YER TEPKİSİNİN BELİRLENMESİNDE KULLANILAN YÖNTEMLERİN İVME KAYDI ÜZERİNDE DEĞERLENDİRİLMESİ

Ü. Dikmen[1], M.Ö. Arısoy[2], İ. Akkaya[3], İ. Demirci[1], ve N. Hasançebi[4]

[1] *Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, 06100 Beşevler - Ankara*
[2] *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, 05800 Merkez Kampüs - Sivas*
[3] *Yüzüncüyıl Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, Zeve Kampüs - Van*
[4] *ENERJİSA Enerji Üretim A.Ş, Balgat, Ankara*
Email: dikmen@eng.ankara.edu.tr

ÖZET:

Yer tepkisinin belirlenmesine yönelik çalışmalar genel olarak, deneysel ve kuramsal olmak üzere ikiye ayrılır. Kullanılan her bir yöntemin kendine özgü üstün ve zayıf yönleri bulunmaktadır. Günümüzde deneysel yöntemlerin tümü deprem veya doğal (kültürel) gürültü kaydının elde edilmesine dayanmakla birlikte ileri sürülen varsayımlar ve yaklaşımlar açısından farklılık göstermektedir. Bu nedenle, doğal gürültü kaydı kullanan yöntemlerin yer tepkisinin belirlenmesinde kullanılabilirliği halen tartışmalıdır. Bu çalışmada, yer tepkisinin belirlenmesinde kullanılan farklı deneysel yöntemler, lineer spektral ters çözüm (LSI), Nakamura Yöntemi (HVSR) ve Spektral Oran Yöntemi (SSR) kuvvetli yer hareketi kayıtları üzerinde değerlendirilerek, yöntemlerin birbirleriyle tutarlılığı ve yer tepkisinin belirlenmesi çalışmalarında uygulanabilirliği tartışılmıştır.

ANAHTAR KELİMELER: SSR, HVSR, LSI, yer tepkisi.

1. GİRİŞ

Yer tepkisinin belirlenmesine yönelik çalışmalar, deneysel ve kuramsal olmak üzere iki ana kısma ayrılır. Bu yöntemlerin her birisinin de kendine özgü üstün ve zayıf yönleri bulunmaktadır. Örnegin, kuramsal modelleme çalışmaları ile yere ait çok sayıda parametre ve parametre grubu incelenebilirken bu yöntemin kullanılması ayrıntılı jeoteknik bilginin girdi olarak verilmesini ve oldukca karmaşık hesaplama yöntemlerinin kullanılmasını gerektirir. Buna karşın, deneysel yaklaşımlar zayıf ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarına uygulanabilmekte, kolay hesaplamalar ile daha kısa zamanda sonuçlar alınabilmektedir.

Mikrotremorlar kısa (periyodu 1s'den daha az) ve uzun periyotlu (periyodu 1s'den 2s' ye kadar) olmalarına göre ikiye ayrılır. Kısa periyotlu titreşimler yüzey dalgalarının veya makaslama dalgasının kalınlığı bir kaç on metreyi bulan sığ tabakalardaki tekrarlı yansımaları ile açıklanabilmektedir (Allam ve Shima, 1967). Kısa periyot aralığındaki bu tür jeolojik yapılar dalga genliğinin büyütülmesinde sorumlu olarak görülmektedir. Periyodu 1s' den daha büyük titreşimlerde ise yatay doğrultuda yayılan yüzey dalgalarının daha hakim duruma geçmekte (Yamanaka vd., 1994) ve derin havzalarda iki ve üç boyutta rezonans etkisi artmaktadır (Bard ve Bouchon, 1985). Periyodu 2s'den daha büyük titreşimler ise "mikroseism" olarak adlandırılmak ve bu tür titreşimlerin kaynağı olarakta atmosferik dalgalanmalar nedeniyle okyonusal gel-git hareketleri gösterilmektedir. Aki (1957) periyodu 1s'den küçük kayıtları incelerken, Horike (2001) ise periyodu 1s'nin üzerindeki mikrotremor kayıtlarını incelemişlerdir. Bu araştırmalar sonucunda, kısa periyotlu mikrotremor kayıtlarında etkin fazın Rayleigh dalgası olduğunu, bazı araştırmacıları ise mikrotremor kayıtlarından elde ettikleri dispersiyon eğrilerinden hesaplanan makaslama dalga hızı ile kuyu loglarından elde ettikleri makaslama dalga hızlarının aynı oldugunu göstermiş ve kısa periyotlu mikrotremorlarındaki hakim dalganın makaslama dalgası olduğu sonuçunu

