paralel olan yerde yoğunlaşmıştı dolayısıyla

burada meydana gelen hasarın yanal süreksizlikten mi yoksa faydan mı kaynaklanıp kaynaklanmadığı sonucunu çıkaramayız (Assimaki 2004). Bunlar ek olarak zemin etkilerinin bir kısmı makrosismik araştırma sonucunda üç boyutlu etkiler olarak ele alınmış.

Eğer havza tabanı düzensiz bir şekilde ise ya da yer altında iki boyutlu veya üç boyutlu yapılar mevcutsa tabakaların yoğunluğu ve elastik parametrelerinden dolayı deprem dalgasının genliğinde bazı değişimler olacaktır bununla beraber bazen havza tabanından sismik dalgaların yansımından yada kırılmasından dolayı sismik dalgalar yüzeyde bir noktada buluşuyor yani odaklanıyor (Şekil 3.2).



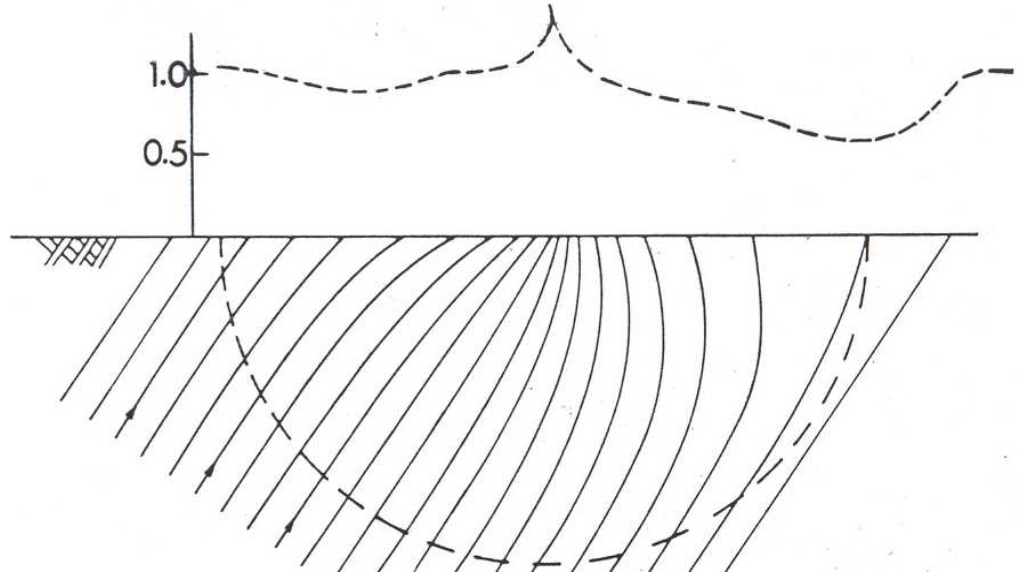
Şekil 3.2 Işınlardan bir noktada odaklanması(www.usgs.com)

İşte bu odaklandığı noktada dalgaların fazlarına bağlı olarak büyütme meydana gelebilir çünkü ışınların bir noktada odaklanmasında yüksek frekanslarda büyütme meydana gelecektir (Hartzell *et al.* 1996). Dolayısıyla sismik enerji yüzeyde bir noktada

daha güçlü hissedilecektir. Beklide ışınların bu şekilde odaklanması sedimanter bir havzada meydana gelen rezonans etkisinden daha çok hasar verebilir (Poceski 1963).

Hartzell (1996),1971 San Fernando Vadisi'nde meydana gelen depremde vadi boyunca oluşan yıkımların birbirinden bu kadar farklı olmasında vadi tabanında tabakaların düzensiz bir uzanım gösterdiğinden dolayı deprem dalgalarının belli bir noktada odaklaştığını gösterdi.

Genel olarak iki tane odaklanma mekanizması vardır. Bunlardan biri; yer altının geometrisi, tabakaların geometrisinden dolayı yansıma ya da kırılmayla ışınların yüzeyde bir noktada odaklanması diğeri ise, ışınların sürekli olarak kırıldığı homojen olmayan ortamlarda oluşur.

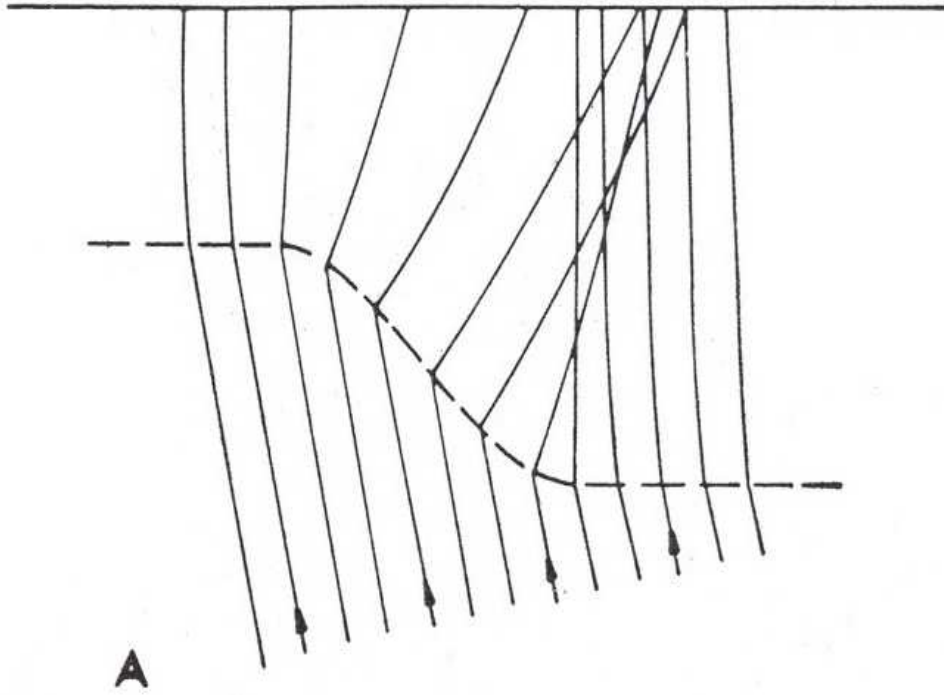


Şekil-3.3 Yanal hız değişiminden dolayı oluşan odaklaşma (Jackson 1971)

Şekil 3.3'de yanal hız değişiminden dolayı ışınlarda odaklaşma başlıyor. Grafikte gösterilen kesikli çizgilerde yüzeye çıkan dalgaların genliklerini gösteriyor. Yer

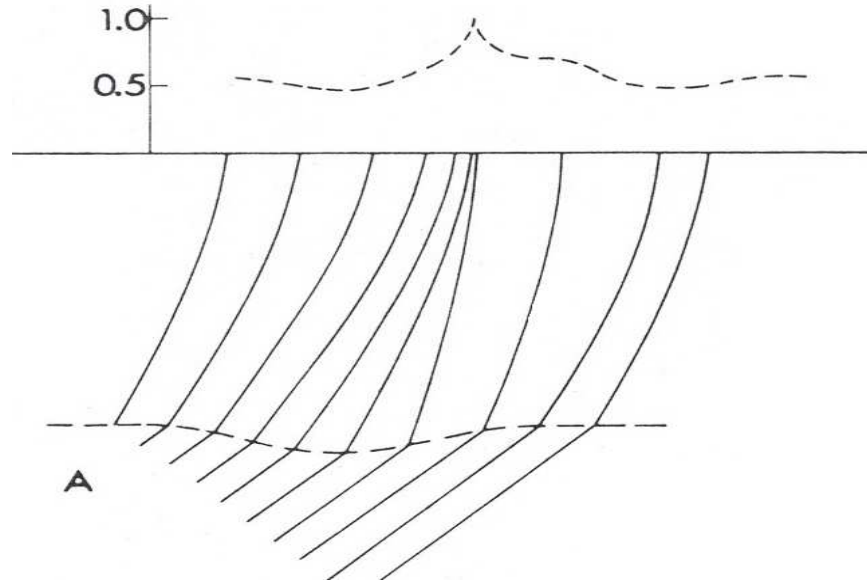
sarsıntısını güçlendiren ışınların odaklanması belki grafikteki çentiğin olduğu yerde beklenebilir. Şekil 3.3'deki gibi ışınların yüzeyde odaklanması yer sarsıntısını daha da artıracaktır.

1963 yılında Yugoslavya'nın sedimanter tabakalar üzerine kurulmuş Üsküp kentinde 6.9 büyüklüğünde bir deprem meydana geliyor ve bu depremde aynı doğrultuda bulunan bazı binalarda ağır hasar meydana gelirken bazı binalarda hafif hasar meydana geliyor. İşte bu depremde hasarlı yapıların birbirinden bu kadar farklı olması ışınların bir noktada odaklanması olarak tanımlanıyor (Poceski 1963 ve Sozen *et al.*1968). Üsküp'de meydana gelen bu odaklanma ise odaklanmanın bir başka önemli etkeni olan fay kaynaklı bir odaklanmadır. (Jackson 1971)



Şekil-3.4 Faydan kaynaklanan bir odaklanma (Jackson 1971)

Sismik ışınların odaklanmasına verilebilecek başka bir örnek ise ana kayadaki bir çöküntüden dolayı oluşan odaklanmadır.



Şekil-3.5 Ana kayada meydana gelen çöküntüden oluşmuş bir odaklanma (Jackson 1971)

Yapılan çalışmalar gösteriyor ki sismik dalgaların yüzeyde bir noktada odaklanması sismik büyütmede önemli bir mekanizmadır.

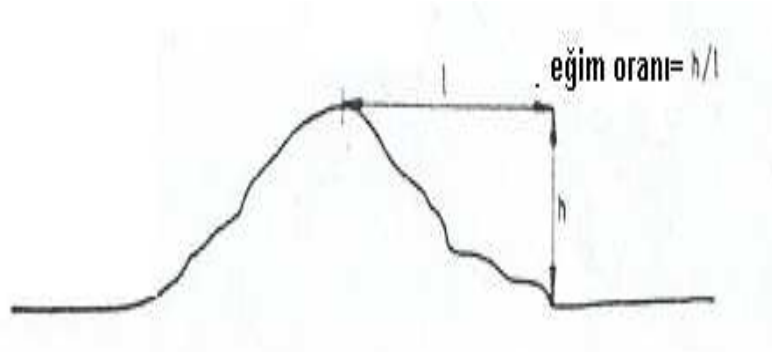
3.2 Zemin Büyütmesinde Yüzey Topografyasının Etkisi

Yıkıcı sismik çalışmalardan yapılan araştırmalar tepenin üstündeki, havzanın sırtındaki ve kanyondaki binaların vadinin tabanındaki binalardan bazen çok daha fazla hasar gördüğünü gösteriyor. Yapılan gözlemler topografyanın büyütme etkisini anlamayı sağlayamamıştır. Bunun üzerine aletler kullanılarak toplanan verilerle yüzey topografyasının yer sarsıntısında çok önemli bir rol oynadığı ortaya çıkmıştır (Griffiths and Bollinger 1979 ; Louis-Geli 1980). Buna benzer gözlem örnekleri; Boore 1972 (San Fernando depremi,Amerika,1971), Levret *et al.* 1986 (Lambesc depremi,Fransa,1909), Brambati *et al.*1980(Friuli depremi, İtalya,1976),Çelebi 1987(Şili depremi,1987), Kawase ve Aki 1990 (Whittier Narrows depremi,1998), Restrepo ve Cowan,2000 (Eje Cafetero depremi,Kolombiya)Yunanistan (Kozani,1995 ve Atina ,1999) ve Türkiye 'de

(Bingöl,2003) dışbükey yapılardaki binalarda çok ağır hasarlar meydana geldiğini gösterdi.

Yüzey topografyasının deprem dalgasının genliğini ve frekans içeriğini etkilediğine dair güçlü aletsel kanıtlar var. Buna benzer aletsel tanıklarda daha önce Geli *et al.* (1988), Faccioli (1991), Finn ve Liam (1991) elde etmiştir. Güçlü topografya etkisi kaydı ilk başta Bard ve Meneroud (1987) ve doğruluğunun kanıtlanması da Nechtschein *et al.* (1995) tarafından Güney Alp'lerdeki basamak yapısı için yapılmıştır. Buradaki çalışma sonucunda tepenin üstündeki büyütme zeminde meydana gelen büyütmeden 20 kez daha büyüktü. Buna benzer çok iyi bilinen ve güçlü kanıtları olan çalışmada; Kalifornia Northridge 1994 depreminde yapılan çalışmadır. Bu depremde Tarzona istasyonunda büyütme 5 Hz olarak bulundu (Çelebi,1995; Bouchon ve Barker, 1996), zayıf yer sarsıntısıyla da benzer gözlemler Yunanistan'dan elde edildi (Chavez-Garcia *et al.*,1996;LeBrun *et al.*,1999).

Tüm bu araştırmalarda elde edilen sonuçlarda şekil-1 deki gibi bir tepenin en üstünde en büyük büyütme değeri elde edilmiştir.

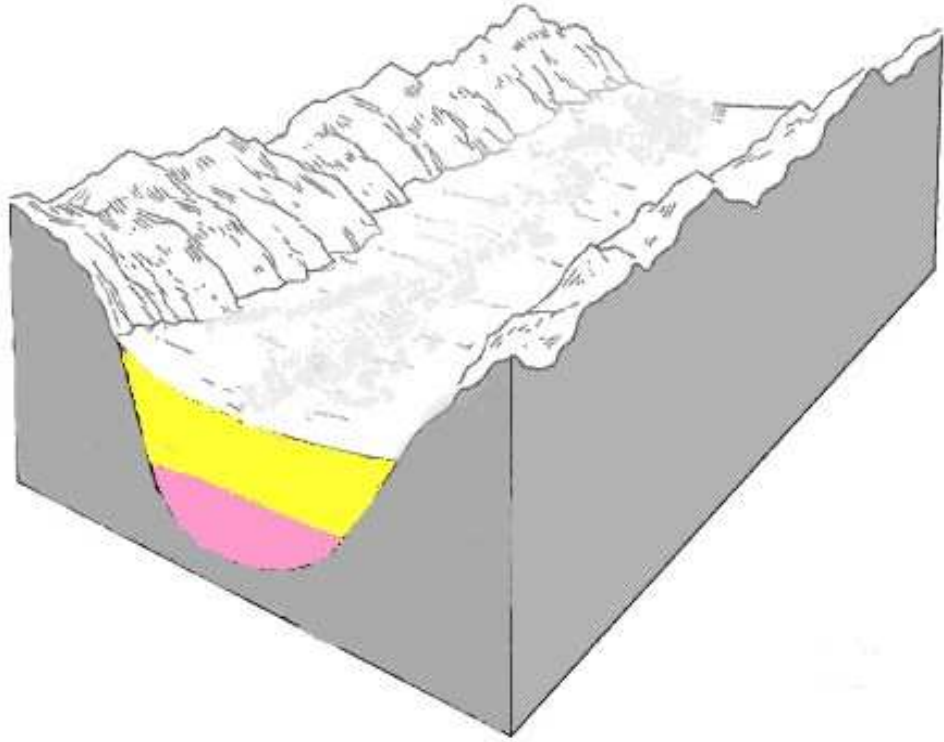


Şekil 3.6 Dışbükey topografya (Geli 1988)

Geli (1988), yaptığı araştırmalarda, tabakasız homojen tek bir sırtta, bir tepenin en üstünde en büyük büyütme değeri elde etmesine rağmen tabakalarla çevrilmiş bir tepede meydana gelen büyütmenin daha büyük değerler aldığını ortaya çıkarmış. Arka arkaya dizilmiş olan tepe yapısında ise meydana gelen en büyük büyütme ortadaki tepelerde

ölçülüyor. Bu araştırmalardan elde edilen sonuçta yer altındaki tabakalarla yüzey coğrafyası birbiriyle çok güçlü bir etkileşim halinde ve çok karışık bir büyütme paterni oluşturabiliyorlar. Yarattıkları etkileri birbirinden ayırmak oldukça güç.ayrıca gelen dalga boyu dağın genişliğine yakınsa sırtlarda önemli bir büyütme meydana geliyor.

Zemin ve sedimanter tabakalar havza içerisinde bozulmamış kayalar tarafından sarılr (şekil 3.7). Havzanın ucunda; ana kaya ile sedimanter tabaka arasında büyük bir hız farkı vardır. Bu hız farkından dolayı, hacim dalgaları (S dalgası) havza ucuna dik veya dike yakın bir açıyla geldiğinde havzanın ucunda kırılarak havzanın içine girerler.



Şekil 3.7 Bozulmamış kayalarla sarılan Havza (U.S.G.S Hidrolojik Araştırmalar Atlası 2004)

İşte bu şekilde havza ucuna gelen S dalgasının kırılarak havza içine geçerken arkasına S dalgasını izleyen, daha geç gelen uzun periyotlu fazlar yapışıyor bundan dolayı havzanın ucunda genlikler daha büyük oluyor. İşte bu geç gelen ve uzun periyotlu olan fazlara havza kaynaklı yüzey dalgaları denir. Bu yüzey dalgaları havza içerisinde ileri-

geri yatay doğrultuda yayılırlar. Havzanın ucunda oluşan bu yüzey dalgaları havzanın içinde ilerlerken, havzanın karşı ucunda yüzey dalgasının enerjisinin bir kısmı yansır ve havza içine geri döner (Ozel 2004).

Eğer havzanın eğimi dikse havza kaynaklı yüzey dalgaları ve hacim dalgaları aynı anda gelirler ve bu yüzey dalgaları aynı fazda bir noktada buluşurlarsa yıkıcı girişim gösterirler böylece yer sarsıntısının genliği daha da büyür işte böyle bir büyütme de 'kenar etkisi' denmiştir (Kawase 1993).

Havza kaynaklı yüzey dalgalarının oluşmasından dolayı birçok sayısal çalışma alüvyol vadi ya da sedimanter havza altındaki yer altı topografyası üzerine odaklandı çünkü bu yapılar altında oluşan dalgaların hapis olması zemin büyütmesine neden oluyor ki bu etkilerde bir boyutlu olarak modelleniyor.

Havza kaynaklı dalgalar üzerine geçen yıllar boyunca birçok gözlemler yapılmış bu gözlemden bazıları; Santa Clara vadisi, Kaliforniya'da Loma prietra artçı şoku (Frakel *et al.* 1991). Kagawa 1992 yılındaki çalışmasında gelen dalganın azimut açısından dolayı yüzey sarsıntısının Osaka düzlüğünde çok kuvvetli hissedildiğini belirtti (Assimaki 2004). Kinoshito *et al.* 1992 yılında, Philips *et al.* 1993 yılında, Hisada *et al.* 1993 yılında çalışmalarında Tokya'da Kanto havzasında kenar etkisi yüzünden S dalgasının genliği çok kuvvetli hissedildiğini belirtmişlerdir (Assimaki 2004). Önceden yapılan çalışmalar geniş vadilerde yapıldığından baskın periyot birkaç saniye ($1 \text{ sn} < T < 6 \text{ sn}$) bu yüzden havza kaynaklı yüzey dalgaları uzun periyotlu dalgalara uyum gösteriyor ve vadinin kenarında, vadinin orta kısmında bu periyotlar daha da artabiliyor (Assimaki 2004).

Daha küçük yapıların olduğu durumda, yüzey dalgalarının frekans içeriği yüksek ve seyahat zamanlarının kısa olduğu yerde havza kaynaklı yüzey dalgalarıyla doğrudan gelen S dalgaları girişim yapıyor ve sonuçta bunların varlığı Eurosseistest bölgesinde

Selanik (Yunanistan) yakınlarındaki 5 km genişliğinde ve 250 m derinliğindeki çok büyük bir vadide rahatça tanımlanabiliyor.

3.3 Zemin Büyütmesinde Yumuşak Tabakların Etkisi

Mikrosismik kanıtlar birçok depremde, yüzeydeki yumuşak tabakalarda meydana gelen deprem hasarının, anakayanın yüzeylendiği yerlerde meydana gelen deprem hasarında daha fazla olduğu gösteriyor. Birkaç klasik örnek verilecek olursa 1923 Tokyo Kanto depreminde hasar çok fazla ve geniş bir alana yayılmıştı (Ohsaki,1969),1967 Venezuela depreminde (Seed *et al.* 1972), 1977'de Bucharest Vranehla depremi(Tezcan *ve diğ.*,1979), 1957 Meksiko City depremi ve özellikle1985 (Rosenblueth, 1960; Seed,Romo 1987). Sanfrancisco ve Oakland 1989 Loma Prieta depremi (Housner 1990), 1995 Kobe depremi, Adapazarı ve Kocaeli depremi (Anonymous 2000). Herkesin kabul edeceği gibi yukardaki şehirler ve birçok yerleşim alanı genellikle nehir vadisi boyunca genç ve sedimanların üzerine kuruluyor ve bu bölgelerdeki zemin büyütmesi etkili oluyor.

Yumuşak zeminlerde meydana gelen büyütmenin temel sebebi ana kaya ile ana kaya üstündeki tabaka arasındaki empedans farkından dolayı sismik enerjinin hapis olmasından kaynaklanıyor.

Yatay tabakalı zeminler için yüzeydeki büyütme hacim dalgalarının yatay tabakalar içinde hapis olmasıyla ilişkilendiriliyor. Hapis olmuş dalgalar arasındaki girişim rezonansa sebep oluyor. Uzun zamandan beri deprem dalgalarının genliklerinin geçtiği ortamın fiziksel ve tabakalı olmasından dolayı etkilendiği biliniyor. Genliklerin bu özelliklerden dolayı etkilenmesine empadans (Aki and Richard,1980) ve sönümlenme deniyor.

Yatay yönde polarize olmuş SH dalgası için empadans denklemi aşağıdaki formülle tanımlanabilir.

$$I = p \cdot v_s \cdot \cos\theta \cos\theta \cong 1 \quad I = p \cdot v_s \quad (3.3.1)$$

Geliş açısı θ yüzeye yakın olan yerde küçük değerler alır bu yüzden $\cos\theta = 1$ olabilir. Sismik dalga empadansın düşük olduğu yerden geçerken enerjisini korur ve genliği azalır. Sediman / anakaya arayüzeyi varsa Yani empadans değerinde keskin değişimler varsa sismik dalganın genliğinde de keskin değişimler oluyor ve sismik dalga bu arayüzey arasında sıkışıyor ve tabaka içinde yansımaya başlıyor. Yumuşak zeminlerdeki zemin büyütmesinin temel sebebi ise sismik dalganın yukarıda da değinildiği gibi sedimanla ana kaya arasındaki empadans farkından dolayı tabaka içinde hapis olması ve sismik yer sarsıntısının genliklerinin artmasıdır. Empadans farkı ise aşağıdaki formülle gösterilir (Pitilakis 2004)..

$$c = \frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1} \quad (3.3.2)$$

Soğrulma yumuşak tabakalarda sert zeminlere oranla daha fazla oluyor dolayısıyla soğrulmadan dolayı sismik dalganın genliklerinde bir artma söz konusu oluyor.

Zemin etkisinin timely içeriğini anlamak için zeminin fiziksel özelliklerinin çok iyi bilinmesi gerekiyor. Eğer yer altındaki yapılar yatay tabakalı ise tabaka için sadece aşağı yukarı harekettten hacim dalgaları etkilenir. Sedimanın yapısı karmaşık olduğunda ki buna 2B ve 3B olması da denir ve zeminin kalınlığının değişmesinden, dalganın tabakalar arasında hapis kalmasından sadece hacim dalgaları değil yüzey dalgaları da etkilenir. İşte dalganın bu şekilde ileri-geri yansması tabakanın doğal frekansını yakalayıp rezonans etkisi yaratmasına neden oluyor (Pitilakis 2004).

Frekans ortamında rezonans paterni zemin sedimanlarının rezonans frekansıyla uyumlu olan frekans tepe noktalarıyla tanımlanır. Bu tepelerin genlikleri yüzeydeki tabakalarla ana kaya arasındaki empedans farkıyla ilişkilidir. İki boyutlu ve üç boyutlu yapılar için büyütme spektrumunu yapının geometrisine, gelen dalganın geliş açısına ve yapının kaynaktan uzaklığına bağlıdır.

Rezonans zeminin mekanik özellikleriyle ve geometrisiyle ilişkisi olan frekans bağımlı bir olaydır. Rezonans paterni 1B olduğunda yani yatay yatabaka söz konusu çok basittir ama 2B ve 3B etkilerde işin içene girdiğinde bunu çözmek oldukça zordur. Bir başka değişik araştırma ise dalga uzunluğunu tabaka kalınlığından daha fazla ise yüzeyde ölçülen yer değiştirmeler 2 katı oluyor. Buna serbest yüzey etkisi deniyor ve serbest yüzeye doğru giden dalganın yansımasıyla oluşuyor yüzeyde ise aşağı giden ve yukarı giden dalgalar aynı fazda buluşursa yüzeydeki genlikler 2 katına çıkıyor.

4.ZEMİN BÜYÜTMESİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER

4.1. Analitik Çözümler

Genelde analitik çalışmalarda yaygın olarak hep SH dalgası çalışılıyor çünkü Sh dalgasının yansımından diğer dalgalara dönüşüm olmuyor, yani SH yansıyor. Düzlem olmayan problem denklemleri, skaler dalga denklemleridir. Bundan dolayı analitik çözümler saçıcı geometrisi için elde edilir (Mow and Pao 1971). Bu method kullanılarak, SH dalgasının saçılması kanyonlarda ve sediman vadilerde nasıl nasıl olduğu hakkında bilgi edinilir (Trifunac 1971).

Gelen SH dalgasının yönü tepe doğrultusunda olduğunda sonsuz kamanın tepe kısmındaki hareket için basit bir çözüm ortaya çıkar. Sanchez-Sesma (1985)'in bahsettiği gibi, herhangi bir geliş açısı için tepedeki büyütme $2/v$ ($0 < v < 2$) oluyor. Örneğin düz bir yüzeyde büyütme 2 ve kamanın 90° olduğunda bu 4'de kadar çıkabiliyor. Bu büyütme maksimum değer için gerekli olmasına rağmen ve daha yüksek büyütme değerleri kamanın diğer kanadının tepesi için de (dalga'nın geliş açısına bağlı) daha önce sözü edilen formüller engembeli topografyanın sırtındaki büyütme ve küçültme için elde edilebilir.

Ek kolaylaştırıcı varsayımlar altında, ortagonal dalga fonksiyonları kullanılarak, başka analitik sonuçlar elde edildi. Akustik ortam için, yarı dairesel ve yarı silindirik şekilli kanyonların üzerindeki P-dalgalarının oluşturduğu saçılma ifadeleri elde edildi (Singh and Sabina 1977). Yarı elipsel ve 3 boyutlu saçıcı üzerindeki P-dalgalarının dikey oluşumuna ait sorun, yatay yer değişimlerin kısıtlandığı elastik ortam için çözüldü. Dikey yer değişimler için bulunan sonuçlarla, gerçek elastik ortam için yapılan daha gerçekçi hesaplamaların sonuçları arasında makul bir şekilde uyum bulundu (örnek: Sanchez-Sesma 1983).

Hafif eğimli yeraltındaki ve topografik düzensizlikler için, iki düzlemli geometrilerden elastik saçılma alanları için perturbasyon çözümü elde edildi. Varsayım, eşit stres

dağılımının düzensizliğin yerini almasına dayanmaktadır. Hudson, 1967'de bu yöntemi düşük eğimli saçıcılar çalışması için uyguladı. Bu yaklaşım sayesinde, saçılmış Rayleigh dalgalarından elde edilen sonuç, 25 derece veya 30 derece büyüklüğündeki açılı eğimlere sahip topografik düzensizlikler için bile, yapılan gözlemlerle iyi bir uyum içindedir (Hudson and Boore 1980).

4.2 Sayısal Çözümler

Düzensiz arayüzelerde SH-dalgalarının saçılmasını araştıracak güçlü bir teknik Aki ve Larner tarafından 1970'te geliştirildi. Aki ve Larner metodunda, öncelikli olarak, monokromatik düzlem dalgası üstlenilmekte ve saçılmış alan, farklı yönlere yayılmış, bilinmeyen, karmaşık genlikli düzlem dalgalarının üst üste binmesiyle, gösterilmektedir. Fakat bu formüllendirmede, yukarı çıkan dalgalar açık bir şekilde hesaba katılmamaktadır ve sayısal hataları sonuçlandırma Aki ve Larner metodunu düşük eğimli düzensizliklerde kullanılmak üzere sınırlandırmaktadır. Ayrıca, düzlem dalgalarının gösterimi tam olmasına rağmen, gerçek çözüme uyarlama çok yavaş olabilmektedir. Toplam hareket, yatay dalga numarası üzerine integrasyon ile elde edilmektedir. Stresin devamı için sonsuz toplamın yuvarlanması ve ara yüzey durumlarının uygulanması ile dalga sayısı alanındaki boşluklar, karmaşık saçılma katsayısı için lineer denklemler sistemine sebep olur (Assimaki 2004).

Aki-Larner metodu, gelen SH, SV ve P dalgaları için, 2 boyutlu düzensiz topografiklerin zemin hareketi üzerindeki etkisinin çalışmak üzere, Bouchon tarafından, 1970'te uygulandı. Düzensiz ara yüzeyler ile birlikte tabakalı ortamların içindeki yakın kaynak sismik alanların gösterilmesi için metodun yeni bir eklentisi, Bouchon ve Aki tarafından, 1977 yılında yapıldı. Bu ayrık dalga sayısı tekniğinin bir zaman ortamında düzenlemesi Bard ve Bouchon tarafından 1980 yılında yapıldı ve alüvyal vadilerin SH, P ve SV dalgalarına gösterdiği sismik tepkileri incelemek için kullanılmıştır. Aki-Larner tekniği Bard (1982) tarafından da iki boyutlu yükselteli topografyanın yer hareketleri üzerindeki etkisini analiz etmek için kullanılmıştır. Bouchon'un 1979 yılında yaptığı çalışmada ve Campillo'nun 1983 yılında yaptığı çalışmada da faylar tarafından

oluşturulan dalga alanlarını modellemek için kullanılmıştır. 1985 yılında Bouchon metodu yükselen dalgaları analizde açıkça içerecek şekilde değiştirdi ve böylece düşük eğim düzensizlikleri kısıtlamalarını ortadan kaldırdı. Campillo ve Bouchon 1985 yılında yaptığı başka bir çalışmada ise bu metodun ikinci düzenlemesini yatay olmayan katmanlı ortamı incelemek için kullandılar.

Sırasıyla Alterman ve Karal'ın 1968'de ve Boore'un 1972 yılında elastik dalga yayılımı hakkındaki çalışmaları için sonlu farklar metodunu kullanmıştır.. Ayrıca Boore et al 1981'deki iki boyutlu düzensiz arayüzey noktalarında ve yine Boore'un 1972'deki tepe sırtlarındaki üzerine çalıştığı karşıt düzlem problemi, Harmsen ve Harding'in 1981'deki sedimanter havzalar üzerindeki P ve SV dalgalarını modellemede sonlu farklar yöntemini kullanmıştır. Ayrıca Boore et al, 1981'de yaptığı çalışmada kademeli topografyaları modellemek için uygulanmıştır. Sözü edilen yazarlar tarafından edinilen sonuçlar, sonlu farklar ve sonlu elemanları birleştiren Ohtsuki ve meslektaşlarının 1983 ve 1984 yılında yaptığı çalışmalarla elde edilen sonuçlarla iyi bir uyum göstermiştir. Metod ayrıca 1981 yılında Ilan ve Bond tarafından da yüzeydeki bir yarık üzerinde P dalgalarının gelişini incelemek için kullanılmıştır ve 1980 yılında Liao tarafından da kayma dalgalarının bir eksene göre simetrik topografik düzensizliklerini incelemek için kullanılmıştır (Assimaki 2004).

