

168992

T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE İŞLETMECİLİĞİ ENSTİTUSÜ

MARMARA DENİZİ'NDE TSUNAMİ TEHLİKESİNİN
DEĞERLENDİRMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeodezi ve Fotogrametri Müh. Hasan ABALI
Denizel Çevre Ana Bilim Dalı

Danışman
Doc. Dr. Cem GAZİOĞLU

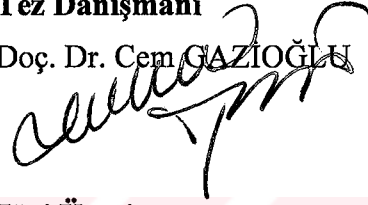
Kasım, 2005

T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE İŞLETMECİLİĞİ ENSTİTÜSÜ

HASAN ABALI tarafından hazırlanmış ve sunulmuş bu tez KIYI MÜHENDİSLİĞİ Bilim Dalında YÜKSEK LİSANS Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Danışmanı

Doç. Dr. Cem GAZİOĞLU



Jüri Üyesi

Prof. Dr. Ertuğrul DOĞAN

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Bedri ALPAR

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Kurultay ÖZTÜRK

Jüri Üyesi

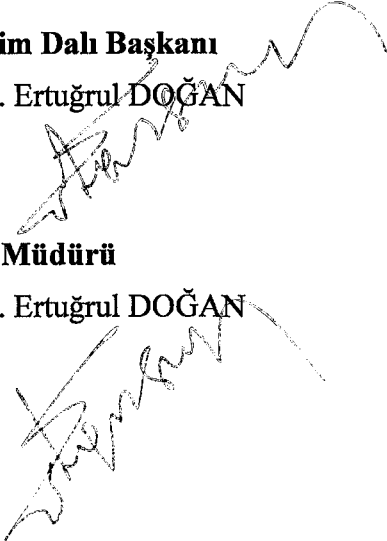
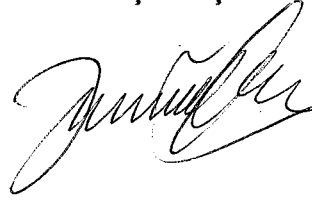
Y. Doç. Dr. Şinasi KAYA

Ana Bilim Dalı Başkanı

Prof. Dr. Ertuğrul DOĞAN

Enstitü Müdürü

Prof. Dr. Ertuğrul DOĞAN



İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ	i
ÖZET	ii
ABSTRACT.....	iii
TABLO LİSTESİ.....	iv
ŞEKİL LİSTESİ	v
SİMGE LİSTESİ.....	viii
KISALTMA LİSTESİ	ix
I. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amaç ve Kapsamı.....	1
2.1 Uzaktan Algılamanın Temelleri.....	4
2.1.1 Elektromagnetik Enerji	4
2.1.2 Elektromagnetik Spektrum	5
2.1.3 Atmosferik Etkenler.....	5
2.1.4 Cisimlerin Spektral Özellikleri	6
2.2 Dijital Görüntü ve Dijital Görüntü İşleme Yöntemleri.....	7
2.2.1 Dijital Görüntü.....	7
2.2.1.1 Çözünürlük.....	9
2.2.1.2 Dijital Görüntü Çeşitleri	10
2.2.3. Rektifikasyon	12
2.2.4 Dijital Görüntünün Sınıflandırılması.....	14
2.2.3.1 Kontrolsüz Sınıflandırma.....	14
2.2.3.2 Kontrollü Sınıflandırma.....	15
2.3 Uydu Sistemleri	16

2.3.1 Landsat Uydu Sistemi	18
2.3.2 Spot Uydu Sistemi	18
2.3.3 Diğer Uzaktan Algılama Uyduları	20
III. TSUNAMİ DALGALARI	21
3.1 Dalga Nedir? Nasıl Oluşur?	21
3.2 Tsunami Nedir?	22
3.3 Tsunami Dalgalarının Diğer Dalgalardan Farkı	22
3.3 Tsunami Dalgalarının Oluşumu ve Hareketi	25
3.4. Tsunami Dalgasının Aşamaları	26
3.5. Tsunami Dalgalarının İlerleme Hızları ve Sığılaşma Etkisi	26
3.6 Tarihte Tsunami Olayları	28
3.6.1 Dünyada Tsunami Olayları	28
3.6.2 Türkiye ve Yakın Çevresindeki Tsunami Olayları	30
3.6.3 Marmara Denizi'nde Tsunami Olayları	34
VI. MARMARA DENİZİ'NİN BATİMETRİSİ	37
4.1 Batimetri Tanımı	37
4.2 Batimetrinin Dalga Karakteristikleri ile İlişkisi	37
4.3. Marmara Denizi'nin Batimetri Özellikleri	38
4.4. Marmara Denizi'nde Tsunami Dalgası Oluşum Potansiyeli	39
V. MARMARA DENİZİ'NİN YAPISI	42
5.1 Güncel Verilere Göre Marmara Denizi'nin Aktif Tektonik Yapısı	42
5.2 Marmara Denizi'nin Jeomorfolojisi	43
5.3. Marmara Denizi Yer Şekillerinin Boyutları	44
5.4 Deniz Altı Kanyonları ve Heyelanlar	47

VI. UYGULAMA	49
6.1 Uygulama Alanı ve Tanıtımı	49
6.2 Çalışmada Kullanılan Veriler	51
6.2.1 Baz Alınan Modelleme ve Özellikleri:	51
6.2.2 Kullanılan Uzaktan Algılama Görüntüleri ve Görüntü İşleme Yöntemleri.....	55
6.3 Tsunami Dalgalarının Etki Alanlarının Modellemeye Göre Belirlenmesi	59
6.4 Tsunami Dalgaların Tehlike Alanları	71
6.5 Uydu verilerinin Sınıflandırması ve Sonuçları:	74
6.6 Sonuçlar ve Öneriler	78
KAYNAKLAR	81
ÖZGEÇMİŞ	86

ÖNSÖZ

İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Denizel Çevre Anabilim Dalı, Kıyı Mühendisliği Bilim Dalında gerçekleştirilen bu yüksek lisans çalışmasında Marmara Denizi'nde Tsunami Tehlikesi değerlendirilecektir. Bu değerlendirme için günümüzde önem kazanan ve geniş alanlarda ve sürekli algılama yapma özelliği ile birçok doğal afete karşı önceden plan yapılmasında, risk bölgelerinin belirlenmesinde, sonuçların izlenmesinde vazgeçilmez bir kaynak olan uzaktan algılama teknikleri kullanıldı. Marmara Denizi kıyılarının olası bir deprem ve akabinde oluşabilecek tsunami dalgaları için uluslararası alanda kullanılan bir model yardımı ile bir senaryo geliştirilmiş ve risk alanları belirlenmiştir. Bu çalışmada aynı zamanda Uzaktan Algılama'nın temelleri, tsunami dalgalarının özellikleri ve Marmara Denizi'nin özelliklerinden kısaca bahsedilmiştir.

Bu çalışmada yüksek lisansa başından sonuna kadar her zaman, her konuda gerek derslerimde gerekse araştırmalarımda yüksek lisansımın her aşamasında hatta yüksek lisansa başlama kararımda dahi bana destek ve yardımcı olan danışman hocam Doç. Dr. Cem GAZİOĞLU'na,

Tezimin durumunu her aşamada yakın ilgi gösteren ve moral veren değerli hocam ve aynı zamanda enstitümüz Müdürü Prof. Dr. Ertuğrul DOĞAN'a, tezimde kullandığım model hakkında destek olan hocam Prof. Dr. Bedri ALPAR'a, aynı zamanda Enstitü Sekreteri sayın Zeki Yaşar YÜCEL ve tanışma fırsatı bulamasam da yayınlarında çok bilgi aldığım ve faydalandığım Doç. Dr. Ahmet Cevdet YALÇINER ve Prof. Dr. Yıldız ALTINOK'a, uzaktan Algılama bilimine ilgi duymamda ve bu alanda çalışmamda etkili olan Sayın Prof. Dr. Filiz Sunar ERBEK'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca tez çalışmasında İstanbul'da bana her konuda yardımcı olan çok değerli arkadaşlarım, Müh. Mehmet MERAL, Şehir Plancı Selim, Yük. Müh. Atilla YARDIMCI ve Müh. G. Burak ÇETİN'e ve Denizli'de desteklerini esirgemeyen Bağbaşı Belediye Başkanı Osman YÜKSEKTEPE ve imar müdürü Mesut ÇAĞ başta olmak üzere tüm belediye çalışanlarına çok teşekkür ediyorum. Ayrıca maddi-manevi her zaman desteklerini esirgemeyen sevgili annem Hanife ABALI, babam Osman ABALI ve her zaman yanımda olan değerli eşim Sibel EFE'ye sonsuz teşekkürü bir borç bilirim.

ÖZET

“Marmara Denizi Kıyılarının Tsunami Tehlikesinin Değerlendirmesi” adlı bu çalışmada daha önce sadece İstanbul için yapılan değerlendirme genişletilerek tüm Marmara Denizi için uygulanmıştır. Tez içinde kullanılan model aslında Marmara Denizi'nin doğusu için geliştirilmiş bir model olmasına rağmen bu araştırma kapsamında Marmara Denizi'nin tamamına genellenmiş ve oluşabilecek hasarın en büyük değerlerine bir yaklaşımda bulunulmuştur. Son yıllarda yapılan yerbilimsel araştırmaların genel sonucuna göre, Kuzey Anadolu Fayının doğrultu atımlı bir fay özelliği taşıması nedeni ile kendisinin Marmara Denizi içinde yıkıcı bir Tsunami Dalgası oluşturması mümkün görülmemektedir. Marmara Denizi kıyılarını etkileyebilecek ve geniş çaplı yıkıma neden olabilecek tsunami dalgasının ancak olası sismik faaliyet sonrası harekete geçebilecek denizaltı heyelanları veya çamur akması gibi ikincil etkiler ile oluşması beklenmektedir.

Son yıllardaki Uzaktan Algılama teknolojileri kullanılarak gerçekleştirilen pek çok araştırmada uydu görüntüleri kullanılarak geniş alanlarda ve sürekli algılama yaparak doğal afetlere karşı önceden planlar yapma ve senaryolar hazırlama, risk bölgeleri belirleme ve sonuçların izlenmesi şeklinde olan üç afet yönetimi adımı vazgeçilmez bir kaynak olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu çalışmada Uzaktan Algılama'nın temelleri, tsunami dalgaları ve özellikleri ile Marmara Denizi'nin tektonik yapısından ve jeomorfolojik özelliklerinden kısaca bahsedilmiştir. Özellikle 1999 yılında meydana gelen İzmit depreminde tsunami dalgası gelişimi ve etkisi üzerine yapılan ayrıntılı çalışmalarda 2.6m.'ye kadar tsunami dalgalarının oluşabileceği belirlenmiştir. Oluşacak dalgaların Marmara Denizi kıyılarına birkaç dakikada ulaşabileceğini ve önemli maddi hasarlara neden olabileceği ifade edilmektedir. Tarihte 6 m.'yi bulan tsunami dalgalarının olduğu yerbilimciler tarafından öne sürülmektedir. Buna göre, uluslararası kabul gören ve kıyı yerleşimine göre değişen metotlar ve modeller kullanılarak, tüm Marmara Denizi kıyılarında tsunami dalgalarının basması, uzaktan algılama verileri ve sayısal arazi modeli kullanılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Bu haritalar olası bir tsunami dalgası sonrası kıyı bölgelerindeki zararların azaltılması, geleceğe dönük yapılan kullanım planların hazırlanmasında kullanılabilir.

