

DERİN OKYANUS TSUNAMİ ÖLÇER VE KIYI GELGİT ÖLÇER KAYITLARININ ANALİZİ : 1 NİSAN 2014 İZMİR DEPREMİNDEN ÖRNEKLER

Ergin Uluta¹

¹ Doçent Dr. Jeofizik Mühendisli i Bölümü, Kocaeli Üniversitesi, Umuttepe Yerleşkesi, Kocaeli
Email: ergin.ulutas@gmail.com

ÖZET:

Derin okyanus tsunami ölçer ve kıyı gelgit ölçer kayıtlarının doğru analiz edilmesi; büyük bir deprem sonrasında özellikle nüfusun yoğun olduğu kıyı alanlara yönelik, tsunami erken uyarılarının yapılması için önemlidir. Açık denizde bir tsunami dalgası birkaç cm den az olabilirken kıyılarda ise birkaç on metre yüksekliklere çıkabilir. Derin okyanus tsunami ölçerler birkaç cm'lik tsunami dalgalarını ölçerken kıyılardaki gelgit ölçerlerde kıyıya en yakın tsunami genliklerini ölçer. Ancak bu kayıtlar; daha yüksek genlikli ve daha yüksek periyodlu günlük yükselme ve azalma gösteren gelgit kayıtları; limanların yapısına bağlı olarak ikincil tsunami saçılma dalgaları, rüzgâr dalgaları, atmosferik basınçla ilgili değişimler gibi etkilerle maskelenirler. Bu nedenle tsunami dalgalarını, tsunami simülasyon sonuçları ile karşılaştırabilmek için yukarıda bahsedilen gürültü etkilerinin çıkarılması gerekir. Bu çalışmada; yüksek ve alçak geçişli filtre tekniklerinin uygulandığı, günlük gelgit değişiminin kayıtlardan çıkarıldığı, temel çizgisi ve yönelim düzeltmelerinin yapıldığı bir MATLAB tabanlı kod geliştirilmiştir ve 1 Nisan 2014'teki ($M_w:8.2$) depremi tsunami kayıtlarına uygulanmıştır. Depremin tsunami simülasyonu; doğru olmayan sıvı teorisine dayalı olan SWAN matematiksel kod ve GEBCO30 batimetrik veri seti ile yapılmıştır. Simülasyon sonuçlarından elde edilen tsunami yükseklikleri; 32401, 32402, 32412 kodlu derin okyanus tsunami ölçer ve Patache, Pisagua, Arica, Iquique, Tocopilla, Matanari ve Mejillone kıyı gelgit ölçerlerde gözlenen tsunami dalga yükseklikleri ile karşılaştırılmıştır. Yapılan karşılaştırmalar; yazılan kodun özellikle derin okyanus tsunami ölçer kayıtlarında ilk dalga varlığı zamanları için neredeyse tamamen örtülmüştüğü, dalga yükseklikleri için ise birkaç cm duyarlılık kadar filtrelenebildiğini göstermiştir. Kıyılarda ölçülen gelgit ölçer kayıtları ile yapılan karşılaştırmalar ise ilk dalga varlığı zamanlarının 0-10 dakika hata sınırı içinde, dalga yükseklikleri için ise bazı istasyonlarda model ile gözlemler neredeyse tamamen örtülürken, bazılarında 1 m'ye kadar hatalı değerler elde edilmiştir. Detaylı batimetri verisi kullanılarak bu hatalar daha az indirilebilir. Çok yüksek periyodlu gelgit dalgaları filtre edildikten sonra kayıtlardan özellikle rüzgâr dalgalarını filtre edebilmek için 4. dereceden bant geçişli filtreler kullanılmıştır.