çıkarmışlardır. Ohta vd.(1978); Kagami vd.(1982); Kagami vd.(1986), uzun periyotlu mikrotremor ölçümlerinin yer tepki çalışmalarında kullanılabilirliğini araştırmışlardır. Araştırmacılar uzun periyotlu mikrotremor kayıtları kullanılarak yer tepkisinin yaklaşık olarak hesaplanabileceğini ve alüvyal alanda ölçülen genlik ile referans noktası olarak adlandırılan temel kayada ölçülen genliklerin spektral oranlarının alüvyon kalınlığı ile ilişkili olduğunu göstermişlerdir. Buna karşın, kaynak etkisinin tanımlanamamasından dolayı büyütme çarpanlarının belirlenmesinde kullanılamayacağı sonucuna varılmıştır. Kısa periyotlu mikrotremor kayıtlarının yer tepkisinin belirlenmesinde kullanılabilirliği uzun yıllar Kanai ve Tanaka (1954); Kanai ve Tanaka (1961); Kobayashi vd.(1986) tarafından araştırılmıştır. Kanai ve diğerleri kısa periyotlu mikrotremor kayıtlarından zeminin hakim periyodunun ve büyütme değerinin spektrumda hakim frekans ve bu frekansa karşılık gelen genlik değerinin mikron mertebesinde okunmasıyla elde edilebileceğini göstermiştir. Kanai ve diğerleri tarafından önerilen bu yaklaşımı Kanai ve Tanaka (1954); Kobayashi vd.(1986); Field vd.(1995); Finn (1991) gibi bir çok araştırmacı tarafından farklı alanlarda uygulanmasına rağmen kaynak ve yerel zemin etkisinin birbirinden ayrılamaması nedeniyle bu yaklaşımın zemin hakim periyodu ve sismik büyütme değerinin elde edilmesinde kullanılabilirliği halen tartışmalıdır. Udwada ve Trifunac (1973); Gutierrez ve Singh (1992), deprem verileri ile mikrotremor verilerine ait spektrumları karşılaştırarak, mikrotremor kayıtlarının spektral veri-işlemi ile yer tepkisinin belirlenemeyeceğini savunmuşlardır. Günümüzde de deneysel yaklaşımların kullandığı varsayımlar üzerine tartışma halen devam etmektedir.

Bu çalışmada, yer tepkisinin belirlenmesinde kullanılan yöntemlerden, spectral oran (SSR), doğrusal spektral ters çözüm (LSI) ve Nakamura (HVSR) yöntemleri kuvvetli yer hareketi kaydı üzerinde değerlendirilerek, sözkonusu yöntemlerin birbirleriyle tutarlılığı ve yer tepkisinin belirlenmesi çalışmalarında uygulanabilirliği tartışılmıştır.