Sonlu elemanlar metodu ayrıca zemin topografyasının ve zemin tabakalanmasının ayrıntılı incelenmesine olanak tanır. Bu metotla sırasıyla Streeter et al'ın 1974 yılında, Joyner ve Chen'in 1975 yılında ve Joyner'in 1975 yılında yaptığı çalışmalarda iki boyutlu zemin tepkisinin doğrusal olmayan gerilme altındaki madde davranışı için hesaplanması için mümkün olduğunu göstermiştir. Buna rağmen sismolojik uygulamalar için metodun en önemli dezavantajı minimum sonlu elemanlar düşük frekans sınırındadır. Smith'in 1974 ve 1975 yılında, Ayala ve Aranda'nın 1977 yılında, Clayton ve Engquist'in 1977 yılında, Castellani *et al.* 1981 yılında, Liao ve Wong'un 1981 yılında yaptığı araştırmalar sonucunda yapay sınırlardan gelen sahte yansımalar sınır tekniklerinin iletilmesiyle, Day'in 1977 yılında yaptığı çalışmadaki düzensiz element boyutu ya da çalışılan konunun sınır koşullarının gerekli gösterimlerinin sonlu elemanlarla birleştirilmesiyle elde edilir. Sonlu elemanlar yöntemini Lysmer ve Drake

1972 yılındaki çalışmalarında, Drake 1972 yılında yaptığı çalışmada, Ayala ve Aranda, 1977 yılında yaptıkları çalışmalarda düzensiz tabakalanma ilgili problemlerde kullanmıştır. Castellani *et al.* 1982 yılındaki çalışmalarında topografik düzensizlikler ile ilgili problemlerin ele alınışında sonlu elemanlar yöntemini kullanmışlardır (Assimaki 2004).

Işın metodunu Jackson 1971 yılındaki çalışmasında, Hong ve Helmberger 1977 yılındaki çalışmalarında, Lee ve Langston 1983 yılındaki çalışmalarında, Rial 1984 yılındaki çalışmasında arayüzeyde gelen ışınları incelemek için kullanmışlardır, Ziegler ve Pao 1984 yılındaki çalışmasında ışın methodunu sedimanter havzaların ve derinlere doğru inen tabakaların sismik sarsıntı üzerindeki etkilerini incelemek için kullanılmışlardır. Işın teorisinin, Nowack ve Aki 1984 yılında, Madriaga 1984 yılında, elastik çözümü eş eksenli yaklaşımı üzerine kurulmuş bir uzantısı homojen olmayan ortamlardaki dalga yayılması ile ilgili birçok problemin üzerinde çalışılmasında kullanmışlardır. Bu çözümlere bir merkez ışını etrafında Gauss şekilli bir dalga genliğinin görülmesi sebebiyle Gauss ışınları olarak adlandırılır.

Topografyayı tanımlamada veya tabakaların zemin etkilerini araştırmada deneysel teknikler çok kullanışlı olabilir. King ve Brune'un 1981 yılında poliüretan köpük modeller kullanarak sedimanter havzalar için analitik çözümlerle bulunanlarla uyum içerisinde sonuçlar elde etmişlerdir.

Sınır metotları dalga yayılımı incelemelerinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu metodlar vasıtasıyla hayali sınırlar göz ardı edilir ve problemin boyutsallığı bir düşürülür ve anlamlı sayısal değerler kazandırır. Bunun yanında Zienkiewics *et al.* 1977 yılındaki çalışmalarında sınır koşulları, sonlu eleman metoduyla birleştirilebilir olduğunu gösterdiler, bu da sonlu elemanlar tarafından modellenen sayısal alanı düşürür. Bununla ilgili çalışmayı Ayala ve Gomez 1979 yılında, Shah *et al.* 1982 yılında yapmıştır.

Sınır koşullarının formüle edilmesi için iki genel yaklaşım vardır; bunlardan biri sınırlı integral denklemlerinin kullanımı üzerine kurulmuştur ve bu konu üzerine Cruse ve Rizzo 1968 yılında, Brebbia 1978 yılında, Cole *et al* 1978 yılında, Alarcon *et al.*, 1979

yılında çalışmıştır. Diğer yaklaşım ise bütün çözüm sistemlerinin kullanımı üzerine kuruludur ki bunu üzerine de Herrera ve Sabina 1978 yılında, Herrera 1980 yılında çalışmıştır. SH dalgasının iki boyutlu düzensiz topografyalarda saçılmasına Wong ve Jennings tarafından 1975 yılında rastgele şekillendirilmiş kanyon benzeri yapılar için çalışılmıştır. Sills tarafından 1978 yılında sırtlar ve karışık şekiller için integral denklemler kullanılarak formüle etmiştir. Wong *et al.* 1977 yılındaki çalışmasında Bu Metodun ayrıca yüzeydeki bir SH dalgası kaynağından dolayı derinlere doğru inen tabakların oluşan yer değiştirmerinin hesaplanmasında kullanabileceğini belirtmiştir. Sonuçlar tam ölçekli, düşük genlikli dalga yayılması deneylerinden elde edilen gözlemlerle tatmin edici şekilde uyumludur. Bağımlı integral denklem metodu ile sonlu farklar metodlarını zaman ortamında birleştirecek kuvvetli bir yaklaşım Cole *et al* tarafından 1978 yılında elastodinamik problemler için geliştirilmiştir. Sınır koşulları ayrıca Sanchez-Sesma'nın 1978 ve 1981 yılında, Sabina *et al* 1979 yılında, Sanchez-Sesma ve Rosenblueth'un 1979 yılında, Wong 1979 yılında, England *et al.* 1980 yılında, Sanchez-Sesma *et al.* 1985 yılında yaptığı çalışmalarda, harmonik elastik dalgaların iki boyutlu kanyonlarda saçılmasında kullanılarak ve yine Sanchez-Sesma ve Esquivel'nin 1979 yılında, Ize *et al.* 1981 yılında, Dravinski 1982 ve 1983 yılında alüvyal sedimanlarda yaptığı çalışmalarla ve Sanchez-Sesma ve Esquivel'in 1980 yılında ,Sanchez-Sesma *et al* 1982 yılında sırtlarda yaptıkları çalışmalarda değişik dalga tipleri ve saçılma şekillerinin çözülmesi için geliştirilmiş ve uygulanmıştır

5. ARAZİ UYGULAMALARI

5.1 Arazi Çalışmaları

Açık işletmelerdeki patlatmalı kaya kazılarının neden olduğu titreşimlerin, çevre yerleşim birimlerini etkilediği bilinmektedir. Ankara Üniversitesi ve TKİ Genel Müdürlüğü arasında imzalanarak gerçekleştirilen 2004-2005 Projesi, söz konusu titreşimlerin belirlenmesinde ve en aza indirilmesinde, alışlagelmiş yöntemlerden daha farklı ve etkin bir yaklaşım getirmiştir (Aldaş vd. 2006).

Proje kapsamında, verilerin kaydedilmesi için iki adet titreşim ölçer ve bunlara bağlı manyetolu radyo-iletişim sistemi temin edilmiş; kaydedilen verilerin değerlendirilmesi amacıyla özel bir yazılım paketi geliştirilmiştir. Değerlendirme sonucu hesaplanan optimal patlatma parametreleri, patlatma ekibi tarafından arazide uygulanmış ve elde edilen kayıtların incelenmesi sonucu titreşimlerin en aza indirilmesinde, beklenildiği gibi, önemli bir başarı sağlanmıştır (Aldaş vd 2006).

5.2 Sismik Yansıma Çalışması

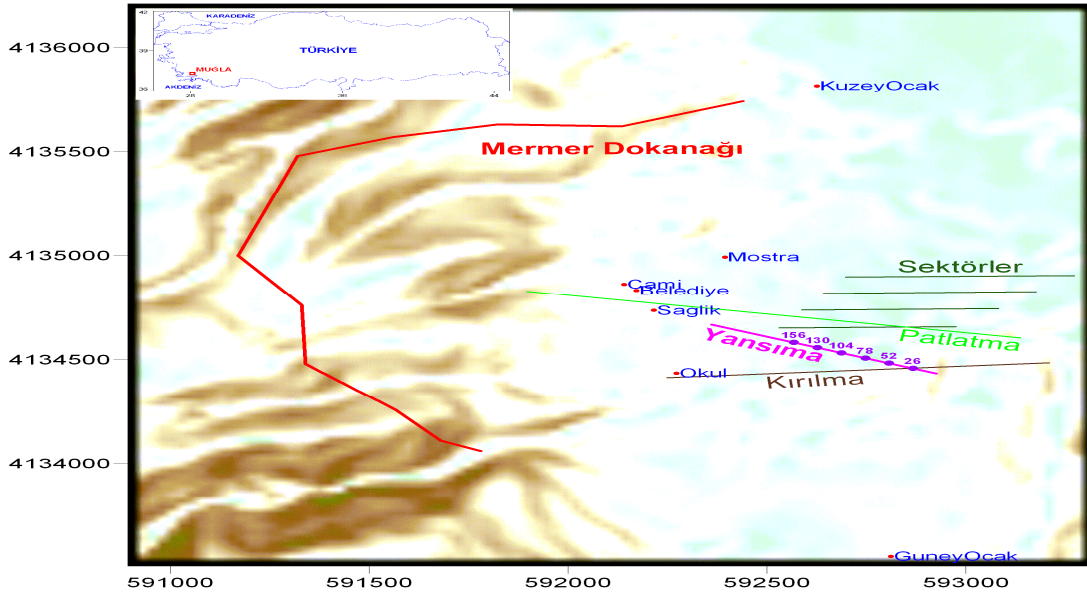
Kaynak ve alıcıların bulunduğu yeryüzü topografyası düz olmadığından, kaynaktan çıkıp yeraltındaki süreksizlik yüzeylerinden yansıyan dalgalar alıcılara farklı zamanlarda gelecektir. İşte yer altındaki gerçek jeolojik yapıyı resimleyebilmek için, kaynak ve alıcıları belirlenen bir referans düzlemine (datum) indirgemek gerekir. Bu işlem yapılırken yeryüzüne çok yakın olan düşük hızlı zonu (weathering zone) etkisi giderilmelidir. Statik düzeltmede kullanılan zonların kalınlığı ve hızların doğruluğu sismik kesit kalitesini önemli ölçüde etkileyecektir (Us 1998,). Bu etkilerin giderilmesi üzerine sismik araştırmaların en başından bu yana bir çok araştırma yapılmıştır. Yığma hız hesaplamaları ve sismik kesitlerin kalitesi, statik düzeltmelerin doğruluğuna bağlı olan CDP(ortak yansıma noktası)teknikleri kullanılarak elde ediliyor. Hileman *et al.*

(1968), Irvine ve Worley (1969), Disher ve Naquin (1970), Cox (1999) statik düzeltme ilgili birçok hesaplamalar yapmışlardır.

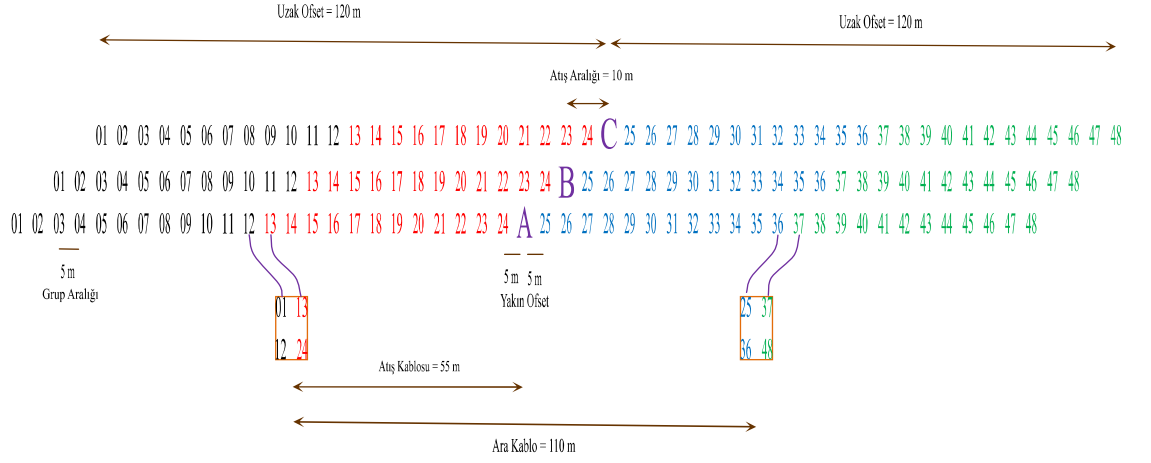
Arazi çalışması Türkiye Kömür İşletmeleri Müessesesi-Güney Ege Linyitleri İşletmesi Muğla-Yatağan Eskihisar Kömür Ocağı'nda yapılmıştır. Simetrik split-spread sismik yansıma verisi toplanmıştır. Saha 6° eğimli olduğundan, toplanan verilere alışlagelmiş yatay-datum statik düzeltme yerine eğik-datum statik düzeltme (Ek-2) uygulanmıştır.

5.2.1 Sismik yansımanın arazi uygulaması

TKİ tarafından işletilen kömürün altındaki kireç tabakasının uzanımı bulmak için 3 yıldan beri Muğla-Yatağan'da çeşitli çalışmalar (kırılma, yansıma ve patlatma) yapıldı. En son yapılan çalışma 2B sismik yansıma çalışmasıdır. Şekil 5.1'deki haritada Yeşilbağcılar köyünün önemli binaları, kömür ocağının kuzey ve güney kısmı, kireçtaşının yüzeylendiği yer ve en son yapılan sismik yansıma profili gösteriliyor. 1-156'ya kadar CDP istasyon sayılarıyla işaretlenmiş olan profilin bir kısmı sismik yığma kesitte açıklanmıştır. Sismik kaynak olarak çok başlı Buffolo Gun (Canyaran ve Ecevitoğlu 2002) kullanılmıştır. 48 kanallı kayıtçı ve 14 Hz'lik jeofonlar kullanılmıştır.



Şekil 5.1 Sahada yapılan çalışmalar: Sismik kırılma, Patlatma, Sismik yansıma

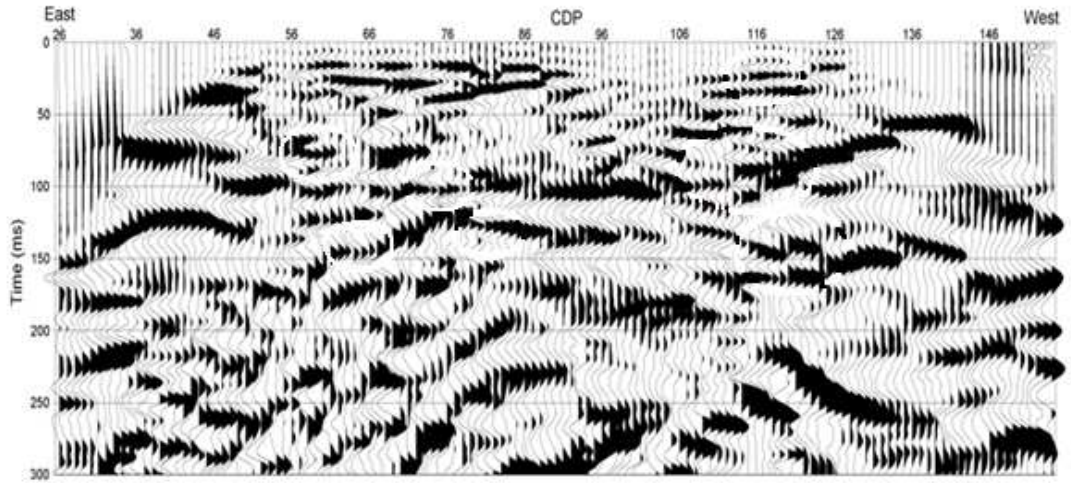


Şekil 5.2 Simetrik Split-Spread arazi düzeni.

Veri toplamada simetrik split-spread arazi açılımı kullanıldı (Şekil 5.2).

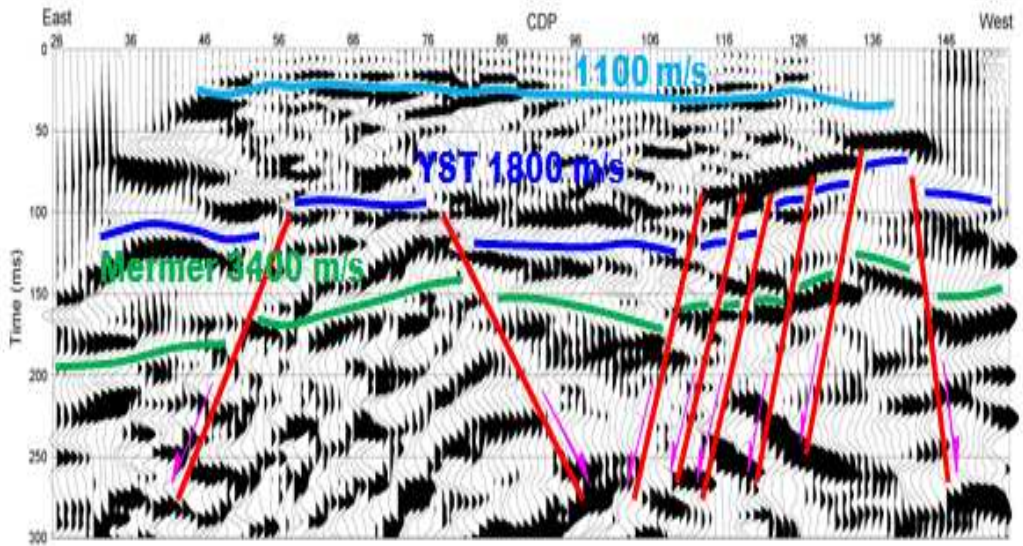
5.2.2 Veri işlem basamakları

Veri işlem için W.geosoft'un lisanslı Visual SUNT v:6.0 yazılım paketini kullanılmıştır.. Veri işlem sırası (1) geometrik tanım, (2)eğik-datun statik düzeltme,(2)AGC, (3) kırılma ve yüzey dalgalarının atılması,(5) sort, (6) hız analizi, (7) yığma,(8)zamanda kayma (9 numaralı ifade ile yapılıyor ve isteğe bağlı-EK-2), (9) trace mix, (10) band geçişli fitre, (11) AGC, (12) yeniden örnekleme, (13) görüntüleme. Statik düzeltme uygulanmamış veride 2.adım atlanır ve düz-datun statik düzeltme uygulanmış veride 2.adım formül 1 ile sağlanır(yalnızca topografya için alışıla gelmiş statik düzeltme).



Şekil 5.3 Eğik datum statik düzeltme uygulanmış sismik kesit

Eğik-datum uygulanmış sismik verinin (Şekil 5.3) sismik yorumu Şekil 5.4'te verilmiştir.



Şekil 5.4 Yorumlanmış sismik kesit. YST : Yatağan-Sekköy-Turgut formasyonunu

5.3 Patlatma Kaynaklı Titreşimlerin Ölçülmesi

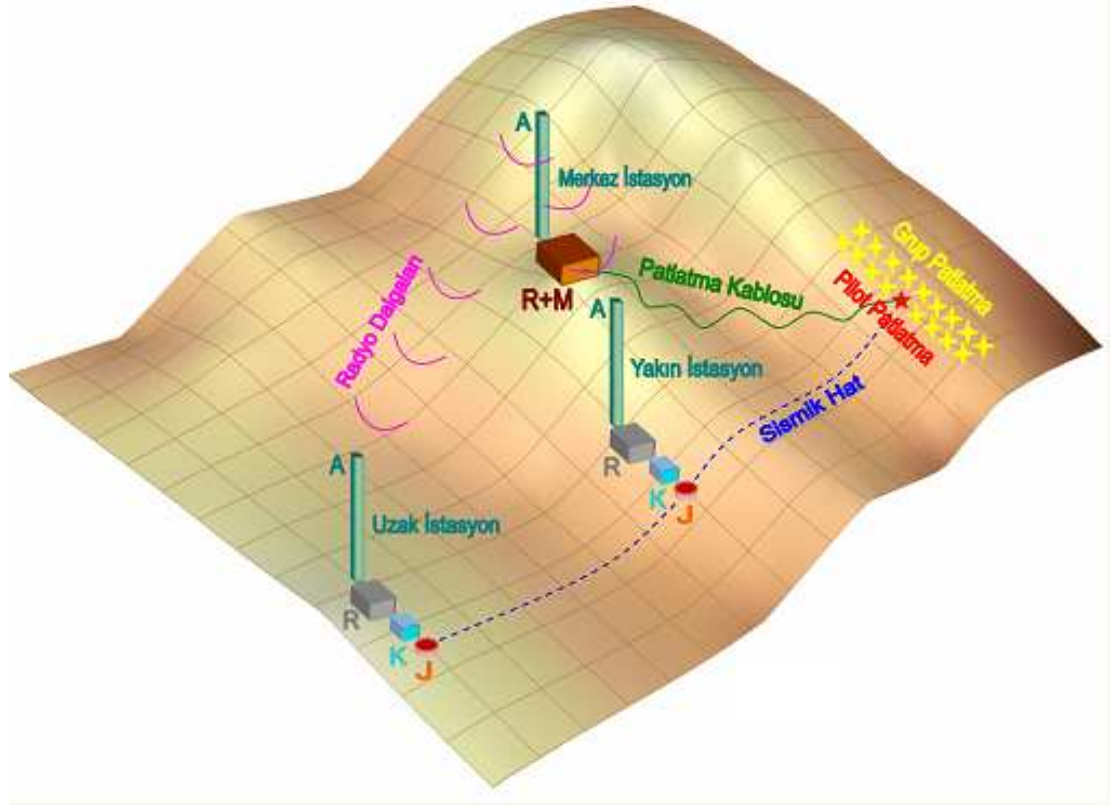
16 Temmuz- 30 Ağustos 2005 tarihleri arasındaki ikinci grup arazi çalışmalarında ise patlatmalardan kaynaklanan sarsıntılar kaydedilmiş, test patlatmaları yapılmış ve dalga biçimleri belirlenmiştir.

Projemizin 2005 yılı çalışmaları, Eskişehir'de ocak içi alanlarda gerçekleştirilmiştir. 2006 yılında çalışmalar, doğrudan Yeşilbağcılar Beldesine yönlendirilmiştir.

Patlatma kaynaklı titreşimler 2 adet ISTANTEL MINIMATE Plus (MM Plus) Marka titreşim ölçer ile kayıt edilmiştir. Klasik veri toplama yönteminden farklı olarak bu iki titreşim ölçer, Radyo-komünikasyon cihazlarından oluşan bir sistem ile beraber kullanılmıştır.

Kullanılan sistem bir manyeto ve üç adet radyo-komünikasyon cihazlarından oluşmaktadır (Şekil 5.5). Şekil 5.5'de gösterildiği gibi Merkez istasyonda bulunan Manyetonun bir çıkışı ateşlemeyi sağlarken, diğer çıkışı ateşleme anını kendisine bağlı R olarak adlandırılan birinci radyo-komünikasyon cihazına bildirir. Birinci radyo-komünikasyon cihazı ise ateşleme anını uzaktaki yakın ve uzak istasyonlarda bulunan Şekil 5.5' de R olarak gösterilmiş olan ikinci ve üçüncü radyo-komünikasyon cihazlarına iletir. İkinci radyo-komünikasyon cihazı ateşleme anını kendisine bağlı birinci Instantel MM Plus (K olarak gösterilmiştir) cihazının dış ateşlemesine (External Trigger) iletir ve kaydı başlatır. Üçüncü radyo-komünikasyon cihazı ise ateşleme anını kendisine bağlı ikinci Instantel MM Plus (K olarak gösterilmiştir) cihazının dış ateşlemesine (External Trigger) iletir ve kaydı başlatır. Amaç ateşleme yapıldığında anda her iki Instantel MM Plus cihazının aynı anda kayda geçmesini sağlamaktır. Birinci radyo-komünikasyon cihazının kendisine bağlı manyetodan aldığı ateşleme anını diğer radyo-komünikasyon cihazlarına iletmesi ve diğer radyo-komünikasyon cihazlarının ise kendilerine bağlı Instantel MM Plus cihazlarını tetiklemeleri sırasında oluşacak zaman gecikmeleri 500 ms' yi aşmamaktadır. Ayrıca ikinci ve üçüncü radyo-komünikasyon cihazlarının kendilerine bağlı Instantel MM Plus

cihazlarını tetiklemeleri sırasında oluşacak zaman gecikmelerindeki saçılma miktarı 50 ms' yi aşmaz. Buradaki amaç sismik hız hesaplamalarındaki ölçüm hatalarının azaltılmaya çalışılmasıdır. Instantel MM Plus cihazlarının özellikleri Çizelge 5.1' de verilmiştir.



Şekil 5.5 Titreşim Ölçer ve radyo-komünikasyon sistemlerinin arazideki konumları

Bahsedilen Titreşim Ölçer ve radyo-komünikasyon sistemleri Şekil 5.6 ve 5.7' de gösterilmiştir.



Şekil 5.6 Manyeto ve birinci radyo-komünikasyon cihazı



Şekil 5.7 İkinci radyo-komünikasyon Sistemi ve Instantel Marka Titreşim Ölçer Cihazı

Çizelge 5.1 InstanTEL MM Plus Cihazının Teknik Özellikleri

Kanal	Mikrofon ve üç bileşenli Jeofon (Triaxial)
Monitör	
Aralığı	254 mm/s (10 in/s) kadar
Çözünürlük	0.127 mm/s (0.005 in/s) veya 0.0159 mm/s
Doğruluk	+/- %5 veya 0.5 mm/s (0.02 in/s)
Frekans Aralığı	2 ile 250 Hz arası
Dalga Kayıt Formu	
Kayıt Modu	Manual, tek atış veya sürekli
Sismik Tetikleyici	0.125 ile 254 mm/s (0.005 ile 10 in/s) arasında
Akustik Tetikleyici	
Lineer	100 ile 148 arasında
Örnekleme Aralığı	Her kanal için 1.024' den 16.000 S/s kadar (kayıt zamanından bağımsız olarak)
Kayıt Durdurma Biçimi	Sabit
Kayıt Süresi	1'den 100 saniyeye kadar

Kayıt sırasında titreşim ölçerlerin ayarları (setup) şu şekilde yapılmıştır:

Kayıt biçimi (Recording mode): sürekli (continuous)

Örnekleme aralığı (Sample rate) : 1024 örnek/saniye (samples/sec)

saklama biçimi (Storage mode): tüm veriyi sakla (Save all data)

en büyük genlik aralığı (Maximum Geo range): hassas (Sensitive): 31.75 mm/s

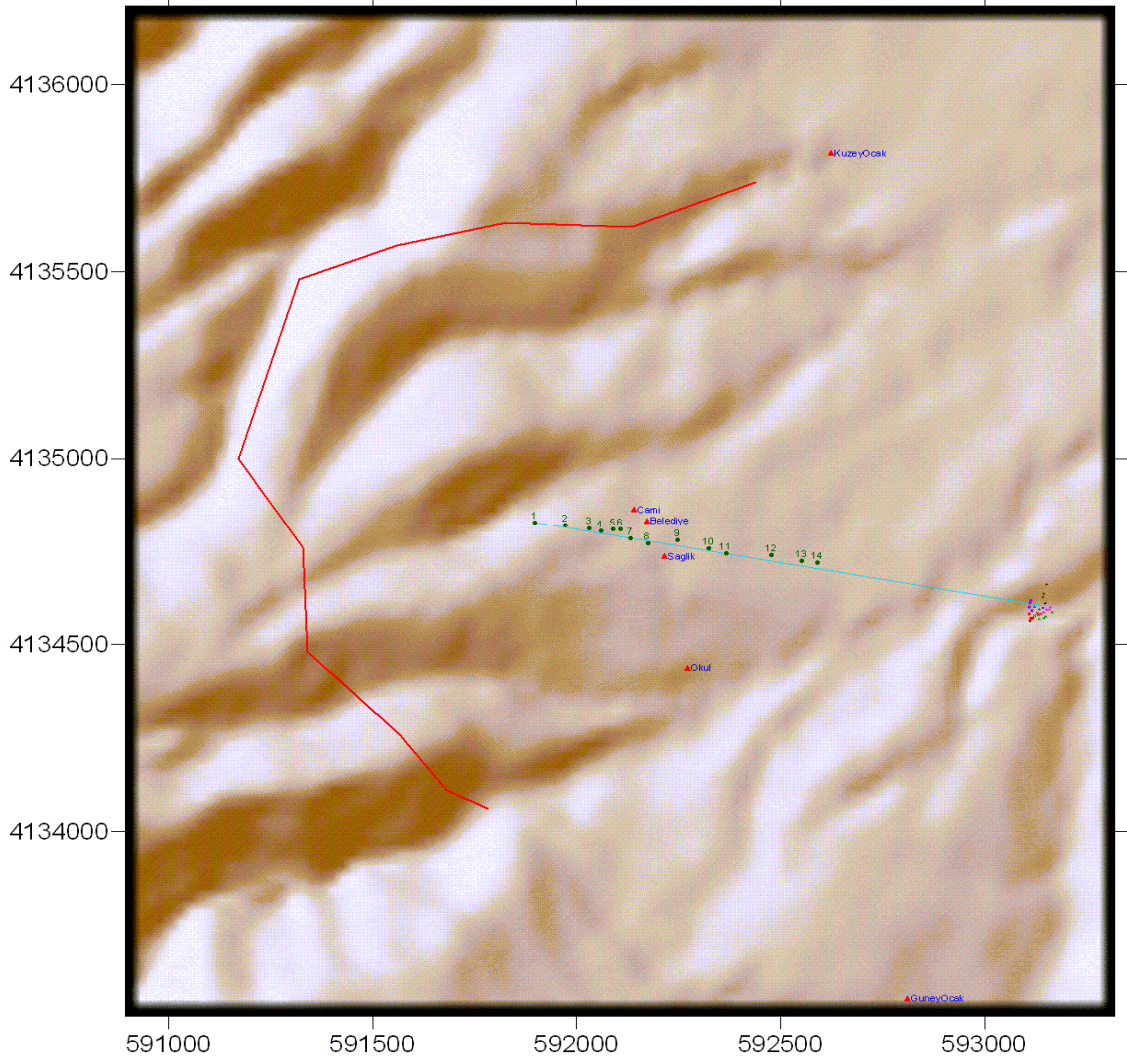
tetikleme kaynağı (Trigger source): Jeofon (Geo)

Jeofon tetikleme seviyesi (Geo trigger level): 31.75mm/s (en sağır)

kayıt durdurma biçimi (Recording stop mode): sabit (fixed)

kayıt süresi (Record time): 20 saniye (20 sec)

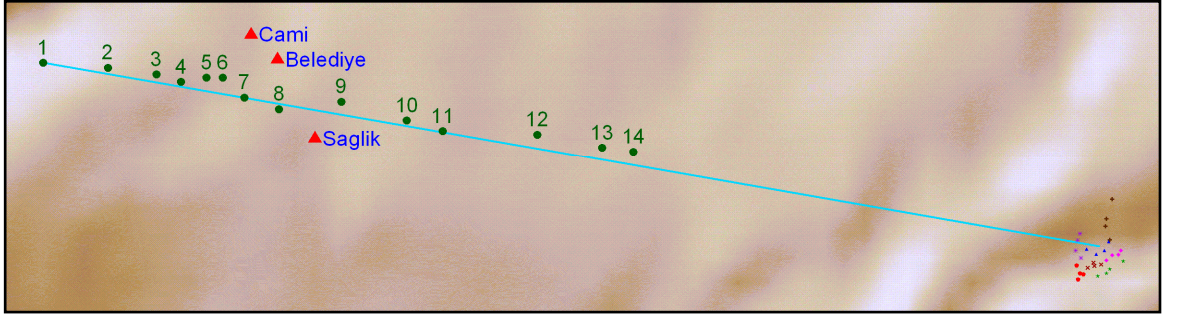
Şekil 5.6 ve 5.7 de gösterilen ölçüm cihazlarıyla yapılan ölçüm noktalarının bazıları Şekil 5.8’ de verilmektedir. Şekil 5.8’de Yeşilbağcılar Beldesi ve çevresine ait topografya haritası üzerine işlenmiş, bazı noktalar, kayıt istasyonları (I-1, ..., I-14) ve patlatma noktaları görülmektedir. Ölçüm profilinin yakın görüntüsü Şekil 5.19’da gösterilmektedir.



Şekil 5.8 Yeşilbağcılar 25.07.2006 deneylerine ait harita(Aldaş vd 2006).