ANAHTAR KELİMELER : Tsunami, gelgit, rüzgar dalgası, bant geçişli filtre

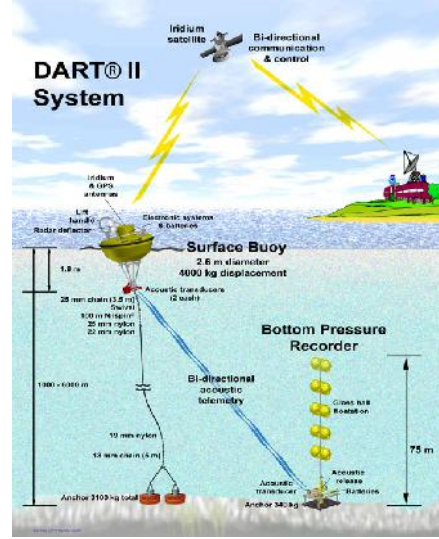
1. GİRİŞ

Gelgit ölçer (Şekil 1a) ve derin okyanus tsunami ölçer (Şekil 1b) analizleri özellikleri tsunami gibi kıyılarda büyük felaketlere yol açan olayların önceden tahmin edilmesinde ve kıyı dalga yüksekliklerinin belirlenmesinde önemlidir (Titov ve diğeri., 2005; Titov, 2009). Özellikle tsunami etki potansiyelinin yüksek olduğu kıyı bölgelerde, dünya genelinde ulusal ve uluslararası ölçekte tsunami uyarı sistemlerinin geliştirildiği birçok çalışmaya vardır (Annunziato, 2007; Gica ve diğeri., 2008; Uluta ve diğeri., 2012; Greenslade ve diğeri., 2014). Bu tür çalışmaların ana unsurunu ve başarısını; gelgit ölçer ve derin okyanus ölçer aletlerinin dağılımı, gerçek zamanlı veri kayıtları ve analizleri oluşturmaktadır. Okyanusa kıyısı bulunan alanlarda kurulu gelgit ölçerler; gelgit dalgalarının zamansal yükseklik dağılımlarını kaydetmelerinin yanında tsunami dalga yüksekliklerinin zamansal dağılımlarını da gösterirler. Ayrıca bu kayıtlar kıyılarda oluşacak tahminlerinin yapılmasında da kullanılırlar. Gelgit ölçerler özellikle çok kısa periyodlu deniz dalgalarını filtreleyerek, uzun periyodlu deniz seviyesi değişimlerini ölçmek amacıyla tasarlanmış aletlerdir. Periyodları 50-5000 sn arasında değişebilen tsunami dalgaları ise gelgit ölçerlerin ölçemediği dalga sınırları içindedir (Leonard, 2006). Bu nedenle gelgit ölçer kayıtlarında tsunami dalgaları da görülebilir. Derin okyanus ölçer tsunami kayıtları ise Amerika Ulusal

Tsunami Azaltma Programı çerçevesinde, Ulusal Okyanus ve Atmosfer dairesi Pasifik Deniz Çevre Laboratuvarlarında (PMEL-NOAA) geli tirilen, zamana ba lı gerçek zamanlı tsunami yüksekliklerini ölçebilen aletlerdir. Bu aletler; 6000 metre derinlik içerisinde dalga genliklerini 1 cm kadar hassaslıkla ölçebilen okyanus dibi basınç kaydedicilerdir (Gonzalez ve di ., 2005). Okyanus derinliklerinde elde edilen bu veriler; önce akustik bir modem ile okyanus yüzeyinde bulunan amandıraya sonra da uydu alıcıları ile de kıyılardaki veri toplama merkezlerine iletilir. Bu kayıtçılardaki sistemler; standart ve olay temelli olmak üzere iki moddadır. Standart mod; sürekli olarak deniz seviyesi yükseklik bilgisini toplar ve her 15 dakikada bir ana veri toplama merkezlerine gönderir. (NOAA-NDBC, 2015). Olay temelli mod ise okyanus tabanında olu an bir kırılma sonucu taban boyunca hızla yayılan ilk sismik dalgayı algılar ve sonrasında tabanda olu an yer de i tirme ile tetiklenen su basıncı de i imini kaydeder. Bu de i im yükseklik bilgisine dönü türülerek zamana ba lı tsunami dalga yükseklikleri kaydedilir. Bu çalı ma da tsunami dalgalarının okyanus ortasında ve kıyılarda çe itli aletlerce nasıl kaydedildikleri ve kaydedilen verilerin tsunami yüksekli i ölçme ve modellemede kullanılmak üzere nasıl filtrelendi i 1 Nisan 2014 ($M_w:8.2$) ili deprem parametreleri kullanılarak tartı ılmış tır.



(a)



(b)

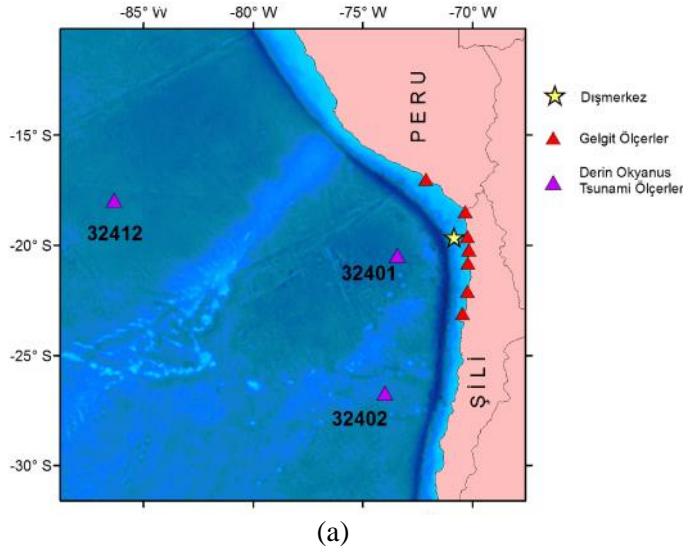
ekil 1. Gelgit ölçer (a) ve derin okyanus tsunami ölçer (b)

2. VER

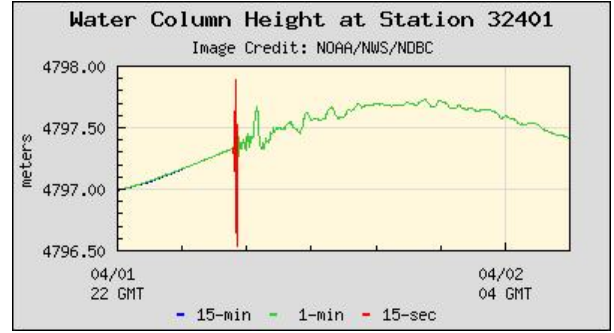
Çalı mada kullanılan veri tsunami ölçümleri ve deprem parametreleri olmak üzere iki alt bölümden olu maktadır. Tsunami ölçümleri; 1 Nisan 2014 ($M_w:8.2$) ili depreminin ardından olu an tsunami dalga yükseklik de erlerinin ili ve Peru kıyıları boyunca kaydedilen gelgit ölçer kayıtları ile ili kıyıları açıklarında Pasifik de bulunan derin okyanus tsunami ölçer kayıtlarını içermektedir. Deprem parametreleri ise 1 Nisan 2014 ($M_w:8.2$) ili depreminin depremin magnitüdü, dı merkezi, derinli i, faylanma alanı, kayma miktarı ve odak mekanizması çözümünü içermektedir.

