

İKİ BİLEŞENLİ SİSMİK KAYITLARDA
SİNYAL-GÜRÜLTÜ AYIRIMI

CEMİL GURBÖZ*

Ö Z E T

Veri işlem uygulamalarıyla sinyal/gürültü (S/G) oranı artırılıp sismik veriden olabildiğince fazla bilgi çıkartılmaktadır. Sinyallerin varlığının ortaya çıkartılmasının yanında türlerinin de belirlenmesi olanaklıdır. Bu amaç için düşey ve ışınsal (radial) bileşen sismometrelerle aynı konumda kayıt yapmak gerekir. Düşey ve ışınsal bileşen verileri değişik biçimlerde ilişkilendirilerek ve analiz edilerek istenilen amaca ulaşılabilir.

Sismik dalgaların uçlaşma (polarize) olma özellikleri vardır. Boyuna dalgalar yayılım doğrultusunda uçlaşırlar, enine dalgalar yayılım doğrultusuna dik olan düzlemde uçlaşırlar. Bundan yararlanarak sismik dalgaların türleri belirlenebilir. Ayrıca istenmeyen dalga türleri süzgeçlemeyle veriden süzülebilir. Bu amaçla uçlaşma analizini belirleyecek deşıştırgeçirgenler karmaşık demodülasyon yöntemiyle kestirilerek sismik veriden dalga türleri belirlenmiştir.

SIGNAL TO NOISE IMPROVEMENT IN TWO COMPONENT SEISMIC RECORDINGS

ABSTRACT

More information can be extracted from seismic data by increasing signal to noise (S/N) ratio with data processing applications. It is also possible to distinguish wave types besides detecting the signal

* İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Teşvikiye, İstanbul.

arrivals. For this purpose, it is necessary to record vertical and radial component seismograms at one recording station. S/N ratio can be improved by correlating and analysing recordings of the vertical and radial component seismograms in various ways.

Seismic signals have the property of polarization. While compressional waves are polarized along the direction of propagation, shear waves are polarized at a plane perpendicular to their propagation direction. Seismic wave types can be estimated by utilizing polarization properties of the seismic waves. Furthermore, unwanted seismic waves can be filtered out from the data. For this reason, the polarization parameters are determined by using complex demodulation method and seismic wave types are identified.

1. GİRİŞ

Sismik yöntemlerle yer kabuğu çalışmalarında amaç sismogramlardaki çeşitli dalgaların geliş zamanlarından ve genliklerinden yararlanarak yer kabuğunun yapısını ortaya çıkarmak amaçlanır. Bir sismogram üzerinde görülen dalgacıkların birbirlerinden ayırılması çoğu zaman kolay olmamaktadır.

Sismik veri aygıt gürültülerini, mod değişmelerini, yinelenmeli yansımaları ve diğer gürültüleri içerir. Ayrıca aynı sinyalin bileşenlerinin girişimi ve mikrosismik gürültü geç gelen dalgaların geliş zamanlarını belirsizleştirmektedir. Kayıt edilen sismogram her bir sinyal bileşeninin bağlı evrelerine bağlı olarak meydana gelmektedir. Sismogramın böylesine karmaşık bir yapıda olması ilk gelişten sonraki dalgaların geliş zamanlarının belirlenmesinde güçlükler çıkarmaktadır. Geç gelen dalgalar yer kabuğunun yapısını ayrıntılı olarak çıkarmada önemli olduklarından bu dalgaların geliş zamanları ve türlerinin belirlenmesi gerekmektedir.

İlk gelen P-dalgasını daha belirgin duruma getirmek ve geç gelen dalgaların geliş zamanlarını ve türlerini belirleyebilmek için çeşitli sinyal-gürültü ayrımı yapan veri işlem yöntemleri geliştirilmiştir. Deprem ve yer kabuğu çalışmalarında uygun bir düzende yerleştirilmiş düşey sismometre dizinleri ve sismometrelerin belirli bir derinliğe yerleştirilmesiyle S/G oranında bir iyileştirme elde edilir.

Düşey sismometre dizinleriyle sinyal ve gürültü ayrımı etkin bir biçimde yapılabilmektedir (Burg, Backus ve Strickland, 1961). Böyle bir dizinle algılanmış sismik verilere hız süzgeçlerinin uygulanmasıyla S/G oranı artırılabilir. Hız süzgeçlenmesinin başarısı sinyal ve gürültünün ya farklı görünür hıza ya da farklı dalga boyuna sahip olmasına bağlıdır. Birçok durumlarda sinyal ve gürültü aynı frekans aralığında ancak belirgin olarak farklı görünür hızlarda olduklarından, sinyal ve gürültü ayrımı olanaklıdır.