ABSTRACT

In this study called ‘Tsunami Danger Evaluation of Marmara Sea Coasts’, previous evaluation done just for Istanbul is extended and done for whole Marmara Sea coasts. Although the model used, was developed for East of Marmara Sea, in this thesis, this model is generalized for whole Marmara Sea and maximum destruction is tried to estimate. As a general result of the recent geological studies, there is no possibility of a destructive tsunami wave existence, since North Anatolian Fault is a strike-slip fault. On the other hand, a tsunami wave, that can effect Marmara Sea Coasts and cause a big-sized destruction, may occur as a result of secondary effects such as sub-sea landslides caused by possible seismic activities and mud flow.

In many recent developed studies, in which Remote Sensing Technologies is used, a three step analyze method has been an inevitable source for us. These three steps are: to make prior plans and scenarios against natural disasters by using remote sensing images in wide areas and making continuous sensing, assigning risk zones and monitoring results. In this study, basics of remote sensing, tsunami waves, tectonic structure and geomorphologic features of Marmara Sea are briefly mentioned. Especially in detailed studies done after 1999 İzmit Earthquake over tsunami wave development and its effects, it is stated that tsunami waves can reach to 2,6 m height. In these studies it is also stated that the formed waves due to tsunami can reach to coast in a few minutes and can cause to important economic damage. In history it is stated by geologists that tsunami waves could reach to 6m height. In this study, it is tried to determine tsunami effects on Marmara Sea Coasts by using international chancing methods and models simultaneously by using remote sensing data and digital terrain models. These maps may be used in a possible tsunami wave occurrence and reduction of economic loss at coastal zones.

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 1.	Uygulamada kullanılacak uydu görüntü verilerinde uygun uzaysal çözünürlüğün seçilmesinde göz önüne alınacak özellikler.....	10
Tablo 2:	Landsat -TM ve Landsat -ETM+ 'in özellikleri	19
Tablo 3.	Türkiye Kıyılarında veya yakınlarında meydana gelmiş olan tsunami dalgalarının sadece Marmara Denizi'ni Etkileyen kısmı.....	31
Tablo 4.	Landsat 180-32 Sınıflandırılmış Görüntüsünün Alansal Bilgileri.....	76
Tablo 5.	Landsat 181-32 Sınıflandırılmış Görüntüsünün Alansal Bilgileri.....	77
Tablo 6.	Sınıflandırılma Sonucu Su Basan bölgelerin Toplam Alanları ve Yüzdeleri.....	78

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.	Çeşitli cisimlere ait yansıtım eğrileri	7
Şekil 2.	Görüntü elemanı (Piksel)	8
Şekil 3.	Doğal renkli görüntüler	12
Şekil 4.	Yanlış renkli görüntü	12
Şekil 5.	En yakın komşu yöntemi	13
Şekil 6.	Bilineer enterpolasyon yöntemi	13
Şekil 7.	Kübik katlanma yöntemi	13
Şekil 8.	Kontrolsüz sınıflandırma	16
Şekil 9.	Kontrollü sınıflandırma	16
Şekil 10.	Sumatra Depreminde oluşan tsunami dalgasının gel-git ölçüm aleti kayıtları	24
Şekil 11.	Tsunami Dalgası Oluşumu	25
Şekil 12.	Kıyıya doğru ilerleyen ve sığlaşan bir dalgadaki değişimler (Pinet, 1998)	27
Şekil 13.	Marmara Denizi Tsunami Olayları	34
Şekil 14.	Marmara Denizi Batimetri Modeli.	39
Şekil 15.	Marmara Denizi'nin Aktif Faylanma ve Bölgesel Depremselliğinin batimetri ile gösterimi.	50
Şekil 16.	Tsunami dalga yüksekliği- Maksimum su basma mesafesi grafiği	54
Şekil 17.	Landsat TM 180_32 doğal renkli görüntü (3,2,1)	55
Şekil 18.	Landsat TM 181_32 doğal renkli görüntü (3,2,1)	56
Şekil 19.	Landsat 180_32 pankromatik görüntü	57
Şekil 20.	Haliç Landsat TM görüntüsü	57
Şekil 21.	Haliç Landsat Pan görüntüsü	57
Şekil 22.	SAM'nin üretiminde kullanılan farklı veri kaynaklarının alanlar.	58

Şekil 23.	Görüntü indeksi.....	59
Şekil 24.	Görüntü indeksi numaralandırması.....	59
Şekil 25.	Subset yapılmış uydu görüntülerinin tamamı	60
Şekil 26.	Görüntü 1	60
Şekil 27.	Görüntü 2	61
Şekil 28.	Görüntü 3	61
Şekil 29.	Görüntü 4	62
Şekil 30.	Görüntü 5	62
Şekil 31.	Görüntü 6	63
Şekil 32.	Görüntü 7	63
Şekil 33.	Görüntü 8 (Pankromatik görüntü).....	64
Şekil 34.	Görüntü 9(Pankromatik görüntü).....	64
Şekil 35.	Görüntü 10(Pankromatik görüntü).....	65
Şekil 36.	Görüntü 11	66
Şekil 37.	Görüntü 12	66
Şekil 38.	Görüntü 13	67
Şekil 39.	Görüntü 14	67
Şekil 40.	Görüntü 15	68
Şekil 41.	Görüntü 16	68
Şekil 42.	Görüntü 17	69
Şekil 43.	Görüntü 18	69
Şekil 44.	Görüntü 19	70
Şekil 45.	Görüntü 20	70
Şekil 46.	Görüntü 21	71

Şekil 47.	Landsat Görüntüleri üzerinde ilgili alanlar	74
Şekil 48.	Landsat 180-32 Sınıflandırılmış Görüntüsü	76
Şekil 49.	Landsat 181-32 Sınıflandırılmış Görüntüsü	77



SİMGE LİSTESİ

Hz	: Hertz
λ	: Dalga uzunluğu
f	: Frekansı
°K	: Kelvin
°C	: Celsius
c	: Işık hızı
C_p	: Uzun Dalgaların İlerleme Hızı
g	: Yerçekimi ivmesi
h	: Su derinliği
µm	: Mikro Metre
m	: Metre
km	: Kilometre
°	: Derece
Sn	: Saniye
Sa	: Saat
X_{max}	: Tsunamiden dolayı gelen maksimum su baskını mesafesi(Run-up)

KISALTMA LİSTESİ

- KAF** : Kuzey Anadolu Fayı
- SAM** : Sayısal Arazi Modeli
- GIS** : Geographic Information System
- CBS** : Coğrafi Bilgi Sistemi
- GPS** : Global Positioning System
- UTM** : Universal Transverse Mercator
- USGS** : United States Geological Survey
- MSS** : Multi Spectral Scanner
- ETM+** : Enhanced Thematic Mapper Plus
- TM** : Thematic Mapper
- PAN** : Pankromatik (Siyah-Beyaz görüntü)
- AGA** : Anlık Görüş Alanı
- IR** : Infrared (Kızıl ötesi)
- NASA** :U.S. National Aeronautics and Space Administration
- SPOT** : Satellite Probatoire pour L'Observation de la Terre
- CNES** : Centre National d'Etudes Spatiales
- HRV** : High Resolution Visible
- KOH** :Karesel Ortalama Hata
- KB** : Kuzey Batı
- GD** : Güney Doğu
- AOI** : İlgilenilen alan (Area of Interest)

I. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amaç ve Kapsamı

Marmara Bölgemizde yaşanan ve etkileri daha yıllarca sürecek, 17 Ağustos ve 12 Kasım depremleri toplum olarak bu türden felaketlere ne kadar hazır olduğumuzu ve nelerin eksik olduğunu bize göstermiştir.

Deprem sonrası Marmara Denizi'nin benzersiz jeomorfolojik ve tektonik özelliklerinin incelenmesi gerekliliği ortaya çıkmıştır. Gerçekleştirilen pek çok çalışma ile Marmara Denizi Dünyanın jeolojik ve jeofizik özellikleri iyi bilinen denizlerinden biri haline gelmiştir. Deprem sonrası felaketin boyutları ve tektonik özelliklerin mekanizması araştırılırken, İzmit Körfezi içinde Tsunami Dalgasının oluşumu üzerine araştırmalar yapılmıştır (Imamura vd., 1999; Öztürk, vd., 2000; Altınok vd., 2000; Yalçiner, vd., 2002; Gökaşan vd., 2002; Alpar, vd., 2003; Hébert vd., 2005s). Bu çalışmaların genel değerlendirmesi bizlere, İzmit Körfezi gibi yerel, göreceli sınırlı ve küçük havzalarda bile, etkisi az bile olsa Tsunami Dalgasının meydana gelebileceğini göstermiştir. 2004 yılının son günlerinde Asya' da meydana gelen Sumatra Depremi sonrası meydana gelen tsunami dalgası felaketi, Marmara Denizi'nin tektonik özelliklerinin tekrar hatırlanmasına neden olmuştur. Marmara Denizi'nde yakın bir gelecekte şiddetli bir deprem beklenmektedir. Kıyılarda yapılan pek çok araştırma sonuçlarına göre tarihte tsunami dalgalarının olduğu yazılı olarak ve arazide kanıtları bulunmuştur. Son yıllarda yapılan çalışmalar ile Marmara Denizi kıyılarında en fazla 6 metreyi bulabilecek tsunami dalgalarının oluşabileceğine dair bilgilere de ulaşılmıştır(Yalçiner, vd., 2002).

Marmara Bölgesi'nin tektonik özellikleri, afet yönetimi ve risk analizi gibi güncel kavramların, felaketlerin etkilerini azaltmak ve gerekli önlemleri almak amacıyla kullanılmalarında büyük önem kazanmıştır. Bunu yapabilmek için öncelikle risk altındaki yerler belirlenmeli, var olan ulusal kaynakların envanteri çıkartılmalı ve güncel teknolojilerle pratik öneriler sunulmalıdır. Riskin en aza indirilmesi için, tehlikelerin ve bu tehlikelere olan

duyarlılığın belirlenmesi, mevcut risklerin derecelendirilmesi ve risk önemine göre hazırlık planlarının yapılması gerekir. Bu hazırlık planlarının içerisine erken uyarı sistemlerinin kurulması, halkın bilinçlendirilmesi, afet bilgi sistemlerinin kurulması gibi çalışmalar girer. Başta risk azaltıcı planların yapılması için, geçmişteki ve günümüzdeki verilerin entegrasyonu ve gelişmelere göre bu verilerin güncellenmesi gereklidir.