1.1. Tsunami ölçümleri

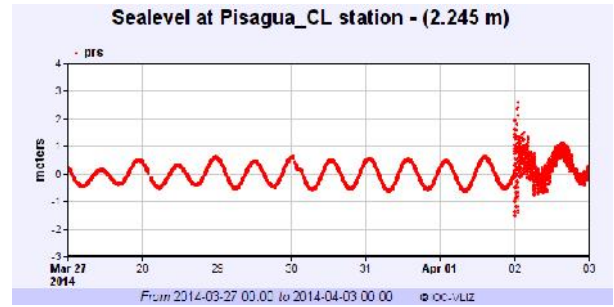
Çalı mada kullanılan tsunami ölçümleri; gelgit ölçer kayıtları için Uluslararası Okyanus Komisyonu (Intergovernmental Oceanic Commission-IOC) ve derin okyanus tsunami ölçer kayıtçılıarı için Ulusal Okyanus ve Atmosfer dairesi Pasifik Deniz Çevre Laboratuvarları (Pacific Marine Environmental Laboratory-National Oceanic and Atmospheric Administration PMEL-NOAA) web sayfalarından alınmı tır (IOC, 2015; PMEL-NOAA, 2015). Bu kurulu lara ait kayıtlar gerçek zamanlı ham verileri içermektedir. 1 Nisan 2014 ($M_w:8.2$) ili depreminin tsunamilerinin kaydedildi i aletlerin da ılımı, 32401 numaralı derin okyanus ölçer ham veri tsunami kaydı ve Pisagua istasyonu ham veri tsunami kaydı ekil 2' de verilmi tir. Bu çalı mada kullanılan istasyonların isim ve koordinat bilgileri ise Tablo 1' de verilmi tir.



(a)



(b)



(c)

Resim 2. 1 Nisan 2014 (M_w :8.2) lili depreminin tsunamilerinin kaydedildi i aletlerin da ılımı (a) 32401 numaralı derin okyanus ölçer tsunami kaydı (b) Pisagua istasyonu tsunami kaydı (c)

Tablo 1. Gelgit ölçer ve derin okyanus tsunami ölçer isim, ülke ve koordinat bilgileri

stasyon	Tür	Ülke	Enlem	Boylam
ARICA	Gelgit Ölçer	Chile	-18.475800	-70.323230
PISAGUA	Gelgit Ölçer	Chile	-17.000900	-72.108800
MEJILLONES	Gelgit Ölçer	Chile	-23.097500	-70.450830
PATACHE	Gelgit Ölçer	Chile	-20.803213	-70.198029
IQUIQUE	Gelgit Ölçer	Chile	-20.204577	-70.147830
MATARANI	Gelgit Ölçer	Peru	-17.000900	-72.108800
32401	Derin Okyanus Tsunami Ölçer	A.B.D	-20.473000	-73.429000
32402	Derin Okyanus Tsunami Ölçer	A.B.D	-26.743000	-73.983000
32412	Derin Okyanus Tsunami Ölçer	A.B.D	-17.980000	-86.330000

1.2. Deprem Parametreleri

Bu çalışmada, 1 Nisan 2014 (M_w :8.2) lili depremi ile oluşan tsunamiyi modellemek amacıyla faylanma alanındaki düey yükselme ve düeme miktarlarını hesaplamak için kullanılan kaynak parametreleri (Tablo 1), Amerika Ulusal Jeoloji Araştırma Kurumundan (United States Geological Survey) alınmıştır (USGS, 2015). Tsunami simülasyonlarında kullanılmak için gerekli olan ortalama kayma miktarı, fay boyu ve fay eni ise Wells ve Coppersmith (1994) tarafından ters ve bindirme faylanmaları için önerilen ampirik bağıntılar kullanılarak hesaplanmıştır. Fay üst sınır derinliği (FÜD) ise odak derinliği fay eninin ortasında kabul edilerek;