Belirli bir derinliğe sismometrelerin yerleştirilmesi sonucu S/G oranındaki iyileştirme başarılı olmuştur (Archambeau ve Alexander, 1963). Birçok bölgede ana gürültü kaynağı olan mikrosismik gürültüleri yüzey dalgaları oluşturmaktadır. Yüzey dalgalarının genliklerinin tekdüze bir ortamda üstel olarak küçülmesinden dolayı, sismometrelerin derinlere yerleştirilmesiyle gürültü düzeyi azalır.

Arama sismisinde, jeofonların sahada uygun geometrik şekillerde dizilimleriyle gürültülerin bastırılıp sinyalin kuvvetlendirilmesi yanında, verilere daha sonra frekans süzgeçleri uygulanabilir. Frekans süzgeçlerinin etkisi sismik verilerin frekans içeriğine bağlı olmakla beraber, sinyalin biçimini bozmakta ve genliğine etki etmektedir. Bu amaçla sinyalin biçimini ve genliğini fazla etkilemeyecek biçimde geliştirilmiş veri işlem yöntemleriyle (örneğin, çok izli süzgeçleme gibi) sismik yansıma verilerinin niteliği iyileştirilmiştir.

S/G oranındaki yükseltmeyi sağlamak amacıyla yukarıda değinilen uygulamalarda sadece düşey bileşen sismometreleri kullanıldığı varsayılmıştır. Yatay bileşen sismometrelerin kullanılması sonucu elde edilen sismik verinin gürültü içeriği düşey bileşen kayıtlarına oranla daha fazladır. Yatay bileşen sismometrelerinin kullanılmasıyla elde edilen sismik veri gürültülü olmakla beraber, uçlaşmış enine dalgalar yeterli S/G oranıyla gözlenebilirler. Sismik sinyaller gürültüye göre farklı uçlaşma gösterdiklerinden, yatay ve düşey bileşen sismometreleri kullanılarak elde edilen sismik veriden sinyal-gürültü ayrımı yapılabilmektedir.

Bu çalışmada taş ocağı patlatmalarından elde edilmiş sismogramlardaki olayları ayırdetmek ve S/G oranını yükseltmek için uçlaşma analizi iki bileşenli sismik kırılma verilerine uygulanmıştır. Düşey ve bir yatay bileşen kaydı kullanılmıştır. Yatay bileşen sismometresinin eksenini atış noktası ile algılama noktaları doğrultusuna koşut olarak şekilde yerleştirildiğinden ışınsal bileşen olarak alınmıştır.

Uçlaşma yöntemi üç bileşen kayıtlarınada uygulanabilir. Bu durumda bir düşey ve iki yatay bileşen kaydı göz önüne alınır. Yatay bileşenlerden bir tanesi ışınsal ve diğeri transverstir. Üç bileşenle kayıt edilmiş deprem, patlatma ve düşey sismik verileri üzerine uçlaşma yöntemi uygulanmış ve başarılı sonuçlar elde edilmiştir (Mereu, 1966; Shimshoni ve Smith, 1965; Gaiser, Ward ve Disiena, 1983).

Uçlaşma yönteminin amacı ilk ve daha sonra gelen cisim dalgalarının geliş zamanlarını saptamak ve bu dalgaların türlerini belirlemektir (bak, örneğin, Gürbüz, 1978). Bu amaçla ilk olarak düşey ve ışınsal bileşenlerin güç spektrumları hesaplanıp sinyalin enbüyük olduğu frekans aralığı saptanır. Daha sonra bu frekans aralığında düşey ve ışınsal bileşenlerin 'karmaşık demodülasyon' yöntemiyle bulunan genlik ve evre spektrumlarından yararlanarak uçlaşma değıştirgenleri saptanır (Gürbüz, 1978). Bulunan uçlaşma değıştirgenlerinin irdelenmesiyle ilk ve daha sonra gelen cisim dalgalarının neden olduğu doğrusal hareket (rectilinear motion) diğeri tür hareketlerden ayırdedilir. Uçlaşma yönteminin uygulanışına ilişkin ayrıntılara izleyen alt bölümlerde değınilmiş ve bir örnek sunulmuştur.

2. KARMAŞIK DEMODÜLASYON YÖNTEMİ

Karmaşık demodülasyon yöntemi, bir zaman dizisinin seçilmiş frekans bileşenlerinin evre ve genliklerinin zamanla değışimlerini incelemek için kullanılır (Bingham, Godfrey ve Tukey, 1967). Güç yoğunluğu spektrumu hesaplamalarında verinin tamamı üzerine ortalama alınmaktadır. Karmaşık demodülasyon yöntemiyle hesaplanan güç spektrumunun özelliği istenilen frekans aralığında ortalamanın alınabilmesidir.