Yukarıda ifade edildiği gibi afet yönetiminde önceden belirlenen risklerin değerlendirilmesi, bunlara yönelik zarar azaltma ve hazırlık çalışmalarının yapılmasında bütünleşik bir bilgi sisteminin kurulmasının önemi büyüktür. Bu bilgi sistemleri coğrafi bilgi sistemleri, uydu verileri, jeofizik veriler (sismik veriler, diri fay veri tabanı, paleosismoloji bilgi alt yapısı) ve coğrafi olmayan (bina özellikleri bilgisi, nüfus bilgisi) verilerin bir araya gelmesiyle oluşturulan veri tabanı yönetim sistemleridir.

Son yıllarda ortaya çıkan ve mekansal verilerin toplanması, işlenmesi, analizi, sunulması ve yönetiminden sorumlu olan Geomatik Mühendisliği (Geomatic Sciences-Engineering), tanımı gereği çok geniş alt bilim dallarına sahiptir (GIS: Geographic Information Systems; CBS: Coğrafi Bilgi Sistemleri), Uzaktan Algılama, Küresel Konumlandırma Sistemleri (GPS: Global Positioning Systems), Jeofizik, Kartografya, Klimatoloji, Ölçme, vb.). Geçmişteki verilerin ve haritaların sayısal hale getirilmesi, bunu yaparken Kartografya başta olmak üzere Jeodezi ve Fotogrametri biliminden ve bu bilimin alt bilim dallarından faydalanılabilir. Günümüzdeki veriler için ölçme teknikleri ve GPS ile daha hassas konumsal doğruluğa ulaşılabilmektedir. Geomatik Mühendisliği, risk analizinde ve afet yönetiminde sağladığı geniş spektrumlu çalışma imkanı ile hassas ve doğru değerlendirme imkanını karar verici makamlara sunmaktadır. Geomatik Mühendisliğinin afet yönetiminde kullandığı en önemli veri kaynağı, güncel veri ile referanslandırılmış uydu görüntüleridir. Bu referanslı uydu verileri, sadece risk analizi ve afet yönetiminde değil, aynı zamanda planlama, tarım ekonomisi, savunma, ormancılık, çevre bilimleri, v.b. farklı alanlardaki uygulamalarda yoğun olarak kullanılmaktadır. Bunlara ek olarak diğer bilim dallarındaki örneğin; Jeofizik, Jeoloji, Jeomorfoloji, v.b. verilerin entegrasyonu ile afet yönetimi için bir Coğrafi Bilgi Sistemi oluşturulabilir ve tsunami dalgalarının oluşturacağı tehlike alanlarının modellenmesi

yapılabilir. Bu durumda da Geomatik mühendislerine çok iş düşmektedir. Birçok disiplinin beraber çalışması ile gerekli analizler yapıp, uygun çözümler sunulmalıdır. Uzaktan Algılama'nın yeryüzündeki çevresel değişimleri izlemekte ne kadar etkili olduğu son yıllarda gerçekleştirilen pek çok çalışma ile kanıtlanmıştır. Uydu görüntüleri, geniş alanlarda ve belli zaman aralıkları ile algılama yapma özelliği ile birçok doğal felakete karşı önceden planların yapılması ve afet senaryolarının hazırlanmasında, risk bölgelerinin belirlenmesinde, sonuçların izlenmesinde vazgeçilmez bir kaynaktır. Uzaktan Algılama, orman yangınları, su baskınları, deprem, erozyon gibi sebeplerle oluşan afetlerin gözlemlenmesinde etkili olarak kullanılabilir. Uzaktan Algılama yöntemi ile zarar gören alanların çok çabuk ve sık bir şekilde durum bilgilerinin güncellenmesi ve modellenmesi söz konusudur.

Dünyanın en aktif fay sistemlerinden biri olan Kuzey Anadolu Fay (KAF) sisteminin Marmara Bölgesindeki varlığı ve bu durumun bölgede yarattığı tektonik özellikler sonucu olarak Marmara Denizi kıyıları üzerinde büyük riskler söz konusudur. KAF'ın doğrultu atımlı bir fay özelliği taşıması nedeni ile tehlikeli Tsunami dalgalarının oluşması mümkün görünmemektedir. Fakat deprem sonrası oluşabilecek denizaltı heyelanları veya çamur akması gibi nedenlerle tsunami dalgalarının oluşması mümkün görünmektedir. Bölgenin depremselliğinden sonraki ikinci önemli afet ise Tsunami Dalgasının kıyılarda hasar yaratmasıdır. Bu çalışma kapsamında, geçmişte sadece Marmara Denizi'nin doğusu için üretilen modeller kullanılarak (Yalçiner vd., 2002; Alpar vd., 2003; Hébert, vd., 2005) tüm Marmara Denizi kıyıları için bir ön etki değerlendirmesi gerçekleştirilmiştir. Bu değerlendirme yapılırken de en yüksek ihtimallere göre işlemler yapılmıştır.

Bu çalışma içinde günümüzde artık her alanda yaygın olarak kullanılabilen, hızlı, güncel, ekonomik ve en önemlisi doğru-hassas değerlendirmeler sağlayan Uzaktan Algılama teknolojileri ve Sayısal Arazi Modeli (SAM) kullanılarak muhtemel Tsunami Dalgasının Marmara Denizi'nde etkileyeceği kıyı alanlarının jeomorfolojik ve arazi kullanım özelliklerine göre belirlenmesine çalışılmıştır.

II. UZAKTAN ALGILAMA VE DİJİTAL GÖRÜNTÜ İŞLEME

2.1 Uzaktan Algılamanın Temelleri

2.1.1 Elektromagnetik Enerji

Elektromagnetik enerji c ışık hızı ile harmonik dalgalar şeklinde hareket eden bütün enerji şekillerini kapsar. Harmonik dalgaların eşit ve periyodik bir şekilde olduklarını deyimlendirir. Görünen ışık elektromagnetik enerji şekillerinden ancak bir tanesidir. Radyo dalgaları, ısı, morötesi ve X-ışınları diğer şekilleridir. Bir dalga hareketinin iki tepe noktası arasındaki uzaklığına λ dalga uzunluğu ve birim zamanda bir noktadan geçen tepe noktası sayısına ise dalganın f frekansı denir.

Dalga hareketi için;

$$c=f \cdot \lambda \quad (c=3 \times 10^8 \text{ m/sn}) \quad (2.1)$$

bağıntısı geçerlidir. Uzaktan algılamada dalga uzunluğuna ve cismin ısısına bağlı olarak ışıyan enerji miktarı önemlidir. Güneş 6000°K (1°K=273°C)'lik yüzey ısısı ile tepe noktası 0,5 μm ., yeşil ışık civarında olan bir bölgede çok miktarda enerji yayar. Gündüzleri yeryüzüne gelen ve yansıyan maksimum enerji, görünen bölgede olup tepe noktası yine 0,5 μm . dalga uzunluğundadır. Yeryüzünün ortalama ısısı 290°K (17°C)'civarında olup, bu ısıda ışıyan enerji kızılötesi bölgede bulunup, tepe noktası 9,7 μm . civarındadır. Bu enerji yansıyan güneş enerjisi yanında çok az olmakla birlikte geceleri hakimdir; kızılötesi bantta algılama için enerji kaynağını oluşturmaktadır.

Elektromagnetik enerji katı, sıvı veya gaz halindeki cisimle temasta şiddet, doğrultu, dalga uzunluğu, polarizasyon ve faz olarak birçok değişikliğe uğrar. Uzaktan algılamada bu değişiklikler saptanır ve kayıt edilir. Bu işlem sonucu ortaya çıkan görüntü ve veriler, kayıt edilen elektromagnetik ışınımında değişikliğe neden olan cisim özelliklerinin uzaktan

belirlenmesi için yorumlanır. Elektromagnetik ışınım şu fiziksel olayların etkisinde kalır: Işınım geçirilir, ışınım yutulur, ışınım yayınlanır, ışınım saçılır, ışınım yansıtılır. Cisim ve enerji arasındaki bu ilişkiler uzaktan algılamanın temelini oluşturur. (Sesören,1998)

Bir dalganın tepesi (en yüksek yeri) ile onu takip eden dalganın tepesi arasındaki uzunluğa dalga boyu denir ve (λ) ile gösterilir. Dalganın maksimum yüksekliğine amplitude (genlik) ismi verilmiştir. Bir saniyede oluşturulan dalga sayısına ise frekans(f) adı verilir. Örneğin; eğer belirli bir noktadan bir saniyede 3 dalga tepesinin geçmesi durumunda, o takdirde dalganın frekansı saniyede 3 ya da 3 Hertz (Hz) olur(Sesören,1998).

2.1.2 Elektromagnetik Spektrum

Elektromagnetik spektrum 3×10^8 m/sn hızla hareket eden, dalga uzunluğu nanometrelerden kilometrelere uzanan sürekli enerji ortamıdır. Uzaktan algılamada ışınım yoluyla enerji transferi esastır. Uzaktan algılamada en çok ilgilenilen dalga boyları $0,30 \mu\text{m}$ den $15 \mu\text{m}$ ye kadar uzanan dalga boylarıdır.

Bu dalga boylarında Elektromagnetik enerji belirli doğruluklarda üretilen aynalar veya mercekler gibi katı materyallerden yansıtılabilir ve kırılabilir. Belirli özelliklerin, hangi dalga boyunda nasıl bir yansıtma yaptığının bilinmesiyle, uzaktan algılanan bir görüntü analiz edilip, temsil ettiği görüntü hakkında doğru kabuller yapılabilir. (Kurum,2000)

2.1.3 Atmosferik Etkenler

Güneşten yayılan tüm radyasyon dünyaya ulaşmadan önce yoğun bir atmosferden geçmek zorundadır. Güneş enerjisi atmosferden geçerken bazı değişikliklere uğrar, yani zayıflar. Yeryüzüne ulaştığında bu enerjinin bir kısmı burada soğurulur, büyük bir kısmı da yansıtıp atmosferden geçerek algılayıcıya aletlere ulaşır. Fakat atmosferden bu geçişte yine atmosfer

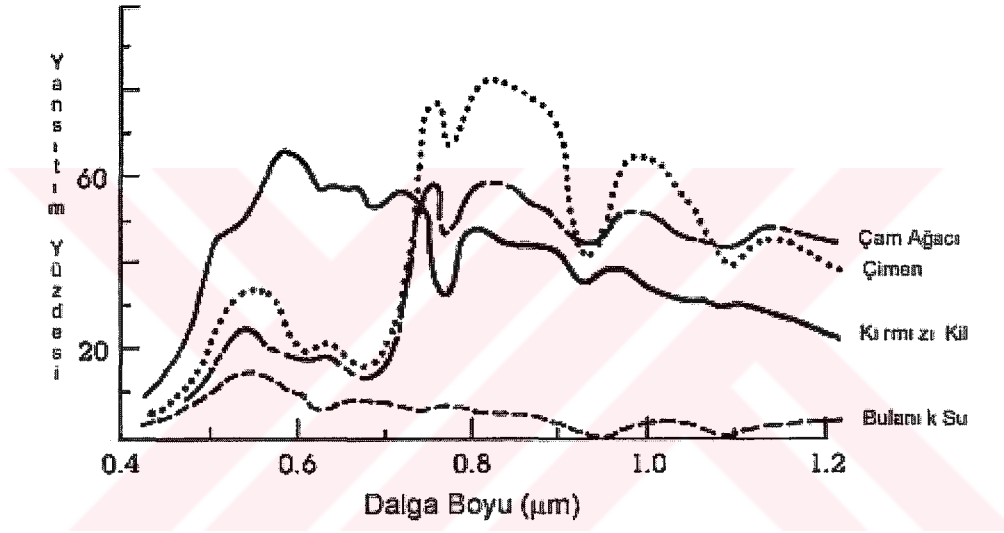
tarafından bir kez daha değişikliğe uğratılır. Diğer bir deyişle algılayıcı aygıtların kaydettiği enerji iki kez değişikliğe uğramakta ve her defasında biraz daha azalmaktadır. Buna karşın, yeryüzünün yaydığı enerji, algılayıcı aygıtlara ulaşmadan önce yalnız bir kez, o da yukarı doğru çıkarken, atmosferden geçişte değişikliğe uğramaktadır. Sonuçta doğal olarak güneşten gelen radyasyondan daha az değişikliğe uğratılmaktadır. Buna karşılık, yeryüzünden yayılan enerji, güneş enerjisine göre çok daha azdır ve bu enerjinin çok ya da az olması, enerjiyi yayan yeryüzünün fiziksel özellikleri ile ilgilidir. Atmosferden geçen güneş enerjisinin zayıflaması saçılma ve soğurma gibi iki ana etken tarafından gerçekleştirilir.