Beldedeki önemli mevkiler mavi ile işaretlenmiştir. Yeşil ile belirtilmiş 1-14 nolu noktalar kayıt istasyonlarını, Haritanın doğu kenarındaki değişik renklerdeki nokta öbeği patlatmaları göstermektedir. Açık mavi düz çizgi ölçüm profilini, kırmızı kırıklı çizgi mermer-YST formasyonuna ait dokanağı işaret etmektedir

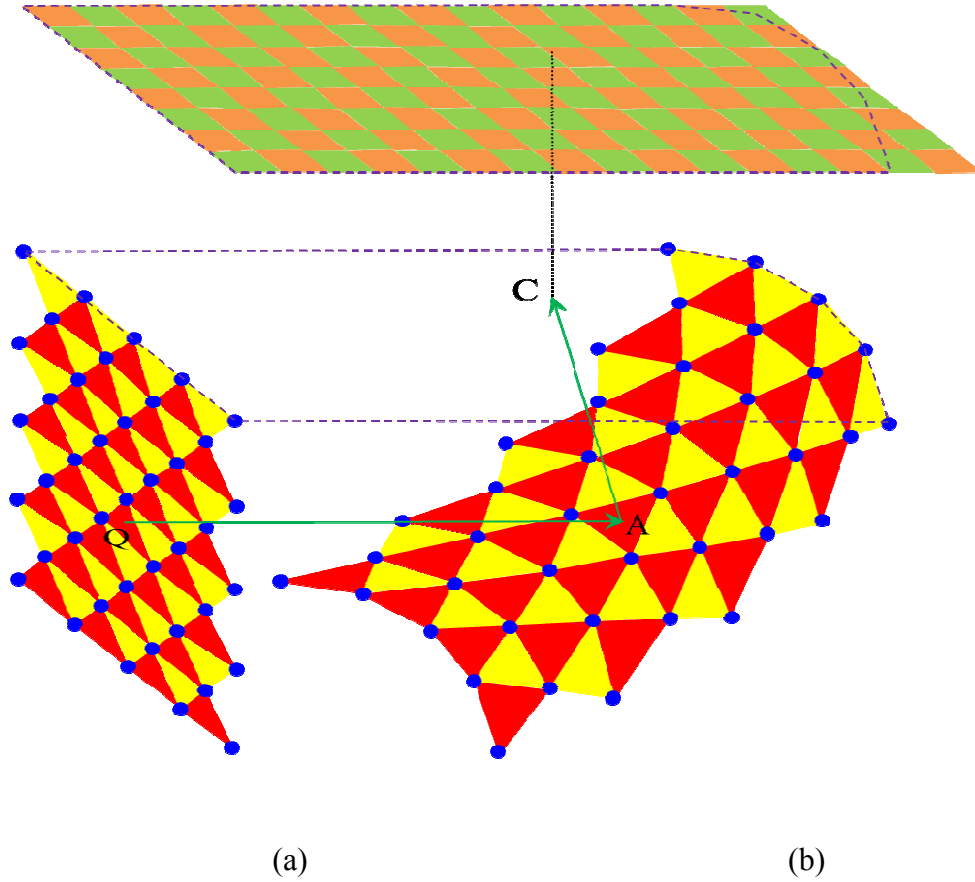
Kayıt istasyonları özellikle yerleşim biriminin içinde seçilmiştir (Şekil 6.5).



Şekil 5.9 Şekil 6.4'deki "ölçüm profilinin" yakın görünümü (Aldaş vd 2006)

6. MODELLEME

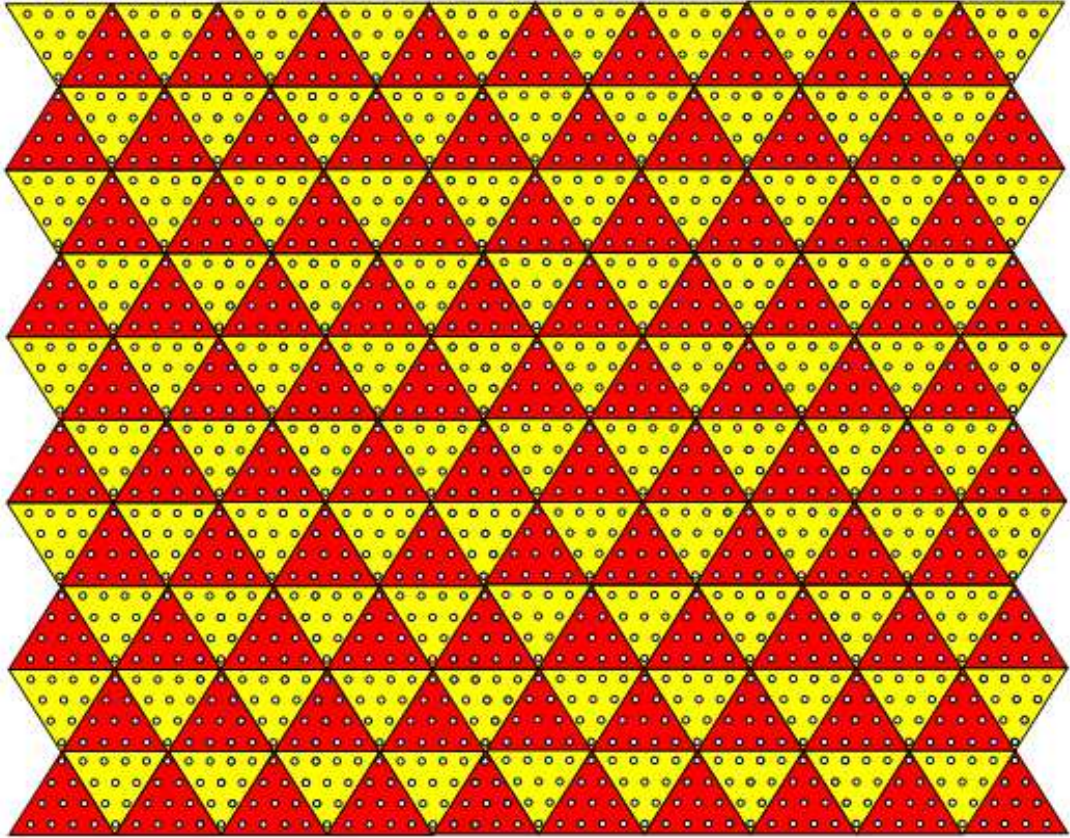
Modelleme üç aşamada gerçekleştirilmiştir. İlk aşamada temel topografyası Fortran'da yazılan interaktif modelleme programıyla oluşturulmuştur, ikinci aşamada ise, TKİ'nin Muğla Yatağan Eskihisar kömür ocağının kuzeyinde bulunan Yeşilbağcılar kasabasında yapılan ve bölüm 5'de bahsedilen sismik yansıma çalışmasıyla temel kayanın kasabanın altındaki uzanımının ve eğiminin göz önüne alınmasıyla oluşturulan model bağıntıları (6.1 -6.7 bağıntıları) kullanılmıştır. Elde edilen bağıntılar kurulurken ışın izleme yöntemi kullanılarak ışının izlediği yol, ışının yüzeye çıktığı noktanın koordinatları ve seyahat zamanı Fortran'da yazılan programla hesaplanmıştır. Modelin son aşamasında ise ışınının soğrulma ve dispersiyona uğradığı kabul edilmektedir ve modele soğrulma ve dispersiyon terimleri (EK1, denklem 7) de katılarak fortran programında modellenmiştir.



Şekil 6.1 sismik ışınların modellenmesi

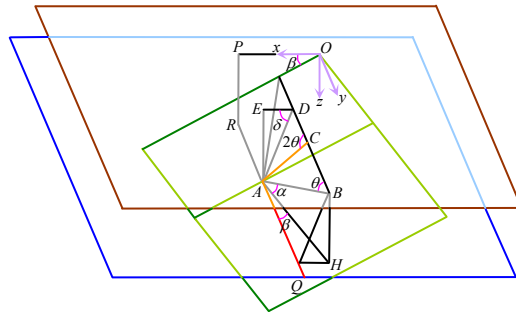
Şekil 6.1’de, şeklinin sağında (b), birbirlerine komşu eşkenar üçgenlerden oluşmuş eğrisel yüzey, temel kayayı temsil etmektedir. Solunda kalan şekil (a) ise bu eğrisel yüzeyin düşey bir düzlem üzerine izdüşümü görülmektedir. Soldaki düşey düzlem (a) üzerindeki mavi noktaların, bu düzleme dik doğrultuda ve sağ yönde ötelenmeleri, sağdaki eğrisel yüzey (b) üzerinde içbükey bir yapı oluşturmaktadır (noktaların sol yönde ötelenmeleri (Ek 3), eğrisel yüzey üzerinde dışbükey bir yapı oluşturur). Kesikli mor çizgilerin oluşturduğu yatay düzlem yeryüzüdür.

Şekil 6.1’nin Solundaki düşey düzlem (a şekli) aynı zamanda sismik kaynak düzlemidir. Modellemede kullanılan yüzey kaynak $1000*800 \text{ m}^2$ ’lik bir alana sahiptir. Bu yüzey kaynak içerisine, kenarları 100’er metre olan 190 adet eşkenar üçgen yerleştirilmiş ve her bir eşkenar üçgenin içine 20’şer metre aralıklı 10 adet sismik kaynakçık yerleştirilmiştir (Şekil 6.2). Bu durumda patlatmayla birlikte $190 \times 10 = 1900$ adet sismik ışın yola çıkmaktadır. 190 üçgen içinde buluna sismik kaynakçıklar aynı anda patlayarak şekil 6.1’de gösterilen soldaki düzlemin (a şekli) yüzey kaynak gibi davranmasını sağlamaktadır ve bu üçgenlerdeki kaynakçıklar içinde buldukları üçgenin karşısına denk gelen sağdaki eğrisel yüzey üzerindeki üçgenlere Q noktasından kaynağa dik, yüzeye paralel olacak doğrultuda sismik ışın (yeşil oklar) göndermektedir. Q noktasından çıkan ışın temel topografyası olarak temsil edilen eğrisel yüzey (şekil 6.1 a) üzerindeki herhangi bir A noktasından yansıyarak sismik ışınlar yeryüzünde C noktasına ulaşmaktadırlar..



Şekil 6.2 Sismik kaynak düzlemi

Yeryüzü birbirlerine komşu karelere bölünmüştür. Aynı kareye düşen sismik ışınlar toplanarak eşdeğer bir sismik ışın oluşturur. Modelin amacı kaynaktan (Q noktası) çıkan sismik ışının temel toporafyaya (A noktası) çarpıp yansıyorak yer yüzüne (C) çıkan ışının QAC yolunu izleyerek kat ettikleri mesafeyi ve seyahat zamanı bulmaktır ve bu hesaplamalar ise aşağıdaki formüllerle yapılmaktadır.



Şekil 6.3 Işının izlediği QAC yolu

Şekil 6.3’de gösterilen yeşil düzlem temel topografyayı göstermektedir. Kahverengi düzlem ise yeryüzünü temsil etmektedir. Mavi düzlem ise ışının içinde ilerlediği BH kalınlığındaki ortamı göstermektedir. β açısı topografyanın doğrultusunu α açısı ise topografyanın eğimini göstermektedir.

Işın izleme yöntemiyle sismik ışının izlediği yol ve seyahat zamanı şekil 6.3 yardımıyla aşağıdaki bağıntılar sayesinde hesaplanmıştır.;

$$AB = \frac{BH}{\sin\alpha} \quad (6.1)$$

$$\frac{AC}{\sin\theta} = \frac{AB}{\sin 2\theta} \quad (6.2)$$

$$AC = \frac{BH}{2\sin\alpha\cos\theta} \quad (6.3)$$

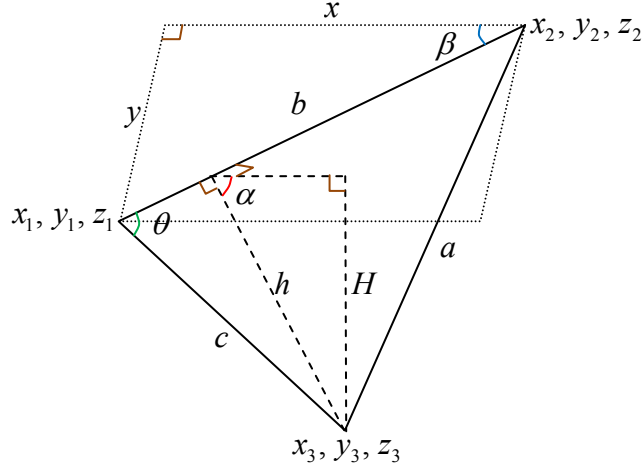
$$AR = OP\tan\beta + BH\frac{\tan\alpha}{\cos\beta} \quad (6.4)$$

$$CD = AC\cos 2\theta = BH\frac{\cos 2\theta}{2\sin\alpha\cos\theta} \quad (6.5)$$

$$DE = \frac{BH}{\tan\delta} = BH\cos\beta\tan\alpha \quad AQ = QR - AR \quad (6.6)$$

$$t = \frac{AQ - AC}{V} \quad (6.7)$$

Şekil 6.3 yardımıyla bulunan bağıntıları modeldeki Eğrisel yüzeyi oluşturan her bir eşkenar üçgene adapte etmek gerekmektedir. Her bir üçgenin uzaydaki yeri ise aşağıdaki bağıntılarla hesaplanmaktadır ve şekil 6.3’de β ve α açısı üçgende yerine yerleştirilerek şekil 6.3 yardımıyla elde edilen bağıntılar üçgenlere adapte edilmektedir.



Şekil 6.4 Eşkenar üçgenin uzaydaki konumu

$$z_1 = z_2 = z \quad 6.8$$

$$H = z_3 - z \quad 6.9$$

$$\beta = \tan^{-1} \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad 6.10$$

$$\alpha = \sin^{-1} \frac{H}{h} \quad 6.11$$

$$a = \sqrt{(x_3 - x_2)^2 + (y_3 - y_2)^2 + (z_3 - z_2)^2} \quad 6.12$$

$$b = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2} \quad 6.13$$

$$c = \sqrt{(x_3 - x_1)^2 + (y_3 - y_1)^2 + (z_3 - z_1)^2} \quad 6.14$$

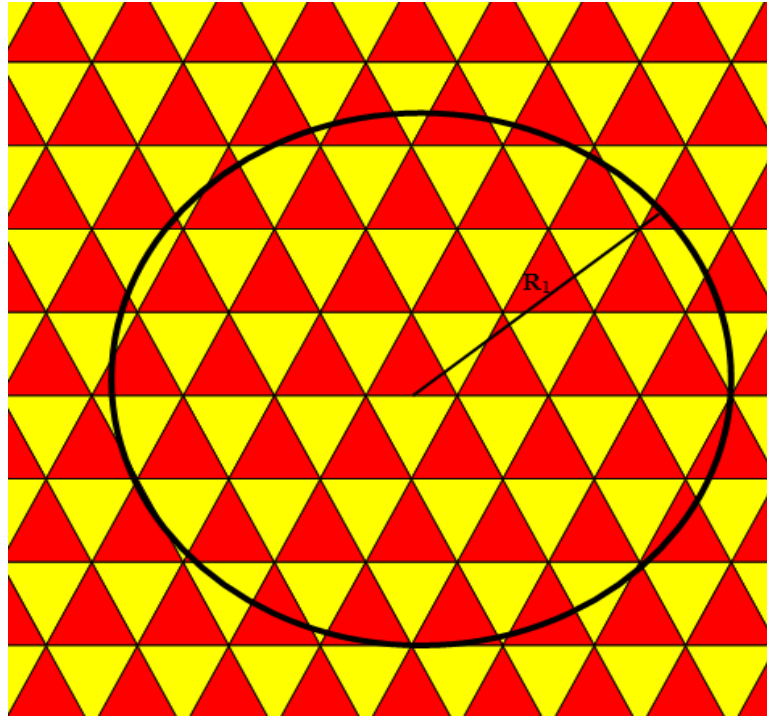
$$a^2 = b^2 + c^2 - 2bc \cos \theta \quad 6.15$$

$$\cos \theta = \frac{b^2 + c^2 - a^2}{2bc} \quad 6.16$$

$$h = c \sin \theta \quad 6.18$$

$$h = c \sqrt{1 - \frac{(b^2 + c^2 - a^2)^2}{4b^2c^2}} \quad 6.19$$

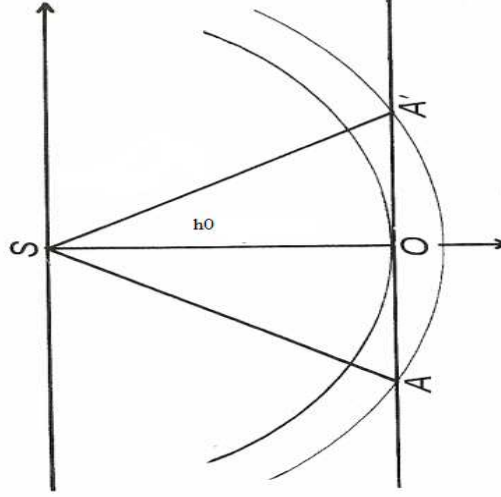
Tabiatta temel kaya, üçgen biçimli yapılardan oluşmamaktadır. Temel kayanın kendine özgü biçimsel bir doğal yapısı vardır. Fresnel zonu kavramı işte bu doğal yapıyla ilişkilidir, üçgenlerin kendileriyle birebir ilişkisi yoktur. Modelleme yapmak amacıyla temel kaya, birbirleriyle komşu üçgen hücreler yardımıyla ayırık (sayısal) hale getirilmektedir (Ek 3-Şekil 2). Belli bir jeolojik yapı, kenarları 100'er metre olan eşkenar üçgenlerden oluşturulabilir (Şekil 6.5). Üçgenlerin kenarlarının küçültülmesi, temel kayanın daha ayrıntılı modellenmesini ve zemin büyütmesi haritalarının daha gerçekçi oluşturulmasını sağlar.



Şekil 6.5 Üçgenlerin bir araya gelmesiyle oluşan jeolojik yapı ve Fresnel zonunun yarı çapı

Modellemede kullanılan yüzey kaynak 1000*800 m²'lik bir alana sahiptir. Bu yüzey kaynak içerisine, kenarları 100'er metre olan 190 adet eşkenar üçgen yerleştirilmiş ve her bir eşkenar üçgenin içine 20'şer metre aralıklı 10 adet sismik kaynakçık yerleştirilmiştir. Bu durumda patlatmayla birlikte 190 x 10 = 1900 adet sismik ışın yola çıkmaktadır. Dalga cephesi temel kayaya çarptığında, dalga cephesinin çapı ile orantılı bir alanda yansıma gerçekleşir. Bu alana Fresnel zonu (Şekil 6.6) denir. Kaynaktan çıkan ışının dalga boyu: $\lambda = \frac{V}{\nu} = \frac{1000}{5} = 200$ metredir (Hız: $\nu=1000$ m/s, Frekans: $\nu = 5Hz$). Işının kaynaktan çıkıp yaklaşık 1000 m ilerlediğinde; birinci Fresnel

zonunun, yani dalgaların yapıcı girişimde bulunduğu bölgenin yarıçapı ise aşağıdaki formülle hesaplanır:



Şekil 6.6 Fresnel zonu kavramı (Yılmaz 1987)

$$R_1 = \sqrt{\left(\frac{1}{2} \lambda h_0\right)}$$

1982)

$$R_1 = \sqrt{\left(\frac{1}{2} * 200 * 1000\right)}$$

$$R_1 = 316 \text{ m}$$

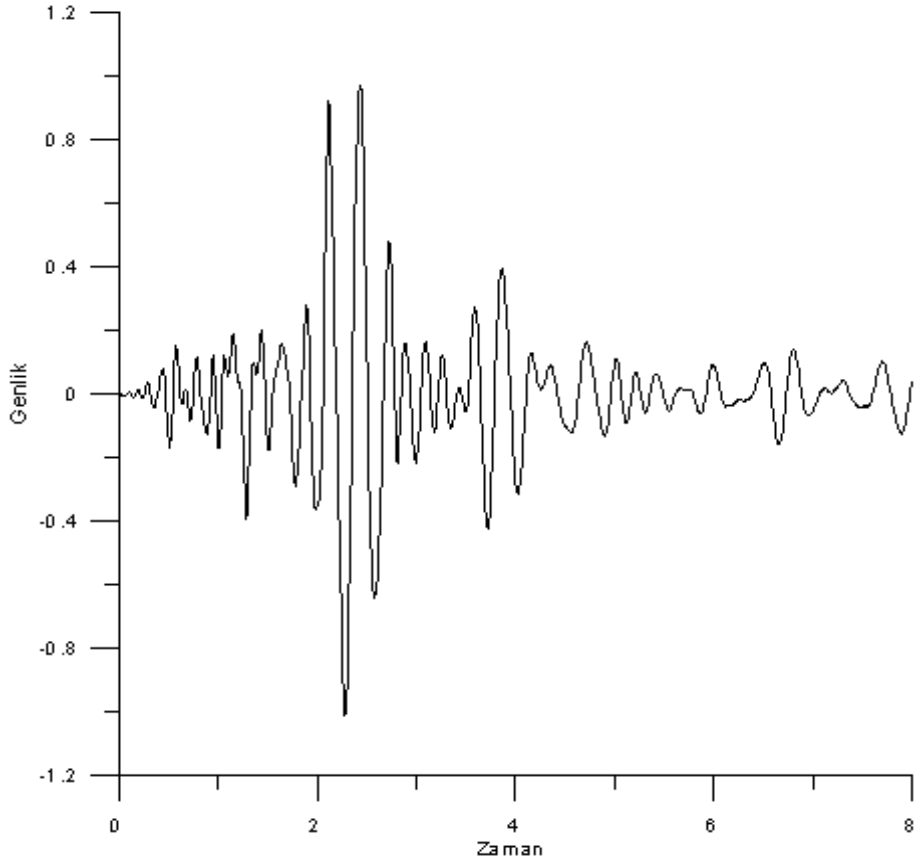
(Sheriff & Geldart,

$R_1=316$ metre olmasının anlamı, temel kaya üzerinde 316 metre (Fresnel zonu) veya daha geniş çaptaki yüzeyler sismik enerjinin tamamına yakın bölümünün yansıma olarak iletilmesi sağlar. Bu yarıçap (Fresnel zonu) 316 metrenin altına düşerse, sismik enerjinin bir kısmı saçılma olarak iletilir. Söz konusu yarıçapın sıfırda inmesi halinde (çok yüksek frekanslar) sismik enerjinin tümü saçılma olarak iletilir.

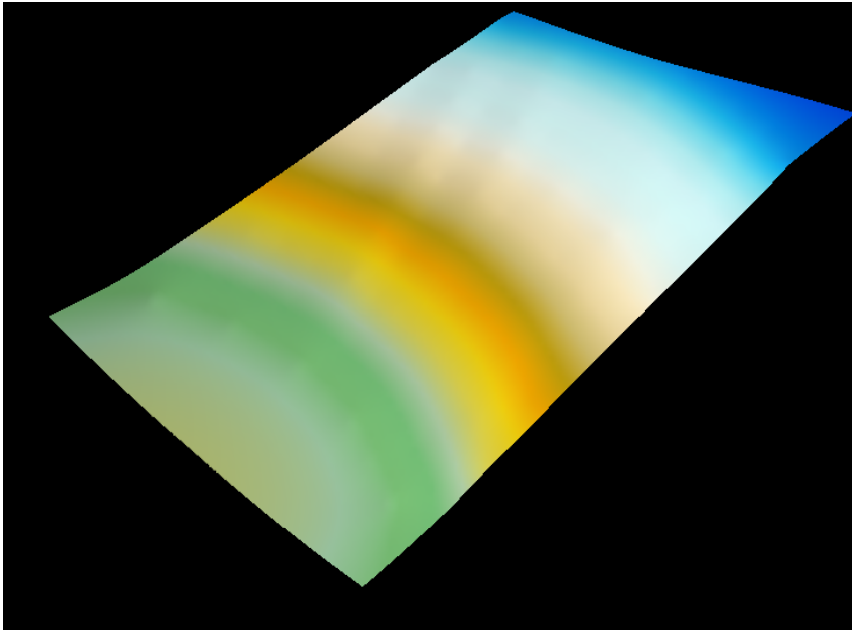
6.1 Model Uygulamaları

Bu bölümde elde edilen bağıntılarla hesaplanan, yansıyan dalganın seyahat süresi ve izlediği yolların hesaplanması, bölüm 6' da anlatılan ölçüm yöntemiyle, GELİ MÜESSESESİ Muğla-Yatağan Eskihisar Linyit Ocağı'ndaki patlatmalar ile elde edilen gerçek arazi verilerine uygulanmıştır.

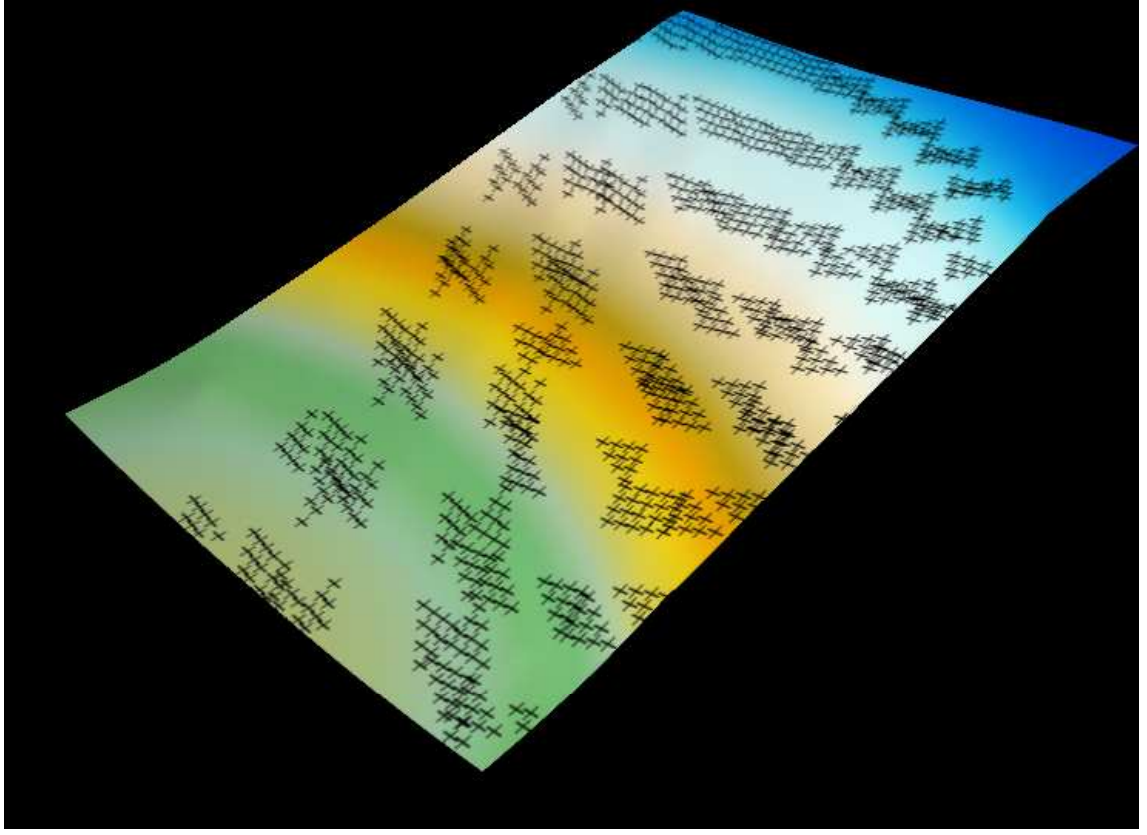
Sismik sinyaller 3-bileşende (Transversal-Enine, Vertical-Düşey, Longitudinal-Boyuna) kaydedilmiştir. Modellemede enine bileşen kullanılmıştır. Dispersif faktör 100 sıfır frekansdaki hız 600, Sonsuz frekansdaki hız 400 ve sismik kalite faktörü 10 seçilmiştir. Bu parametreler doğrultusunda şekil 6.1'de gösterilen üçgenler sayesinde değişik topografik yer altı yüzeyi oluşturularak, üçgenin karşısına denk gelen sağdaki eğrisel yüzey üzerindeki üçgenlere yatay doğrultuda sismik ışın (yeşil oklar) gönderilerek, eğrisel yüzey üzerindeki üçgenlerden yansıyan sismik ışınlar yeryüzüne ulaşırlar. Birinci modelde 27.07.2006'da toplanan verinin enine bileşeni kullanılmıştır (şekil 6.7). Bu bileşen şekil 6.8'de gösterilen bir topografya gönderilerek meydana gelen yansımalar ve bunların hedefe çarptığı noktalar şekil 6.9'de gösterilmiştir.



Şekil 6.7 27 Temmuz 2006 yılında yapılan patlamanın pilot sinyali (enine bileşeni)

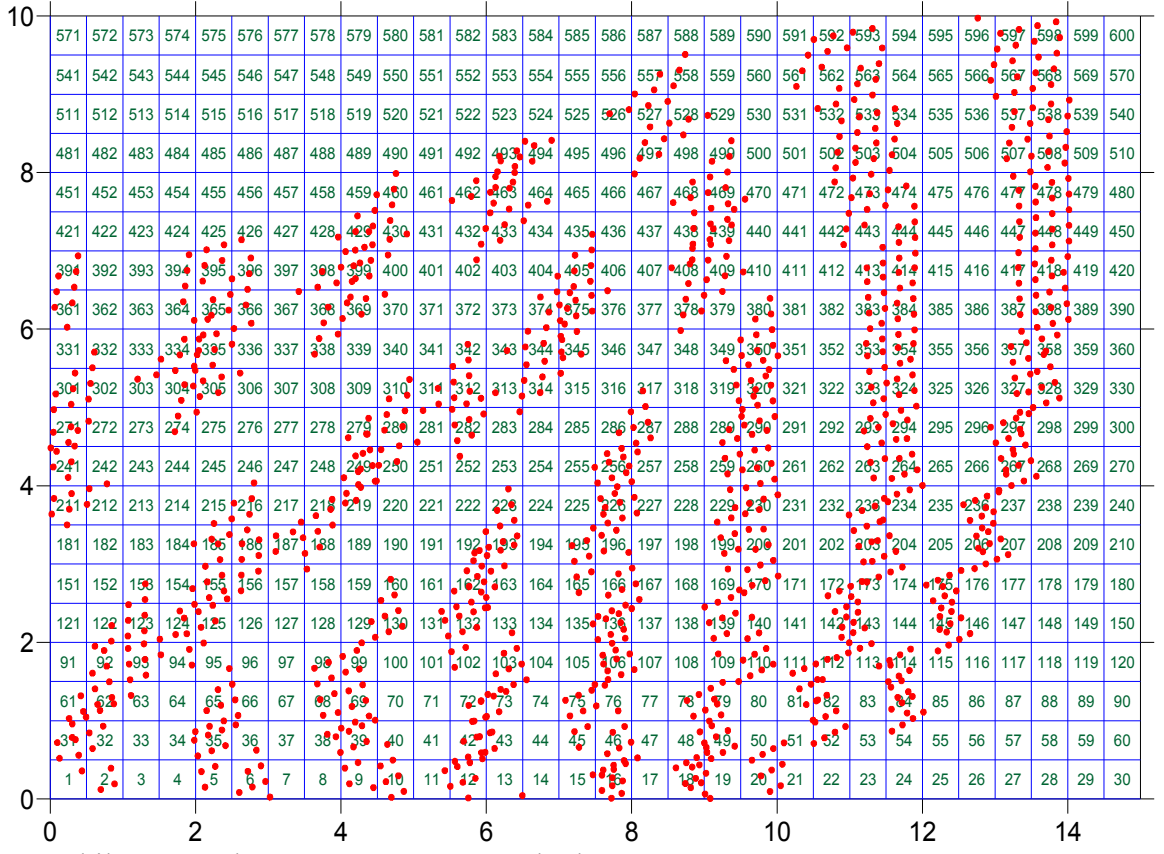


Şekil 6.8 27.07.06'da toplanan patlatma verisinin yollandığı topografya



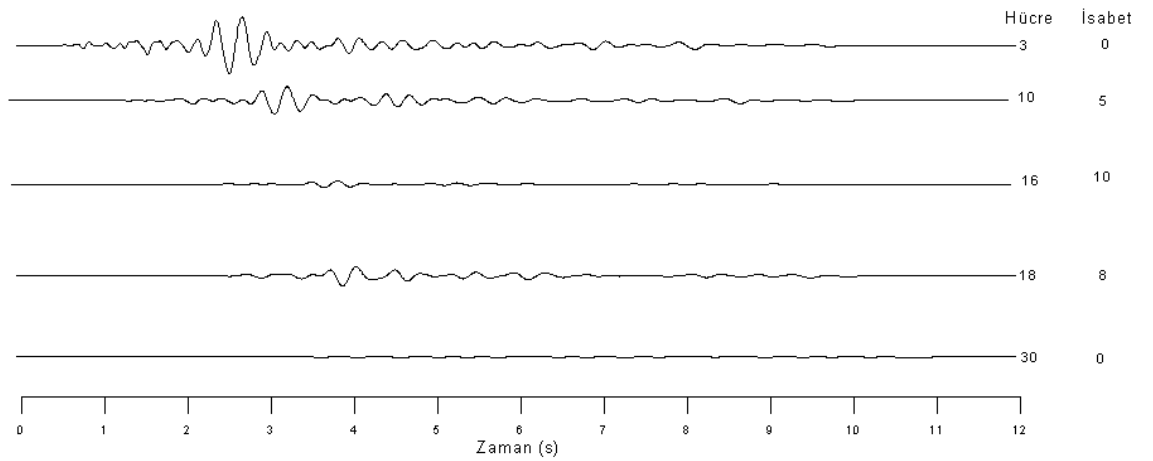
Şekil 6.9 ışınların toporafyaya vurduğu yerler

Şekil 6.9'da görüldüğü gibi gelen ışınlar hedefe çarptığında bazı noktalarda yığılırken bazı noktalarda da yığılma oluşturmamaktadır. Topografyadan dolayı çeşitli şekillerde yansıyan ışınların yüzeye çarptığı yerler şekil 6.10'da gösterilmiştir. Yansıyan Işınların yüzeyde çarptığı yerler 1'den 600'e kadar numaralandırılmaktadır (Yeşil rakamlar).Şekil 6.10 ışınların yüzeyde bir bantlaşma oluşturduğu görülmektedir.