2. YÖNTEM

2.1. Doğrusal Spektral Ters Çözüm (LSI)

Spektral ters çözüm yönteminin en önemli özelliklerinden birisi, deprem kayıtlarından yararlanarak, deprem kaynağı, dalgayolu ve zemin etkisinin belirlenebilmesidir (Takemura vd., 1991). Bu çalışmada, Iwata ve Irikura (1986) tarafından önerilen yöntem kullanılmıştır. Önerilen bu yönteme göre, gözlemlenen deprem kaydının Fourier Genlik spektrumunu izleyen bileşenler oluşturur;

$$O_{ij}(f)=S_i(f)G_j(f)R^{-1}_{ij}\exp(-\pi f R_{ij}/(Q_s(f)V_s) \quad (1)$$

(1) bağıntısında O_{ij} i. Depremin j. İstasyondaki frekansa bağlı genliğini, S_i frekansa bağlı deprem kaynak etkisini, G_j j.istasyondaki zemin etkisini, R^{-1}_{ij} kaynak ile j.istasyon arasındaki dalgayolu etkisini (burada uzaklığa bağlı geometrik sönüm dikkate alınırken, içsel sönüm ihmal edilmektedir), Q_s ortamın S-dalgasına bağlı kayaç kalite çarpanı (burada kayaç kalite çarpanı dalga yolundan bağımsız olup yalnızca frekansa bağlıdır) ve V_s ortamın ortalama S-hızı değerini gösterir. Belirli sayıda gözlem istasyonu tarafından eş zamanlı kayıtların kullanılmasıyla, sismik kaynak, dalgayolu ve zemin etkisinin belirlenebilmesi için (1) bağıntısının her iki tarafının doğal logaritması alınırsa;

$$\log[O_{ij}(f)\,R_{ij}]=\log[S_i(f)]+\log[G_j(f)]-[\pi f\,R_{ij}/\,Q_s(f)V_s\,] \quad (2)$$

doğrusal denklem sistemi elde edilir. (2) bağıntısında I (deprem) kaynak terimi + J (gözlem istasyonu) zemin etki terimi +1 (ortam kayaç kalite çarpanı) sayıda bilinmeyen vardır. (2) ifadesi her bir f frekansı için IxJ sayıda O_{ij} değeri ve bir referans istasyonu dikkate alınarak çözülebilir.

2.2. Spektral Oran Yöntemi (SSR)

Yöntem ilk olarak Borcherdt (1970) tarafından çalışılmıştır. Zayıf ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarına uygulanan bu yöntem, uzun süre yaygın olarak kullanılmıştır. Bu yöntemde analiz işlemi sırasıyla şu şekildedir:

- Mikrotremor veya kuvvetli yer hareketi ölçümlerinden elde edilen sismogramlardan S-dalgasının belirgin kısmı törpülenmiş bir pencere yardımıyla çıkartılır.
- Her bir ölçü noktası için çıkartılan yatay bileşen veri penceresinin yuvarlatılmış Fourier genlik spektrumu hesaplanır.
- Her bir ölçüm noktasına ait yatay bileşen yuvarlatılmış Fourier genlik spektrumu, referans noktasına ait yatay bileşen yuvarlatılmış Fourier genlik spektrumuna oranlanarak her bir ölçüm noktası ile referans noktası arasındaki transfer fonksiyonu, TF hesaplanmış olur.

Bu yöntemi mikrotremor ölçümlerine Kagami vd. (1986) uygulayarak oldukca iyi sonuçlar almıştır. Diğer yandan, Seo vd. (1990) yöntemin başarısızlığına işaret etmiştir. Yöntemde spektral oranlar hesaplanırken referans noktası spektrumunun düz olması zorunluluğu yoktur. Fakat yöntemin mikrotremor ölçümlerine uygulanmasında hem referans noktası için hem de alüviyal ölçüm noktası için ortak bir dalga katarının tanımlanamamasıdır. Bu zorluğun üstesinden gelebilmek için araştırmacılar iki farklı yaklaşım uygulamaktadır. Uygulanan bu yaklaşımlardan birincisi, veri penceresinin belirlenen bir zaman aralığı için seçilmesi diğeri ise, birden fazla pencere seçerek ortalamasının alınmasıdır. Araştırmacılar uygulamalarında daha çok ikinci yolu tercih etmektedirler. Bunun başlıca nedeni birinci yolda verilen zaman aralığında secilen pencerenin hareketin karekterini yansıtıp yansıtamayacağıdır. Referans noktası ile Alüviyal nokta arasındaki transfer fonksiyonu, deprem kayıtlarından hesaplanırken, sismik kaynak ile dalga yolu etkisinin ortak olduğu varsayımı yapılarak ihmal edilir. Bu şekilde her iki ölçüm noktası (referans ve alüviyal nokta) arası transfer fonksiyonu;