Elektromagnetik spektrum, atmosferik soğurulma tarafından belirlenen bantlarla bir nevi pencerelere ayrılmıştır. Bu atmosferik pencerelerin önceden bilinmesi, araştırma ve algılama planlamaları için son derece önemlidir. Atmosferik pencereler denilen bu pencereler, Elektromagnetik spektrumun radyasyonun geçmesine izin verdiği kısımlarıdır. Pencerelerin bulunduğu yerlerde atmosferik bileşikler radyasyonu; soğurma, yansıtma ve dağıtma nedeniyle fazlaca etkilemezler. Güneşten gelen radyasyon buralardan geçerek yeryüzüne ulaşır. Pencerelerin bulunmadığı dalga boylarında radyasyon atmosferi geçemez ve yeryüzüne ulaşamaz. Belli başlı atmosferik pencereler; ultraviyole (mor ötesi), görünen bölge, ısıl bölge, mikrodalgalar ve radar bölgelerinde bulunmaktadır. Uzaktan algılamada bant seçimi birinci derecede atmosferik pencerelere, ikinci derecede ise yapılacak uygulamanın özelliğine bağlıdır. (Sesören,1998)

2.1.4 Cisimlerin Spektral Özellikleri

Cisimlerin yansıtma, yutulma ve geçirilme özellikleri cisimlerin fiziksel ve kimyasal özelliklerine ve gelen ışınımın dalga boyuna bağlıdır. Görünür bölgede bu spektral değişiklikler "renk" olgusunun ortaya çıkmasına neden olur. Göz çeşitli cisimleri ayırt etmek için yansıyan enerjinin şiddetindeki değişikliklerden yararlanır. Her cisim, üzerine gelen ışınımı farklı oranlarda yansıtır, yutar ya da geçirir. Spektral özelliklerinin değişiklik göstermesi yeryüzündeki cisimlerin tanımlanabilmelerinin en önemli nedenidir.

Uzaktan algılama sistemleri esas olarak yansıtılan enerjinin esas olduğu dalga boyu bölgesinde çalıştığı için, cisimlerin yansıtma özellikleri çok önemlidir. Her cisim yansıtma bakımından farklı bir davranış gösterir (Maktav ve Sunar,1991). İncelenen cisimlere ait spektral özelliklerin iyi bilinmesi, uzaktan algılama verilerinden doğru bir şekilde yararlanılabilmesinde çok önemlidir. Şekil 1’de bazı cisimlerin yansıtım eğrileri verilmiştir. Şekil 1’den de anlaşılacağı üzere özellikle bitki örtüsü, zemin, yerleşim alanları ve su farklı yansıtım özellikleri gösterirler. Yansıtım eğrileri sayesinde bilgi sağlama çok daha rahat yapılabilir. Hatta her bitkinin farklı spektral yansıtımı olmasından dolayı bunlara parmak izi(finger print) denir. Uydu verilerinde ayırt edilmeye etkili olarak kullanılır.



Şekil 1. Çeşitli cisimlere ait yansıtım eğrileri

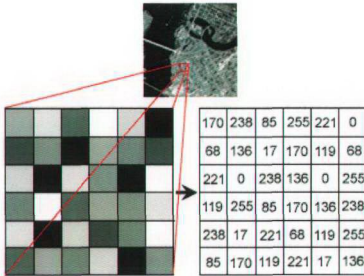
2.2 Dijital Görüntü ve Dijital Görüntü İşleme Yöntemleri

2.2.1 Dijital Görüntü

Dijital görüntü, genel anlamda bir cismin dijital gösterimi, iki boyutlu bir işaret kayıdır. Televizyon ekranı veya fotoğraf gibi gözle görülen bir biçimde olabileceği gibi, bilgisayar belleğinde tutulan dijital değerler veya manyetik bantta yazılı bir kayıt biçiminde de olabilir. Sürekli ayrık ya da sürekli dijital olarak oluşturulabilir. Bir fotoğraf üzerindeki parlaklık, hem

konum hem de seviye olarak sürekli değişkenlik gösterir. Bu değişkenlik, bilgisayar ortamında ayrıık sayılar biçiminde temsil edilir. Bu nedenle bir resmin bilgisayara girilebilmesi, onun belirli sayıda parlaklık ve konum değerleri ile ifade edilmesiyle mümkündür. Resmin sürekli değişkenlerini, ayrıık değişkenlere dönüştürme işlemi "dijitalleştirme" olarak tanımlanır.

Dijital bir görüntü, bilgisayar açısından iki vektör dizisi, yani her elemanı vektör olan bir matristir. Matris elemanlarının değerleri, her (x,y) noktasındaki fiziksel değişkenlerin değerlerini gösterir, işlenmemiş orijinal bir görüntüde her matris elemanı, karşı geldiği coğrafi noktanın veya alanın ışıma değerlerinden oluşan bir vektördür. Siyah beyaz bir resim için elemanlar, skaler değerlerdir. Bu skaler değerler, belirli bir görüntü içindeki x ve y noktalarında, belirli bir spektral bantta ve belirli bir t zamanında ölçülen spektral yansıtım değerlerinin geometrik konumlarına bağlı olarak kayıdır. Görüntü verileri sadece sayılardan oluşup, her bir sayı bir veri dosya değerini içerir. Bu veri dosya değerlerine "piksel" adı verilir(Şekil 2). Görüntüdeki en küçük eleman; piksele karşılık gelir ve genellikle kare biçimindedir. Piksele atanan veri dosya değeri, belirli konumdaki yeryüzü bölgesinden yansıtılan veya yayılan Elektromagnetik enerjinin kayıdır. Pikselin bir spektral banttaki değeri tek bir sayı ile ifade edilir. Bu nedenle, dijital bir resim yeterince büyütüldüğünde sadece netlik kaybı olur. (Sabin,1987)



Şekil 2. Görüntü elemanı (Piksel)

2.2.1.1 Çözünürlük

Çözünürlük, genel anlamda ekranda görünen piksel (görüntü elemanı) sayısını veya görüntüdeki bir pikselin yeryüzündeki karşılığını ifade etmektedir. Uzaktan algılama uygulamalarında 4 farklı çözünürlük tipi vardır:

- Spektral çözünürlük,
- Uzaysal çözünürlük,
- Radyometrik çözünürlük,
- Zamansal çözünürlük.

Spektral Çözünürlük; algılayıcının kaydedebileceği Elektromagnetik spektrumun belirli dalga aralığını ifade eder. Örneğin Landsat-TM'nin 1 . Bandı görünür bölgedeki 0,45 ve 0,52 μm arasındaki enerjiyi kaydeder. Uzaysal Çözünürlük; Uzaysal çözünürlük, her bir pikselin temsil ettiği arazideki alanı veya algılayıcının kaydedebileceği en küçük objenin ölçüsünü ifade eder. Uzaysal çözünürlük, anlık görüş alanı (AGA) olarak da ifade edilir. Fakat her zaman AGA, bir pikselin gösterdiği yeryüzündeki alanı ifade etmez. Verilen bir zaman noktasında tek bir detektörün gördüğü alanın ölçüsüdür. Tarama geçişleri arasındaki bindirmeden dolayı pikselin temsil ettiği gerçek alan AGA' dan küçük olabilir. 1 metre gibi yüksek bir uzaysal çözünürlük, görüntü alanının küçülmesi ve dijital dosya boyutlarının büyümesi anlamına gelir. Üzerinde çalışılacak dijital görüntü seçilirken uzaysal çözünürlüğün sadece teşhis edilecek objelerin ayırt edilmesini sağlayacak değerde olmasına dikkat edilmelidir. Uygulamada kullanılacak uydu görüntü verilerinde uygun uzaysal çözünürlüğün seçilmesinde göz önüne alınacak özellikler tablo 1 de verilmiştir. Radyometrik Çözünürlük; Radyometrik çözünürlük, her bir banttaki toplam olabilecek veri değerini ifade eder. Bu da kaydedilen enerjinin bölünebileceği bit sayısı ile gösterilir. Örneğin 8 bitlik bir veride, her bir piksel 0'dan 255'e kadar değişen veri değeri alabilir. Bu çözünürlük 7 bitlik veri için 0'dan 127'ye kadardır. Toplam parlaklık sayısı 0,45 μm ile 0,52 μm arasındaki enerji için 8 bitlik veride 256 ve 7 bitlik veride 128' dir. Zamansal Çözünürlük; Zamansal çözünürlük belirli bir bölgenin hangi sıklıkta algılanacağını ifade eder. Örneğin Landsat uyduları aynı bölgeyi 16 günde bir algılayabilirler. (Harrison ve Jupp,1989)

Tablo 1. Uygulamada kullanılacak uydu görüntü verilerinde uygun uzaysal çözünürlüğün seçilmesinde göz önüne alınacak özellikler(Ispir,2000).