Şekil 6.10 Işınlardan yüzeye çarptığı noktalar

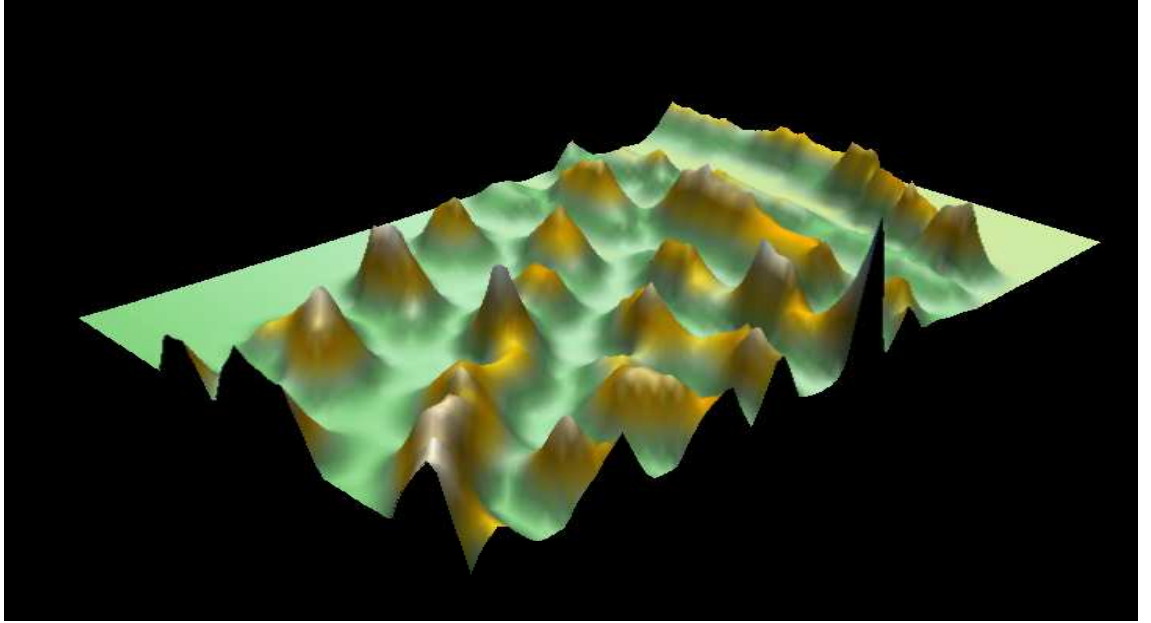
Şekil 6.10 dikkatli incelendiğinde yansımaların en çok yığıldığı hücrelerden biri 16 numaralı hücredir. 16 numaralı hücreye 10 tane yansıma isabet etmektedir ve bu da direkt dalganın biçimini etkileyecektir (Şekil 6.11).



Şekil 6.11 Seçilen hücrelerdeki dalganın biçimi

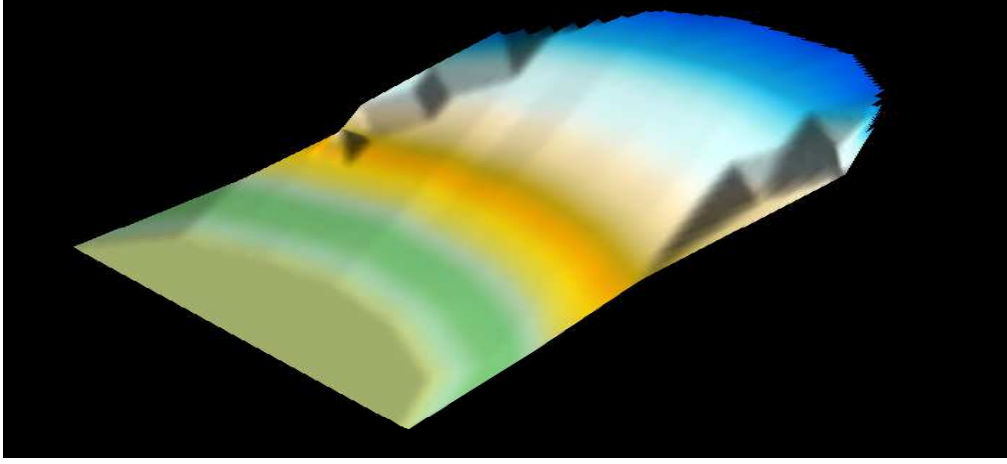
Şekil 6.11'e dikkatli bakıldığında 3 numaralı hücre ve 30 numaralı hücre beraber incelenirse mesafe arttıkça dalgada soğrulma ve dispersiyon sayesinde 30 numaralı hücreden geçen dalgada genliklerin azaldığını ve zamanda yayıldığı rahatlıkla görülmektedir çünkü yüzey dalgaları modellenmesi nedenselli soğrulma ve hız dispersiyonu esaslarına göre yapılmıştır. 16 numaralı hücredeki direk dalgaya 10 tane yansıma isabet etmesine rağmen 5 tane yansıma isabet eden 10 numaradaki hücredeki dalganın genliği diğerine göre daha büyüktür bunun nedeni ise 16 numaraya isabet eden yansımalar aynı fazda gelmediği için yapıcı girişim gösteremiyorlar dolayısıyla 10 numaradaki hücrenin dalganın genliğinden daha küçük bir genliğe sahip olmaktadır. 18 ve 16 numaralı hücreye bakıldığında yine superpozisyon prensibinden dolayı 18 numaradaki hücreye isabet eden yansımalar aynı fazda olduklarından buradaki dalganın genliği 10 yansıma isabet etmiş dalganın genliğinden büyük olmaktadır.

Yığılmaların olduğu yerdeki parçacık hızı ise şekil 6.12'de görülmektedir. Yığılmaların olduğu yerde parçacık hızı büyük olurken ışınların yoğunlaşmadığı yerde parçacık hızı küçük değerler almaktadır.

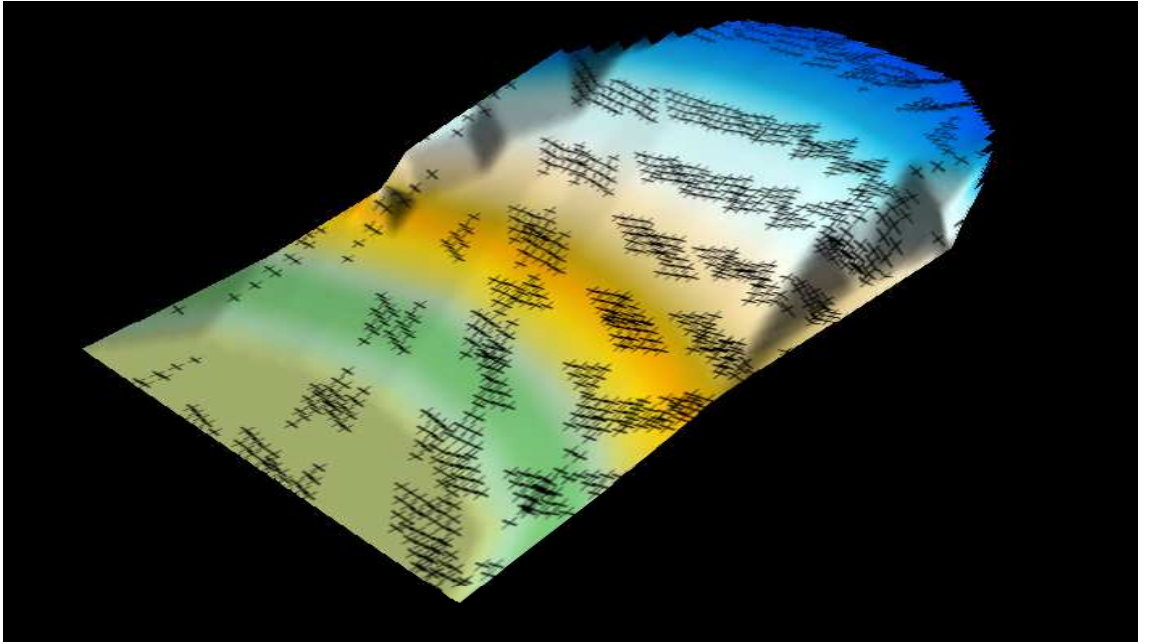


Şekil 6.12 Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde belli yerde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı

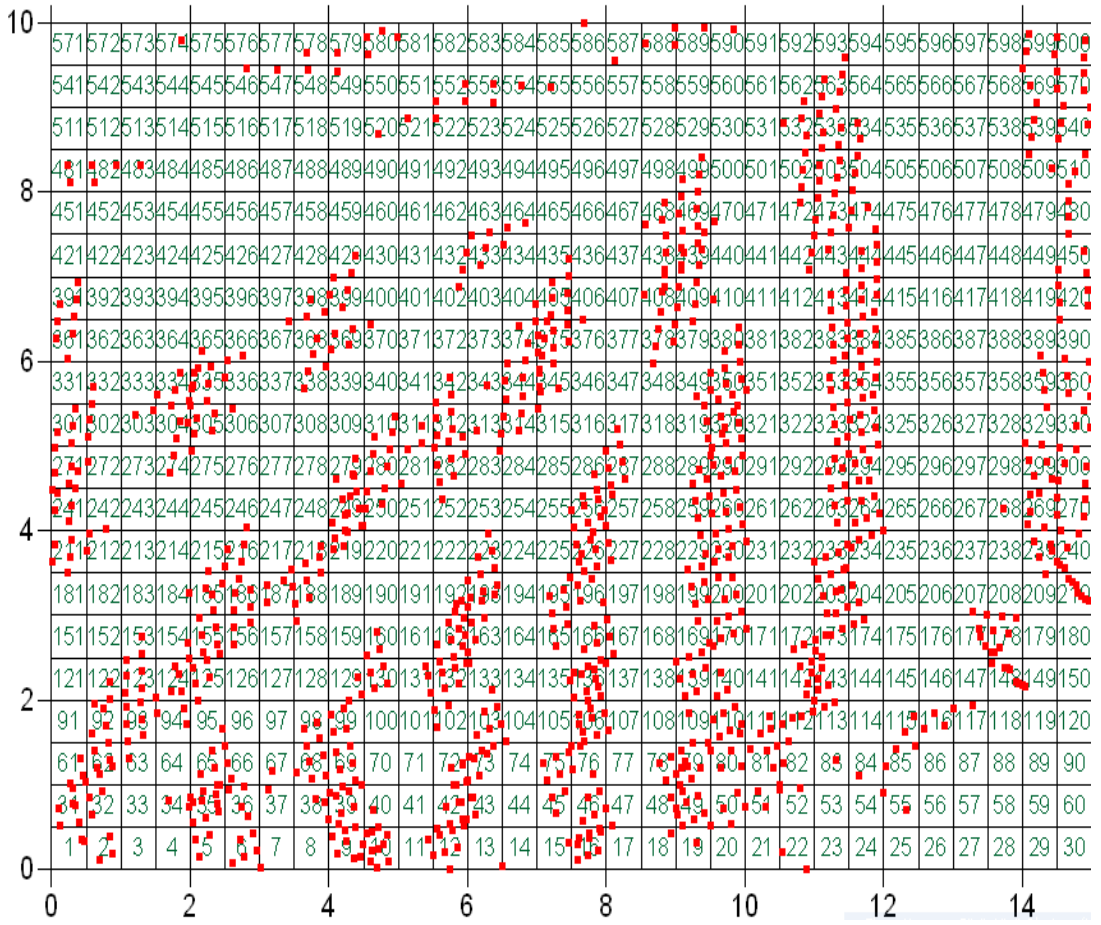
İkinci modelde, birinci modeldeki patlama verisi kullanılmaktadır ancak bu veri şekil 6.13’de gösterilen daha farklı bir topografya yollanmaktadır.



Şekil 6.13 İkinci modelde kullanılan topografya



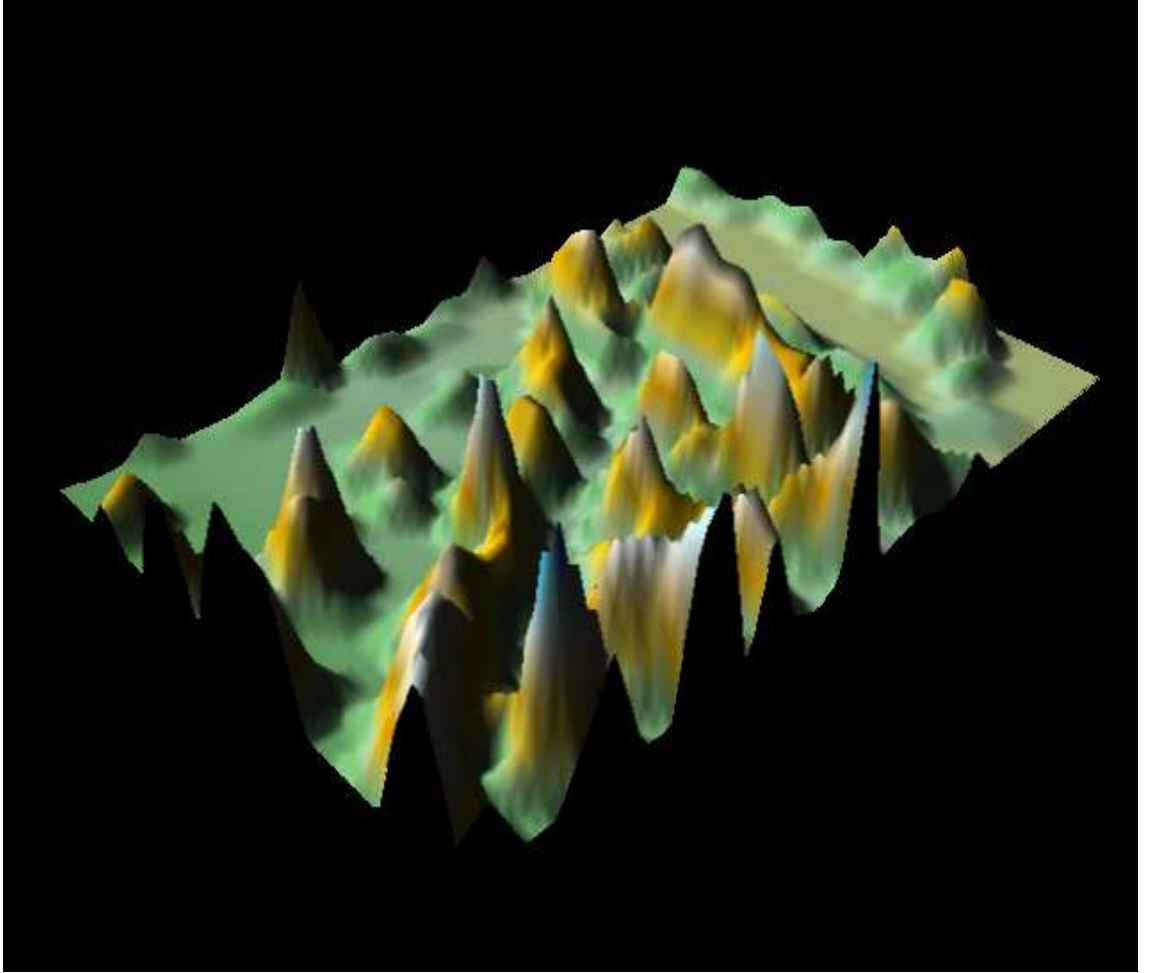
Şekil 6.14 Işınların temel topografyasına çarptığı noktalar



Şekil 6.15 Işınlrın yüzeye çarptığı noktalar

Şekil 6.14'deki temel topografyaya çarpan ışınların yüzeyde vurduğu yerler şekil 6.15'de gösterilmektedir.

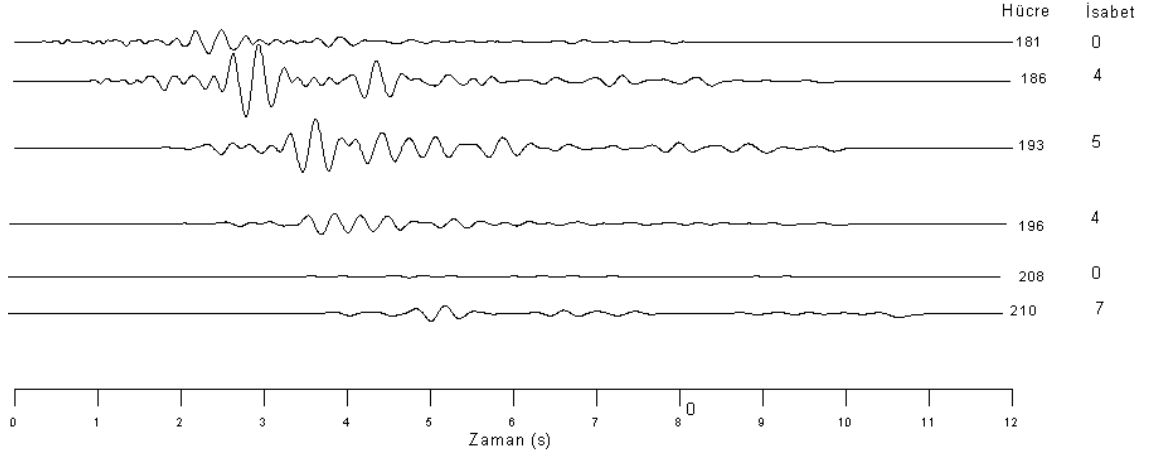
Topografya çarpıp yüzeye vuran Işıklar çoğunlukla yüzeyin orta ve sağ alt tarafında yığılmaktadır, şekil 6.16'da ise yığılmaların olduğu yerdeki parçacık hızlarının yüksek olduğu rahatlıkla görülmektedir.



Şekil 6.16 Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde belli yerde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı

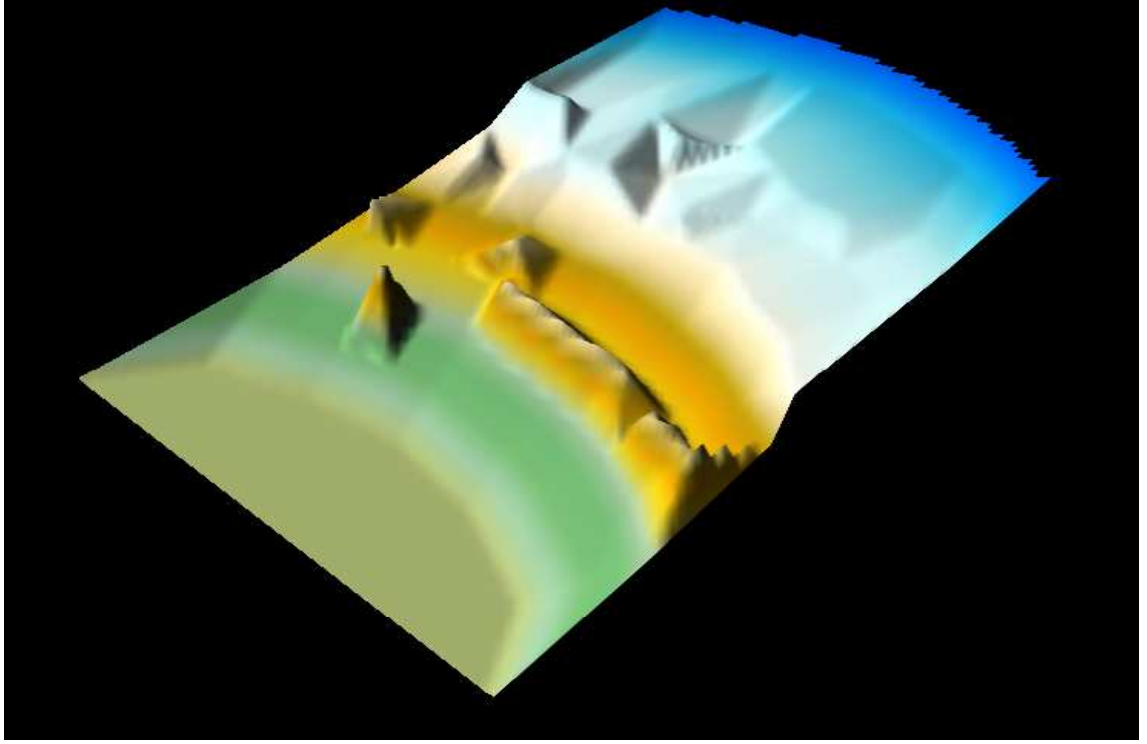
Yüzeye vuran ışınlar özel olarak incelenirse, 181 numaralı hücreye yansıma isabet etmemekteyken 186 numaralı hücreye 4 yansıma isabet temektedir ve bu isabet eden yansımalar aynı fazda olduğu için 181 numaralı hücredeki dalgaya göre genlikleri daha yüksek olmaktadır (Şekil 6.17). 181 ve 208 numaralı hücrelerdeki durum incelenirse 208 numaralı hücredeki dalganın soğrulma ve dispersiyon sonucunda dalga biçimi değişmiş ve bununla birlikte dispersiyondan dolayı sinyal 181 numaralı hücredeki sinyale göre zamanda yayılmış ve sinyalin düşük frekanslı bileşenleri daha erken gelmeye başlamıştır. Şekil 6.17'ye bakıldığında 193 numaralı hücreye isabet eden yansıma sayısı 210 numaralı hücreden az olmasına rağmen dalganın genliği 210

numaralı hücredeki dalganın genliğinden yüksektir çünkü 193 numaralı hücreye isabet eden yansımalar yapıcı girişimde bulunmaktadır.

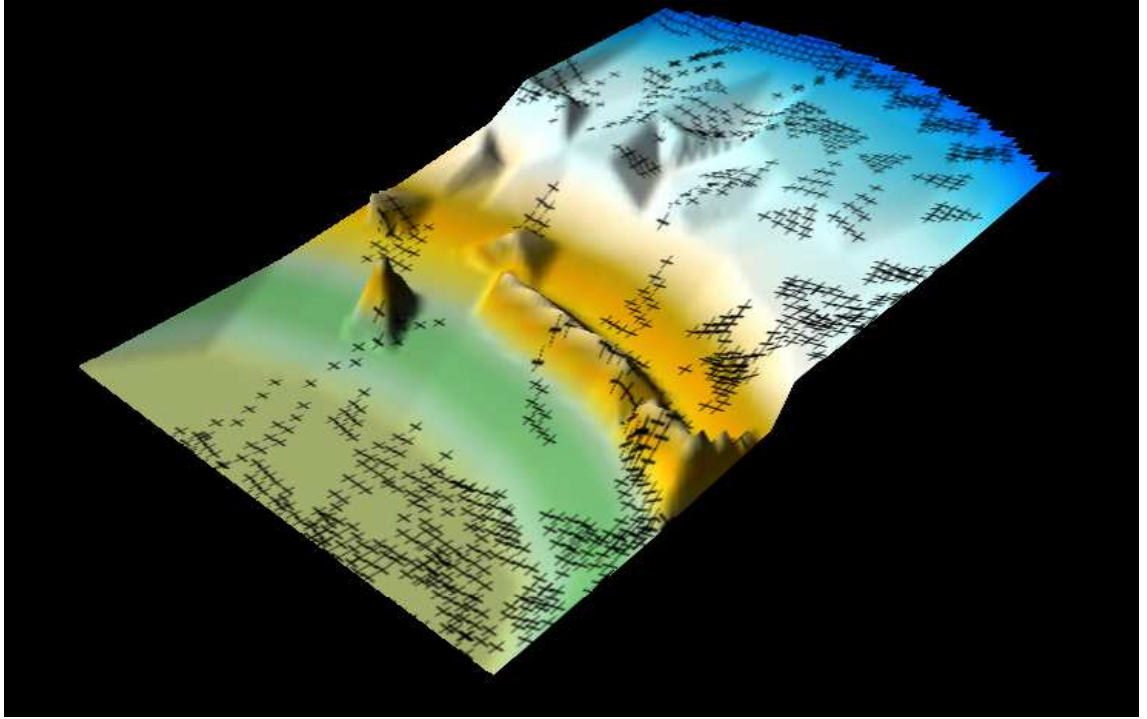


Şekil 6.17 Seçilen hücrelerdeki dalga biçimleri

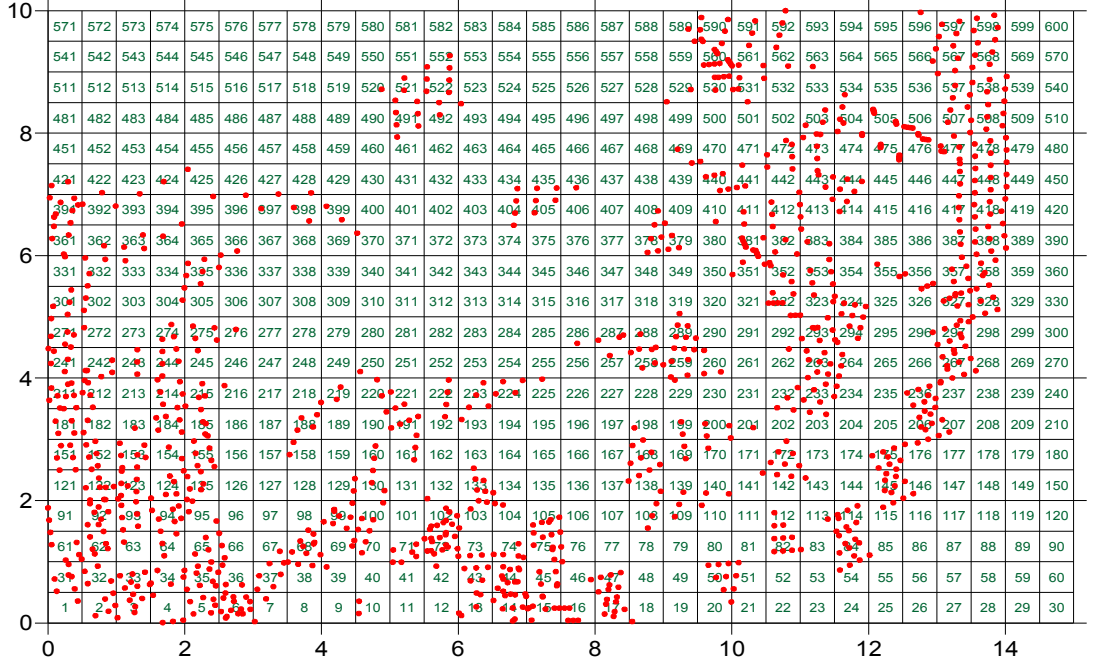
Üçüncü modelde yine birinci modeldeki patlatma sinyali kullanılmaktadır ve şekil 6.18'de gösterilen topografyaya gönderilmektedir. Işınlardan temel topografyasına çarptığı noktalar ise şekil 6.19'da gösterilmektedir. Topografyaya çarpan ışınların yüzeyde vurduğu yerleri ise şekil 6.20'de göstermektedir.



Şekil 6.18 Üçüncü modelde kullanılan topografya

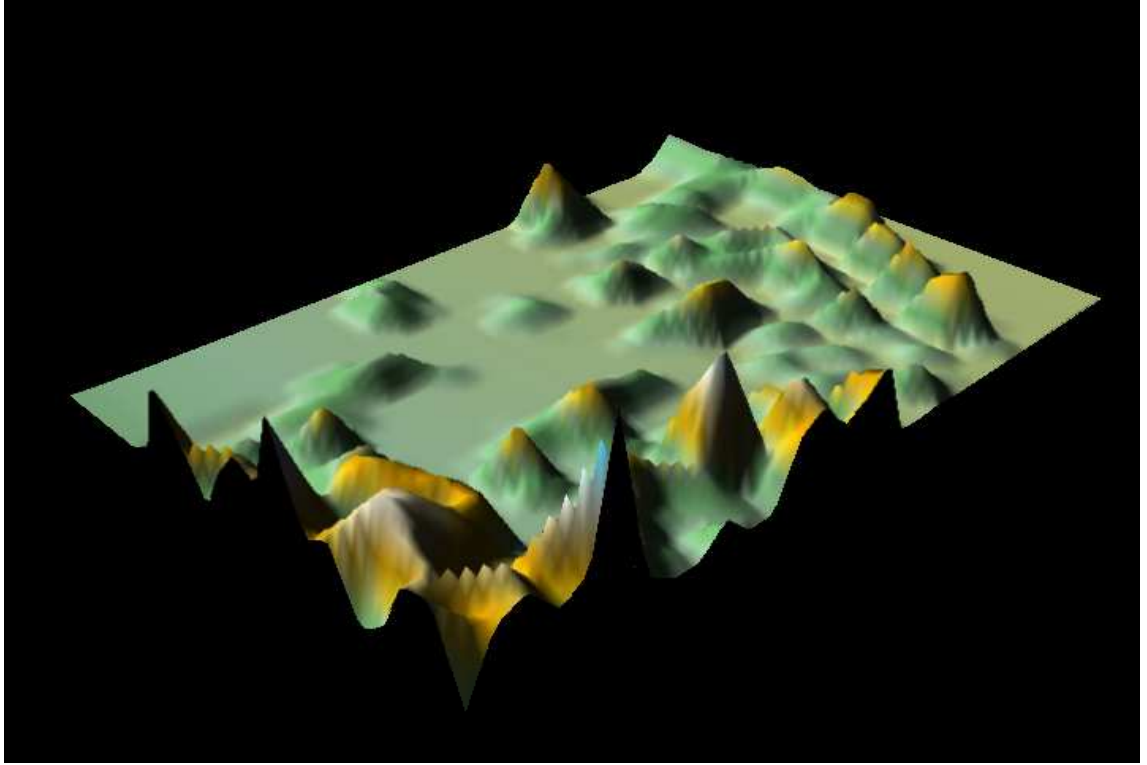


Şekil 6.19 Işınlarnın topografyaya vurduğu noktalar



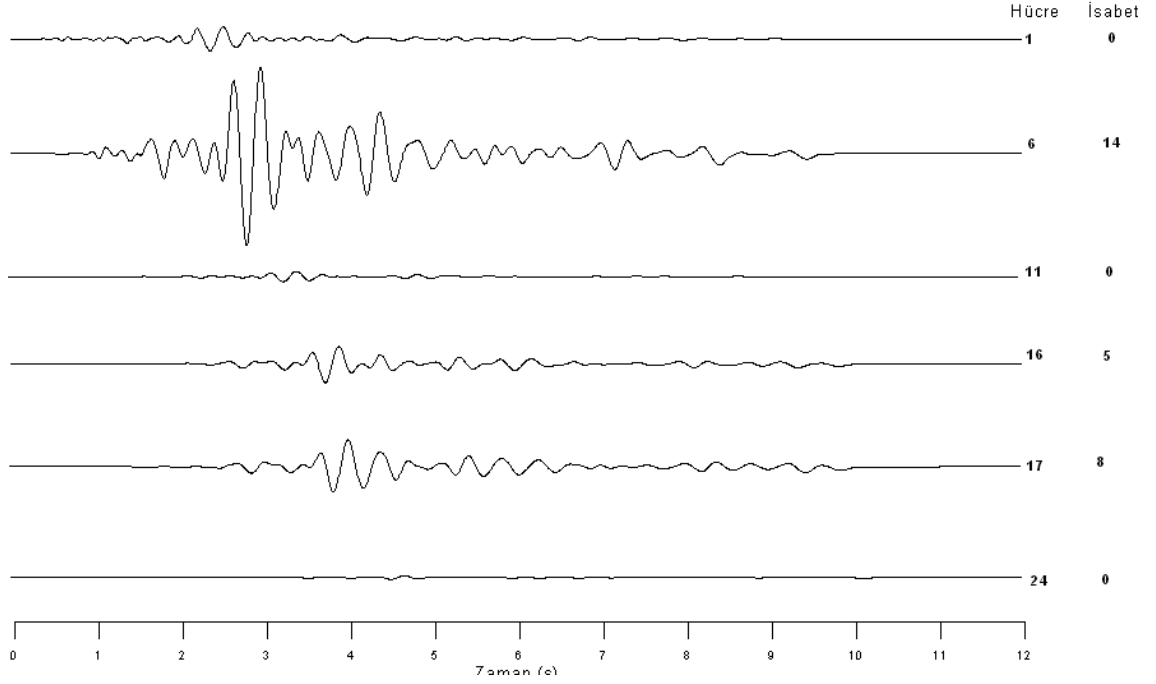
Şekil 6.20 Işınlarmın yüzeye çarptığı noktalar

Temel topografyasına çarpıp yüzeye vuran ışınlar, temel topografyasındaki yapılardan dolayı yüzeyde saçılarak çoğunlukla yüzeyin sol alt tarafında yığılmaktadır,şekil6.21’de ise yığılmaların olduğu yerdeki parçacık hızlarının yüksek olduğu rahatlıkla görülmektedir.