$$TF(f) = H_s(f)/H_R(f) \tag{3}$$

ile tanımlanır. Burada $H_s(f)$ ve $H_R(f)$ sırasıyla alüviyal ve referans noktalarına ait düzleştirilmiş yatay bileşen Fourier genlik spektrumlarını gösterir.

2.3. Nakamura Yöntemi (HVSR)

Yöntem ilk olarak Nogoshi ve Igarashi (1971) ve Nakamura (1989) tarafından çalışılmıştır. Bu araştırmalar içerisinde Nakamura (1989) mikrotremor ölçümlerinin analizine farklı bir bakış açısı getirmiştir. Nakamura' ya (1989) göre mikrotremor ölçümleri, yarı-sonsuz ortam üzerinde yer alan tek bir alüviyal tabakada Rayleigh dalgasının yayılmasından oluşmaktadır. Bu yönteme göre frekans ortamında dört genlik spektrumunun bilinmesi gerekir. Bunlar; yüzeyde ölçülen hareketin yatay ve düşey bileşenlerine ait yatay ve düşey genlik spektrumları, aynı şekilde temel üzerindeki hareketin yatay ve düşey bileşenlerine ait genlik spektrumlarıdır. Nakamura (1989)' ya göre mikrotremor ölçümlerinin kaynağı ölçüm noktasına çok yakın trafik sanayi makinalarının neden olduğu doğal gürültülerden oluşmaktadır. Bu nedenle, derin kaynakların etkisi ihmal edilebilir düzeydedir ve temeldeki hareketin düşey bileşeninin genliği alüviyal tabaka tarafından büyütülmeyecektir. Benzer şekilde, ölçüm noktasına çok yakın kaynaklar temel kayadaki kareketi etkilemeyecektir. Nakamura (1989)' a göre temel kaya üzerindeki tüm frekanslarda Rayleigh dalgasının yatay ve düşey bileşenlerinin genlik spektrumları oranı birim değerlidir. Bu şekilde ölçüm yapılan noktadaki transfer fonksiyonu, yüzeyde ölçülen hareketin yatay ve düşey bileşenlerine ait genlik spektrumlarının oranlanmasıyla elde edilebilir:

$$TF(f) = H_s(f)/V_s(f) \tag{4}$$

Nakamura (1989) kuyu içerisinde yaptığı mikrotremor ölçümleriyle (4) bağıntının geçerliliğini göstermiştir. Nakamura yöntemi ile yer tepkisinin belirlenmesinde yöntem yarı-sonsuz ortam üzerinde yer alan alüviyal tabakanın doğal titreşim frekansını iyi derecede bulabilirken tabakanın büyütme değerleri için bu durum

gerecerli değildir. Bundan dolayı araştırmacılar Nakamura yönteminin zayıf hareketin büyütmesinin hesaplanmasında daha çok alt-sınır tahminini verdiği belirtilmiştir.

3. VERİ ANALİZİ

AFAD Başkanlığı kuvvetli yer hareketi ağına bağlı İzmir il merkezinde kurulmuş 16 ivmeölçer istasyonu tarafından kayıt edilen toplam 9 deprem kayıtları bu çalışmada kullanılmıştır (Tablo 1). Toplam 16 istasyonun 9 depremden elde edilen kayıt bilgisi Tablo 2'de gösterilmiştir. Veri analizi yapılacak kayıtların seciminde temel gürültü süresinin en az 60 sn olduğu 5 istasyon (3510, 3515,3518,3519 ve 3521 nolu istasyonlar) kayıtları dikkate alınmıştır. Bu kayıtlar Tablo 2' de istasyon kod ve ilgili istasyona ait deprem numarası yanında yıldız simgesi ile belirtilmiştir.