1 Metre	10 Metre	20-30 Metre	80 Metre	1 Kilometre
Otobüs durakları, kaldırımlar, otoyollar, otomobiller, ağaçlar banklar vb. 1 m ² den	Binaların, bahçelerin, yolların, özel alanların, atletizm sahalarının tarlaların ve sokakların	Havaalanlarının, şehir merkezlerinin, büyük fabrikaların, spor komplekslerinin, büyük tarlaların,	Bölgesel jeolojik yapının haritalanması.	Global bitki örtüsü haritalanması.
Yukarıda değinilen ve benzeri birçok objenin teşhis edilmesi.	Küçük alanlarda bitki örtüsü sınıflandırmasının yapılması.	Genelleştirilmiş arazi örtüsü sınıflandırmalarının yapılması.	Bölgesel bitki örtüsü haritalaması.	Çölleşme, kuraklık gibi global olayların izlenmesi.
Küçük tarlaların, binaların, yol yerlerinin				

2.2.1.2 Dijital Görüntü Çeşitleri

Doğal Renkli Görüntüler: Kısaca; renkli görüntü şeklinde kullanılır. Renkli görüntü üzerinde cisimler doğada buldukları renklere çok yakın renklerle görülürler (Şekil 3). Çok bantlı algılamalarda, normal renkli görüntüler; mavi, yeşil ve kırmızı dalga boylarında elde edilen verilerin sırasıyla; mavi, yeşil ve kırmızı renklerle eşleştirilmeleri ve renkli ekran üzerine tek bir görüntü durumunda yansıtılmaları sonucunda elde edilebilir.

Doğal renkli görüntülerin, objelerin doğadaki renklerinin aynısını ya da çok benzerini içermesi insan gözünün gri-renk tonlarından çok fazla renk ayırımı yapabilmesi, yorumlayıcıya büyük kolaylıklar sağlar. Renkli görüntüler her türlü çalışmalarda kullanılabilir.

Yanlış Renkli Görüntüler: algılanan objelerin, elde edilen görüntü üzerinde gerçek renginden farklı renklerde görülmeleri nedeni ile bu ismi almıştır. Yanlış renkli görüntüler; doğal renkli görüntü kombinasyonu dışındaki band eşleştirmeleri ile oluşur. Şekil 4’de yanlış renkli görüntü ile ilgili bir örnek verilmektedir. Yanlış renkli görüntüler bilhassa; tarım, orman projeleri, toprak nemi, meraların araştırılmasında büyük yarar sağlar. Yerleşim saharlarındaki yeşil alanların sağlıklı olarak saptanabilmesi, gene yanlış renkli görüntüler ile mümkün olabilir.

Çok Bantlı Görüntüler: Çok bantlı algılamanın, uzaktan algılamaya girmesiyle birlikte, algılama aletleri ve Şekilleri birçok değişikliğe uğramıştır. Sistemin uydularda kullanılmaya başlaması, elde edilen verilerden amaca uygun farklı görüntülerin retilbilmesi, uzaktan algılamada yeni bir çığır açmıştır. Çok bantlı görüntüler; Elektromagnetik spektrumun değişik bölgelerinde, aynı objeden yansıyan ya da yayılan enerjinin, eş zamanlı olarak ayrı ayrı görüntüler durumuna getirilmiş Őeklidir. Siyah-beyaz olarak elde edilen çok bantlı görüntüler, algılandıkları dalga boylarına göre isimlendirilir.

Çok bantlı görüntülerin, aynı enerji türünün kaydedilmesiyle elde edilmeleri, bu görüntüler arasında tutarlı, siyah-beyaz ve renkli görüntü kombinasyonları yapılabilmesine olanak tanır. Bu kombinasyonlar, farklı uygulamalar için tematik harita yapımında kullanılır.



Şekil 3. Doğal renkli görüntüler



Şekil 4. Yanlış renkli görüntü

2.2.3. Rektifikasyon

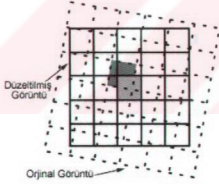
Uzaktan algılama sistemlerinden elde edilen orijinal uydu görüntüleri, sistematik ve sistematik olmayan geometrik hatalar içerdiğinden, harita olarak kullanılamazlar. Uydunun yeryüzünü tarama hataları, uydu platformunun hızı, yeryüzü eğikliği, perspektif görüş hataları, panoramik distorsiyonlar ve tarayıcı aynanın hızındaki değişimler nedeniyle oluşan hatalar, sistematik hata olarak adlandırılır. Uydunun konumu ve algılayıcı platformun yüksekliği nedeniyle oluşan hatalara ise, sistematik olmayan hatalar adı verilir. Sistematik hatalar, hata kaynaklarına göre yapılan düzeltmelerle giderilebilir. Sistematik olmayan hatalar ise, görüntü üzerinde keskin olarak ayırt edilebilen (yol kesişmeleri veya kıyı çizgisi değişimleri gibi) fiziksel özellikler ile harita üzerindeki karşılıkları veya GPS (Global Positioning System) ile belirlenen nokta koordinatları arasında kurulan matematiksel bağıntılar ile giderilir. Bu hataların giderilmesinde görüntüden haritaya dönüşüm yapılabileceği gibi görüntüden görüntüye de dönüşüm yapılabilir. Matematiksel dönüşümde kullanılacak polinomun derecesi, görüntünün geometrisine ve seçilen harita projeksiyon sisteminin özelliklerine bağlıdır. Uydu verilerinin geometrik dönüşümünde genellikle 1. Derece Afin dönüşüm kullanılmakta ve yeterli sonucu vermektedir. Dönüşümde kullanılacak

polinom derecesi, dönüşüm uygulanacak uydu verisinin özelliklerine bağlıdır. Genellikle fazla distorsiyonu olan görüntülere, yüksek dereceden polinomlarla dönüşüm uygulanır.

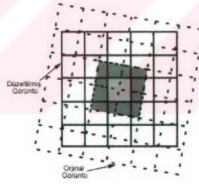
Uydu görüntülerinin yeniden örneklenmesi üç şekilde gerçekleştirilir;

En Yakın Komşu Yöntemi: Geometrik olarak düzeltilmiş görüntünün piksel değerleri, orijinal görüntüdeki en yakın pikselin parlaklık değerinin atanmasıyla elde edilir (Şekil 5). Bu yöntemde, piksellerin parlaklık değerleri değişmez ve kısa sürede dönüşüm işlemi gerçekleştirilir. Dönüşüm sonucu elde edilen görüntüde diyagonal eğriye doğrular üzerinde merdiven görüntüsü oluşması yöntemin dezavantajıdır.

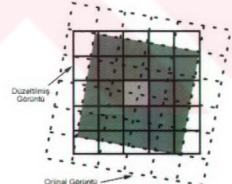
Bilineer Enterpolasyon Yöntemi: Düzeltilmiş görüntüdeki piksellerin değerleri, orijinal görüntüdeki piksellerin etrafındaki 4 (2x2) pikselin ağırlıklı ortalaması alınarak elde edilir (Şekil 6). Piksellerin ortalama değeri alındığından katlama etkisi oluşur ve kenar düzeltmesi nedeniyle veri kaybı olur.



Şekil 5. En yakın komşu yöntemi



Şekil 6. Bilineer enterpolasyon yöntemi



Şekil 7. Kübik katlanma yöntemi

Kübik Katlanma Yöntemi: Dönüşüm uygulanmış verideki piksellerin değerleri, orijinal verideki piksele en yakın 16 (4x4) pikselin ağırlıklı ortalaması alınarak hesaplanır (Şekil 7). En yüksek doğruluğun elde edildiği bu yöntem sonucu elde edilen görüntü keskinleşmekte ve

gürültü etkisi azalmaktadır. Yöntemin dezavantajı, hesaplama süresinin uzun olmasıdır ve piksel değerlerinin orijinaline göre fazla değişmesidir (Musaoğlu,1999).

2.2.4 Dijital Görüntünün Sınıflandırılması

Yeryüzündeki cisimlerin Elektromagnetik spektrumun değişik bölgelerinde yansıtıkları veya yaydıkları ışınım farklılık göstermektedir. Bu farklılıktan yararlanılarak yeryüzündeki cisimler sınıflandırılabilir. Amaç uydu görüntülerindeki her pikseli spektral özelliklerine göre farklı guruplara ayırmak ve pikseli yansıtma değerlerine göre yeryüzünde karşılık geldiği kümeye atamaktır. Sınıflandırma işleminde dikkat edilecek hususlar şunlardır.

- 1-Algılayıcı, algılama zamanı ve spektral bantların amaca uygun olarak seçimi.
- 2- Yeryüzü özelliklerini ortaya koyabilecek kontrol alanlarının seçimi.
- 3- Amaca yönelik sınıflandırma algoritmalarının seçimi.
- 4- Belirlenen bu özelliklerin tüm görüntüye uygulanması ve sonuç görüntülerinde doğruluk analizinin yapılması.(Kaya,1999)

Sınıflandırma yöntemleri kontrollü ve kontrolsüz sınıflandırma yöntemleri olarak ikiye ayrılır.

2.2.3.1 Kontrolsüz Sınıflandırma

Kontrolsüz sınıflandırma yönteminde, sınıflandırma için temel olan kontrol verilerinin kullanımı yerine görüntüde belirsiz olan görüntü elemanlarını inceleyen ve görüntü dijital değerlerinde var olan doğal gruplaşmalara veya kümelere dayalı olarak bu elemanları çeşitli sınıflar altında birleştiren algoritmalar kullanılır. Burada temel olan, farklı sınıf tiplerine ait olan verilerin birbirinden ayrılması için belirli bir örtü tipine ait olan dijital değerlerin ölçme uzayında birbirlerine yakın bir konumda bulunmasıdır(Şekil 8). Kontrolsüz sınıflandırma sonucunda oluşacak sınıflar spektral sınıflardır; çünkü bu sınıflar görüntü dijital

değerlerindeki doğal gruplaşmalara bağlı olup, bu spektral sınıfların ne olduğu önceden bilinmemektedir. Oluşturulan sınıfların doğal özellikleri ancak daha sonra, o bölgeye ait hava fotoğrafları, topografik haritalar ve var olan bilgilerle karşılaştırılarak belirlenir.

Her bir görüntü elemanını niteleyen dijital değerler veya ölçme vektörleri, bir eksen takımında şematik olarak gösterilebilirler. Aynı spektral özelliğe sahip olan görüntü elemanları kendi aralarında gruplaşarak, noktalar bulutu şeklinde belirlenecek her örtü tipi kategorisinin spektral paternlerinin çok boyutlu gösterimini belirler. Sınıflandırılmış görüntünün, yer referans verisi ile karşılaştırılmasından sonra kümelerden birinin karşılık geldikleri sınıflar belirlenir.

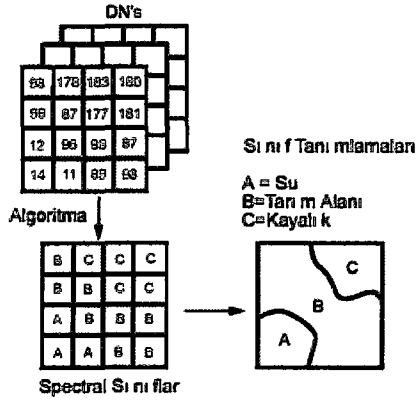
2.2.3.2 Kontrollü Sınıflandırma

Kontrollü sınıflandırmada belirli örtü tipini temsil eden örnek bölgeleri, ilgilenilen her bir özellik tipi için spektral özellikleri tanımlayan dijital bir yorumlama anahtarım derlemede kullanılırlar. Bunlara kontrol bölgeleri de denir. Bir sonraki adımda, veri dizisindeki her bir görüntü elemanı örnek bölgeler ile dijital olarak karşılaştırıp, en çok benzer olarak nitelendirilen kategori ile adlandırılır(Şekil 9).