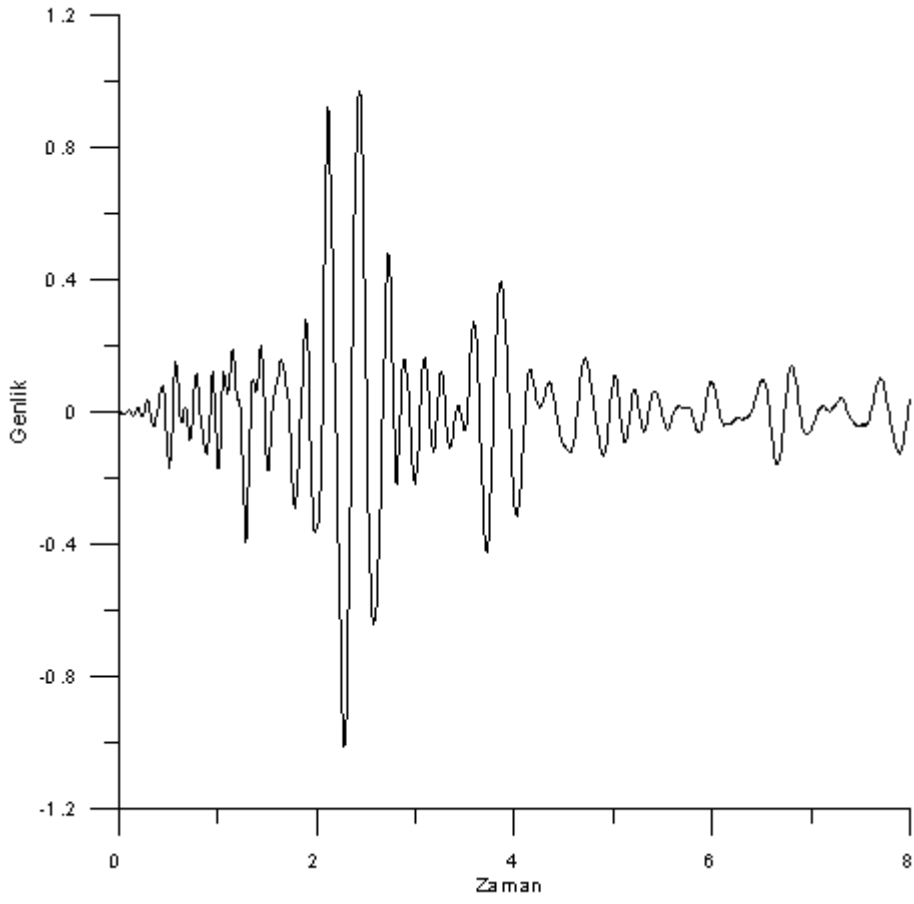
Şekil 6.21 Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı

Yüzeyi vuran ışınlar incelenirse (şekil 6.20) en çok yansımanın isabet ettiği hücrelerden biri 6 numaralı hücredir ve 14 adet yansıma isabet etmiştir şekil 6.22'ye bakılırsa 6 numaralı hücreden geçen dalganın diğer hücrelerden geçen dalgalara oranla genliğinin daha yüksek olduğu görülmektedir, 11 ve 24 numaralı hücreye isabet eden bir yansıma yoktur ama mesafe arttıkça 24 numaralı hücredeki dalganın soğrulma ve dispersiyon sonucunda dalga biçimi değişmiş ve bununla birlikte dispersiyondan dolayı sinyal 11 numaralı hücredeki sinyale göre zamanda yayılmış ve sinyalin düşük frekanslı bileşenleri daha erken gelmeye başlamıştır (Şekil 6.22), 16 ve 17 numaralı hücrelerde ise sırasıyla 5, 8 adet yansıma isabet etmiştir.17 numaralı hücredeki dalganın genliği yansımaların yapıcı girişim yapmasından dolayı 16 numaradaki dalganın genliğinden büyüktür.

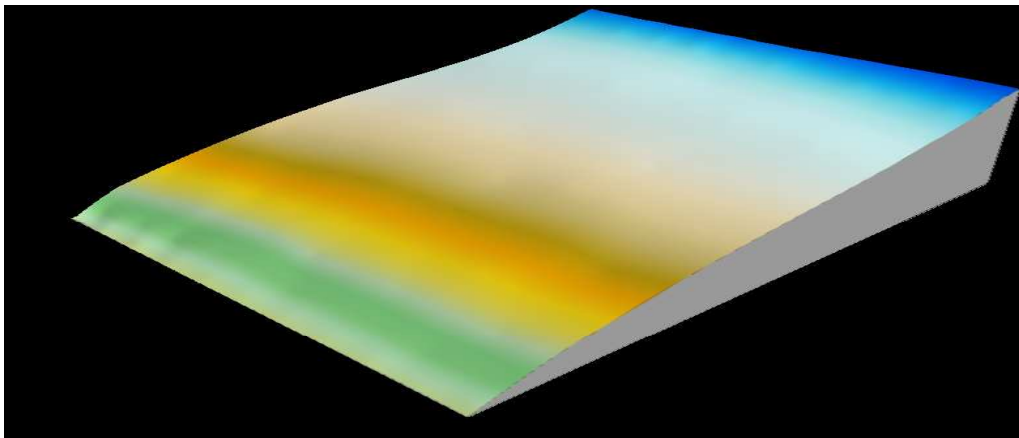


Şekil 6.22 Seçilen hücrelerdeki dalga biçimi

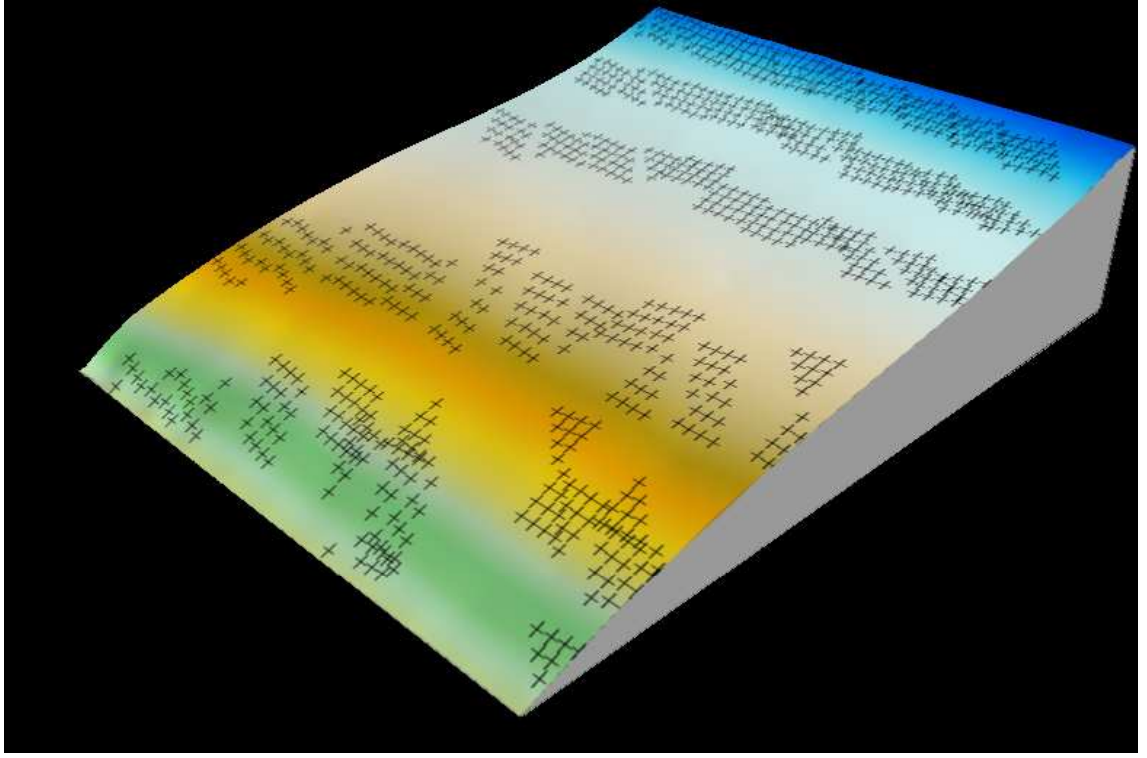
Dördüncü modelde, farklı bir topografya yapısı (şekil 6.22) kullanıldı ve girdi sinyali olarak 27.07.2006 yılında Yatağan-Yesilbağcılar köyünün batısında yapılan patlatma verisi kullanıldı. 7 m derinliği olan 1 kuyuda, 1 kg dinamit ve 75 kg Anfo olmak üzere 4 kuyu aynı anda patlatılmıştır patlatma sinyali şekil 6.23’de gösterilmektedir. Işınların temel topografyasına çarptığı yerler şekil.6.24’de gösterilmiştir. Yüzeyi vurduğu yerler ise şekil 6.26’te gösterilmektedir.



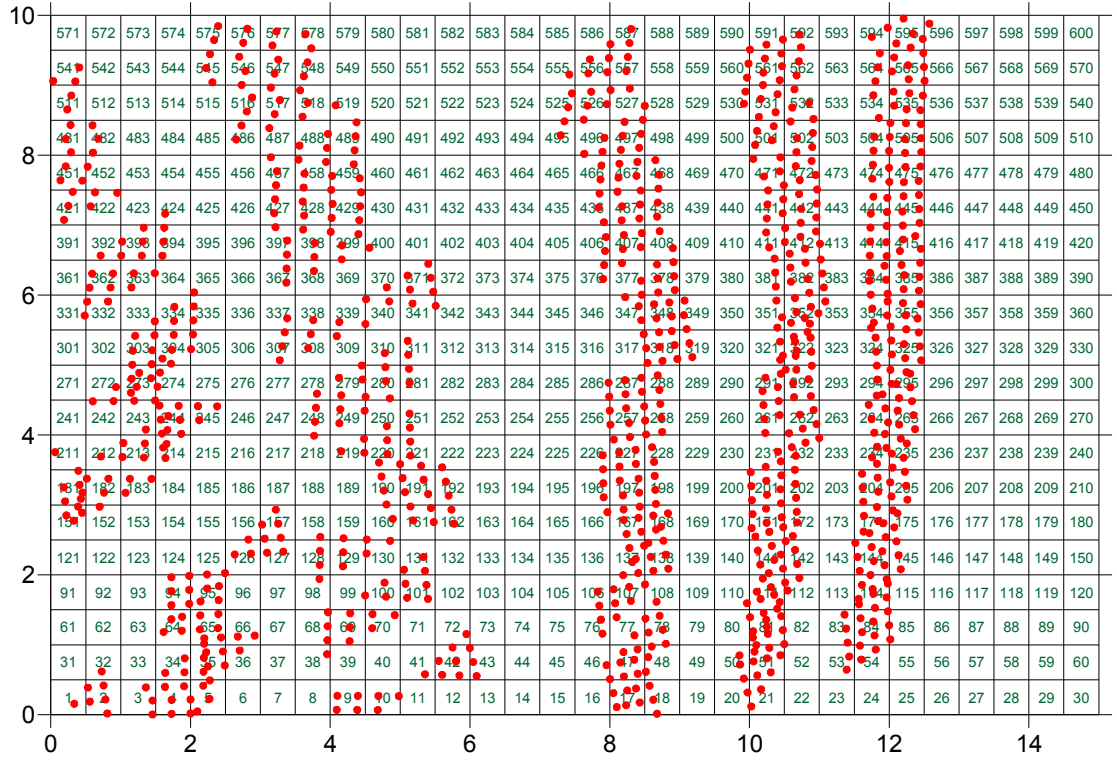
Şekil 6.23 Dördüncü model için girdi sinyali (enine bileşen)



Şekil 6.24 Dördüncü model kullanılan topografya (Yeşilbağcılar Köyünü temsilen)

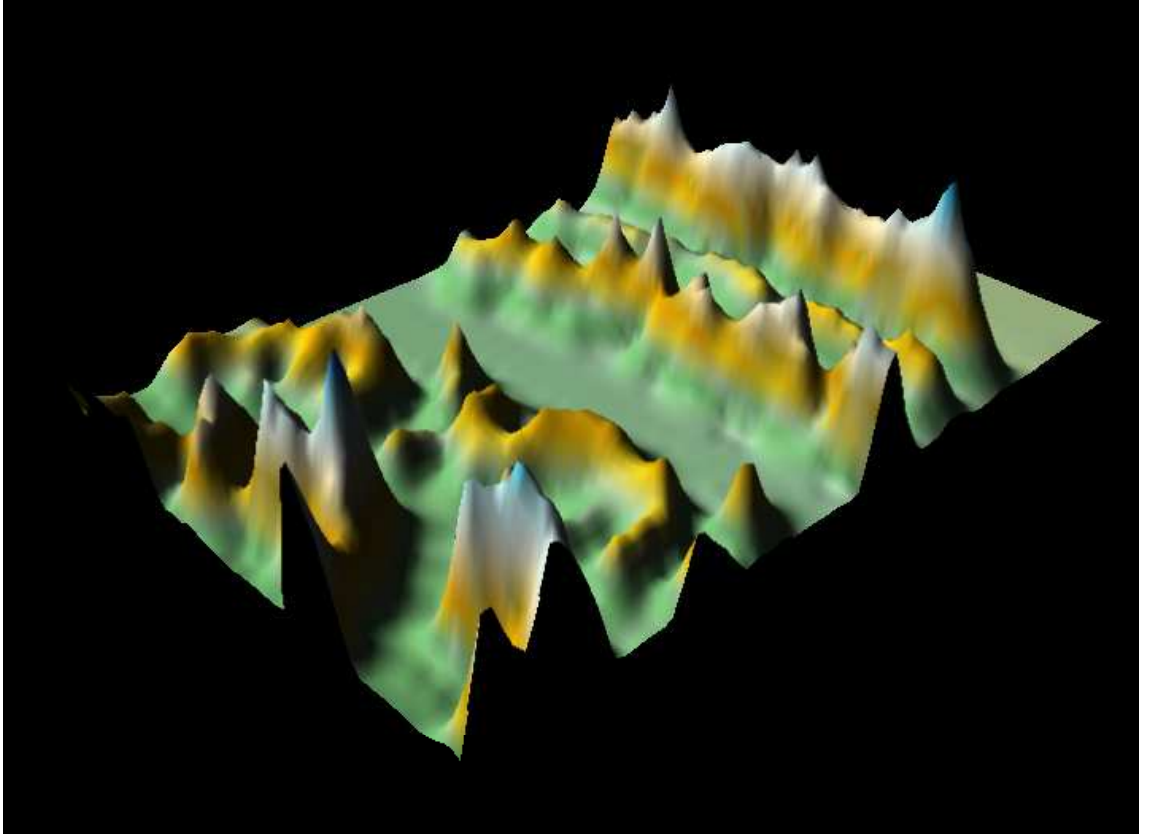


Şekil 6.25 Işınlara topografyayı vurduğu noktalar



Şekil 6.26 Işınlara yüzeye çarptığı noktalar

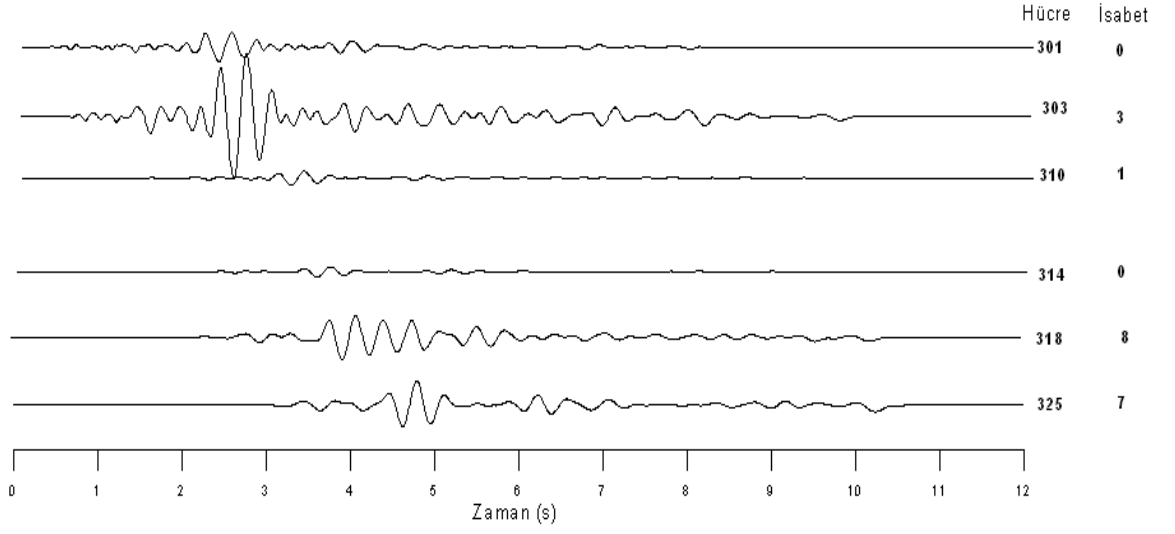
Şekil 6.26 göz önüne alınırsa ışınların yoğunlaştığı yer çoğunlukla yüzeyin sağ tarafında bulunmaktadır ve dolayısıyla bu bölgedeki parçacık hızları büyük olacaktır ki zaten şekil 6.27’de o bölgeye denk gelen yerlerdeki parçacık hızının büyük olduğu görülmektedir.



Şekil 6.27 Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı.

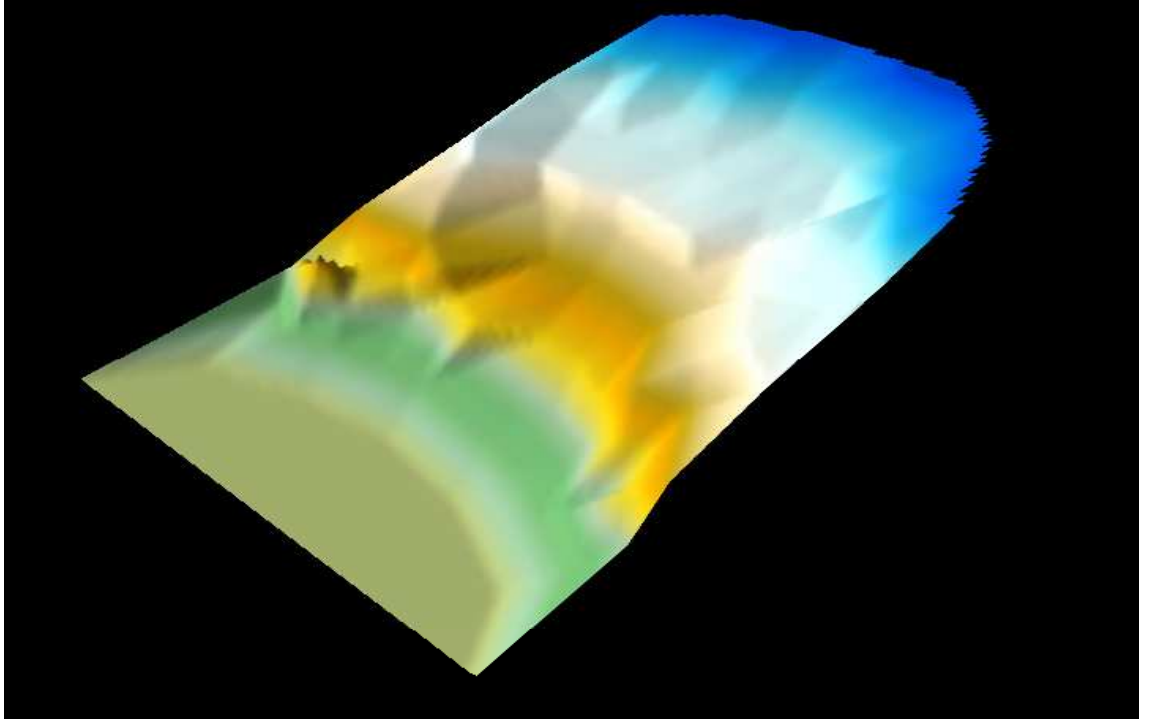
Yüzeyi vuran ışınlar incelendiğinde, 325 numaralı hücreye 8 adet yansıma isabet etmiştir. Şekil 6.28’e bakılırsa 325 numaralı hücredeki dalganın soğrulma ve dispersiyon sonucunda dalga biçimi değişmiş ve bununla birlikte dispersiyondan dolayı zamanda yayılmasına karşın 310 ve 314 numaralı hücrelerle karşılaştırıldığında 325 numaralı hücreye 7 adet aynı fazda yansıma isabet ettiğinden genlik değerleri 310 ve 314’e göre oldukça büyüktür. 301 numaralı hücredeki dalga ile 314 numaralı hücredeki dalga karşılaştırıldığında 314 numaralı hücredeki dalga, 301 numaralı hücreye gelen dalgaya göre soğrulma ve dispersiyondan dolayı dalga biçiminde değişmeler olmaktadır ve bununla birlikte dispersiyondan dolayı zamanda biraz daha geç gelmektedir(Şekil 6.28). 303 numaralı hücreye isabet eden 3 adet yansıma aynı fazda geldi için yapıcı

girişimde bulunmaktadır ve bundan dolayı 8 adet yansıma isabet eden hücredeki dalganın genliğinden saha büyüktür.

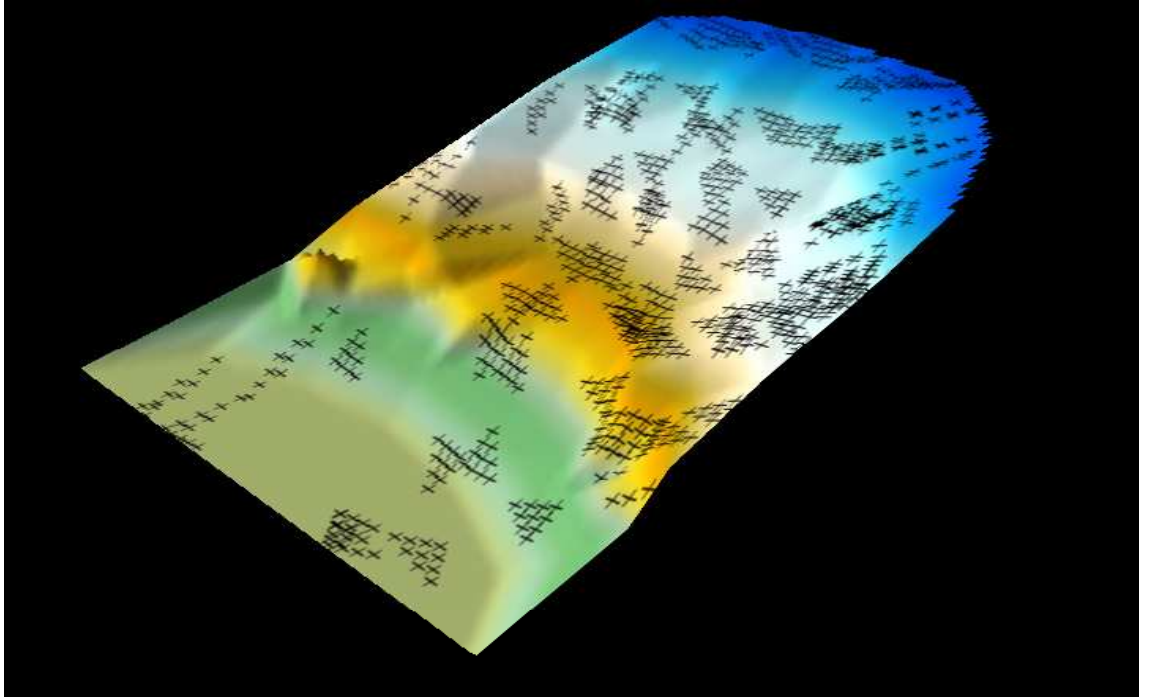


Şekil 6.28 Seçilmiş hücrelerdeki dalga biçimleri

Beşinci modelde şekil 6.29’da gösterilen topografyaya ışınlar yollandı ve dördüncü modelde kullanılan patlama sinyali modele gönderildi. Işınlardan topografyayı vurduğu yerler ise şekil 6.30’ta gösterilmektedir.

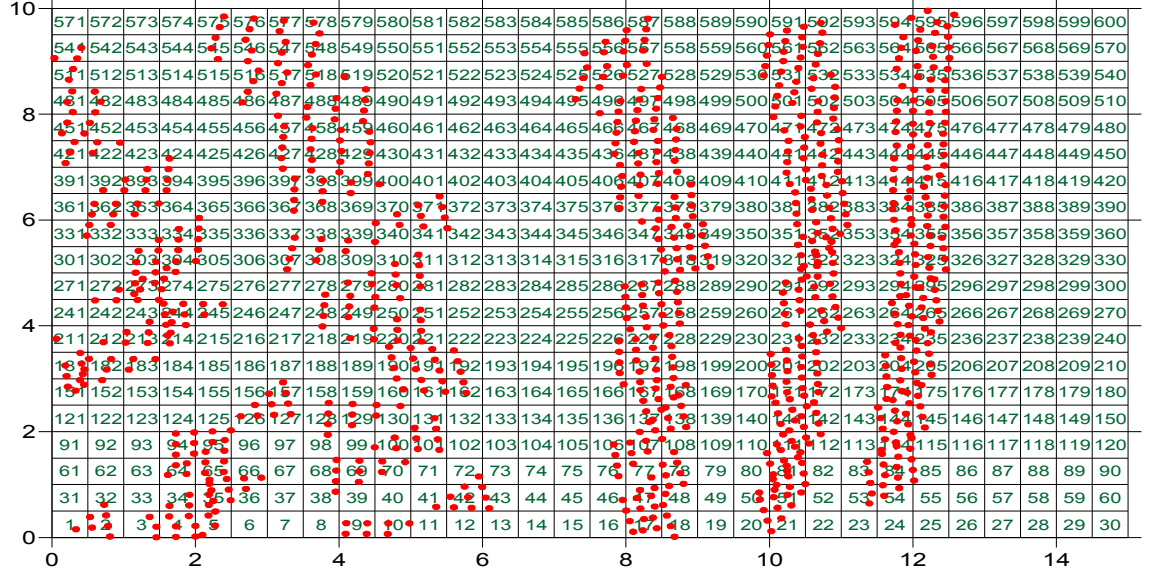


Şekil 6.29 Beşinci modelde kullanılan topografya

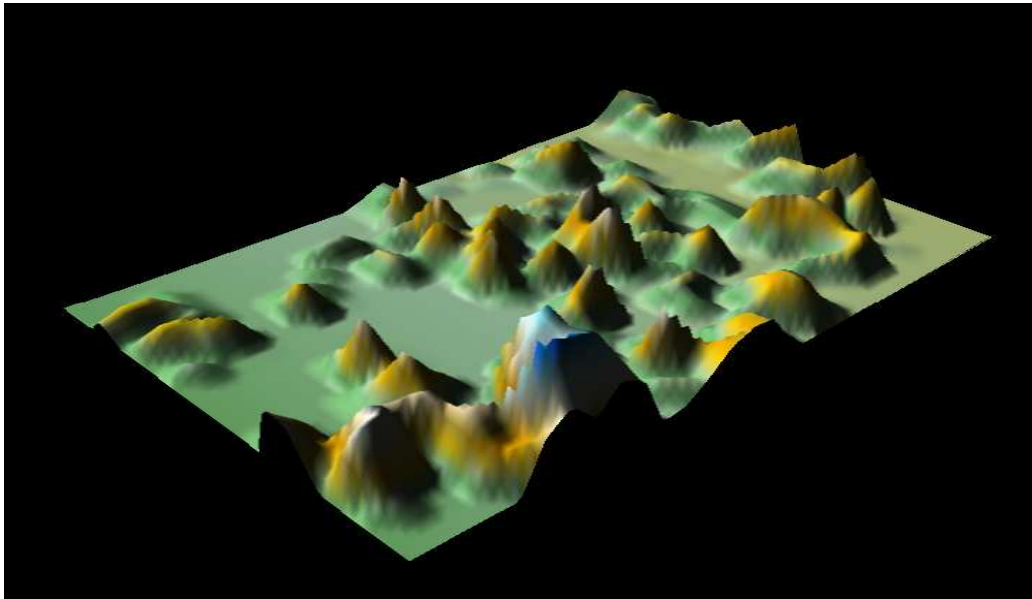


Şekil 6.30 Işınlarmın temel topografyasına vurduğu noktalar

Işınlarmın yüzeye vurduğu yerler ise şekil 6.31’de gösterilmektedir. Yansıyan Işınlarmın yüzeyin sağ tarafında dağılık olarak yoğunlaşırken, sol tarafında bantlaşma şeklinde bir yoğunlaşma olmakta ve orta kısımlara yansıyan ışınlar isabet etmemektedir, parçacık hızlarını göz önüne alırsak yüzeyin sağ ve sol taraflarında parçacık hızı en büyük değerlerini alırken yüzeyin orta kısımlarında minimum değerler almaktadır (Şekil 6.32)

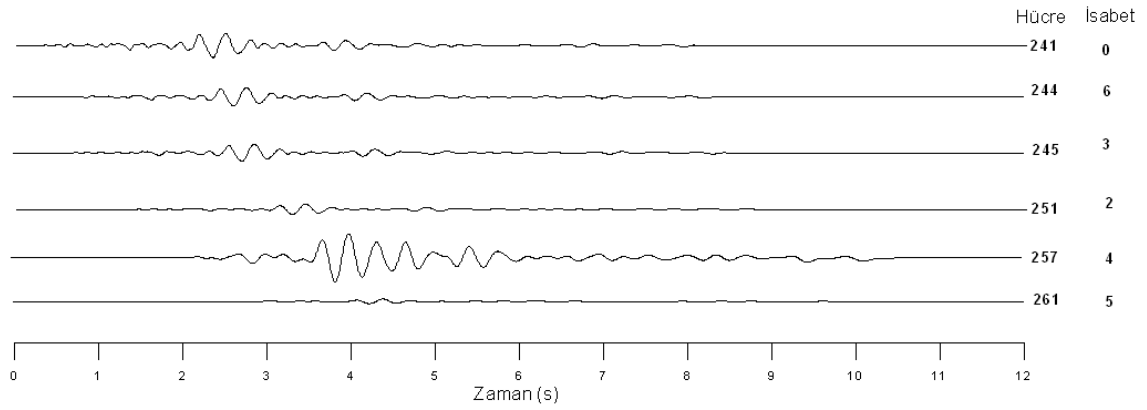


Şekil 6.31 Işınlarmın yüzeye çarptığı noktalar



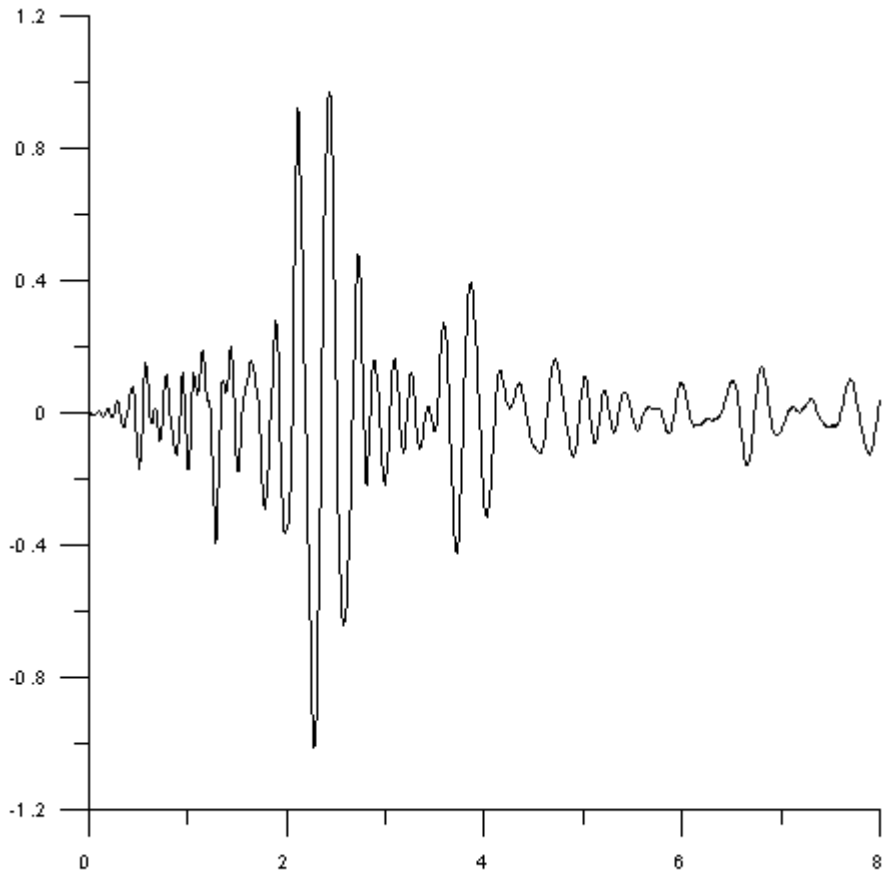
Şekil 6.32 Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı.