Jeofizik uygulamalarda karşılaşılan veriler bazen durağan değildir. Bu nedenle, veri uzunluğuna göre ortalama alma, yerel özellik taşıyan veri içerikleri için alınan ortalamaya denk olmaz. Bu yöntemin sismik verilere istenilen frekans aralığında uygulanmasıyla verinin durağan olmayan özellikleri incelenebilir.

Eşit Δt aralıklarla örneklenmiş $x(t)$ ayrık sismik verisine karmaşık demodülasyon yönteminin uygulanması izleyen biçimde açıklanabilir. Kestirilen güç yoğunluğu spektrumundan ilgilenilen frekans aralığını alıp buna karşılık gelen $x(t)$ ayrık sismik verisinin her bir teriminin $e^{-if_m t}$ ile çarpıldıktan sonra sıfır frekansına kaydırılmasıyla seçilmiş frekans bandı için yeni bir dizi oluşturulur. Burada f_m seçilmiş frekans merkezi frekansıdır. Böylece $x(t)$ ayrık sismik verisi önce $e^{-if_m t}$ ile çarpılmakla karmaşık bir dizi ve sıfır frekansına kaydırılmakla demodüle edilmiştir:

$$x_n(f_m, t) = x(t) e^{-if_m t} \quad (1)$$

Bu işleme bağlı olarak bu yöntemde karmaşık demodülasyon yöntemi denir. Karmaşık demodülasyon dizisi (1) bağıntısında verilen $x_n(f_m, t)$ dizisinin alçak geçişli bir süzgeçten geçirilmesiyle elde edilir:

$$x_d(f_m, t) = \sum_{k=-m}^{k=+m} a_k x_n(f_m, t + k\Delta t) \quad (2)$$

Burada a_k süzgeç fonksiyonudur.

Karmaşık demodülasyon dizisi genlik ve evre terimleriyle izleyen biçimde yazılabilir:

$$x_d(f_m, t) = |x_d(f_m, t)| e^{-i\psi(f_m, t)} \quad (3)$$

$x(t)$ ayrık verisinin özellikleri bu verinin demodülasyonlarıyla kestirilebilir. Eğer $S_{xx}(f)$, $x(t)$ nin güç yoğunluğu spektrumuyorsa, o zaman, $S_{xx}(f)\Delta f$, $(f-\Delta f/2, f+\Delta f/2)$ arasındaki frekans aralığına atanmış değişintiyi belirler. Sözü edilen değişinti f_m frekansında merkez-

lenmiş karmaşık demodülasyon genliklerinin karekök ortalamasından elde edilmiştir. Düşey bileşen ayrık verisi $Z(t)$ ve ışınsal bileşen ayrık verisi $R(t)$ ile gösterilirse, bu iki zaman dizisinin karmaşık demodülasyonlarının ortalama çarpımlarından çapraz güç yoğunluğu spektumu hesaplanabilir:

$$S_{ZR}(f) \Delta f = \{Z_d(f, t) R_d^*(f, t)\} \quad (4)$$

Burada $\{.\}$ topluluk ortalamasını göstermektedir. Güç yoğunluğu spektrumunda olduğu gibi, çapraz güç yoğunluğu spektrumunda verinin özellikle seçilmiş bölümü için karmaşık demodülasyon yöntemiyle hesaplanabilir.

3. UÇLAŞMA ANALİZİ

Cisim dalgası olarak yayılan sismik dalgalar doğrusal olarak uçlaşırlar. Bu dalgalar hız ve uçlaşma özelliklerine göre boyuna (P), enine (S) ve dönüşmüş dalgalar olabilirler. P dalgaları yayılım doğrultusunda uçlaşma gösterirken, S dalgaları enine uçlaşma gösterirler. Rayleigh dalgaları eliptik olarak uçlaşırlar. Sığ derinliklerdeki önemli süreksizliklerin yarattığı kırınım ve reverberasyonlar sonucu oluşan gürültüler ve diğer tür gürültüler değişik uçlaşmalar gösterebilirler ve bu uçlaşmaları önceden belirlemek olanaksızdır.

Bir esnek dalganın geçişinde tanecik hareketinin yörüngesi, çeşitli frekans aralıklarında, hareketin bileşenlerinin ayrışımıyla belirlenebilir. Herbir birim zamanda düşey ve ışınsal bileşenlerin genlik ve evre spektrum değerlerinden hesaplanan düşey ve ışınsal hareketler düşey düzlemdeki elipslerle gösterilebilir.