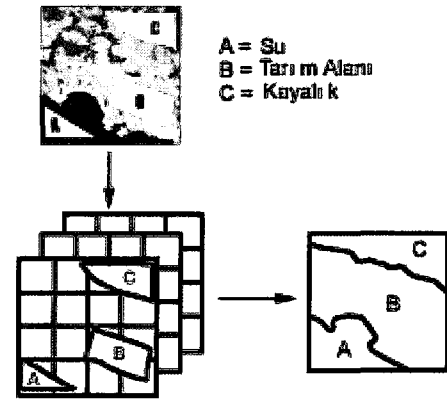
Kontrollü sınıflandırma işleminde üç temel adım bulunmaktadır:

- 1) Kontrol adımı
- 2) Sınıflandırma adımı
- 3) Çıktı adımı

Kontrol adımında temsil edici nitelikteki kontrol bölgeleri belirlenir ve görüntüde ilgilenilen her bir spektral özellik için dijital tanımlama yapılır. Aynı zamanda, mevcut referans verileri ile verilerin uygulanacağı coğrafi bölgeye ait bilgilerden de yararlanılır.



Şekil 8. Kontrolsüz sınıflandırma



Şekil 9. Kontrollü sınıflandırma

Sınıflandırma adımında, görüntü en çok benzer olarak nitelendirildiği sınıfa dahil edilir. Eğer görüntü elemanı herhangi bir kontrol veri dizisi ile yeteri kadar bağdaşmıyorsa, belirsiz olarak adlandırılır. Daha sonra her bir piksele atanan sınıf, çıktı verisinde yerini alır. Böylece çok boyutlu görüntü matrisi, karşılık geldiği yorumlanmış sınıf tiplerinin oluşturduğu matrisi geliştirmede kullanılır.

Sonuçta tüm veri dizisi sınırlandırıldıktan sonra, çıktı aşamasında sonuçlar farklı bir şekilde sunulur. Çıktı ürünleri genellikle tematik haritalar, coğrafi bilgi sistemlerine dahil edilebilecek nitelikte dijital veri tabanları ve çeşitli arazi örtü sınıfları için tüm görüntüye veya belirlenmiş alt görüntüye ait olan istatistiksel tablolar olarak oluşturulur.

2.3 Uydu Sistemleri

Yeryüzünü gözleyen algılayıcı sistemleri taşıyan uydular, yeryüzeyi hakkında sağladıkları fotografik ve diğer dijital formdaki veriler ile yeryüzündeki doğal kaynakların araştırılması, çevre kirliliğinin izlenmesi, kentlerin düzenli büyümelerinin planlanması gibi uygulamalarda kolaylık sağlamışlardır. Uydu yüksekliklerinin sağladığı geniş görüş, uydu algılayıcılarının hareket hızı ve kullanılan spektral bant sayısı çok miktarda veri üretimine olanak sağlamaktadır.

Uzaktan algılama çok hızlı gelişen bir teknolojidir. Özellikle bilgisayar destekli görüntü işleme teknikleri uzaktan algılamadaki bir çok uygulamaya öncülük etmektedir. Artık bazı uydular otomobil kadar küçük bir objenin görüntüsünü sağlayacak çözünürlüğe sahip algılayıcı sistemleri taşımakta ve sürekli gelişen teknoloji, yakın gelecekte çözünürlüğün çok daha iyi olacağı izlenimini vermektedir.

Uzaktan algılama sistemlerinin uygulama alanları çok geniştir ve hemen hemen her yer bilime destek vermektedir. Uygulama alanlarından kısaca söz edilecek olursa, başta arazi kullanımı ve bunların haritalanması, Arazi kullanımı sınırlandırılması, Kentsel büyümenin gözlenmesi, Kartografik harita yapımı ve güncelleştirilmesi, Bölgesel planlamanın desteklenmesi, Ulaşım ağlarının haritalanması, Sel bölgelerinin haritalanması ve yönetimi, Kara-su sınır haritalaması başlıcasıdır. Tarım ve ormancılık alanında etkin kullanılmaktadır. Tarım ürünleri ve kereste alanlarının ölçülmesi, Bitki örtüsü ve tarım ürünlerinin çeşitlerinin ayırımı, Orman örtüsü ayırımı, Toprak durumunun saptanması, Böcek istilalarının izlenmesi ve haritalanması yapılabilir. Diğer bir kullanım alanı ise Jeolojidir. Jeolojik özelliklerin ve yapıların haritalanması, Jeolojik haritaların gözden geçirilmesi ve güncelleştirilmesi, Volkanik yüzey tabakalarının haritalanması, Jeolojik yer oluşumlarının haritalanmasında kullanılabilir. Uzaktan algılama verileri Hidroloji alanında da kullanılabilir. Su sınırlarının ve su yüzeylerinin saptanması, Sulak arazilerin sınırlarının belirlenmesi, Göl envanterlerinin çıkartılması, Tropikal yağmurların sınırlandırılması, Kar ve buzla kaplı alanların saptanması ve izlenmesi, Buzul özelliklerindeki değişimlerin ve buzul kitlelerinin ölçülmesi, Sellerin ve sel alanlarının özelliklerinin haritalanmasında etkin kullanılır. Uzaktan Algılama çok disiplinlerle çalışan Kıyı Alanları yönetiminde kullanılabilir. Kıyı şeridi değişikliğinin gözlenmesi ve haritalanması, Deniz yüzeyi sıcaklıklarının ölçülmesi, Bulanıklık özelliklerinin ve yayılımının araştırılması, Deniz yüzeyine yakın kayaların ve sığ alanların haritalanması, Gelgit olaylarının izlenmesi ve görüntülenmesi sağlanabilir. Çevresel bilgileri edinmek veya güncellemek için de bu verilerden faydalanılabilir. Su kirliliğinin görüntülenmesi ve haritalanması, Doğal felaketlerin etkilerinin saptanması, Orman alanlarının gözlenmesi, Volkanik aktivitelerin görüntülenmesi, Orman yangınlarının görüntülenmesi ve değerlendirilmesi, Kuraklık etkisinin değerlendirilmesi, Yağ tabakalarının izlenmesi gibi çevre kirliliği ile ilgili alanlarda da kullanılabilir (İspir,2000).

2.3.1 Landsat Uydu Sistemi

Landsat Uydu Sistemi, dünya etrafında yaklaşık kutupsal bir yörüngede dönen Landsat uyduları ile bu uydulardaki algılayıcılar tarafından elde edilen verilerin alındığı ve değerlendirildiği yer istasyonlarından oluşan sistemdir. NASA (U.S. National Aeronautics and Space Administration) tarafından değişik zamanlarda uzaya fırlatılan 7 uydudan oluşan sistemin temel amacı, yeryüzündeki kaynakların araştırılmasıdır.

Landsat uyduları yeryüzünden ortalama 900 km. uzaklığa sahiptir ve güneşle senkronize hareket ederler. Dünya batıdan doğuya doğru dönmekte olup, her bölgenin görüntüsü aynı bölgesel saatte elde edilmektedir. Uydu dünya etrafında 1 günde 14,5 tur yapar. Uydudaki algılayıcılar 185 km. genişliğindeki bir şeridi taradıklarından belirli bir gündeki yörüngeler arasında algılanmamış büyük boşluklar kalırsa da, izleyen gündeki yörüngeler bir öncekine göre batıya doğru az bir miktarda öteleme yaparak her 16 günün sonunda yer kürenin 82° kuzey ve güney enlemleri arasında kalan kısmı tam olarak algılanır.

Landsat sistemi, birçok uzaktan algılama uygulaması için yeterli uzaysal ve spektral çözünürlükteki ilk tekrarlı yeryüzü görüntü veri bankasının oluşturulmasını sağlamıştır. Uzaktan algılamanın bir bilim dalı olarak kabul edilmesinde ve ilerlemesinde payı çok büyüktür. Landsat uyduları ve özellikleri Tablo 2'te verilmektedir.

2.3.2 Spot Uydu Sistemi

Landsat uydu verileri gibi yaygın olarak kullanılan bir sistemdir. SPOT (Satellite Probatoire pour L'Observation de la Terre) uydu dünya gözlem sistemi, yeryüzündeki doğal kaynakların saptanması amacıyla CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) tarafından Fransa'da tasarlanmıştır. Belçika ve İsviçre'nin de katkılarıyla geliştirilmiştir. Sistem, bir seri

uzay aracının yanı sıra uydunun kontrolü ve programlanması, görüntü üretilmesi ve dağıtılması için yer tesislerini içermektedir. SPOT uyduları, 1986'dan beri topografik haritalama için kullanışlı stereoskopik görüntüler üretmekte ve 100 m² kadar küçük objeleri gösterebilen görüntüler sağlamaktadır. Yaklaşık 822 km yükseklikte, kutuplardan geçen bir yörüngeden algılama yapan uyduda optik-elektronik iki HRV (High Resolution Visible) sistem tarayıcısı bulunmaktadır. HRV tarayıcıları spot uydu sisteminin ilk nesil uydularında(Spot 1-2-3) kullanılmıştır.

Tablo 2: Landsat -TM ve Landsat -ETM+ 'in özellikleri (Abalı ve Kemaldere,2002)

Band	LANDSAT-TM		LANDSAT-ETM+	
	Dalga Boyu(λ)	Çözünürlük (m)	Dalga Boyu(λ)	Çözünürlük (m)
1	Mavi (0.45-0.53)	30	Mavi (0.450-0.515)	30
2	Yeşil (0.52-0.60)	30	Yeşil (0.525-0.605)	30
3	Kırmızı (0.63-0.69)	30	Kırmızı (0.63-0.69)	30
4	Yakın kızılötesi (0.76-0.90)	30	Yakın kızılötesi (0.75-0.90)	30
5	Orta kızılötesi (1.55-1.75)	30	Orta kızılötesi (1.55-1.75)	30
6	Isıl kızılötesi (10.40-12.50)	120	Isıl kızılötesi (10.40-12.50)	60
7	Orta kızılötesi (2.08-2.35)	30	Orta kızılötesi (2.09-2.35)	30
Pan			Pankromatik (0.52-0.90)	15

SPOT ailesinin 5'inci uydusu olan SPOT-5 4 Mayıs 2002 tarihinde uzaya gönderilmiştir. Yeni geliştirilmiş özelliklerinden başlıcaları; daha yüksek yer çözünürlüğü: 5 metre ve 2.5 metre pankromatik (siyah & beyaz), daha yüksek multispektral çözünürlük: 10 metre 3 görünür ve bir yakın kızıl ötesi bantta. Bitki verisi için gerekli olan kısa dalga kızılötesi bantta çözünürlük ise bu amaç için daha kullanışlı olan 20m.'dir. Görüntüleme alan genişliği yani çerçeve büyüklüğü çözünürlüğü azaltmasına rağmen eski Spot uydularında olduğu gibi 60 km.'dir. Yatay (açılı) görüntüleme yeteneği sayesinde istenilen alanın çekimi en kısa sürede gerçekleştirilir. Stereo görüntüleme aynı uçuş sırasında görüntüleme koridoru içinde yapılabilir.12,000 nokta lineer sensor dizilimi ve veri sıkıştırma sistemleri ve yüksek kapasiteli statik hafıza ek özellikleridir.