$$FÜD = h - ((\sin \delta)d) \quad (1)$$

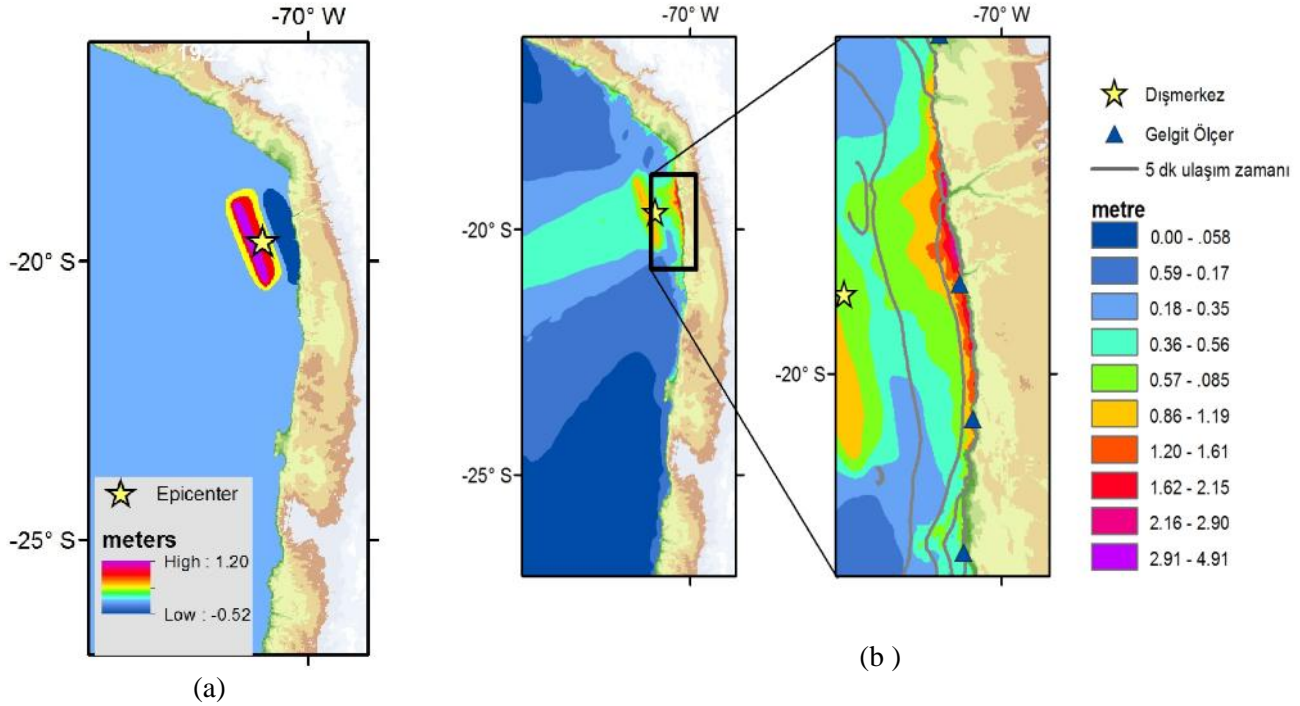
kullanılarak hesaplanmı tır. Burada h odak derinli i, δ fay e im açısı ve d ise fay eninin yarı uzunlu udur.

Tablo 1. Tsunami simülasyonu için kullanılan kaynak parametreleri

Kaynak parametreleri	1 Nisan 2014 ili Depremi
M_w	8.2
D1 merkez Enlem	-19.642
D1 merkez Boylam	-70.817
Sismik Moment	2.35×10^{21} dyn-cm
Odak derinli i (km)	25
Do rultu, E im, Kayma Açısı	358/12/107
Ortalama kayma (m)	4.0
Fay Üst sınır derinli i (km)	14.0
Fay Boyu (km)	216
Fay Eni (km)	56

3. TSUNAM OLU UMU ve MODELLEMES

Deprem kaynaklı olu an tsunamiler; okyanus tabanında olu an ani yerde i tirmenin büyük hacimli su kütlelerinin de i imini sa layarak kıyılarda hasar olu turan dalga türleridir (Uluta , 2013; Uluta ve di ., 2012; Yolsal ve di ., 2007). Çalı mada 1 Nisan 2014 (M_w :8.2) ili tsunamisini modellemek ve simülasyonunu yapabilmek için depremin olu turdu u statik yerde i tirme; ilk tsunami dalga yüksekli i ile e de er kabul edilmi ve bu yakla ım Okada (1985) algoritması ile hesaplanmı tır. Bu algoritma, dı merkez, büyüklük, fayın üst kısmına olan derinlik, do rultu, e im, kayma açısı ve ortalama yerde i tirme miktarını kullanarak, faylanma alanında depremlerle birlikte olu an dü ey yükselme ve çökme miktarlarını belirlemektedir. Fay modeli çözümlerine dayalı bu bilgi; tsunami yayılım modellemelerinin yapılabilmesi için ba langıç dalga yükseklik ve ya ba langıç dalga çukur derinli i bilgilerini kapsamaktadır. Bu çalı mada ili depremi için hesaplanan ba langıç dalga tepe ve çukur bilgileri (ekil 3a) kullanılarak Mader (1988) sı su teorisi modellemesi kullanılarak ili kıyıları için 4 saatlik tsunami simülasyonu yapılmı tır (ekil 2b). Modelin kabul edilebilirli i yatay akı de i iminin, suyun derinli inden çok oldu unda geçerli olmaktadır. Bu çalı mada kullanılan matematiksel tsunami yayılma kodu olan SWAN, sürtünme ve Coriolis kuvvetleri etkisinde sonlu farklar yakla ımı ile sı su teorisine dayalı tsunami simülasyonu yapmaktadır (Mader, 1988; Mader, 2001).

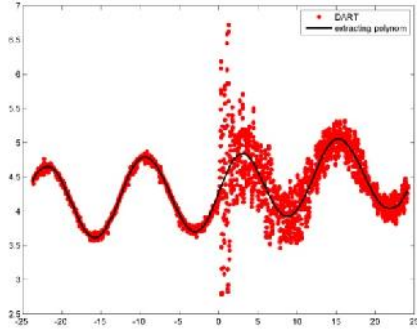


ekil 2. 1 Nisan 2014 (M_w :8.2) ili depreminin 0.25 saniye hesaplama grid aralı ı için ba langıç dalga yükseklikleri (a) ili kıyılarında 4 saatlik dalga simülasyonu sonucu olu an maksimum dalga yükseklikleri.