Şekil 6.31'ya bakılarak seçilen hücrelerden 244 numaralı hücre en fazla yansıma isabet eden hücre olmasına rağmen genliği oldukça küçükken, 257 numaralı hücreye 4 yansıma isabet etmektedir ve diğer hücrelerdeki dalgalara göre genliği daha büyüktür. 244 numaralı hücre ile 257 numaralı hücredeki dalgaların genliklerinin bu şekilde farklı olmasında 257 numaralı hücreye isabet eden yansımaların aynı fazda gelerek yapıcı girişimde bulunmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 6.33).

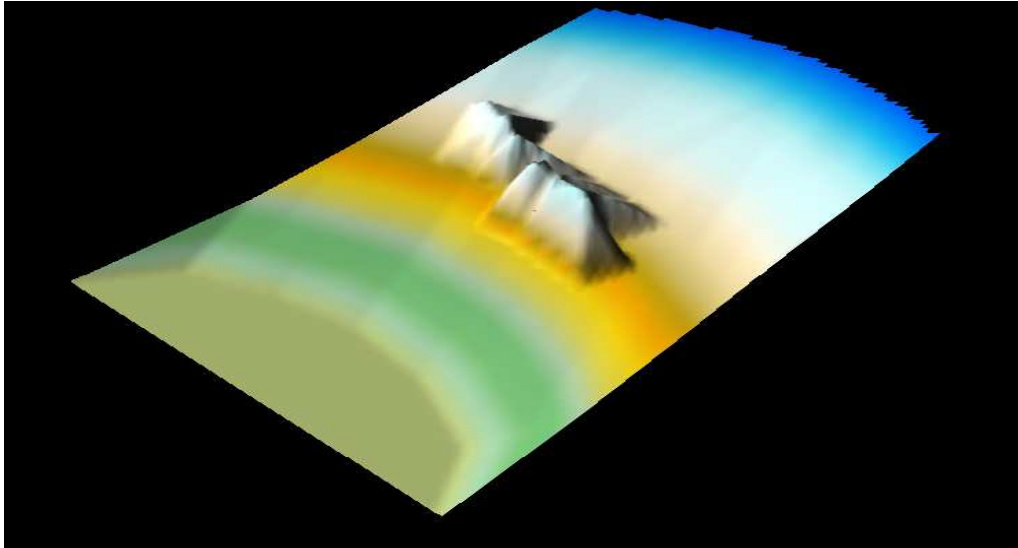


Şekil 6.33 Seçilen hücrelerdeki dalga biçimi

Altıncı modelde Şekil 6.35'deki bir temel topografyasına, girdi sinyali olarak 27.07.2006 yılında Yatağan-Yesilbağcılar köyünün batısında yapılan patlatma verisi kullanıldı. 7 m derinliği olan 1 kuyuda, 1 kg dinamit ve 75 kg Anfo olmak üzere 4 kuyu aynı anda patlatılmıştır patlatma sinyali şekil 6.34'de gösterilmektedir.

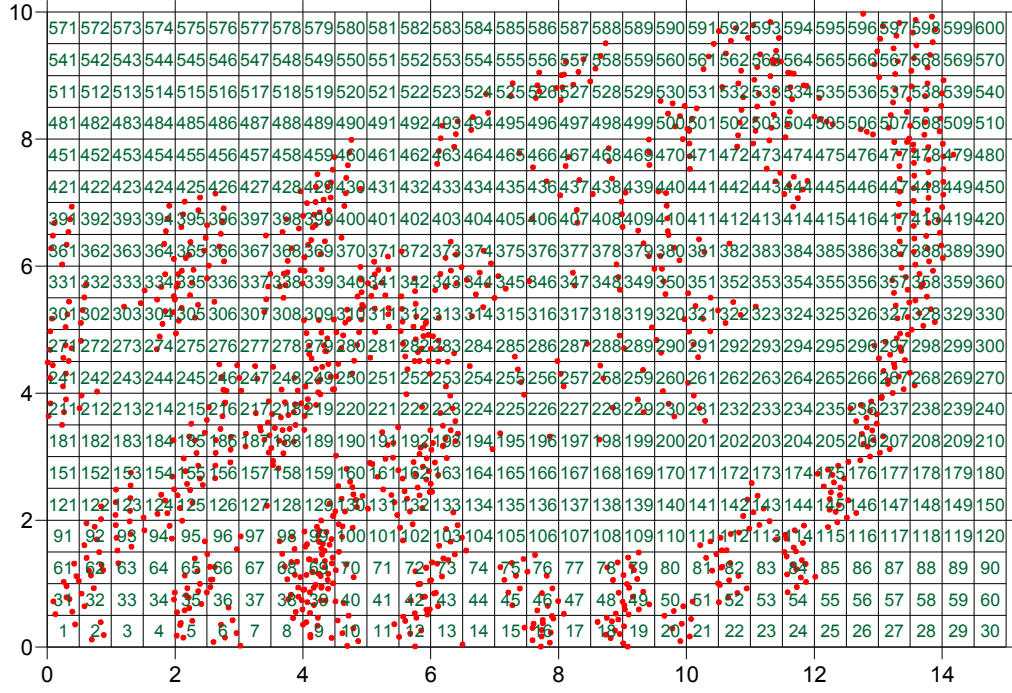


Şekil 6.34 Altıncı modele gönderilen sinyal

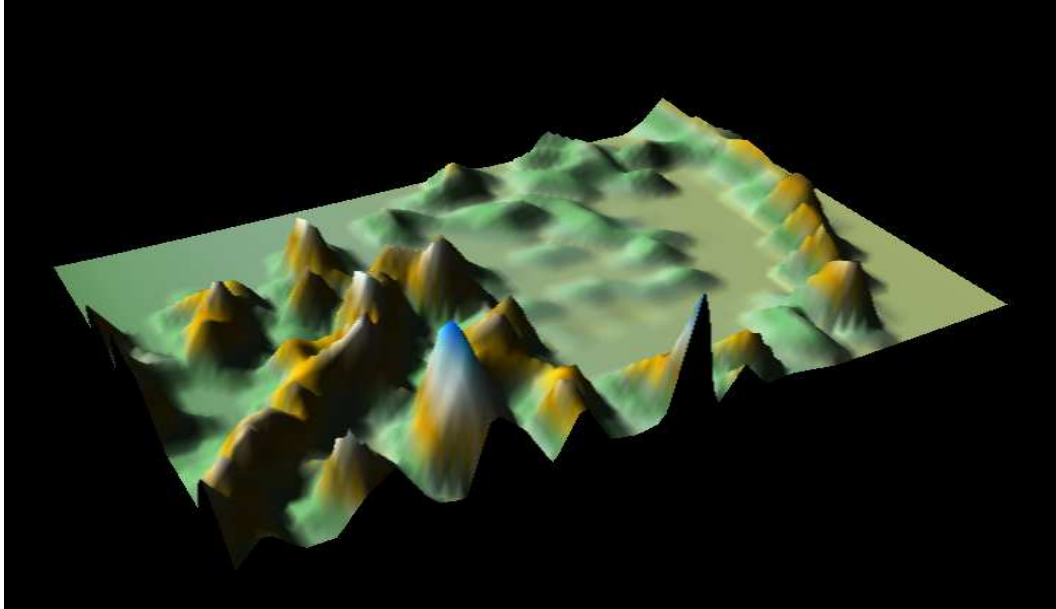


Şekil 6.35 Altıncı modelde kullanılan temel topografyası

Işınlardan yüzeye vurduğu yerler ise şekil 6.36’da gösterilmektedir. Yansıyan Işınlardan temel topografyasının orta kısmında bulunan bir yükselti sayesinde yüzeyin sağ tarafında dağınık olarak yoğunlaşmaktadır ve parçacık hızları şekil 6.37’de gösterilmektedir

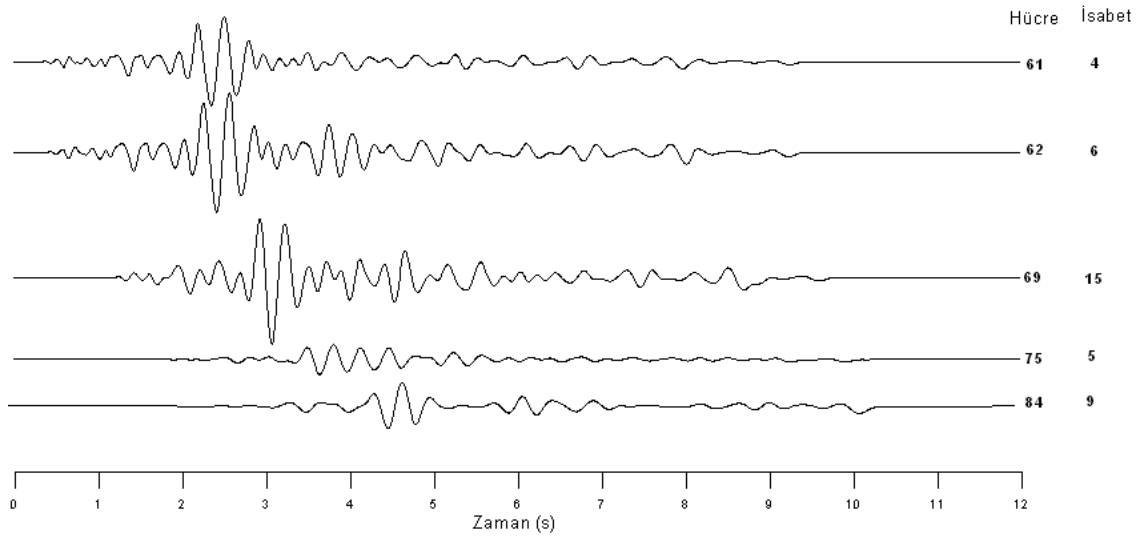


Şekil 6.36 Işınlardan yüzeye çarptığı noktalar



Şekil 6.37 Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı

Yüzeyi vuran ışınlar değişik hücreler için seçilmiştir. Farklı mesafede bulunan farklı sayıda yansıyan ışın alan hücreler seçilmiştir, en çok yansımanın isabet ettiği hücrelerden biri 69 numaralı hücredir ve 15 adet yansıma isabet etmektedir ancak 62 numaralı hücreye 6 adet yansıma isabet etmesine rağmen 69 numaralı hücredeki dalganın genliği yansımaların farklı fazlarda gelmesinden dolayı 62 numaralı hücredeki dalganın genliğiyle benzer olmaktadır (Şekil 6.38). Aynı olay 61 numaralı hücre ile 75 numaralı hücrede gözükmemektedir ancak bu sefer 61 numaralı hücredeki dalganın genliği yapıcı girişimden dolayı 75 numaralı hücrenin genliğinden büyüktür. Seçilen hücreler için dalga biçimleri şekil 6.38’de gösterilmiştir.



Şekil 6.38 Seçilen hücrelerdeki dalga biçimleri

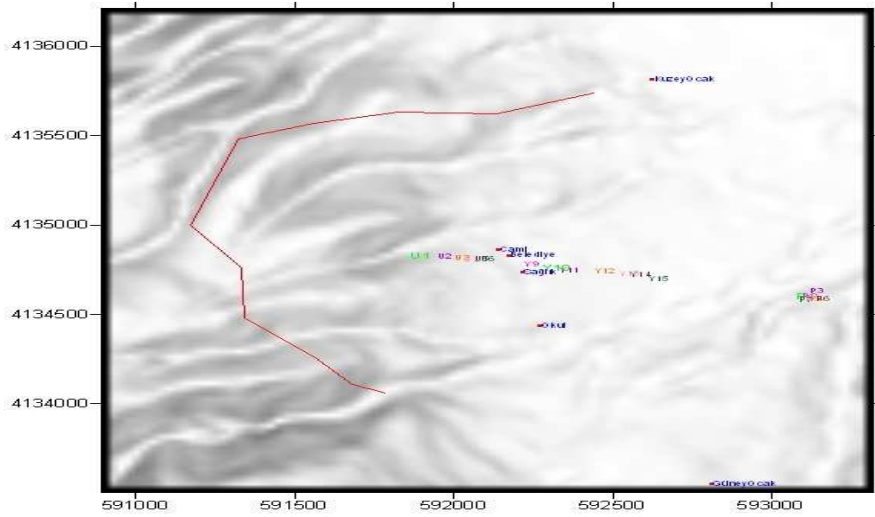
6.2 Arazi Verisiyle Model Eğrisinin Karşılaştırılması

Bölüm 6’ de verilen Modelleme ile elde edilen sonuçlar, bölüm 5.3’ te anlatılan ölçüm yöntemiyle, Muğla-Yatağan Yeşilbağcılar beldesinde yapılan patlatmalar ile elde edilen gerçek arazi verileriyle karşılaştırılmıştır.

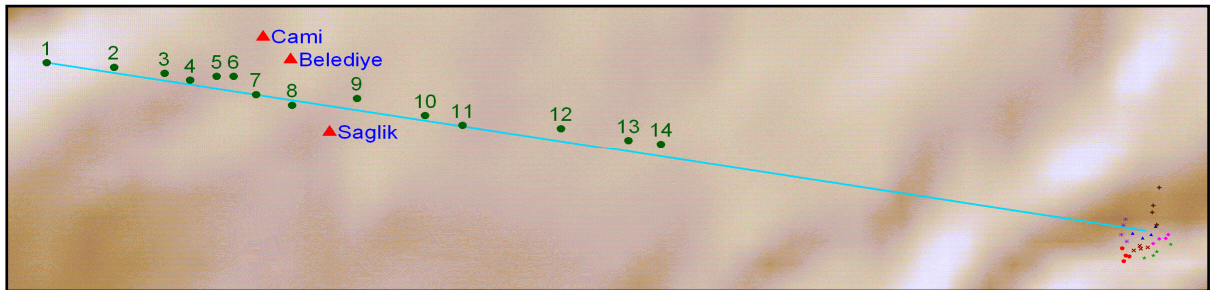
TKİ GELİ Eskişehir Linyit ocağının ilerleme yönüne göre Yeşilbağcılar beldesi yakınlarında, ileride açılacak muhtemel panoların olduğu yerde deneme patlatmaları

yapılmıştır. Buradaki amaç, ocak henüz Yeşilbağcılar'a çok yaklaşmadan, test patlatmaları yaparak, yerleşim yerine verilecek titreşim dalgalarının nasıl davranacağını önceden kestirmek ve en aza indirebilmek için çalışmaktır.. Dörder delikten oluşan 7 adet pilot patlatma yapılmış (toplam 28 delik) ve Yeşilbağcılar yönünde kurulan 14 istasyondan titreşim kaydı alınmıştır. Radyo-iletişim sistemi ve titreşim ölçerler bileşimi ile veriler toplanmıştır.

Şekil 6.39'da Yeşilbağcılar Beldesi ve çevresine ait topoğrafya harita üzerine işlenmiş, beldedeki bazı mekanlar, kayıt istasyonları (I-1, ..., I-14) ve patlatma noktaları görülmektedir. Ölçüm profilinin yakın görüntüsü Şekil 6.40'da görülmektedir.



6.39 Yeşilbağcılar Beldesi ve çevresi (Aldaş vd. 2006)



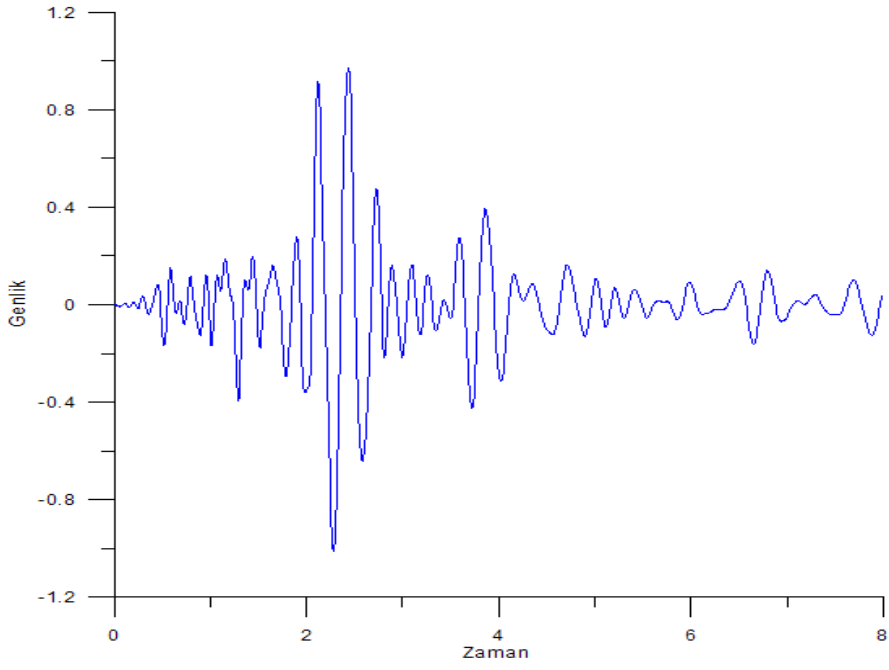
Şekil 6.40 Şekil 6.39'daki "ölçüm profilinin" yakın görünümü. (Aldaş vd. 2006)

Açık mavi ile gösterilen düz çizgi ölçüm hattı olup, kırıklı kırmızı çizgi ile gösterilen jeolojik dokanak eğrisinin asal eksenine ile çakışmaktadır. Bunun nedeni, jeolojik dokanagin büküm yönünden de anlaşılacağı gibi (beldeye doğru iç bükey), beldenin altını oluşturan temelin çanak biçimli olmasıdır. Bu tür yapı içinde ilerleyen sismik dalgalar, mermer temelden olduğu kadar, çanak biçimli temelin mermerle sınırlanmış yanlarından da yansiyarak, asal eksen boyunca yoğunlaşacaktır. Asal eksen üzerindeki sismik dalga girişimlerini incelemek amacıyla, ölçüm hattının yeri bu şekilde belirlenmiştir. Patlatma noktaları, ocakta gelecekte açılacak muhtemel basamakların üzerine gelecek şekilde yerleştirilmiştir. Kayıt istasyonları özellikle yerleşim biriminin içinde seçilmiştir (Şekil 6.40).

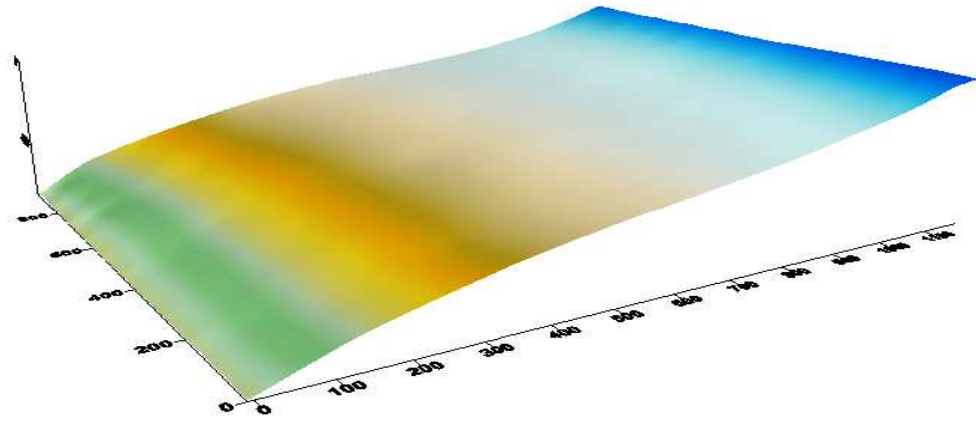
25.07.2006 tarihinde gerçekleştirilen deneylerde, sismik sinyalleri 1238.m uzaklığa ulaştırabilmek için, her patlatmada 300kg ANFO+1kg Yemleme dinamiti kullanılması planlanmasına rağmen, deliklerde su çıkması nedeniyle derine inilememiş, tek delikte 300kg ANFO yerine, daha sıkı dörtlü delik gruplarında 75'er kg ANFO kullanılmıştır. Böylece, dörder delikten oluşan gruplar bir arada patlatılarak, 300kg ANFO'nun yaratacağı pilot sinyal elde edilmeye çalışılmıştır.

Model eğrisiyle arazi eğrisini karşılaştırabilmek için 25.07.2006 tarihinde gerçekleştirilen deneylerde elde edilen veriler arasında P-1 grubundan yararlanılmıştır. P-1 grubu patladığında oluşan sismik sinyaller, I-1 (uzak istasyon) ve I-10 (yakın istasyon) istasyonlarında, kaydedilmiştir.

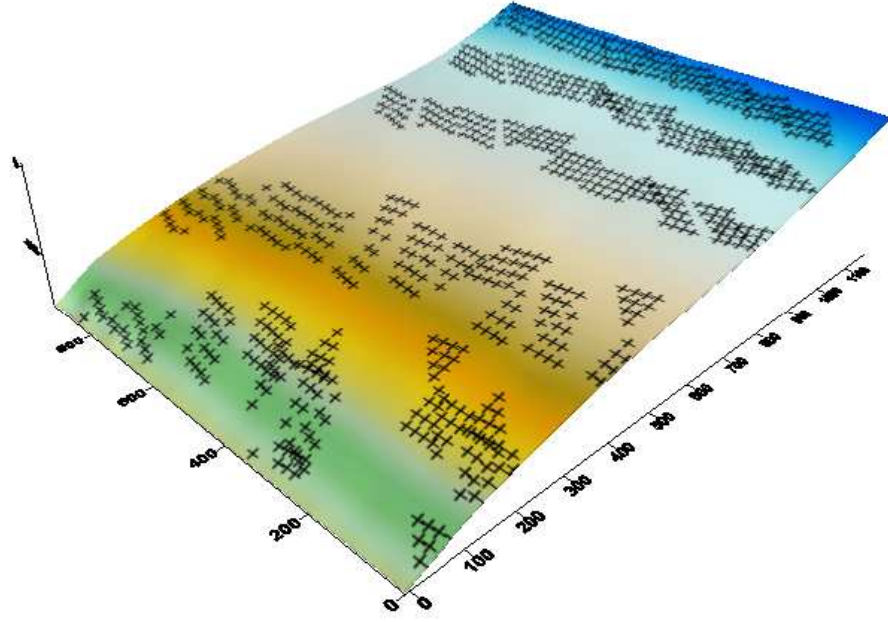
Modele (Şekil 6.42) girdi sinyal olarak I-10 istasyonunda kaydedilen sinyal gönderilmiştir (Şekil 6.41). Işınlarn temel topografyasında çarptığı yerler Şekil 6.43'de gösterilmektedir.



Şekil 6.41 Girdi sinyali

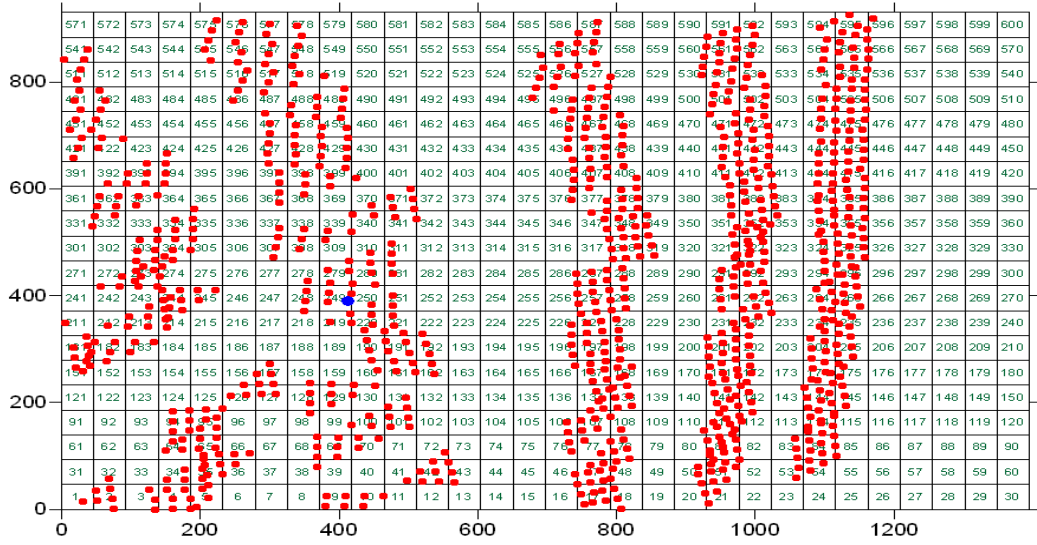


Şekil 6.42 Girdi sinyalinin gönderildiği temel topoğrafyası



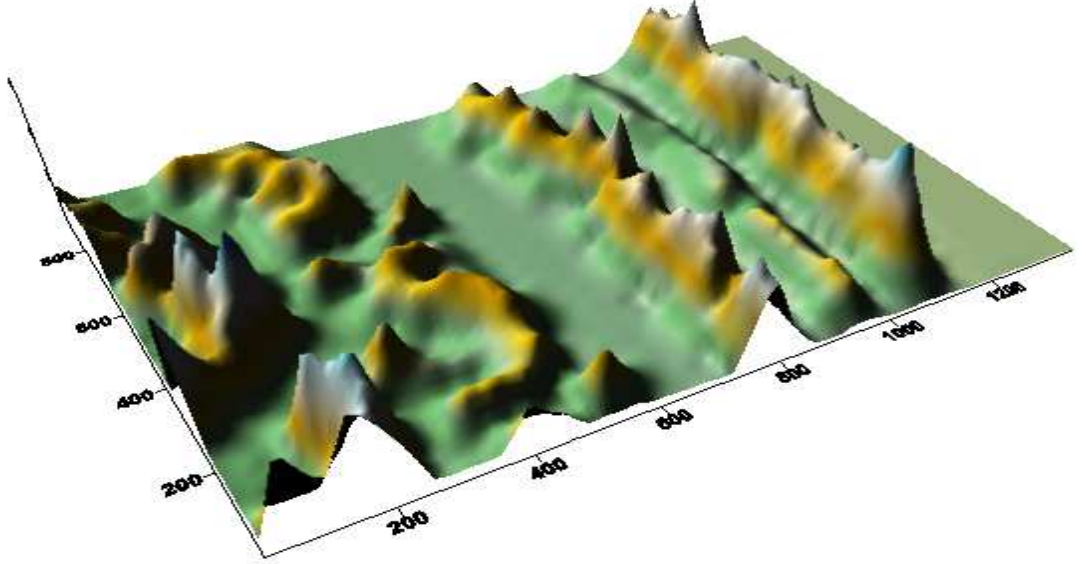
Şekil 6.43 Işınlrın temel topografyasını vurduğı noktalar

Işınlrın yüzeye vurduğı yerler ve uzak istasyonun bulunduğı nokta (mavi) ise şekil 6.44’de gösterilmektedir.

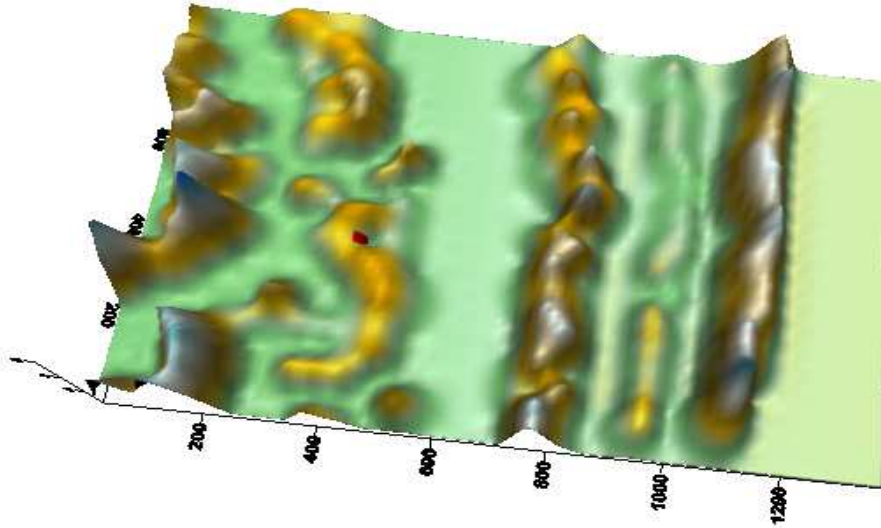


Şekil 6.44 Işınlrın yüzeye çarptığı noktalar

Parçacık hızlarını göz önüne alınırsa yansımaların yoğunlaştığı yerde parçacık hızı en büyük değerler almaktadır (şekil 6.45). Şekil 6.46'da uzak istasyonun olduğu yerdeki (kırmızı nokta) parçacık hızı gösterilmektedir.