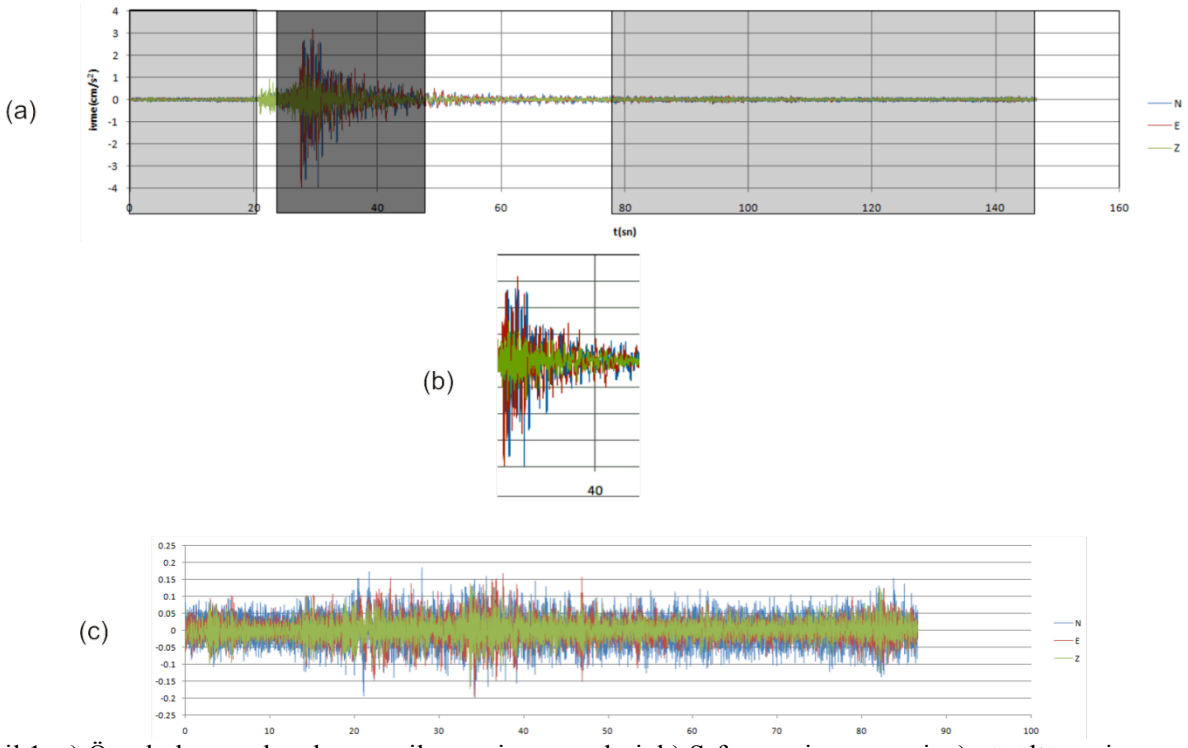
Tablo 1. Çalışmada kullanılan deprem listesi

No.	Tarih ve Saat	Boy.(°)	Enl.(°)	Der. (km)	M_L
1	11.11.2010 20:08:00	27.329	37.873	26.09	4.7
2	23.12.2010 19:41:27	26.568	38.313	13.31	3.6
3	23.04.2011 22:22:12	26.750	38.068	28.10	3.9
4	30.10.2011 21:44:32	27.167	38.414	6.99	3.0
5	05.12.2011 08:17:27	26.342	38.843	29.50	5.0
6	05.12.2011 08:30:24	26.310	38.838	26.74	4.2
7	27.12.2011 05:59:17	27.175	37.991	26.44	4.1
8	27.12.2011 07:51:46	27.180	37.969	6.85	4.4
9	20.02.2012 06:34:26	27.475	38.141	23.46	4.4