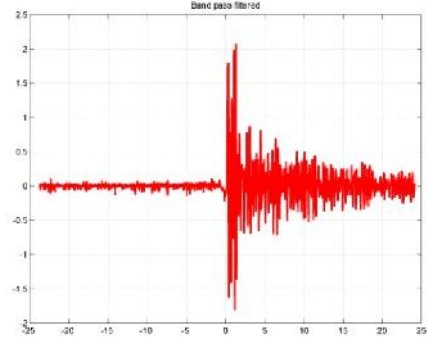
4. TSUNAM VER LER N N F LTRELENMES

Simulasyon ile elde edilen tsunami dalga varı zamanları ve yükseklikleri; her bir gelgit ölçer ve derin okyanus tsunami ölçer kayıtçılarının almı oldukları ili depremi tsunami ölçümleri ile kar ıla tırılmı tır. Bu kar ıla tırmanın yapılabilmesi için gelgit ölçer ve derin okyanus tsunami ölçer kayıtlarından kısa ve uzun peryodlu dalga gürültüsü etkisinin giderilmesi gerekir. Gelgit ölçer kayıtlarından tsunami dalgalarını elde etmek için uzun peryodlu gelgit etkisinin çıkarılması için bilinen yöntemlerden biri en küçük kareler yöntemi ile harmonik analiz yakla ımıdır. Bu yöntem için çok uzun süreli (birkaç hafta-birkaç ay) ölçüm gereklidir. Bunun yanında geleneksel harmonik yöntemlerin astronomik etkilere ba lı oldu u unutulmamalıdır. Oysaki gelgit ölçerler kayıtlarında hem astronomik hem de astronomik olmayan etkileler de bulunabilir. Bu nedenle çalı mada, simülasyonlarda elde edilen olası tsunami varı zamanlarına göre gelgit ölçerlerin almı oldukları 2 günlük kayıtlar incelenmi ve kayıtlardaki yüksek peryodlu gelgit etkisi için MATLAB ile 4. dereceden polinom fonksiyonu hesaplanmı (ekil 3a) ve bu fonksiyon tüm kayıttan çıkartılarak tsunami dalgasına ait kayıt elde edilmi tir (ekil 3b). Simulasyondan elde edilen kayıt ile filtrelenmemi tsunami kaydını da içeren dalga yayılımları aynı eksen de örtü mezler (ekil 3c). En uygun uydurulan polinomun toplam kayıttan çıkartılması ile simülasyonlarda elde edilen kayıtlar bu durumda aynı eksen de erlendirilebilir duruma getirilir. Sonraki a amada tüm kayıda ait fourier dönü ümü yapılmı (ekil 3d) ve yüksek geçi li ve alçak geçi li filtre aralıkları belirlenmeye çalı ılmı tır (ekil 3d). En son a amada ise fourier serisinden yararlanarak tsunami kayıtlarının olabilece i aralık belirlenmi ve bu aralıklar için yüksek ve alçak geçi li filtreler uygulanarak simulasyon ve gerçek zamanlı ölçümler kar ıla tırılmı tır (ekil 3e). ekil 3'de verilen örnek, Arica (ili) gelgit ölçer istasyonuna ait filtreleme a amalarını ve depreme ait tsunami simülasyonu ile tsunami ölçümünün

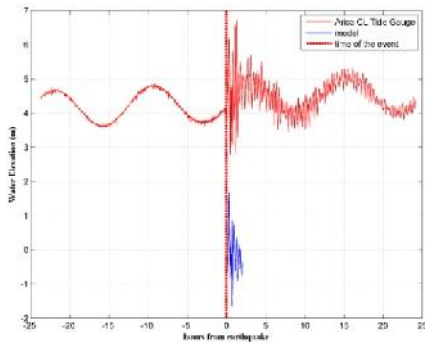
kararlaştırılması göstermektedir. Ekil 4’de ise diğer gelgit ölçer istasyonlarına ait simülasyon ve gerçek zamanlı tsunami yüksekliklerinin karşılaştırılması görülmektedir.



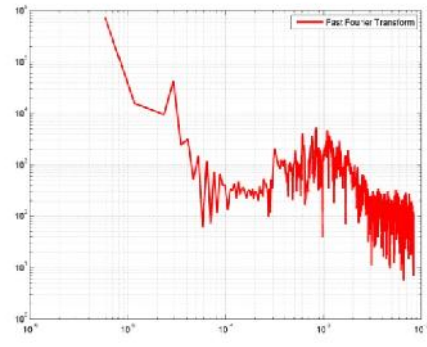
(a)



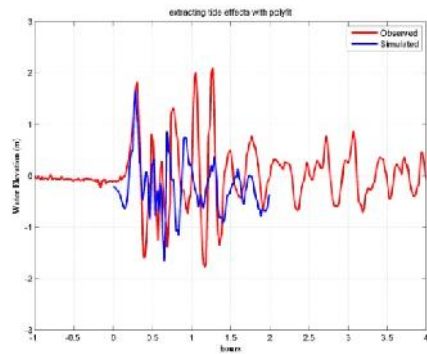
(b)



(c)