2.3.3 Diğer Uzaktan Algılama Uyduları

Uzaktan algılamanın kullanım alanının ve kullanılmasının artması sonucunda her ülke artık kendi maddi durumuna göre uzaya uzaktan algılama uydusu göndermektedir. Kanada'nın Radarsat, Rusya'nın Resurs-1, Hindistan'ın Irs, Japonya'nın Jers uydusu bunlardan bazılarına örnek verilebilir. Türkiye'de düşük çözünürlüklü bir uydu olan Bilten'i fırlatmasına rağmen henüz görüntü dağıtımında problemler yaşanmaktadır.

Uygulama alanlarını genişletmek amacı ile ve daha detaylı bilgi almak için daha yüksek çözünürlüklü uydular uzaya gönderilmiştir. Özellikle, bilinen ve ticari amaçlı olan 1m çözünürlüklü Ikonos ve 0.61 m. çözünürlüklü Quickbird bunlardandır. Uzaktan Algılamanın hızlı, güncel ve çabuk değerlendirme ve sonuç alma özelliği, afet ile ilgili çalışmalarda önem kazanmıştır. En son 2004 yılının son günlerinde yaşanan ve asrın belki de tüm dünya tarihinin gördüğü en büyük felaket olan Sumatra depreminde Tsunami dalgaları sonrası çok hızlı değerlendirmeler yapılmıştır. Yersel çalışmalar ile günler belki de aylar sürecektir çalışmalar sadece uzaktan algılama verileri ile çok hızlı ve doğru bir şekilde elde edilmiştir.

Bu çalışmada Landsat TM ve Landsat ETM algılayıcılarına ait veriler kullanılmıştır. Bunun başlıca nedeni Landsat verisinin geniş alanlı alım yapmasıdır ve nitekim sadece iki adet çerçeve (frame) ile tüm Marmara Denizi ile ilgili veri değerlendirilmesi yapılmıştır. Fakat bunun yanında hassaslık derecesi de bu nispete düşüktür. Yapılan çalışma diğer hassas uydu verileri ile daha detaylı yapılabilir. Yerleşim alanlarında daha detaylı çalışmak için ETM algılayıcısının daha yüksek çözünürlüklü pankromatik bandının görüntüsü de bu çalışmada kullanılmıştır. Sumatra depremi, deprem felaketinin dikkate alınması gerektiğini tekrar bizlere göstermiştir. Türkiye'nin deprem konusunda çok riskli olduğu bilinmektedir. Özellikle 1999 yılında gerçekleşen Marmara Depreminden sonra KAF hattının kırılmasının devam edeceği ve gelecekte bir deprem tehlikesi olduğuna ve bunun sonucunda Tsunami dalgalarının oluşma riski olduğuna dair birçok çalışma vardır. Tsunami ve tsunami dalgası nedir ve oluşma nedenleri kısaca anlatılacaktır.

III. TSUNAMİ DALGALARI

3.1 Dalga Nedir? Nasıl Oluşur?

Bazı etkilerden dolayı özellikle rüzgar, ay ve güneş arasındaki çekim kuvvetlerinin zamansal değişimleri ve deprem ile deniz suyu yüzeyi, ortalama su seviyesinden süreksizlik gösterir. Bu süreksizlik dalga olarak isimlendirilir ve bu dalga, etkinin başladığı yerden itibaren bir enerji transferi şeklinde hareket eder.

Rüzgar dalgaları, rüzgar etkisi ile oluşan düşük enerjili ve kısa periyotlu dalgalardır. 30 sn.'lik periyotların altındaki değerlerde oluşur. 30 sn ile 1 saat arasında periyodu olan dalgalar deprem nedeniyle oluşmuş dalgalardır. Saat üzerindeki değerlerde ise dalgaların oluşum sebepleri gelgitlerdir.

Rüzgar dalgaları, açık denizde rüzgar hızının 1 m/sn'nin üzerine çıktığında oluşmaya başlarlar. Su yüzeyinde önce küçük pürüzlükler oluşur. Rüzgarın şiddeti ve esme süresi arttıkça boyları ve periyotları artar ve diklikleri azalır. Bu oluşuma rüzgar hızı, etki süresi, su derinliği ve rüzgar esme süresi etki eder.

Dalga gelişme bölgesinden çıktığında ve rüzgar kesildiğinde de yoluna devam eder. Sığ bölgelere yaklaştığında dalga taban etkilerini hissetmeye başlar. Sığ su etkisi ile yavaşlar, dalga boyları kısalır ve dikliği artar. Dalga dikliği, artık dalga sabit kalamayınca kadar artar ve bu aşamada dalga kırılır. Taban batimetrisi ile dalga gidiş yönünden dalga cephesi taban batimetrisine paralel olacak şekilde sapar. Buna dalga sapması denir (Ulusoy,2001).

3.2 Tsunami Nedir?

Japonca'da liman dalgası anlamına gelen tsunami, Tsu (liman) ve Nami (dalga) kelimelerinin birleşiminden oluşur. Okyanus ya da deniz tabanında oluşan deprem, volkan patlaması ve bunlara bağlı olarak oluşan taban çökmesi ve zemin kaymaları gibi tektonik olaylar ve meteor düşmeleri sonucu denize geçen enerji nedeni ile oluşan uzun periyotlu deniz dalgasını temsil eder.

İlk olarak, 15 Haziran 1896 günü Japonya' da meydana gelen ve yaklaşık olarak 21000 kişinin ölümüne sebep olan, Büyük Meiji Tsunami'si afetinde, Japonya'nın dünyaya yardım çağrıları sebebi ile literatüre "tsunami" kelimesi olduğu gibi geçmiştir. (Yalçiner ve diğ., 1994). Türkçe'ye ilk olarak "Deniz Taşması" şeklinde geçmiştir. Ancak bu tanımlama dalga hareketini yeteri kadar temsil etmediği için "tsunami" terimi kullanılmaya devam etmiştir. Ancak tanımı gereği "Depreşim Dalgası" terimi, hem fiziksel özellikleri temsil etmesi, hem de "deprem" kelimesi ile uyumluluk göstermesi açısından uygun görülmüştür (Yalçiner, 2000).

Tsunami ilk oluştuğunda tek bir dalgadır ancak kısa bir süre içerisinde üç ya da beş dalgaya dönüşerek çevreye yayılmaya başlar. Bu dalgaların birincisi ve sonuncusu çok zayıftır ancak diğer dalgalar etkilerini kıyılarda şiddetli biçimde hissettirebilecek bir enerjiyle ilerlerler. Bu nedenle depremlerden kısa bir süre sonra kıyılarda görülen yavaş ama anormal su düzeyi değişimi ilk dalganın geldiğini gösterir. Bu değişim, arkadan gelecek olan çok kuvvetli dalgaların ilk habercisi de olabilir.

3.3 Tsunami Dalgalarının Diğer Dalgalardan Farkı

Tsunami dalgalarının diğer deniz dalgalarından farkı; su zerreciklerinin sürüklenmesi sonucu hareket kazanmasıdır. Derin denizde varlığı hissedilmezken, sığ sulara geldiğinde dik yamaçlı kıyılarda ya da V tipi daralan körfez ve koylarda bazen 30 metreye kadar tırmanarak

çok şiddetli akıntılar yaratabilen bu dalga; insanlar için deprem, tayfun, çığ, yangın ya da sel gibi bir doğal afet haline gelebilmektedir

Rüzgar sebepli dalgalardan farklı olarak tsunami dalgaları, uzun periyotlu ve uzun dalga boylu dalgalardır. Örnek olarak; Kaliforniya Sahili'nde bir rüzgar dalgası periyodu 10 saniye ve dalga boyu 150 metre olabilirken, aynı yerde bir tsunami dalga periyodu 1 saat kadar ve dalga boyu 100 km olabilir. Uzun dalga boyları sebebi ile tsunami dalgaları sığ su dalgası gibi hareket ederler. Sığ bölgelerde dalga hızı;

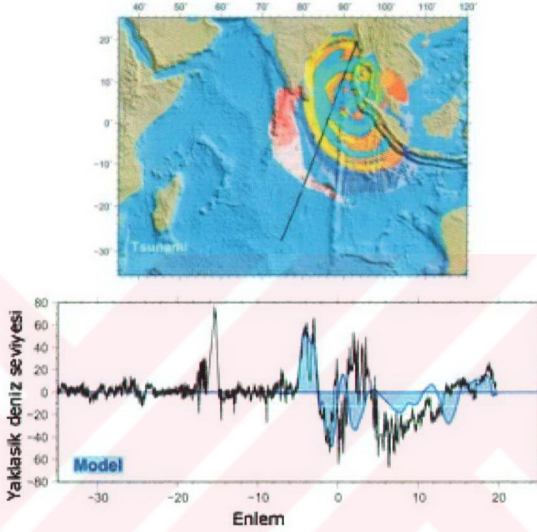
$$C=(g.h)^{1/2} \quad (3.1)$$

eşitliği ile hesaplanabilir. (Burada g =yerçekimi ivmesi; h =su derinliği)(Mei, 1989). Buna göre Pasifik'te ortalama derinlik 4000 m civarında olduğuna göre burada oluşan bir tsunami dalgasının hızı 700 km/saat olacaktır. Bu da bir jet hızına eş değerdedir. Bu sebeple az bir enerji kaybı ile tsunami dalgaları çok uzun mesafeler kat edebilirler (Ulusoy, 2001). Oluştukları anda dalga yükseklikleri nispeten küçüktür. Bu sebepten dolayı tsunami dalgaları kıyıya ulaşana kadar gözlenemez. Sığ suda yavaşlar ve dalga yüksekliği artar (Thurman ve Trujillo, 1999).

Aynı zamanda bir tsunami dalgasının belirli bir noktaya ulaştığı an çok belirgin olarak tespit edilebilir ve genellikle ilk gözlenen dalgalar ardından gelenlere kıyasla daha küçüktür. Öncü olarak isimlendirilebilecek bu ilk dalgaların yüksekliklerinin arkadan gelenlerden daha küçük olması pek çok tsunami dalgasında gözlenen bir özelliktir. Gerçek ölçüm kayıtlarından alınan Şekil 10 Sumatra depreminde oluşan tsunami dalgasının ulaştığı anı, ilk gelen tsunami dalgalarının diğerlerine göre daha küçük olduğunu ve diğer deniz dalgalarına göre tsunami dalgasının ne denli belirgin olduğunu göstermektedir.

Tsunami dalgaları kıyıda kırılan büyük dalgalar değildir. Tsunami dalgaları deniz suyunun kıyıdan oldukça ileri gitmesine ya da geri çekilmesine sebep olan bir su baskını ya da su kabarması olarak düşünülebilir. Bu sebeplerden dolayı gel-git dalgaları olarak

adlandırılmışlardır. Tsunami dalgasında tam dalga yükselmesinin oluşması birkaç dakikayı bulur (Thurman ve Trujillo, 1999).