Bir düzlem serbest yüzeye düzlem harmonik boyuna dalga geldiğinde meydana gelecek tanecik hareketi doğrusal ve P- dalgasının geliş düzleminde olacaktır. Uygulamada tanecik hareketi P- dalgasının geliş yönünde değildir (Nuttli ve Whitmore, 1961). Bu nedenle oluşan hareketin

doğrultusunun düşeyle yaptığı açı, görünür geliş açısı olacaktır. Bu açı gerçek geliş açısına izleyen bağıntı ile bağlanabilir.

$$\sin^2 i = \frac{V_p^2}{2 V_s^2} (1 - \cos \bar{i}) \quad (5)$$

Burada V_p ve V_s P- ve S- dalgalarının görünür hızlarını, \bar{i} görünür geliş açısını göstermektedir. Görünür geliş açısı düşey ve ışınsal bileşen sismogramlarından bulunabilir:

$$\tan \bar{i} = \frac{A_r}{A_z} \quad (6)$$

Burada A_r ve A_z yer hareketinin ışınsal ve düşey bileşen sismometrelerle kaydedilmiş genlikleridir.

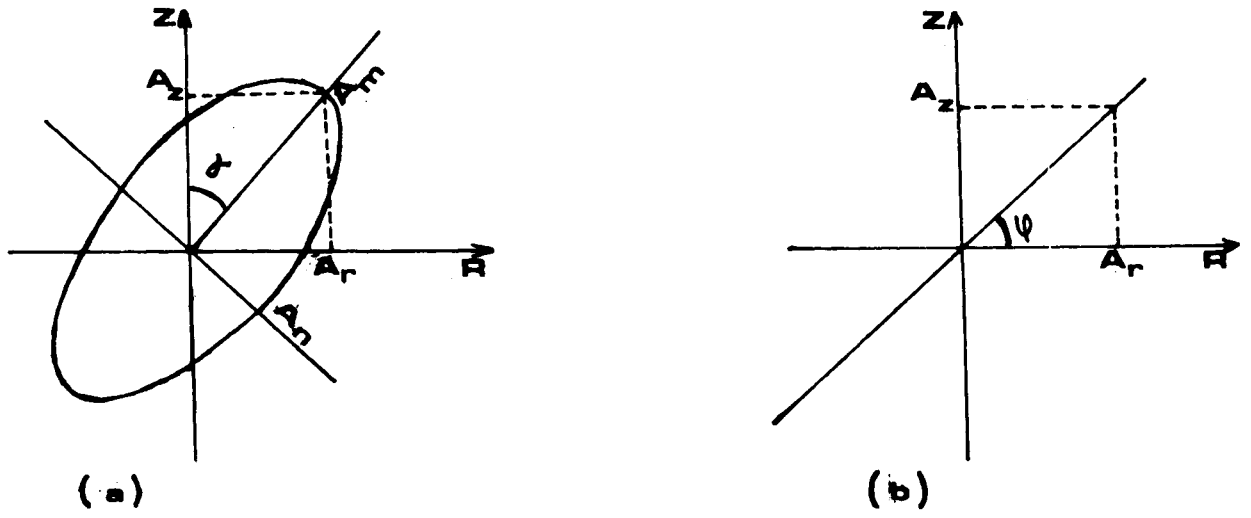
Yer kabuğundaki katmanlaşma düşey ve ışınsal bileşen hareketleri arasında evre kaymasına neden olur (Haskell, 1962). Bu evre kayması geliş açısının bir fonksiyonu olarak değişmektedir. Tanecik hareketi yö-rüngesinin oluşturduğu elipsin elipselliği her zaman denk değildir. Elipselliğin bire yakın olduğu durumlarda elipsin büyük ekseninin düşeyle yaptığı açı frekansın bir fonksiyonudur ve görünür geliş açısı olarak alınabilir. Böylece görünür geliş açısını belirleyen elips değiştirgenleri yardımıyla sismik dalgaların hızları kestirilebilir. Diğer bir deyişle, farklı hızlardaki dalgalar birbirlerinden ve aynı zamanda gürültüden ayırdedilmiş olurlar.