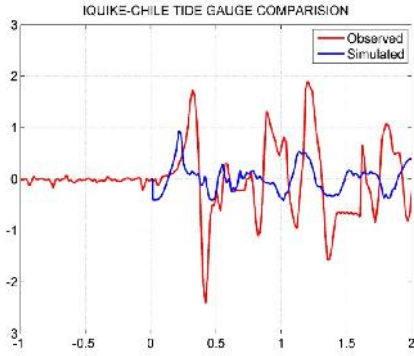


(d)

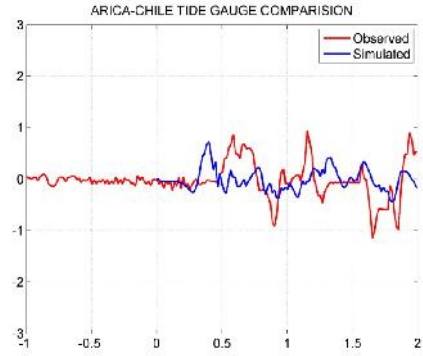


(e)

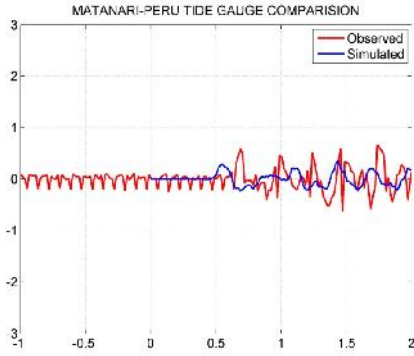
Ekil 3. Gelgit ölçer kayıtlarında ölçülen tsunami dalgası filtreleme amaçları



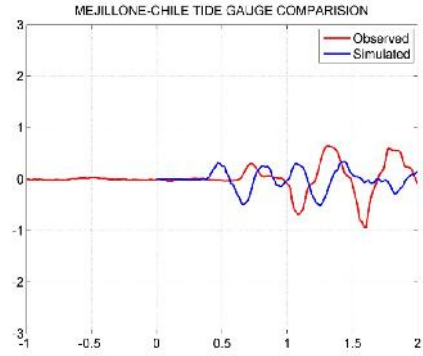
(a)



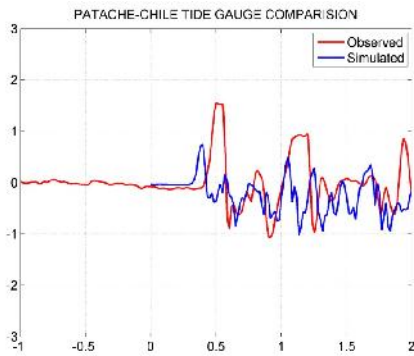
(b)



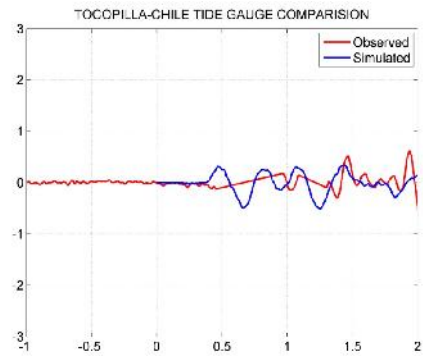
(c)



(d)



(e)



(f)

Şekil 4. Iquike (a), Arica (b), Matanari (c), Mejillone (d) Patache (e), Tocopilla (f) gelgit ölçer istasyonlarının 11 Nisan 2014 yılı depremi tsunami simülasyon ve filtreleme işlemlerinden sonra tsunami ölçüm kayıtlarının karşılaştırılması.

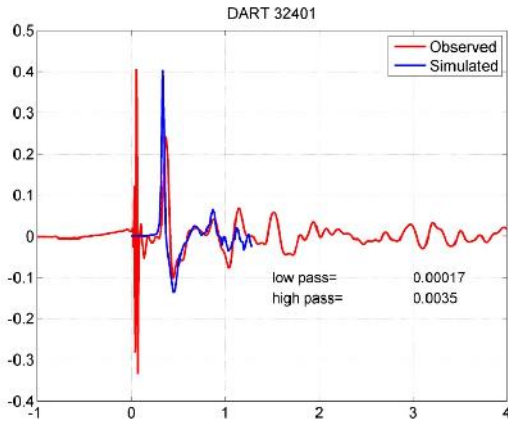
Filtreleme işlemleri sonucunda elde edilen dalga yayılımlarından Iquike ve Pisagua istasyonlarının sonuçları NGDC (2014) ölçüm sonuçları ile karşılaştırıldığında oldukça tutarlı değerler elde edilmiştir. Tsunamiye ait NGDC (2014) ölçüm sonuçlarına göre sırasıyla Pisagua ve Iquike’de ölçülen maksimum tsunami yükseklikleri 2.12 m ve 1.8 m’dir. Bu çalışmada elde edilen değerler Pisagua için 1.8 m, Arica için ise 1 m civarındadır. Özellikle Pisagua istasyonunda elde edilen sonuç ölçülen değerler ile uyumlu bulunmuştur. Diğer istasyonlarda