Tablo 2. İstasyon ve deprem kayıt bilgisi

No.	İst. Kodu	Boy.(°)	Enl.(°)	Rak.(m)	D-1	D-2	D-3	D-4	D-5	D-6	D-7	D-8	D-9
1	3506	27.0821	38.3944	26	X	X	X		X	X	X	X	
2	*3510	27.0430	38.4090	3	X	X	X		X	X	X	*X	X
3	3511	27.2563	38.4213	76	X	X	X	X	X		X	X	X
4	3512	27.1516	38.4009	79		X	X	X	X		X	X	X
5	3513	27.1671	38.4584	2	X	X	X		X		X	X	X
6	3514	27.1581	38.4762	197	X	X	X		X		X	X	
7	*3515	27.0940	38.4649	4	X	X	*X		X	X	X	X	X
8	3517	27.1936	38.3756	136	X	X	X				X	X	X
9	*3518	27.1435	38.4312	7	*X	X	X		X		X	X	X
10	*3519	27.1112	38.4525	10	X	X	X	*X	X	X	X	X	X
11	3520	27.2111	38.4780	184	X	X	X	X		X	X	X	X
12	*3521	27.0764	38.4679	1	*X	X	X		X	X	X	X	X
13	3522	27.1987	38.4357	68	X	X	X		X		X	X	X
14	3524	27.1073	38.4969	64	X	X	X	X	X	X	X	X	X
15	3525	27.1084	38.3723	106	X	X	X						X
16	3530	27.2244	38.4530	28	X				X		X	X	X

İstasyon kayıtları Şekil 1' deki örnek deprem kaydına (DB bileşeni) benzer şekilde, S-dalgası ve temel gürültü penceresi olmak üzere veri iki bölüme ayrılmıştır. S-dalgası pencere verisine sırasıyla HVSR ve Referans istasyona (3524 kodlu istasyon) göre spektral ters çözüm teknikleri uygulanmıştır. Temel gürültü verisine ise HVSR ve Referans Yöntemleri (3524 nolu istasyon u) uygulanmıştır. Tüm veri pencerelerine uygulanan işlem adımları Şekil 2'de verilmiştir. Gürültü verisinin HVSR ve Referans yöntemleriyle analizinde ortalama spektral değerlerin hesaplanmasında standart sapmaya göre ağırlıklandırma kullanılmıştır. Doğal gürültü kaydı analizinde 10'ar saniyelik en az 4 pencere seçilerek değerlendirilmiştir.