3.1 UÇLAŞMA ANALİZİ DEĞİŞTİRGENLERİNİN SAPTANMASI

Yeryüzündeki bir konumdaki yer değiştirme yöneysel (vektöriyel) olarak belirlenebilir. Böylece dalga uçlaşması zamanın bir fonksiyonu olarak bu yöneyin uç noktasının konumuyla tanımlanabilir. Yöneyin uç noktasının konumunu tanımlayabilmek için düşey ve ışınsal bileşenlerin genlik spektrumunu değerleri A_z ve A_r ile ışınsal bileşenin düşey bileşene göre olan evre geçikmesi ψ nin bilinmesi gerekmektedir. Bu

değiştirgenler yöneyin uç noktalarının oluşturduğu uçlaşma elipsini tanımlarlar. Bu nedenle, ilk önce bu değiştirgenler karmaşık demodülasyon yöntemiyle hesaplanır.

Karmaşık demodülasyon yöntemiyle hesaplanan A_r , A_z ve ψ değerleri f_m ve spektumun hesaplandığı verinin uzunluğuna (T) bağlıdır. f_m ve T değerleri kayıt uzaklığına bağlı olarak değişmektedir. Bu çalışmada f_m 3-4 Hz ve T ise 0.5 saniye olarak alınmıştır.



Şekil 1. Sismik dalgaların uçlaşma özellikleri. a) Eliptik uçlaşma, b) Doğrusal uçlaşma.

A_r , A_z ve ψ değerleri yardımıyla düşeye göre herhangi bir konumda yer alan uçlaşma elipsinin değiştirgenleri saptanabilir. Düşey düzlemdeki tanecik hareketi düşeye göre α kadar meyillenmiş bir elipsle tanımlanabilir (Şekil. 1a). Düşeyle α açısı yapan bir elipsin denklemi izleyen bağıntılarla verilebilir.

$$\begin{aligned} Z &= A_m \sin wt \\ R &= A_n \cos wt \end{aligned} \quad (7)$$

Bu bağıntılarda A_m ve A_n sırasıyla elipsin büyük ve küçük eksenlerinin boylarıdır.

Şekil. 1a ve 1b den,

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2 A_z A_r \cos \psi}{A_r^2 - A_z^2} \right) \quad (8)$$

$$A_m = \frac{A_z}{\cos \alpha} \cdot \cos \left(\frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\sin 2\psi}{\frac{A_z}{2} + \cos 2\psi} \right) \right) \quad (9)$$

$$A_n = \frac{A_z}{\sin \alpha} \cdot \sin \left(\frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\sin 2\psi}{\frac{A_z}{2} + \cos 2\psi} \right) \right) \quad (10)$$

Eğer θ elipsin büyük eksenini ile düşey arasındaki açı olarak alınır, o zaman,

$$\theta = \begin{cases} \alpha, & |A_m| > |A_n| \text{ için,} \\ \alpha \pm \frac{\pi}{2}, & |A_m| < |A_n| \text{ için.} \end{cases} \quad (11)$$

$$\text{Elipsellik, } \epsilon = \frac{A_n}{A_m}$$

bağıntısıyla verilir.

$$\psi_z - \psi_r = k\pi, \quad k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots,$$

olduğunda θ açısı görünür geliş açısına yaklaşır ve uçlaşma elipsi düz bir çizgi olur (Şekil. 1b) Bu durumda sismik dalganın doğrusal olarak uçlaştığı varsayılır. A_n , A_m ve θ değiştirgenleri ile uçlaşma biçimi kestirilerek gelen sinyalin doğrusal veya elipsel uçlaşması belirlenebilir.