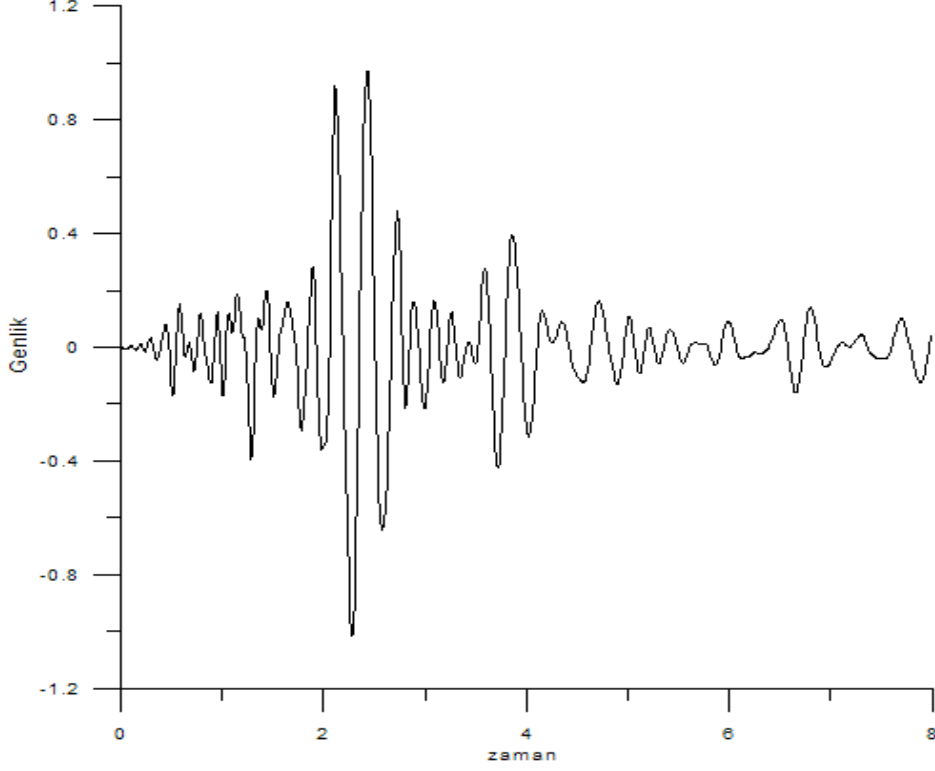


Şekil 6.45 Yeraltındaki topografyaya çarpıp yüzeyde yoğunlaşan ışınların parçacık hızı



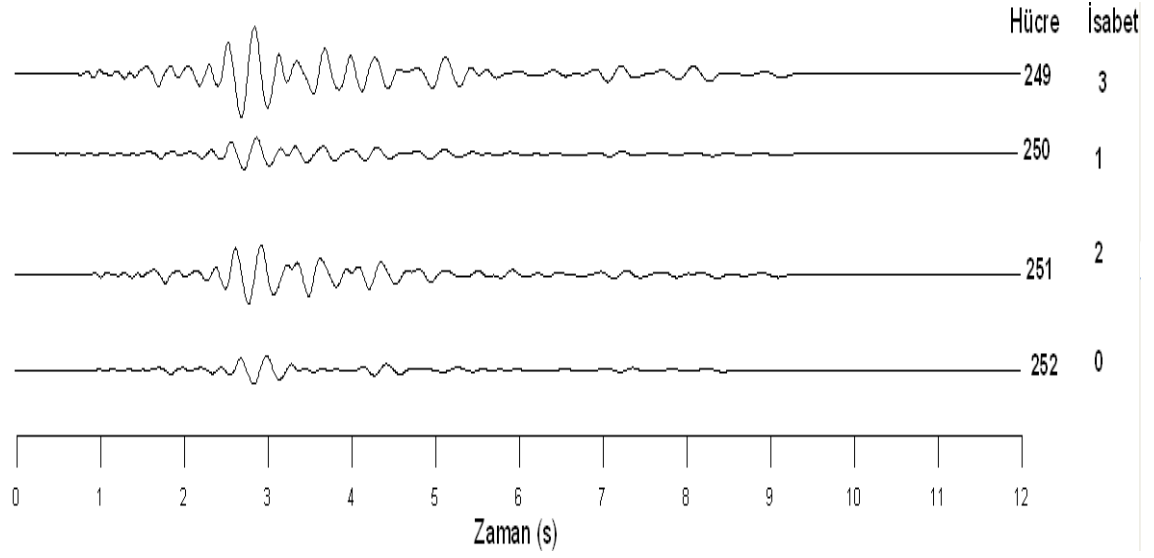
Şekil 6.46 Uzak istasyonun olduğu yerdeki parçacık hızı

Modele gönderilen girdi sinyali şekil 6.47’de gösterilmektedir, modelde kullanılan parametre ve değerleri ise; $b=1$, $v_0 = 1200$ m/sn, $v_{\infty} = 1000$ m/sn, $p=10$, $r = -0.1$, $s=0.05$, $f_0= 10$ olarak seçilmiştir.

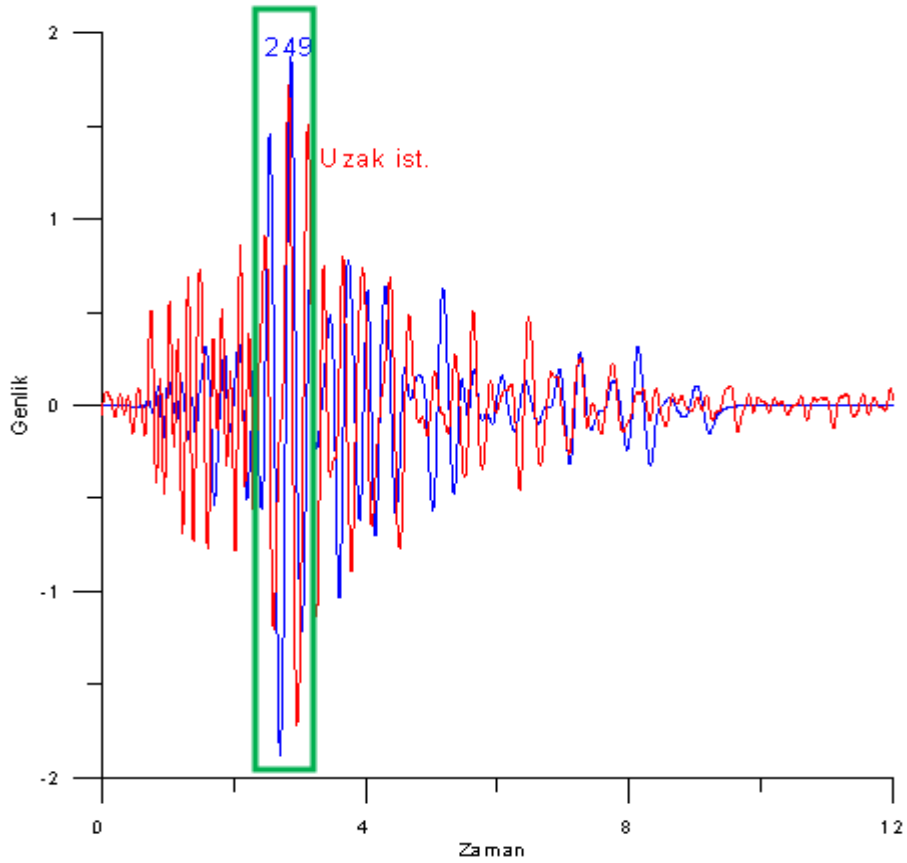


Şekil 6.47 Modele gönderilen girdi sinyali (enine bileşen)

Şekil 6.44’de görüldüğü üzere Uzak istasyonun bulunduğu yerdeki 249 numaralı hücreye 3 adet yansıma dalgası isabet etmektedir. 249 numaralı hücredeki dalga biçimi ile uzak istasyonda kaydedilen dalga biçimine bakıldığında yüzey dalgalarının kaydedilmeye başlandığı 2.5 saniye civarında modelle arazi verisinin birbirleriyle uyumu şekil 6.49’de görülmektedir. Uzak istasyonun bulunduğu 249 numaralı hücrenin komşu hücrelerindeki dalga biçimlerine bakıldığında genliğinin diğer dalga biçimlerinden büyük olduğu şekil 6.48’de görülmektedir.



Şekil 6.48 Komşu hücrelerdeki dalga biçimleri



Şekil 6.49 Model ile gerçek arazi verisinin karşılaştırılması

Yukarıda verilen örneklerden de anlaşılacağı gibi, yüzey dalgalarının yayılımı sırasında meydana getirdikleri büyütme incelenirken sadece dispersiyon ve soğrulma yeterli değildir. Dispersiyon ve soğrulmaya ek olarak temel topografyanın şeklinden dolayı dalgalarının tekrarlı yansımalarının oluşturduğu rezonans etkisi de göz önünde bulundurulmalıdır.

Deprem dalgalarında meydana gelen büyütme modellenirken dispersiyon, soğrulmanın etkileri ve topografyanın şekli göz önüne alınırsa, model sonuçları ile gerçek arazi verileri arasındaki dalga biçimi uyumu daha iyi olmaktadır.

Sonuç olarak patlatmalarla veya depremlerle oluşan yüzey dalgasının davranışı ve dalga biçimi belirlenirken dispersiyon, soğrulma ve yansımalarının dalga biçimi üzerindeki etkileri mutlaka göz önünde bulundurulmalıdır.

7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Jeofizik biliminde yüzey dalgaları mühendislik jeofiziği veya sismoloji gibi alanlarda değişik amaçlarla kullanılır. Amaç yeraltını en iyi biçimde araştırabilmektir. Bu çalışmanın amacı, deprem veya patlatmalar ile oluşan yüzey dalgalarının davranışını modellemektir. Yüzey dalgalarının Absorptif ve Dispersif özelliklerinin iyi kavranması, temel topografyasının ve zemin özelliklerinin iyi bilinmesi ve bu üç özelliğin birlikte çalışmasıyla dalga biçiminde değişimler meydana gelir. Meydana gelecek değişimlerin önceden bilinmesi, bunların yerleşim birimleri üzerinde yaratacağı etkileri önceden kestirilmesinde ve gerekli önlemlerin alınmasında önem taşımaktadır.

Birçok deprem hasarının araştırılması sonucunda depremin en çok etkilediği yerlerin bazen çok küçük zonlar oluşturduğu gözlenmiş. İşte bu tür etkilerin açığa çıkması, şimdiye kadar yapılan araştırmaların, bölgenin jeolojik konfigürasyonunun deprem süresince, deprem dalgasının genliği üzerinde nasıl bir etki yaptığı üzerine yoğunlaşmıştır. Ana kayadaki meydana gelen deprem ile depremin yüzeydeki etkisi arasındaki farklar incelenmiş fakat bu farklılıkların bölgenin yerel jeolojik konfigürasyonundan ya da sismik dalgaların yayılımından meydana gelip gelmediğini kanıtlamak oldukça zor olmuştur.

Yüzey jeoloji ve zemin tabakalarının jeoteknik karakterinin sismik yer sarsıntısı üzerinde büyük önemi vardır. Zemin ve yüzey topografyası nedeniyle dalga alanının karakteristik özellikleri (genlik, frekans içeriği, süresi) değişebilir. Dalga alanının karakteristik özelliklerinde meydana gelen değişimler yer sarsıntısında büyütme veya küçültmeleri oluşturabilir.

Mühendislik ve madencilik amaçlı yapılan büyük çaplı patlatmalar (2 ton patlayıcı) ile oluşan yüzey dalgalarının, patlatma noktasından uzaklaştıkça alçak frekans içeriğinin etkinlik kazanmasıyla uzun dalga boylu bileşenleri artar. Buna bağlı olarak deprem veya patlatmalarla oluşan yüzey dalgası etkilerinin, kaynaktan daha uzak noktalarda dahi görülmesine neden olur.

Ayrıca dispersiyon ve soğrulma, kaynaktan uzaklaştıkça ilerleyen dalgada soğrulmanın etkisiyle düşük frekansların kalması dalganın ilerlediği ortamın rezonansa girmesine neden olur. Bu durumda yerleşim yerlerinde büyük hasarlar meydana gelebilir. Bu yüzden yüzey dalgalarının yayılım özelliklerinin iyi kavranması önemlidir

Bölüm 5’ de kullanılan model, bölüm 6’ da bahsedilen Uygulama ve verilen örnekler göstermiştir ki, zemin büyütmesini yüzey dalgalarıyla belirlerken, soğrulmanın ve dispersiyonun dalga yapısı üzerindeki etkileri ve temel topografyasının gelen dalgalarla etkileşimi (saçılmalar, yansımalar, tekrarlı yansımalar, vb) mutlaka göz önünde bulundurulmalıdır.

Deneysel ve teorik sonuçları özetleyecek olursak; Yüzey topografyası; dışbükey (sırt, dağ, tepe, ...) ve içbükey (vadi, havza, kanyon, ...) yüzeylere bağlıdır ki bu yapılar deprem boyunca farklı davranışlar sergilerler. Yapılan uygulama ve verilen örnekler göstermiştir ki, basit şekilli bir topografya bile bazen çok karışık bir büyütme paterni gösterebilmektedir. Sismik dalgaların yansımından dolayı bu dalgalar yüzeyde bir noktada odaklanmaktadır. Zemin büyütmesi incelenirken mutlaka dispersiyon-soğrulma, temel topografyasının şekli ve gelen dalganın topografya ile etkileşimi mutlaka göz önüne alınmalıdır.

KAYNAKLAR

- Aki,K.and Richards, P.G. 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods, W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Al-Sadi H.,1982,Seismic Exploration,p.169, Birkhause A.G,ISBN 3-7643-1007-3
- Aldaş, G.U., Ecevitoğlu, B., Ünüçok, B.ve Can, A.Z. 2005. TKİ GELİ Müessesesi, Muğla İli Yatağan İlçesi Eskihisar Linyit Ocağındaki Patlatmaların Çevre Yerleşim Yerlerine Olan Sarsıntı Etkilerinin Belirlenmesi ve Ez Aza İndirilmesi için Gerekli Çalışmaların Yapılmasına Yönelik Araştırma Ara Raporu , p. 1-19, Ankara.
- Aldaş, G.U., Ecevitoğlu, B., Ünüçok, B., Can, A.Z. ve Sağol, Ö., 2006. TKİ GELİ Müessesesi Sahalarında (Eskihisar –İkizköy-Sekköy) Yapılan Patlatmaların Çevre Yerleşim Yerlerine Olan Sarsıntı Etkilerinin En Aza İndirilmesine Yönelik Ek Araştırma Final Raporu, 9-12, Ankara.
- Assimaki,D.,Topography Effects in The 1999 Athens Earthquake:Engineering Issues in Seismology
- Bard,P.Y. and Meneroud,J.P.,1987,Modification Du Signal Sismique Par La Topographie:Cas De La Roya ,Bull. Liaison Laboraties Des Ponts-Et-Chausees Numero Special“Risques Naturels”,140-151
- Bard,P.Y.,1993,Discussion Sesion: Leseons,İssues,Needs And Prospect,Spacial Theme Sesion On Turkey Falat And Ashigara Valley Experiments,10th World Conference On Earthquake Enginering,Madrid,July, 10-24,1992
- Bouchon, M. and Barker, J. S. [1996] “Seismic response of a hill: The example of Tanzana, California,” *Bull. Seism. Soc. Am.*, 8666–72.
- Boore,D.M,1972,Note On The Effect Of Topograph On Seismic SH Waves, Bulletin Of Sesimological Society Of America,Vol.62,275-284
- Brambati, A., Faccioli, E., Carulli, E. B., Culchi, F., Onofri, R., Stefanini, S. and Ulcigrai, F.,1980 Studio de microzonizzazione sismica dell’area di Tarcento (Friuli), Editio da Regiona Autonorma Friuli-Venezia Giulia (in Italian)
- CanyaranL.And,Ecevitoğlu,B.,2002,Multi-Head-Bufalo-Gun:TürkPatent Enstitüsü,Ankara,patent no: 2002/01203,12 p
- Celebi M.,1995,Northridge Eearthquake:Uniqe Ground Motions And Resulting Spectral And Site Effect, Proceedings Of The 5th International Conference On Seismic Zonation,October 17-19,Nice,France,988-995.

- Chavez-Garcia, F. J., Sanchez, L. R. and Hatzfeld, D. [1996] "Topographic site effects and HVSR: A comparison between observations and theory," *Bull. Seism. Soc. Am.* 86-5, 1559–1573
- Cox, M., 1999, Static Corrections for Seismic Reflection Surveys, Society of Exploration Geophysicists,
- Disher, D. A. and Naquin, P. J., 1969, Statistical automatic statics analysis: Presented at the 39th Annual International SEG meeting September 17, 1969, Calgary, Alta
- Anonymous.2000,1999 Kocaeli, Turkey, Earthquake Reconnaissance Report: Supplement A to Volume 16, December.
- Faccioli,E.,1991,Seismic Amplification In The Presence Of Geological And Topographic Irregularities,Proceedings Of The 2 Nd International Conference On Recent Advances In Geotechnical Earthquake Engineering And Soil Dynamics,March 11-15,St Louis,Missouri,Vol.2,1779-1797
- Frakel,A.,Hough,S.,Friberg,P.and Busby,R.,1991,Observations Of Loma Prieta Aftershocks From A Dense Array In Sunnyvale,California, Bulletin Of Seismological Society Of America,Vol.81,1900-1922
- Gazetas,G.,Psarropoulos,P.,Assimaki,D. and Kallou.P,2001,Soil And Topographic Amplification Of The Seismic Motion In The Parnitha Earthquake,Proc. 4th National Conference On Geotechnical And Geoenvironmental Engineering,Athens,Greece,June
- Hileman, J. A., Embree, P., and Pflueger, J. C., 1968, Automated static corrections: *Geophys. Prosp.*, v. 16, p. 326-358
- Housner, G. W. [1990] "Competing against time," *Report to Governor George Deukmejian from the Governor's Board of Inquiry on the 1989 Loma Prieta Earthquake.*
- Irvine, B. M. and Worley, J. K., 1969, The application and limitations of automatic residual static correction techniques: Presented at the 39th Annual International SEG Meeting, September 17, 1969, Calgary, Alta.
- Jackson,P.S.,1971,The Focussing Of Earthquake, Bulletin Of Seismological Society Of America,Vol.61,no.3,pp.685-695
- Kawase, H.,2003. Site effects on strong ground motions, international handbook of earthquake engineering seismology, volume 81B.

- Levret,A.,Loup, C. and Goula,X.,1986 The Proviencie Earthquake Of June 11 Th 1909:New Assesment Of Near-Field Effects,Proceedings Of The 8 Theuropean Conference On Earthquake Engineering,Lisbon,Semptember,Vol.2.
- LeBrun, B., Hatzfeld, D. and Bard, P. Y. [1999] “Experimental study of ground motion on a large scale topography,” *J. Seismol.* **3-1**, 1–15.
- Moczo,P. and Bard,P.Y., 1983 Wave Diffraction,Amplification And Diffrential Motion Over Strong Lateral Discontinuities, Bulletin Of Sesimological Society Of America,Vol.83,85-106
- Mow, C.C. and Pao, Y.H., 1971. The diffraction of elastic waves and dynamic stress concentrations, US Air Force Project Rand, Report R-482-PR.
- Netchtshein,S.,Bard,P.Y.,Gabriel,J.C.,Meneroud,J.P.,Devrin,P.,Cushing,M.,Gaubert,B., Vidal, S. and Duval,A.M.,1995, A Topographic Effect Study In The Nice Region, Proceedings Of The 5th International Conference On Seismic Zonation, October 17-19,Nice,France,1067-1074.
- Ohsaki, Y. [1969] “The effects of local soil conditions upon earthquake damage,” *Proc. Specialty Session on Soil Dynamics, 7th ICSMFE*. October 1987, Bulletin Of Sesimological Society Of America,Vol.80,1-22
- Ozdogan. Y., Seismic Data Analysis, Volume II, page 1803
- Ozel, O. and Sasatani, T.,2004. A site effect study of the Adapazarı basin,Turkey,from strong-and weak-motion data, journal ofseismology 8: 559-572
- Pitilakis,K.,2004.Site effects,earthquake geotechnical engineering and microzonation,139-197
- Poceski,A.,1963,The Ground Effect Of Skopje July 26 1963 Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 1-22
- Restrepo, J. I. and Cowan, H. A. [2000] “The ‘Eje Cafetero’ earthquake, Colombia of January 25 1999,” *Bull. New Zea. Soc. of Earthq. Engrg.* **33**, 1–29.
- Rosenblueth, E. [1960] “Earthquake of 28 July 1957 in Mexico City,” *Proc. 2nd WCEE* **1**, 359–379.
- Sanchez-Sesma, F.,1985. Diffraction of elastic SH waves by wedges, *Bull. Seismol. Soc.Am.* 75, 1435-1446
- Seed,H.B. and Idriss,I.M.,1970, Soil Moduli And Damping Factor For Dynamic Response Analysis Report No: EERC/70-10,University Of California,Berkley

- Seed, H. B., Whitman, R. V., Dezfulian, H., Dobry, R. and Idriss, I. M. [1972] "Soil conditions and damage in the 1967 Caracas Earthquake," *J. Soil Mechanics and Foundations*, ASCE, **98**, 787–806.
- Seed, H. B. and Romo, M. P. *et al.* [1987] "Relationships between soil conditions and earthquake ground motions in Mexico City in the earthquake of September 19, 1985," *Report No. EERC-87-15*, University of California, Berkeley
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1982, *History, Theory and Data Acquisition, Exploration Seismology Volume 1.*
- Siro, L., 1982, Southern Italy November 23 1980, Proceedings Of The 7th European Conference On Earthquake Engineering, Athens, Greece September, P.20-25.
- Us, A.E., 1998, *Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş*, s.99-103
- Tezcan, S. S., Yerlici, V. and Durgunoglou, H. T. [1979] "A reconnaissance report for the Romanian earthquake of 4 March 1977," *Engrg. and Struct. Dyn.* **6**, 397–421.
- Trifunac, M.D., 1971 *Zero Baseline Correction Of Strong-Motion Accelerograms Bulletin Of The Seismological Society Of America.*; volume.61: 1201-1211
- Trifunac, M.D., 1979. Surface motion of semi-cylindrical alluvial valley for incident planes SH waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **61**, 1755-1770
- Whittehead, R.L., 1994, *Ground Water Atlas Of The United States-Segment 7*, USGS, Ha-70- H, 31

EKLER

EK 1 Dispersiyon ve Soğrulma

EK 2 Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri

EK 3 Temel Topografya'nın Şekil Verilmesi

EK 1 DİSPERSİYON VE SOĞRULMA

DİSPERSİYON

Bütün yüzey dalgaları, İzotropik yarı sonsuz ortamdaki Rayleigh dalgaları hariç, frekansa bağlı olarak yüzey boyunca belli bir hız dağılımı gösterir ve dalga paketinin farklı faz hızlarıyla hareket etmesine *Dispersiyon* denir. Dispersiyon etkileri genelde küçük çaplı olsa da bunlar her zaman göz ardı edilebilir değildirler. Katmanlı bir yapıda gerçekleşmesi normal olan yayılımda kısa periyotlu dalgaların, uzun periyotlu dalgalara göre daha hızlı hareket ettikleri kanıtlanmıştır. Bu bulgu, pek çok patlama ve deprem araştırması esnasında anlaşılamayan gözlem sonuçlarını açıklığa kavuşturmuştur(ÜNÜÇÖK, 2007)

$G(\omega)$, $F(\omega)$ gibi bir girdi sinyalinin (frekans ortamında) dispersiyon sonucu oluşan çıktı sinyalini gösteriyorsa dispersiyon terimi aşağıdaki gibi tanımlanabilir;

$$G(\omega) = F(\omega)e^{-i\omega \frac{x}{c(\omega)}} \quad (1)$$

ω açısal frekans, x mesafe, $c(\omega)$ frekans bağımlı faz hızıdır ve 3.2.3 ifadesi ile verilen bir fonksiyonla tanımlanabilir. Dispersif hız modeli olarak 3.2.3 denklemini kullanabiliriz.

Dispersif Hız Modeli

$$c(\omega) = c_\infty \frac{\omega + b}{\omega + b \frac{c_\infty}{c_0}} \quad (2)$$

EK 1 Dispersiyon ve Soğrulma (Devam)

SOĞRULMA

Bir dalganın enerjisindeki azalmayı soğrulmayla açıklayabiliriz. Kısacası bir hacim dalgası veya yüzey dalgası bir ortamdan geçerken enerjisi ortam tarafından soğrulur, sonuçta ısı enerjisi meydana gelir ve deformasyon oluşur. Bu olaya *Soğrulma (Attenuation)* adı verilir ve zamanla tabakalı ortamda yayılan dalga hareketinin tamamen yok olmasına sebep olur (ÜNÜÇOK, 2007).

c frekans bağımlı faz hızını ve α soğrulma katsayısını göstermektedir. Genel olarak α soğrulmanın frekansa olan bağımlılığı (4.3) ifadesiyle tanımlanır;

$$\alpha(\omega) = -\frac{\omega}{2Qc} xc \quad (3)$$

$$A(\omega) = A_0 \exp(-|\omega|xc/2Qc) \quad (4)$$

Burada A_0 ω frekanslı harmonik dalganın genliğini, $A(\omega)$ ise sismik kalite faktörü Q olan bir ortam içinde xc kadar mesafede c hızıyla yayılan dalganın genliğini temsil etmektedir. Soğrulma (4) ve (3) ifadelerden de anlaşılacağı gibi alçak geçişli bir filtre olarak davranır ve Q faktörünün, geniş bir frekans aralığında sabit olduğu varsayılır.

$$A(\omega) = A_0 \exp\left(-\frac{|\omega|}{2Qc} xc + iH\left(\frac{|\omega|}{2Qc}\right)xc\right) \quad (5)$$

Burada H , ω ' ye göre Hilbert Transformunu göstermektedir. Aki ve Richards (1980) belirttiği gibi, yer filtresi minimum faz koşulunu sürekli olarak sağlar ve minimum faz koşulu yani nedensellik soğrulma katsayısının Hilbert dönüşümünden alınarak elde edilir(ÜNÜÇOK,2007)

EK 1 Dispersiyon ve Soğrulma (Devam)

Soğrulma ve dispersiyon olayları bir arada düşünülür ve denklem (1) ile denklem (5) ifadeleri birleştirilirse;

$$G(\omega) = F(\omega) \exp\left(-\frac{|\omega|}{2Qc}x + iH\left(\frac{|\omega|}{2Qc}\right)x\right) \exp(-i\omega x / c) \quad (6)$$

ifadesi düzenlenir ve

$$\alpha(\omega) = -\frac{\omega}{2Qv}x \text{ soğrulma katsayısının yerine yazılırsa}$$

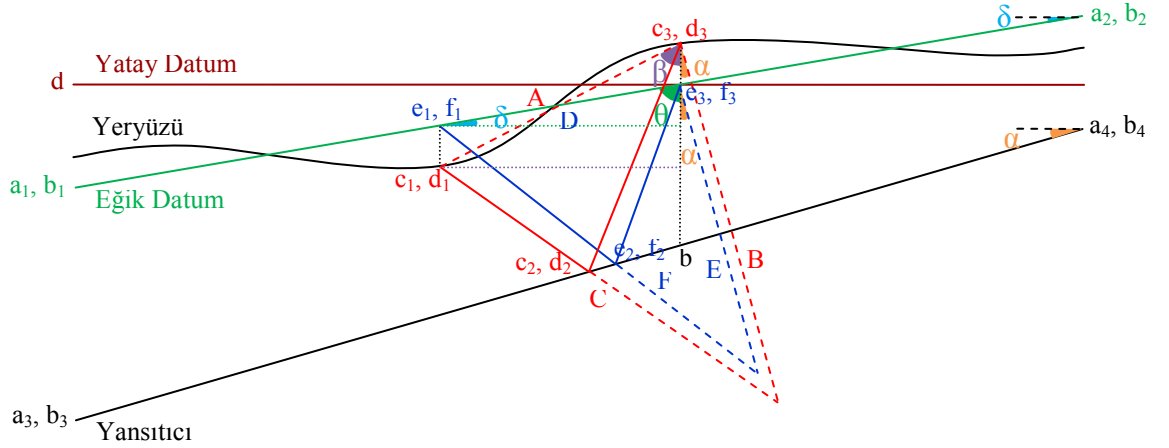
$$G(\omega) = F(\omega) \exp(-\alpha(\omega)x + iH(-\alpha(\omega)x)) \exp(-i\omega x / c) \quad (7)$$

(7) ifadesi elde edilir.

Denklem (7) ifadesinde $F(\omega)$ girdi sinyalinin genlik spektrumu, x kat edilen mesafe, c faz hızı, $G(\omega)$ soğrulma ve dispersiyonun sonucu oluşan çıktı sinyalinin genlik spektrumu, H Hilbert fonksiyonu olarak verilmiştir. Elde edilen bu (7) denklemi modellemede kullanılan sinyale uygulanacak olan denklemi ifade etmektedir.

EK 2 Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri

Yatay-Datum ve Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri



Şekil 5.1 Eğik-Datum ve Eğik-Datum Statik Hesaplamaları

Şekil 5.1 hem yatay-datum hem eğik-datum yaklaşımını açıklıyor. d alışlagelmiş yatay-datumun düşey koordinatı. a_1, b_1 ve a_2, b_2 koordinatlarıyla gösterilmiş olan parça önerilen eğik-datumdur. a_3, b_3 ve a_4, b_4 koordinatlarıyla gösterilen parça ise yansıtcıyı gösteriyor. c_1, d_1 ; c_2, d_2 ve c_3, d_3 koordinatlarıyla gösterilen kısımlar ise ışının sismik kaynaktan yansıtcıya ve alıcıya gittiğini gösteriyor. A,B ve C ise onlarla ilişkili kısımlardır. e_1, f_1 ; e_2, f_2 ve e_3, f_3 koordinatlarıyla gösterilen parçalar ise sismik ışının(düşey izdüşümü) kaynağın(eğik datumun) üstünden alıcılara((düşey izdüşümü) ve alıcıya gittiği yolu gösteriyor.D,E ve F bunlarla ilişkili olan parçalardır. b yansıtcı (c_3, d_3, e_3, f_3 ve b düşey olarak sıralanmış) c_3, d_3, e_3, f_3 noktalarının düşey izdüşümünün düşey koordinatı. δ ve α sırasıyla eğik-datumun ve yansıtcının eğim açısı. β açısı A parçası ile b 'den düşey geçen kısım arasındaki açı. θ açısı D parçasıyla b 'den düşey geçen kısım arasındaki açı.

Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)

Yatay Datumda Statik (Topografya) Düzeltmesi

Geleneksel yatay-datum düzeltmesi (yalnızca topografya ile ilişkili) (1) nolu denklemlerle verilmiştir(Hamid Al-Sadi, 1982):

$$\Delta t_{yatay} = \frac{d-d_1}{v} + \frac{d-d_3}{v} = \frac{2d-d_1-d_3}{v} \quad (1)$$

(Al-Sadi,1982)

Δt_{yatay} , geleneksel yatay-datum statik düzeltme. d , yatay-datumun düşey koordinatı. d_1 , d_3 sırasıyla kaynağın ve alıcının düşey koordinatları, v ise yüzey tabakasının hızıdır.

Eğik-Datum Statik Düzeltmesi

Önerilen eğik-datum statik düzeltmesi aşağıdaki formüllere dayandırılıyor.

$$\tan \delta = \frac{b_2 - b_1}{a_2 - a_1} ; \delta = \tan^{-1} \frac{b_2 - b_1}{a_2 - a_1} ; \theta = \frac{\pi}{2} - \delta \quad (2)$$

$$\tan \alpha = \frac{b_4 - b_3}{a_4 - a_3} ; \alpha = \tan^{-1} \frac{b_4 - b_3}{a_4 - a_3} \quad (3)$$

$$b = (c_3 - a_3) \tan \alpha + b_3 ; B = 2(d_3 - b) \cos \alpha ; \beta = \tan^{-1} \frac{c_3 - c_1}{d_3 - d_1} \quad (4)$$

$$A = \sqrt{(c_3 - c_1)^2 + (d_3 - d_1)^2} ; C = \sqrt{A^2 + B^2 - 2AB \cos(\alpha + \beta)} \quad (5)$$

Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)

$$f_1 = (c_1 - a_1)\tan \delta + b_1 ; f_3 = (c_3 - a_3)\tan \delta + b_1 \quad (6)$$

$$D = \sqrt{(c_3 - c_1)^2 + (f_3 - f_1)^2} ; E = 2(f_3 - b)\cos \alpha \quad (7)$$

$$F = \sqrt{D^2 + E^2 - 2DE \cos(\alpha + \theta)} ; \Delta t_{egik} = \frac{F - C}{v} \quad (8)$$

$$\Delta t_{egik} = \frac{F - C}{v} ; \Delta t_{duzelt} = \frac{(a - a_1)\tan \delta + b_1 - d}{v} \quad (9)$$

2, 3, 4 ve 5 nolu ifadeler C, sismik ışın yolunu hesaplamak için kullanılmaktadır. Benzer şekilde denklem 2, 6, 7 ve 8 F sismik ışın yolunu hesaplamak için kullanılmaktadır. F-C ise gerçek topografya ile eğik datum'daki ışın yollarının farkı.