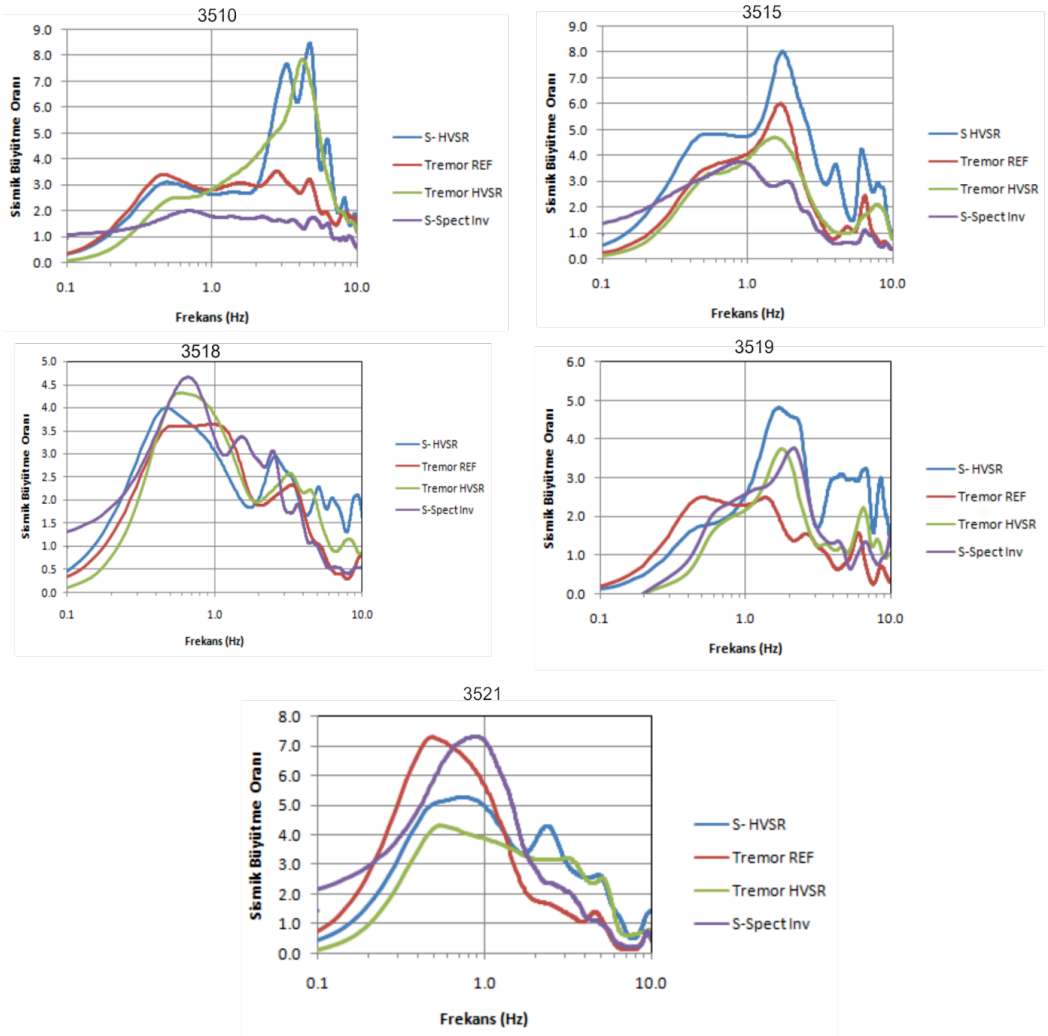
Şekil 1. a) Örnek deprem kaydı ve seçilen veri pencereleri, b) S-fazı veri penceresi, c) gürültü veri penceresi

- Alet etkisinin giderilmesi
- Trend - DC düzeltmesi
- 0.05Hz-20Hz bandpass süzgeçleme
- 5% Törpülenmiş Kosinüs penceresi ile törpüleme
- FFT dönüşümü
- Konno-Ohmachi (1998) yuvarlatma fonksiyonu ile Spektrum Yuvarlatma (%40)

Şekil 2. Veri analizinde uygulanan ön işlem adımları

4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Şekil 3'te 5 istasyon verisinden 4 farklı yönteme göre elde edilen sismik genlik büyütme oranı-frekans spektrumları gösterilmiştir. Hemen hemen tüm yöntemlerden elde edilen sonuçlar benzer davranış göstermekte ve birbirine yakın frekanslarda doruk değerlerine ulaşmaktadır. Elde edilen bu sonuçlara göre, 4 farklı yöntemde yer tepki çalışmalarında başarı ile kullanılabileceğini göstermektedir. Bununla birlikte sismik büyütmelerde farkların olduğu da görülmektedir. Bunun bir nedeni doğal gürültü kaydının analizinde sınırlı sayıda pencere secimi olabilir. Udwada ve Trifunac (1973), Gutierrez ve Singh (1992) çalışmalarında deprem verileri ile mikrotremor verilerine ait spektrumları karşılaştırarak, mikrotremor kayıtlarının spektral veri-işlemi ile yer tepkisinin belirlenemeyeceğini savunmalarına karşın burada elde edilen sonuçlara bakıldığında her iki veri türü ile yer tepkisinin elde edilebileceği görülmektedir. Dikkat edilmesi gereken noktaların başında, doğal gürültü kaydının alınma süresi ve koşullarıdır. Geçici yakın kaynak gürültülerinin spektruma olumsuz etkisi dikkate alınmalıdır. Bir diğer nokta, özellikle referans olarak secilecek istasyona ait spektrumun en azından 0.5Hz-10Hz aralığında mümkün olduğunca düz olması tercih edilmelidir.