4. UÇLAŞMA ANALİZİ UYGULAMA ÖRNEKLERİ

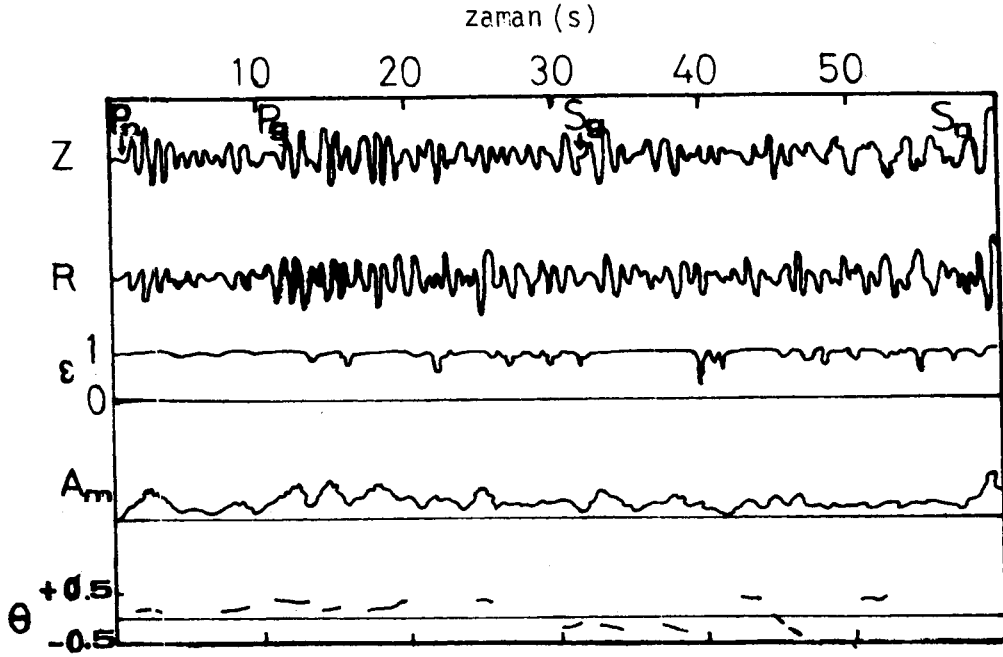
Kullanılan sismik veri analog olarak kayıt edildiğinden on milisaniye örnekleme aralığı kullanılarak sayısal duruma getirilmiştir. Sinyal gücünün maksimum olduğu frekans aralığını bulmak için düşey ve ışınsal bileşen sismogramlarının güç spektrumları alınmıştır. İstenilen sinyallerin bulunduğu frekans aralığı 1 - 15 Hz arasında bulunmuştur.

Maksimum genliğin bulunduğu frekans (f_m) ise 3-4 Hz arasındadır.

A_r , A_z ve ψ 'nin hesaplanmasında kullanılan karmaşık demodülasyonlar bilgisayar zamanından kazanım için hızlı Fourier dönüşümü ile hesaplanmıştır. Ham veri önce sıfır ortalama ve sıfır doğrusal yönsenmeye indirgenmiştir. Verinin heriki ucu yarım kosinüs çanları ile pencerelelendikten sonra veri sayısını 2^m (m bir tam sayı) yapmak için verinin başına ve sonuna eşit sayıda sıfırlar eklenmiştir. Daha sonra, bu değiştirilmiş verinin Fourier dönüşümü alınmıştır. Dönüşümün gerçel ve sanal bileşenleri f_m üzerine merkezlenmiş ayırık bir frekans fonksiyonu ile çarpılmıştır. Bu çarpım işlemi ham demodülasyon terimlerini yuvarlatmaktadır. Elde edilen yeni dizi sıfır frekansına kaydırıldıktan sonra ters Fourier dönüşüm işlemiyle, $1/2 f_N'$ aralıklarla örneklenmiş ve f_m frekansında merkezlenmiş karmaşık demodülasyon dizisini verir. f_N' , sıfıra kaydırma işleminden elde edilen yeni dizinin Nyquist frekansıdır.

Uçlaşma elipsi değiştirgenlerine göre sinyal gürültüden ayrılmakta ve sinyallerin türleride belirlenebilmektedir. Gürültünün sinyalden ayırımında en önemli değiştirgen geliş açısıdır. Geliş açısının işareti ve değerine göre sinyalin türü belirlenebilir. Geliş açısı zamanın sürekli bir fonksiyonu olmadığından sadece doğrusal olarak uçlaşmış enerji geldiğinde tanımlanmıştır (Şekil 2 ve 3'de).