$b_3 = b_4 = h$ düz yansıtıcı olarak gösterilirse ve yansıtıcıyı ∞ 'a götürülürse

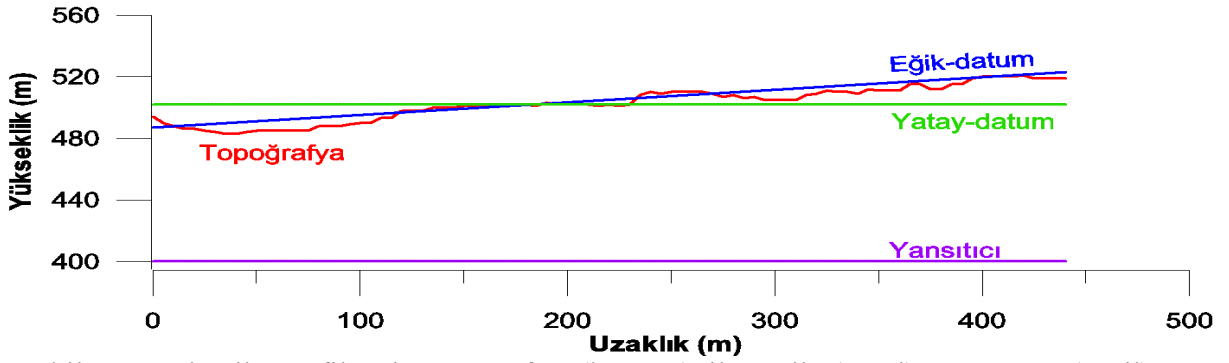
$$\lim_{h \rightarrow \infty} \Delta t_{egik} = \frac{d_1 + d_3 - (f_1 + f_3)}{v} \quad (10)$$

$f_3 = f_4 = d$ yatay-datum olarak gösterilsin, tekrar Δt_{yatay} 'a dönülür.

Bu düşüncenin arkasındaki yaklaşım; (i) ışık yansıtıcılar durumunda, açılımın uzunluğu uygun olduğunda ya da yansıtıcının derinliğinden geniş ise düşey(dikey) sismik ışın temeline dayandırılmış olan düz datum yaklaşımı başarısız olmaktadır. Diyagonal sismik ışınlar (geliş açısı büyük 0) daha gerçekçi, (ii) Δt_{duzelt} ile hesaplanan zamanda kayma değerleri geleneksel $\Delta t_{düz}$ değerlerinden daha küçük, küçük zamanda kayma değerleri daha az hatalardan oluşmaktadır 9 nolu ifadede görülen $\Delta t_{duzeltlimi}$

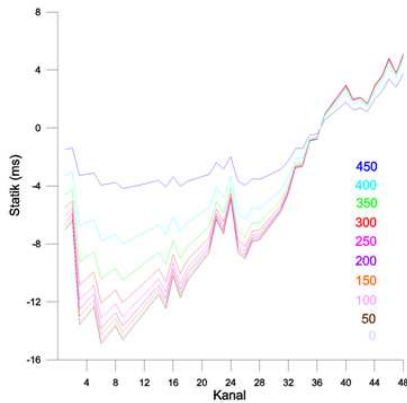
Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)

açıklaması eğik- datum statik düzeltmenin opsiyonel son adımındır. a'nın yatay değişken olması durumunda 9 nolu ifade eğik-datum'u yatay pozisyona hareket ettirir. İfade edildiği gibi bu son adım opsiyoneldir. Yüzey tabakasının hızı V; kompleks jeolojiden dolayı değişeceğinden dolayı hataya neden olabilir.

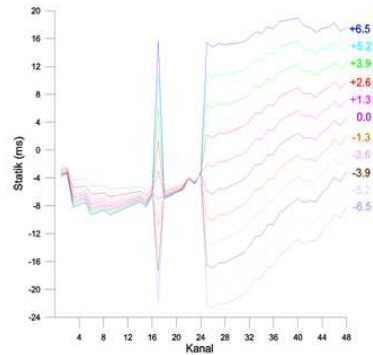


Şekil 5.2 Sismik Profile ait topografya (kırmızı) ile Eğik (mavi) ve Yatay (yeşil) datumlar.

Şekil 5. 2 gerçek arazi çalışmasında topografya, eğik-datum, düz-datum ve yansıtıcı arasındaki ilişkiyi gösteriyor. Düz-datum 512 metre yükseklikte sabit tutuldu. Eğik-datum yaklaşık 6^0 bir eğime sahip. Yansıtıcı 400 metrede yatay olarak durduğu varsayılıyor.



Şekil 5.3 Yansıtıcı yüksekliğinin (metre) Eğik-Datum statik düzeltmesi üzerine etkisi.



Şekil 5.4 Yansıtıcı eğiminin (derece) Eğik-Datum statik düzeltmesi üzerine etkisi.

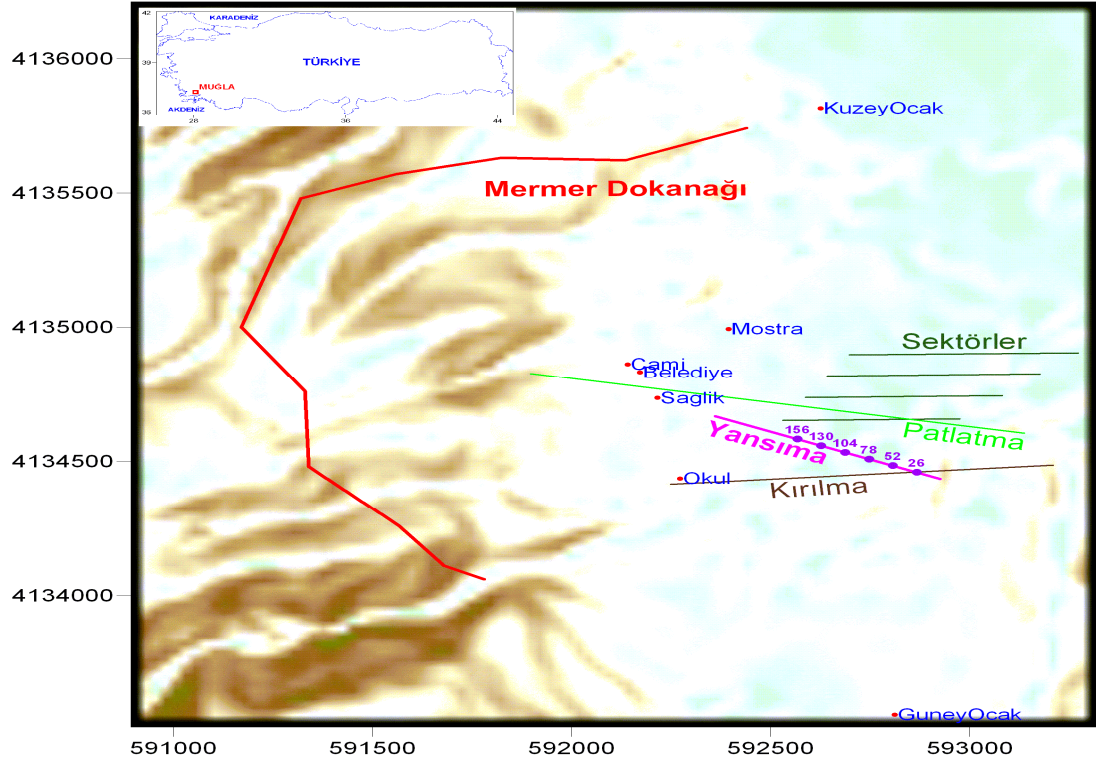
Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)

Eğik-datum parçası topografya üzerinde düzgünce(uygun bir şekilde) yerleştirilmeli, böylece hesaplanan $\Delta t_{eğik}$ değerleri mümkün olduğunca düşük olur. Şekil 5.2 alışıl gelmiş düz-datum statik düzeltmesinin daha büyük zamanda kayma değerlerini göstermektedir. Büyük zamanda kayma değerleri yığma işleminde daha büyük hatalara neden olur.

Şekil 5.3 ve Şekil 5.4 sırasıyla yansıtıcının yüksekliğinin ve eğiminin statik düzeltme zamanda kayma değerleri üzerindeki etkisini göstermektedir. Eğik-datum (şekil 5.2,1 i) topografyanın üstünde olduğunda $\Delta t_{eğik}$ negatif değerler alır. Bu negatif değerler ise sismik izlerin olması gerekenden bir zamandan daha geç zamanlarda gelmesine neden olur. Negatif değerler yansıtıcının derinliği azaldıkça büyür, buna karşın eğik-datum (Şekil 5.2,mavi) topografyanın altında olursa $\Delta t_{eğik}$ değerleri pozitif olur. Bu pozitif değerler sismik izlerin olması gereken zamandan daha erken gelmesini sağlar. Bu pozitif değerler yansıtıcının derinliği azaldıkça, artar.

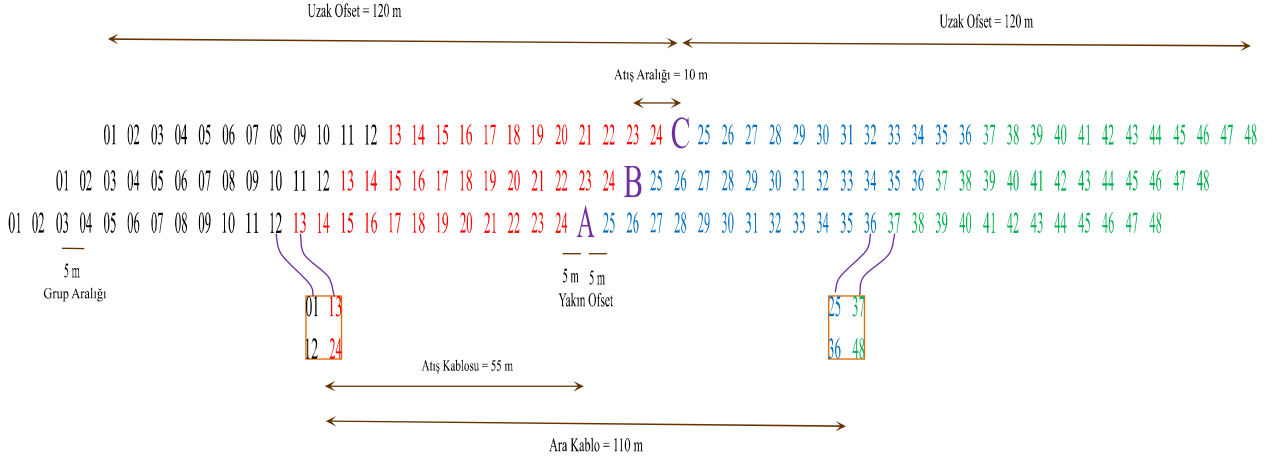
Şekil 5.3 ve Şekil 5.4 'den yansıtıcının eğim ve yüksekliğinin $\Delta t_{eğik}$ üzerindeki etkisini elde edebiliriz. Bununla birlikte statik düzeltme yapılmamış ve veri işleme tabi tutulmamış sismik veri yansıtıcının eğim ve yüksekliği hakkında bazı bilgiler edilebilir.

Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)



Şekil 5.5 Sahada yapılan çalışmalar: Sismik kırılma, Patlatma, Sismik yansıma

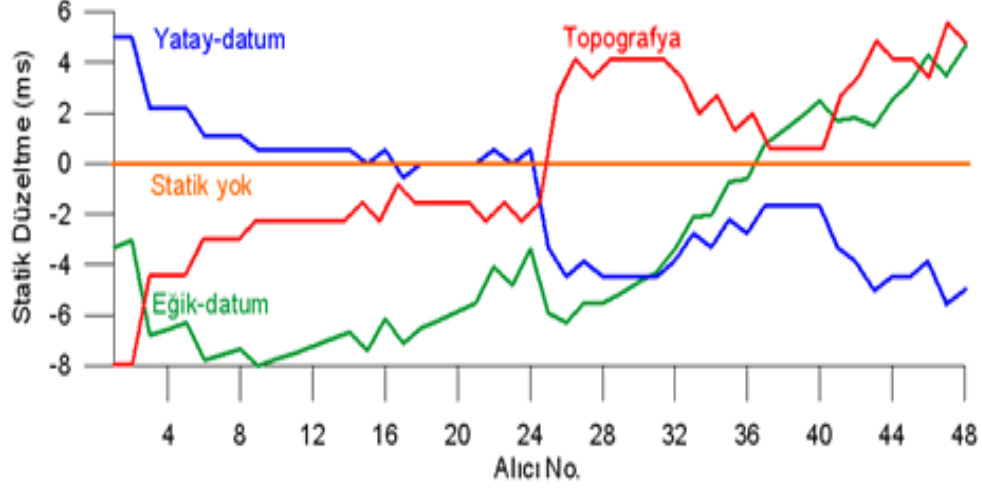
Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)



Şekil 5.6 Simetrik Split-Spread Arazi Düzeni.

Veri toplamada simetrik split-spread arazi açılımı kullanıldı (şekil 5.6). Topografya boyunca sismik profilin eğimi yaklaşık olarak 6^0 (şekil 5.2)

Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)

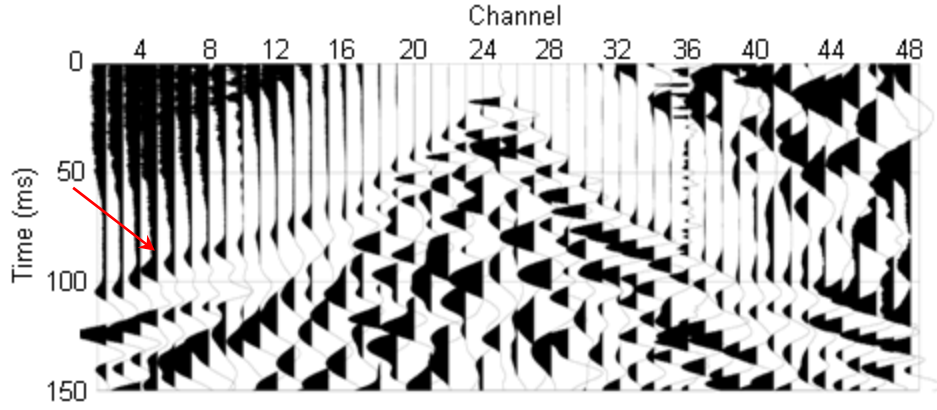


Şekil 5.7 Topografya (kırmızı), Statik yok (kavuniçi), Eğik-datum (yeşil) ve Yatay-datum (mavi) statik eğrileri.

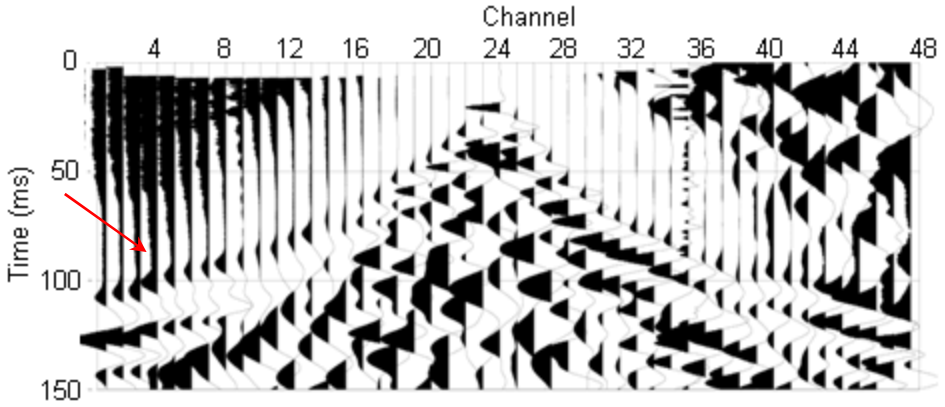
Şekil 5.7, atış 12'ye ait statik düzeltmeleri gösteriyor. Topografya, statik yapılmamış, düz-datum ve eğik-datum eğrileri sırasıyla kırmızı, turuncu, mavi ve yeşil renklerle gösterilmiştir. Topografyanın düşey eksenini metreyi göstermektedir. Topografya eğrisini düşey ekseninde milisaniye olarak koyuldu karşılaştırma yapabilmek için. Topografyanın yüksekliğinin arttığı yerde sismik izler zamanda daha geç gelmektedir.(kanal 1-56). Topografyanın yüksekliğinin azaldığı yerde sismik izler zamanda daha erken geliyor (kanal 25-35).düz-datum ve eğik-datum statik düzeltme eğrileri topografya değişimleri için dengelemesine rağmen, genel eğilimleri farklı.

Şekil 5.8, Şekil 5.9 ve Şekil 5.10 sırasıyla statik düzeltme yapılmamış, eğik-datum ve düz-datum statik düzeltmeleri uygulanmış sismik kesitleri gösteriyor. Şekil 5.7 de gösterildiği gibi. Şekil 5.8, Şekil 5.9 ve Şekil 5.10'da kırmızı oklarla gösterilen sismik izdeki çıkıntı (kambur) çok yakından incelendi ve eğik-datum statik düzeltmenin yukarıda bahsedilen çıkıntıları(kambur) en iyi düzleştirdiği görüldü(şekil 5.9).

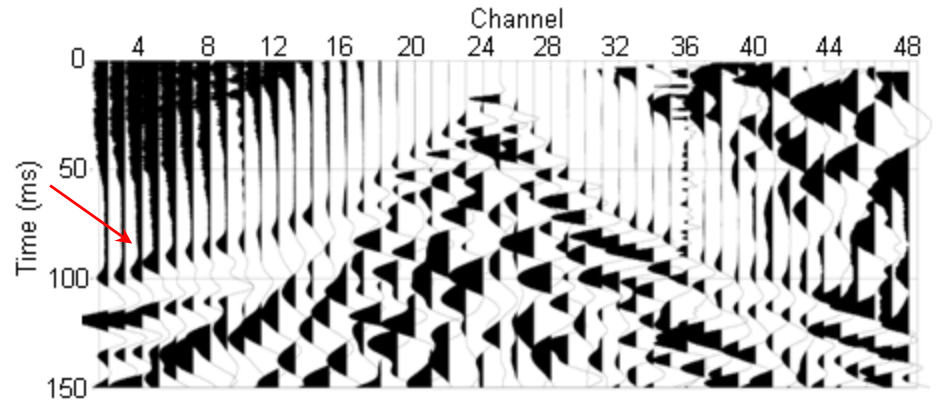
Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)



Şekil 5.8 Atış 12'ye ait arazi verisi. Statik düzeltme yapılmamış (Kavuniçi eğri).



Şekil 5.9 Atış 12'ye ait arazi verisi. Eğik datumda statik düzeltme yapılmış (Yeşil eğri).



Şekil 5.10 Atış 12'ye ait arazi verisi. Yatay datumda statik düzeltme yapılmış (Mavi eğri).

Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)

Veri İşlem Basamakları

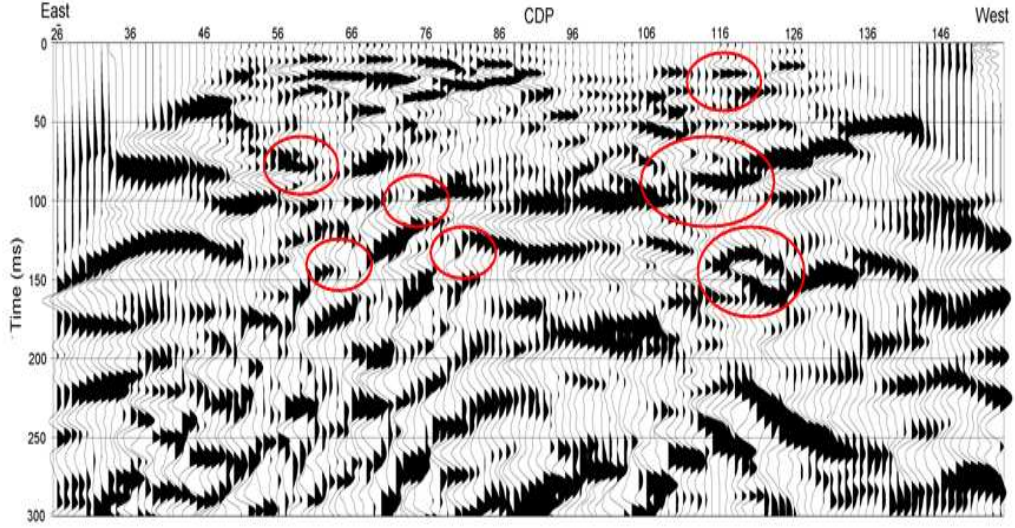
Veri işlem için W.geosoft'un lisanslı Visual SUNT v:6.0 yazılım paketini kullandık. Veri işlem sırası (1) geometrik tanım, (2)eğik-datum statik düzeltme,(2)AGC, (3) kırılma ve yüzey dalgalarının atılması,(5) sort, (6) hız analizi, (7) yığma,(8)zamanda kayma (9 numaralı ifade ile yapılıyor ve isteğe bağlı), (9) trace mix, (10) band geçişli fitre, (11) AGC, (12) yeniden örnekleme, (13) görüntüleme.

Statik düzeltme uygulanmamış veride 2.adım atlanır ve düz-datum statik düzeltme uygulanmış veride 2.adım formül 1 ile sağlanır(yalnızca topografya için alışıla gelmiş statik düzeltme).

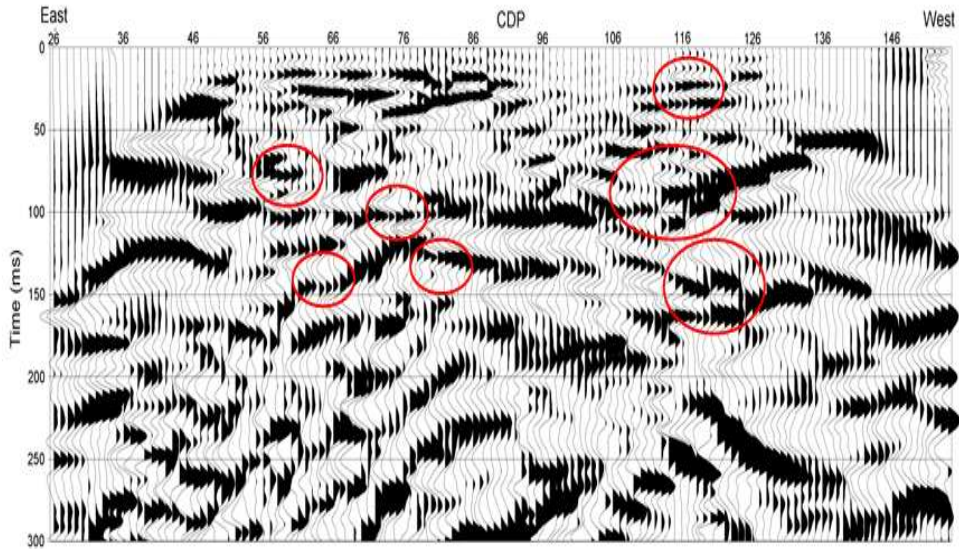
Statik düzeltme uygulanmamış, eğik-datum uygulanmış ve düz-datum uygulanmış sismik yığma kesitler sırasıyla Şekil 5.11, Şekil 5.12 ve Şekil 5.13 de gösteriliyor. Şekil 5.11 ve Şekil 5.13 karşılaştırıldığında, statik düzeltme uygulanmamış veri işlem, düz-datum statik düzeltme uygulanmış veri işleminden daha iyi sonuç veriyor.

Şekil 5.11(statik düzeltme uygulanmamış veri) ve Şekil 5.12(eğik-datum statik düzeltme uygulanmış veri) karşılaştırılsa eğik-datum statik düzeltmenin bazı yeni gelişmeler getirerek daha iyi sonuçlar verdiği gözleniyor. Eğik-datum uygulanmış sismik verinin (Şekil 5.12) sismik yorumu Şekil 5.14'te verilmiştir.

Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)

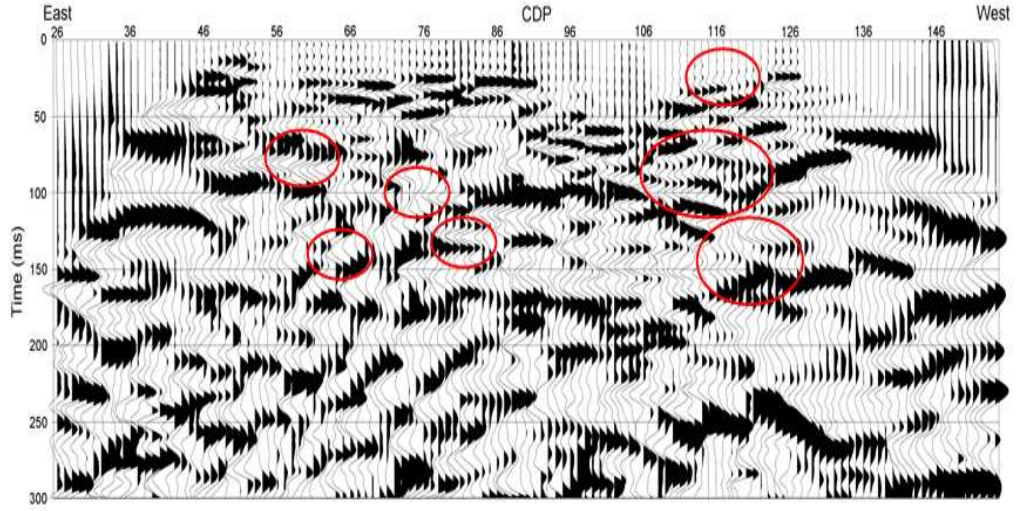


Şekil 5.11 Statik (topografya) düzeltme yapılmamış sismik yığma kesiti

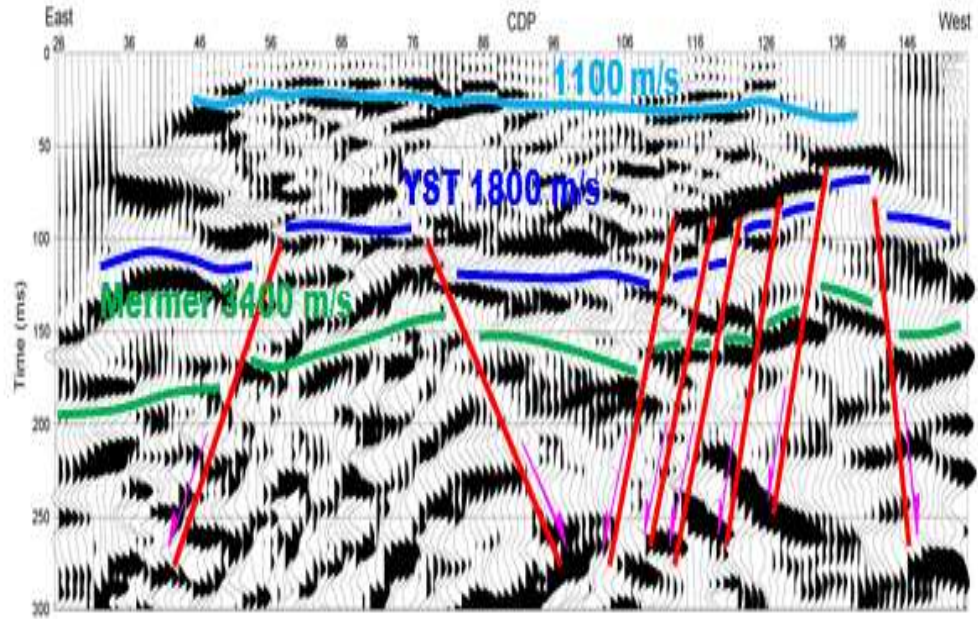


Şekli 5.12 Eğik datumda statik (topografya) düzeltmesi yapılmış sismik yığma kesiti

Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)



Şekil 5.13 Yatay datumda statik (topografya) düzeltmesi yapılmış sismik yığma kesiti



Şekil 5.14 Yorumlanmış sismik kesit. YST : Yatağan-Sekköy-Turgut formasyonunu

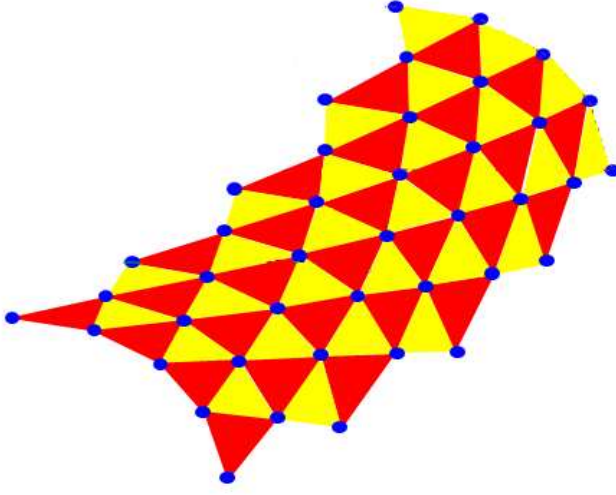
Eğik Datumda Statik (Topografya) Düzeltmeleri (Devam)

Geleneksel düz-datum statik düzeltmenin eğimi belirgin olan çalışma alanlarında uygulanması durumunda sismik yığma kesitlerde ve dolasıyla sismik yorumlamada zorlukla neden olabileceğini ve veri kalitesini düşürebiliyor. Bundan dolayı eğik-datum statik düzeltmeyi toplanan verilere uygulandı.

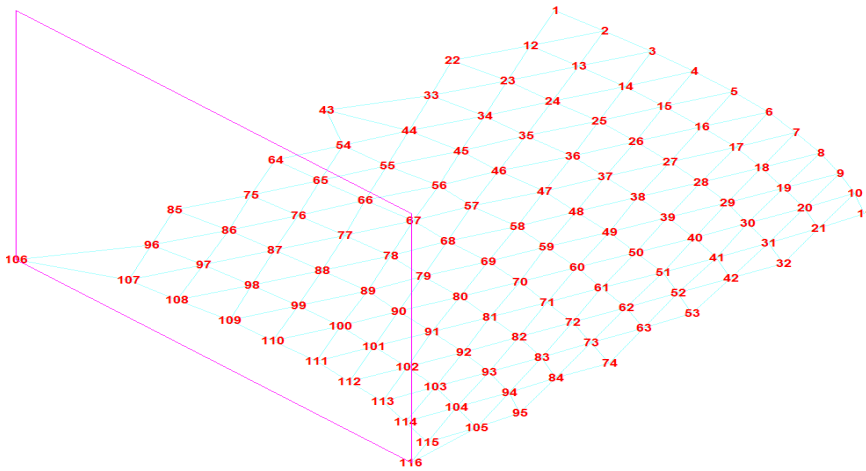
Eğik-datum statik düzeltme, sığ hedefler için açılım uzunluğu hedef derinliğiyle bağlantılı ve alışlagelmiş statik datumdaki dikey sismik ışınlar yerine gerçek sismik ışınları dikkate alınıyor. Böylece eğik datum statik düzelmesiyle hesaplanan Zamanda kayma değerleri yatay datumla bulunan değerlerden daha küçük oluyor.

EK 3 Temel Topografyaya Şekil Verilmesi

Şekil 1 üzerindeki mavi noktalar ve üçgenler, fortranda yazılan interaktif modelleme programı ile digital hale getirilmiştir (şekil 2). Üçgenlerin köşeleri olarak temsil edilen mavi noktalar model programında rakamlarla temsil edilmektedir (Şekil 2). Rakamların düzleme dik doğrultuda ve sağ yönde ötelenmeleri, temel topografyası olarak temsil edilen eğrisel yüzey üzerinde içbükey bir yapı oluşturmaktadır (noktaların sol yönde ötelenmeleri, eğrisel yüzey üzerinde dışbükey bir yapı oluşturur).



Şekil 1 Temel Topografyası



Şekil 2 İnteraktif programda gösterilen temel topografyası

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Aslı Zeynep CAN

Doğum Yeri : İstanbul

Doğum Tarihi : 04.07.1981

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Yıldırım Beyazıt Lisesi

Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği, 2004

Yüksek Lisans: Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı, 2008

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl

Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği, 2007-

Yayımlar (SCI ve diğer)

Bildiri : Yüzey Dalgalarının Absorptif ve Dispersif Özellikleri Konulu Bildiri Sunumu,
Türkiye 17. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi, 14-17 Kasım 2006,
Ankara.