Şekil 3. Farklı yöntemler ile elde edilen sismik büyütme oranları ve Rezonans frekansları.

KAYNAKLAR

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo University 35, 415–457.

Allam, A., Shima, E. (1967). An investigation into the nature of microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 45, 43-59.

Bard, P-Y., Bouchon, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. Bull Seismol Soc Am. 75, 519–541.

Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, Bull. Seism. Soc. Am. 60, 29-61.

Field, E.H., Clement, A.C., Jacob, K.H., Ahoronian, V., Hough, S.E., Friberg, P.A., Babaian, T.O., Karapetian, S.S., Hovanessian, S.M., Abramian, H.A. (1995). Earthquake Site- Response Study in Giumri (Formerly Leninakan), Armenia, Using Ambient Noise Observations, Bull. Seism.Soc. Am., 85(1), 349 -353.

Finn, W.D. (1991). Geotechnical Engineering aspects of seismic microzonation, Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation, August 25-29, Stanford, California, E.E.R.I. (editor), Oakland, I, 199-250.

Gutierrez, C. and Singh, S. K. (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: Comparison of results from strong-motion and microtremor data, Bull. Seism. Soc. Am. 82, 642-659.

Horike, M., Zhao, B. and Kawase, H. (2001). Comparison of site response characteristics inferred from microtremors and earthquake shear waves: Bull. of Seism. Soc. of Am., 91(6), 1526-1536.

Kagami, H., Duke, C.M., Liang, G.C. and Ohta, Y. (1982). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 987-998.

Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Dravinski, M. and Mal, A.K. (1986). Observation of 1 to 5 second microtremors and their amplification to earthquake engineering. Part III. A two-dimensional study of site effect in S. Fernando Valley, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 1801–1812.

Kanai, K., Tanaka, T. (1954). On microtremors-I, Bull.of the Earthq. Res. Inst., 32, 199-209.

Kanai, K., Tanaka, T. (1961). On microtremors-VIII, Bull.of the Earthq. Res. Inst., 39, 97-114.

Kobayashi, H., Seo K., and Midorikawa, S. (1986). Estimated strong ground motions in the Mexico city due to the Michoachan, Mexico earthquake of September 19, 1985 based on characteristics of microtremors. Part 2, Report on seismic microzoning studies of the Mexico earthquake of September 19, 1985, The Graduate School of Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, Yokohama, Japan.

Konno, K. and Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. of Seism. Soc. Am.88, 228-241.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristic estimations of subsurface using microtremor on the ground surface, QR of RTRI 30(1), 25-33.

Nogoshi, M., Igarashi, T. (1970). On the propagation characteristics of microtremors, Jour. of Seism. Soc. Japan, 23,264-280 (in Japanese with English Abstract).

Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N. and Kudo, K. (1978). Observation of 1- to 5-sec microtremors and their application to earthquake engineering Part 1, Bull. Seism. Soc. Am. 68, 767–779.

Udwadia, F.E., Trifunac, M.D. (1973). Comparison of Earthquake and Microtremor Ground Motions in El Centro, California, Bull.Seism.Soc.Am. 63, 1227-1253.

Seo, K.T., Samano, H., Yamanaka, X., Hao, and M. Takeuchi (1990). Comparison of ground vibration characteristics among several districts mainly with microtremors measurement, Proc. 8th Japan E arthquake Engineering Symposium, 685 -690.

Yamanaka, H., Takameura, M., Ishida, H., Niva, M. (1994). Characteristics of long period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1831 - 1841.