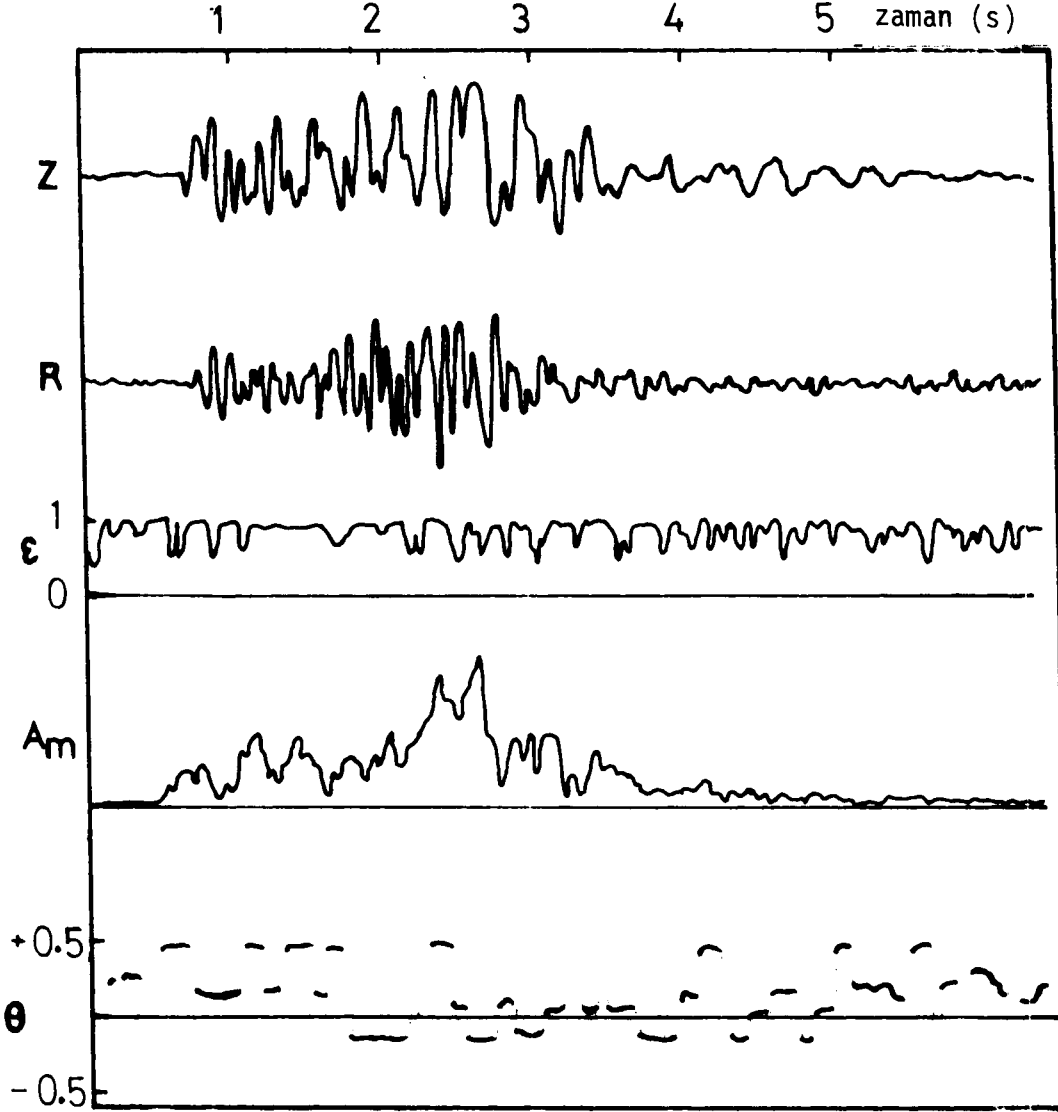
Verilen uygulama örneklerinde ilk bakışta ayırım P ile SV dalgaları arasında yapılabilmektedir. Boyuna dalgalarda geliş açısı $\theta > 0$ ve düşey düzlemde uçlaşmış enine dalgalar için $\theta < 0$ 'dır (Shimshoni ve Smith, 1964). Sinyal gürültü ayırımı yapıldıktan sonra, geliş açısının değerine göre sinyallerin üst veya alt kabuktan gelip gelmediği söylenebilir.



Şekil 2. Nevada'daki bir patlatma kaydının uçlaşma analizi (Shimshoni and Smith, 1964'den).

Şekil 2'de verilen örnek Nevada deneme yerinden 385 km. uzaklıkta algılanan bir sismogramdır. Z düşey bileşen sismogramı ve R ışımsal bileşen sismogramıdır. Düşey bileşen sismogramı üzerinde Pn, Pg, Sn ve Sg dalgalarının geliş yerleri belirtilmiştir. Uçlaşma elipsinin değişirgenleri ϵ ve A_m zamanın bir fonksiyonu olarak verilmiştir. θ değerleri ise sadece doğrusal olarak uçlaşmış enerjinin geldiği zamanlar için verilmiştir. A_m , ϵ ve θ değerlerine bakılmadan Z ve R sismogramları incelendiğinde 30s ve 40s'de gelen dalgaların SV türünde ve 43s ile 51s'de gelen dalgalarında P türünde olduklarını söylemek güçtür. Geliş açısı değerleri incelendiğinde 12s, 19s ve 25s'lerde gelen dalgaların kabuktan geldiği ve 2s, 8s, 14s ve 18s'lerde gelen dalgalarında üst mantodan geldikleri söylenebilir. Bu ayrım üst mantodan gelen dalgaların geliş açısı değerlerinin kabuktan gelen dalgalara oranla daha düşük olmasına göre yapılmıştır.

Bir taş ocağı patlatmasından 4 Km. uzaklıkta alınan bir sismik kırılma verisi ve uçlaşma analiziyle elde edilmiş sonuçlar şekil 3'de verilmiştir.