ise Pisagua kadar iyi sonuç elde edilememiştir. Bunun nedeninin Pisagua istasyonunun dışı merkeze ve maksimum başlangıç dalga yüksekliğinin hesaplandığı alana daha yakın olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Bir diğer neden ise diğer istasyonların uzakta ve liman içinde bulunmasından kaynaklanabilir. Bu tür konumlardaki istasyonlardaki ölçümler daha detaylı batimetri verisi ile irdelenmelidir. Bazı istasyonlarda maksimum yükseklik ve varış zamanlarındaki uyumsuzluğun en önemli nedenlerinden biri homojen kırılma modeli ile tsunami simülasyonu yapılmasıdır. Bu tür modeller; en hızlı bir biçimde depremin hemen ardından kıyılarda oluşabilecek tsunami dalga yüksekliklerini belirlemek için kullanılır. Daha detaylı ve doğru tsunami yüksekliği hesaplamak için sonlu fay modelleri (Uluta, 2013) kullanılmalıdır. Ancak dış merkez ve büyüklük depremin hemen ardından belirlenmesine karşılık sonlu fay modelini oluşturacak diğer parametrelerin hesaplanması zaman aldığından erken uyarı sistemlerinde kullanılamamaktadır. Bu çalışmada depremin hemen ardından ilksel parametreler kullanılarak tsunami yükseklikleri belirlenmeye çalışıldığından sonuçların daha detaylı fay modelleri ile karşılaştırılması gereklidir.

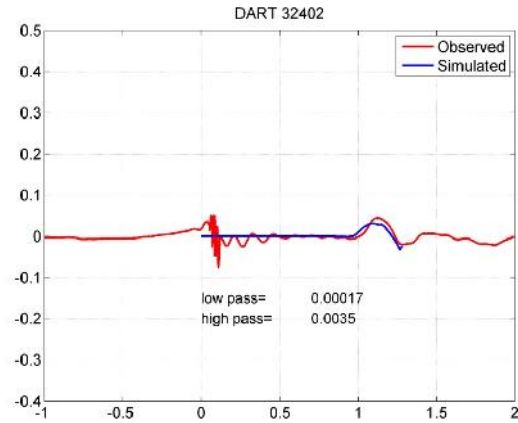
Çalışmanın sonraki aşamasında 1 Nisan 2014 ($M_w:8.2$) lili depreminin tsunami simülasyonu daha geniş bir alan için 1 dakika hesaplama grid aralığı kullanılarak yapılmıştır. Elde edilen bu simülasyon sonuçları; DART 32401, DART 32402 ve DART 32412 numaralı derin okyanus tsunami ölçer kayıtları ile karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmaları yapabilmek için yukarıda detayları anlatılan filtreleme amaçları derin okyanus tsunami ölçer kayıtlarına da uygulanmıştır. Özellikle DART 32401 ve DART 32402 istasyonlarının kayıtları ile tsunami simülasyon sonuçları neredeyse tamamen örtüşmektedir. Her iki istasyona tsunami varış zamanları da büyük bir duyarlılıkla hesaplanmıştır. DART 32412 istasyonunun ölçümleri ile tsunami dalga varış ve yükseklikleri tam olarak karşılamamaktadır. Karşılaştırmaların 0.05 m yükseklik için yapıldığı düşünüldüğünde bu hata payı makul bir hata payıdır.

5. SONUÇLAR ve TARTIŞMA

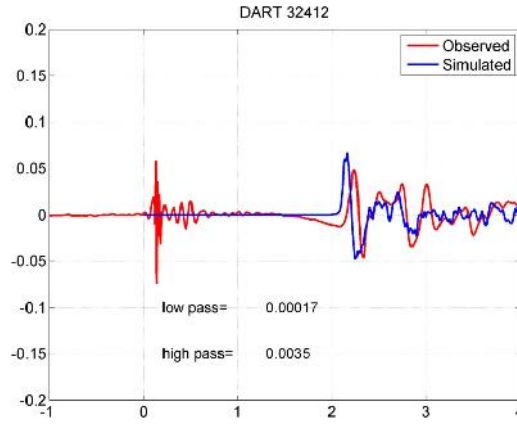
Bu çalışmada 1 Nisan 2014 ($M_w:8.2$) lili depreminin tsunami simülasyonu depremin kaynak parametreleri ve odak mekanizması çözümünden yararlanılarak hesaplanmıştır ve tsunami dalgalarının filtreleme yöntemleri ile belirlenmesi için örnek simülasyon olarak kullanılmıştır. Hesaplanan simülasyonların gelgit ölçer ve derin okyanus tsunami ölçer kayıtları ile karşılaştırılabilmesi için her bir ölçüme; MATLAB programı ile hazırlanmış filtreleme işlemi uygulanmıştır. Tsunami dalgalarının okyanus kıyı ve açıklarında kurulu aletlerin kayıtlarından belirlenmesi için en önemli işlem gelgitlerin ve rüzgâr dalgalarının doğru bir biçimde analizi ve tahmin edilmesidir. Bu nedenle filtreleme işlemi kayıtlardaki yüksek periyodlu gelgit etkisini ve düşük periyodlu deniz ve rüzgâr dalgası etkisini yok etmek ve tsunami dalgalarını ortaya çıkarmak amacıyla yapılmıştır. Kayıtlardaki gelgit etkisi geleneksel harmonik analiz yaklaşımı yerine; yüksek periyodlu etkinin polinomal yaklaşımla hesaplanarak kayıtlardan çıkartılması hesabına dayandırılmıştır. Bu yaklaşım ile ölçülerdeki yüksek periyod etkisi hızlı ve kolay bir biçimde filtrelenmiştir. Polinomal dalga denklemi kurularak kayıtlardan gelgit dalgalarının çıkarılmasının yeterli olmadığı durumlarda yüksek frekans geçişli filtreler kullanılmıştır. Rüzgâr dalgalarının etkisini gidermek için de düşük frekans geçişli filtre etkileri kullanılmıştır. Yüksek geçişli filtreleme için kesme frekansı 0,00010-0,00030 Hz ve düşük geçişli filtreleme için kesme frekansı 0.0020-0.0040 Hz arasında kullanılmıştır. Bu işlemlerde 3. veya 4. dereceden Butterworth filtre yaklaşımı, en uygun filtreleme yaklaşımını göstermiştir. MATLAB tabanlı yazılan kod; bir depremin hemen ardından hesaplanan tsunami simülasyonları ile anlık tsunami ölçümlerinin karşılaştırılmasına imkân vermekte ve bu yönü ile kıyılarda oluşabilecek tsunami yüksekliklerinin daha doğru ve hızlı bir biçimde tahmin edilmesini sağlamaktadır.