Şekil 3. Bir taş ocağı patlatmasından elde edilen sismik kaydını uçlaşma analizi.

0.7s , 1.1s ve 1.4s'lerde gelen dalgalar P- dalgası olarak belirlenmiştir. Bu geliş zamanlarında elipsellik bire yakın, A_m en büyük değerde ve geliş açısı sıfırdan büyüktür. 1.7s, 2.5s ve 2.8s'lerde gelen

dalgalar SV türündendir. Geliş açılarının sıfırdan küçük ve belirli bir değerde olmasından dolayı bu geliş zamanlarındaki dalgalar SV olarak belirlenmiştir.

Bu veride A_m ve ϵ değerleri ile birlikte geliş açısının incelenmesiyle P ve SV ayrımı yapılabilmektedir. P ve SV ayrımı yanında θ açısının aldığı değerlere göre dalgaların yer kabuğunun hangi katmanlardan geldiğini belirlenebilir. Modellemeyle bu dalgaların izlediği yollar bulunabilir.

5. SONUÇLAR

İki bileşenli sismik kayıtların kullanılmasıyla sinyal ve gürültü birbirlerinden ayırılabilir. Bu ayrımı yapmada kullanılan uçlaşma analizi ile tanecik yörüngesi elipslerle temsil edilir ve zamanın bir fonksiyonu olarak elips değiştirgenleri hesaplanır. Sonuçta doğrusal olarak uçlaşmış dalgalar ayırılır ve bu dalgaların yaklaşık geliş açıları kestirilebilir.

Uçlaşma analizi değiştirgenlerini hesaplarırken ve sinyal türlerini belirlerken izleyen işlemler yapılır.

1. $t - \frac{T}{2}$ ve $t + \frac{T}{2}$ aralığında düşey ve ışınsal bileşenlerin genlik ve evre spektrumları karmaşık demodülasyon yöntemiyle saptanır. Bunda önemli olan T'nin seçimidir. T kayıt uzaklığına bağlı olarak değişmektedir. Uygun değer sınama ve yanılma yoluyla bulunur.

2. Elipsellik (ϵ), elipsin büyük eksenini (A_m) ve geliş açısı (θ) hesaplanır.

3. ϵ , A_m ve θ zamanın fonksiyonu olarak çizilir.

4. Elipsin büyük eksen değerinin en büyük ve elipselliğin bire yakın olduğu zaman aralıklarında geliş açısının değerine ve işaretine göre sismik sinyaller gürültüden ayırılmaya çalışılır.

Uçlaşma analizinde, iki bileşenli sismik kayıtların kullanılmasıyla yapılan sinyal gürültü ayırımı sinyallerin uçlaşma özelliği kullanılarak yapılmaktadır.

KAYNAKLAR

- ARCHAMBEAU, C.B. and ALEXANDER, S., 1963, Identification and Elimination of Microseism Noise at Depth Using Theoretical Rayleigh Wave and Observed Noise Displacement: Supplement, Final Report of Contract AF 33(600)-42927 UED Earth Sciences Division, Teledyne, Inc.
- BINGHAM, C., GODFREY, M. and TUKEY, J.W., 1967, Modern Techniques of Power Spectrum Estimation: IEEE, Trans. Audio and Electro-Acoustics AU-15, 56-66.
- BULLEN, K.E., 1965, Introduction to the Theory of Seismology: Cambridge University Press, Cambridge.
- BURG, J.P., BACKUS, M. and STRICKLAND, L., 1961, Seismometer Array and Data Processing System: Final Report of contract AF 33(600)-41840.
- GAISER, J.E., R.W. Ward and J.P. DISIENA, 1983, Three Component Vertical Seismic Profiles: Polarization Measurements of P. Wave Particle Motion for Velocity Analysis. SEG. 53rd Annual International Meeting, Las Vegas, Nevada.
- GÜRBÜZ, C., 1978, A Quarry Blast Study of the Crustal Structure of North West England: PhD Thesis, Lancaster University, England.
- HASKELL, N.A., 1962, Crustal Reflections of Plane P and SV Waves: Journal of Geophysical Research 67, 4751-4767.
- MEREU, R.F., 1966, A. Polarization Study of P- Head Waves From the Lake Superior Experiment. In: The Earth Beneath the Continents. 205-217.

NUTTLI, O.E., and WHITMORE, J.D., 1961, An Observed Determination of the Variation of the Angle of Incidence of P Waves with Epicentral Distance: Bull. Seism. Soc. Am 51, 269-276.

SHIMSHONI, M. and SMITH, S.W., 1964, Seismic Signal Enhancement with Three Component Detectors: Geophysics 29, 664-671.