(a)



(b)



(c)

ekil 5. DART 32401(a), DART 32402 (b), DART 32412 (c), numaralı derin okyanus ölçer kayıtlarının tsunami simülasyonu ile karşılaştırılmaları

KAYNAKLAR

Annunziato, A. (2007). The Tsunami Assessment Modelling System by the Joint Research Center, *Science of Tsunami Hazards*, 26, 70-92.

Gica, E., M.C. Spillane, V.V. Titov, C.D. Chamberlin and J.C. Newman (2008). Development of the forecast propagation database for NOAA's short-term inundation forecast for tsunamis (SIFT), NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-139, Pacific Marine Environmental Laboratory, Seattle, WA.

Greenslade, D. J., Annunziato, A., Babeyko, A., Burbidge, D. R., Ellguth, E., Horspool, N., Srinivasa Kumar, T., Kumar, C. P., Moore, C. W., Rakowsky, N., Riedlinger, T., Ruangrassamee, A., Srivihok, P., Titov, V. V. (2014). An assessment of the diversity in scenario-based tsunami forecasts for the Indian Ocean. *Continental Shelf Research* 79:36-45.

Gonzalez, F.I., Bernard, E.N., Meinig, Ebel, M.C., Mofjeld, H.O., Stalin, S. (2005). The NTHMP tsunameter network. *Natural Hazards* 35 25–39, <http://dx.doi.org/10.1007/s11069-004-2402-4>.

IOC (Intergovernmental Oceanic Commission-IOC) (2015). Sea Level Station Monitoring Facility, <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/list.php> (accessed in 2014)

Leonard, M. (2006). Analysis of tide gauge records from the December 2004 Indian Ocean tsunami, *Geophysical Research Letters* 33, L17602, doi:10.1029/2006GL026552.

Mader, C. (1988). Numerical Modeling of Water Waves. University of California Press, Berkeley, California, p. 206.

Mader, C. (2001). Modelling the Lisbon Tsunami. *Science of Tsunami Hazards* 19, 93– 116.

NGDC (National Geophysical Data Center) (2014). Recent and significant tsunami events. <<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/recenttsunamis.shtml>> (accessed in 2014).

NOAA-NDBC (National Oceanic and Atmospheric Administration-National Data Buoy Center) (2015). Deep Ocean Assessment and Reporting of Tsunamis, <http://www.ndbc.noaa.gov/dart/dart.shtml>, erişim: 05.08.2015

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, 1135–1154.

PMEL-NOAA (Pacific Marine Environmental Laboratory-National Oceanic and Atmospheric Administration) (2015). Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis <<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/DARTData.shtml>> (accessed in 2015).

Synolakis, C., Liu, P.L.-F., Carrier, G and Yeh, H. (1997). Tsunamigenic seafloor deformations. *Science*, 278, 598-600.

Titov, V.V. (2009). Tsunami measurements. In: Bernard, E.N. and Robinson, A.R. (eds.), *Tsunamis-The Sea*, Volume 15. Cambridge, Massachusetts: Harvard University, 371–400.

Titov, V.V., Gonzalez, F.I., Bernard, E.N., Mofjeld, H.O., Newman, J.C., and Venturato, A.J. (2005). Real-time tsunami forecasting: challenges and solutions. *Natural Hazards* 35(1), 35–41.

Ulutas, E., Inan, A., Annunziato, A. (2012). Web-based Tsunami Early Warning System: a case study of the 2010 Kepulauan Mentawai Earthquake and Tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12, 1855-1871, doi:10.5194/nhess-12-1-2012.

Uluta, E. (2013). Comparison of the seafloor displacement from uniform and non-uniform slip models on tsunami simulation of the 2011 Tohoku–Oki earthquake, *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 568-585, doi:10.1016/j.jseaes.2012.11.007.

USGS, U.S. Geological Survey, 2015, Magnitude 8.2 - 94km NW of Iquique, Chile, available from: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000nzvd#general_summary, last access: 07 August 2015

Wells, D.L. and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84:3, 974–1002.

Yolsal, S., Taymaz, T., Yalciner, A.C. (2007). Understanding tsunamis, potential source regions and tsunami prone mechanisms in the Eastern Mediterranean. The Geodynamics of the Aegean and Anatolia, *Special Publication: Geological Society*, London, 291, 201–230.