Şekil 10. Sumatra Depreminde oluşan tsunami dalgasının gel-git ölçüm aleti kayıtları

Güçlü su tırmanması alçak seviyeli bölgelerde yıkıcı sonuçlara sebep olabilir. Tsunami dalgası kıyıya ulaştığı zaman su hızla karaya tırmandığı için tsunami dalgası gelişinin hemen öncesi kıyı bölgelerinde aniden aşırı derecede su çekilmesi meydana gelir. Suyun kıyıdan çekilmesi gel-git olayında gözlenen su çekilmesinden çok daha fazladır. Tsunami dalgaları, sadece birkaç dakikada meydana gelen su çekilmesi ve kabarması olarak tanımlanan bir seri dalgalardır. İlk yükselen dalgalar sonraki geleceklere göre daha küçük olduğundan öncü dalgalar olarak tanımlanır. Üçüncü, dördüncü, hatta yedinci yükselme bile maksimum yükselme olabilir(Özmen,2001).

3.3 Tsunami Dalgalarının Oluşumu ve Hareketi

Temelde tsunami dalgası oluşumunun sebebi, deniz tabanında meydana gelen ani düşey yer değiştirme ile üzerindeki su kolonunun da düşey olarak yer değiştirmesidir. Bu sırada oluşan dalga yatay olarak da bir ivme kazanır. Şekil 11'de enerji kaynağı su altı zemin kayması ve ya fay hattı taban çökmesi ile oluşan tsunami dalgasının gelişimi verilmiştir. İlk anda tsunami dalgası, gemi dalgası zannedilebilecek boyutlarda ve tek dalga olacaktır. Bir süre sonra tsunami dalgası bir kaç dalgadan oluşan "Dalga Treni" halini alabilir.



Şekil 11. Tsunami Dalgası Oluşumu

Çünkü dalgalar dalga boyunun yaklaşık yarısı kadar derinliklerde taban etkisini hissederler, tsunami dalgalarının dalga boyu çok büyük olduğundan, taban etkisini hemen her derinlikte hissederler ve "Sığ Su Dalgası" karakterini gösterirler. Denizde derinlik değişimleri

sebebi ile sapmaya uğrayarak ve karşılaştığı engeller (adalar) nedeni ile dönerek yollarına devam ederler (Ulusoy,2001).

3.4. Tsunami Dalgasının Aşamaları

Tektonik oluşumlu tsunami dalgaları üç aşama geçirirler: oluşma, yayılma ve tahribat (su basması). Tsunami Dalgalarının gelişmesi aşamalarında anında birebir ölçüm yapılamayacağı için tsunami olayı olduktan sonra bunların araştırılmasına gidilir ve daha sonra oluşabilecek tsunami dalgaları için gerekli önlemlerin alınması sağlanır.

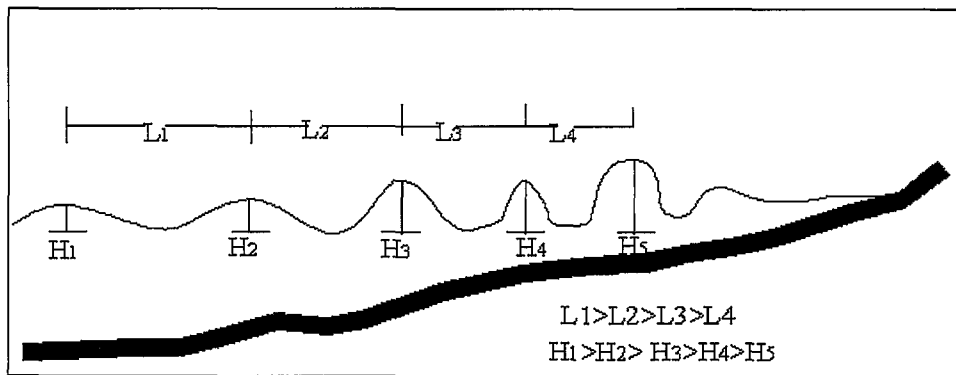
Deniz tabanındaki deformasyona bağlı olarak deniz yüzeyi etkilenir. Bunun sonucunda deniz dalgaları oluşur. Büyük dalga boyu olan tsunami dalgalarının denizdeki yayılma simülasyonunda deniz tabanı ve deniz yüzeyi arasındaki etkilenmeye başlangıç durumu verilir. Bu durum, su kütlelerinin deniz tabanının deformasyonuna göre çökmesi ve yükselmesidir. Daha sonra dalga yayılmaya başladığında açık denizde dalga boyu dalga yüksekliğinin yüzlerce katı olduğundan dolayı dalganın eğimi gözlenemez. Bundan dolayı kıyıya gelene kadar tsunami dalgalarının gözlenmesi çok zordur.

Bir tsunami dalgası kilometrelerce uzaktaki sahile vurmadan önce uzun bir mesafeye yayılır. Dalgalar sığ suya yaklaştıkça dalga boyu küçülür ve dalga yükseklikleri artar. Dalga yüksekliğine bağlı olarak dalga enerjisi de artar. Kıyıya gelen enerjisi yüksek bir dalgada o bölgede tahribatlara yol açmaktadır (Özmen,2001).

3.5. Tsunami Dalgalarının İlerleme Hızları ve Sığılaşma Etkisi

Depremlerde kırılan fay hattı boylarının, depremin şiddetine bağlı olarak 100'lerce hatta 1000'lerce km uzunluklara erişmesi ve dolayısı ile deniz dibinde hareketlenen bölgenin büyük (1,000 km² ile 10,000 km² arasında değişen) değerlere ulaşması, tsunami dalgalarının dalga boylarının genelde uzun olmasına yol açar. Tsunami dalgalarının sıkça gözleendiği Pasifik

Okyanusu'nda tipik olarak gözlenen tsunami dalgalarının dalga boyları 100 km'den büyüktür. Ortalama okyanus derinliğinin 3-4 km arasında olduğu göz önüne alınırsa, su derinliği h 'nin dalga boyu λ 'ya oranı $h/\lambda = 4/100 = 1/25$ olarak elde edilir ki bu da derin deniz bölgelerinde bile tsunami dalgalarını "uzun dalga" veya eski deyimle "gel-git dalgası" olarak sınıflamak için yeterlidir. Uzun dalgaların ilerleme hızı (faz hızı) için geçerli olan bağıntı denklem 3.1 deki gibi ifade edilirse, açıkça görüldüğü üzere, eğer bir su dalgası uzun dalga olarak tanımlanıyorsa bu dalganın hızı temelde su derinliğinin karekökü ile orantılıdır. Örneğin, su derinliğinin $h=3500$ m olduğu açık denizde ilerleyen bir tsunami dalgasının faz hızı ya da ilerleme hızı $C_p=(9.81 \times 3500)^{1/2} = 185$ m/s \sim 666 km/sa. olacaktır. Bu hızın, ortalama 800-900 km/sa. hızında seyahat eden modern yolcu uçaklarının hızıyla kıyaslanabilir olması dikkate değerdir. Bir önemli nokta da, açık denizde böylesine yüksek hızla ilerleyen tsunami dalgalarının özellikle uzun dalga boyları ve nispeten küçük dalga yükseklikleri nedeni ile gemiler tarafından kesinlikle fark edilememeleridir. Gemi boylarının bir tsunami dalgasının dalga boyuna göre çok küçük olması nedeni ile açık denizde tsunami dalgası ile karşılaşan bir gemi bunun farkında olmaksızın bu uzun dalganın üzerinde yüzer. Gemi, uzun bir zaman diliminde, bir bütün olarak dalganın üzerinde yükselip alçaklığı için dalganın varlığı anlaşılamaz. Buna karşın, tsunami dalgaları gittikçe sığlaşan sularda ilerlemeye başladıklarında olayların seyri tamamen değişir. Gittikçe sığlaşan kıyı bölgelerine giren tsunami dalgaları iki temel değişikliğe uğrar: dalga boyu kısalmaya başlar ve buna karşın dalga yüksekliği artar. Şekil 12, bu değişimleri şematik olarak göstermektedir.



Şekil 12. Kıyıya doğru ilerleyen ve sığlaşan bir dalgadaki değişimler (Pinet, 1998).

Yukarıda şematik olarak gösterilen "sığlaşma" olayını "enerji akısının korunumu" ilkesi ile inceleyebiliriz. Böylece, dalga yüksekliğinin sığlaşma sonucu artma miktarını hesaplamamız mümkün olacaktır. Maddesel nokta dinamiğindeki enerjinin korunumu ilkesine benzer olarak, su dalgalarında enerji akısının korunumu ilkesi vardır. Bu ilkeye göre, bir dalganın toplam enerjisi ile bu dalganın grup hızının çarpımından elde edilen "enerji akısı" değeri sabittir. Tsunami dalgalarının en tehlikeli ve zarar verici özelliği "sığlaşma etkisi"dir, derin sudaki dalga yüksekliğini yaklaşık 5 katı bir değere çıkarmaktadır: Bütün derinliklerde uzun dalga karakteristiklerini taşıdıkları için dalga yükseklikleri Green yasasına uygun olarak artar ve kıyıda sığ sularda çok tehlikeli boyutlara ulaşırlar. Kıyı bölgesinde dalga yüksekliği 10 m.'nin üzerine çıkan tsunami dalgaları kaydedilmiştir (Pinet, 1998); böyle büyük tsunami dalgaları doğal olarak çok büyük hasarlara neden olmaktadır.

Tsunami dalgalarının en önemli hidrodinamik özelliği rüzgar dalgalarının aksine bir madde taşınımının varlığı söz konusudur. Rüzgar dalgalarında bir su hareketi yoktur sadece enerji transferi mümkündür. Bunun aksine tsunami dalgalarında su kütlelerinin taşınımı söz konusudur. Ancak tsunami dalgaları oluşum mekanizmaları gereği, su zerreciklerinin birbirini itmesi şeklinde hareket ederler.

3.6 Tarihte Tsunami Olayları

3.6.1 Dünyada Tsunami Olayları

Dünyanın çeşitli yerlerinde her yıl çok sayıda küçük tsunami dalgaları meydana gelmektedir. Ortalama olarak İki-üç yılda bir büyük bir tsunami görülür. Oldukça büyük hasarlara sebep olan tsunami dalgaları ise 15-20 yılda bir ortaya çıkar.

Büyük tsunami dalgalarının meydana geldiği Pasifik Okyanusunda dalgaların %80'i doğrudan tektonik hareketlerden dolayı oluşur. Pasifik Okyanusu'nun kuzeybatısında bulunan

Cascadia Bölgesi'nde 1700 yılında 9 büyüklüğünde bir deprem olduğu belirtilmektedir ki bugüne kadar kaydedilen depremlerden sadece ikisi 9 büyüklüğündedir. Bunlardan biri 1960 Şili kıyılarında diğeri 1964'de Alaska'da oluşmuştur. A.B.D. Seattle bölgesine yakın olan Cascadia Bölgesi deprem kaynağında 1700 yılında meydana gelen depremden dolayı oluşan dalgalar bütün okyanusu geçerek Japonya kıyılarına kadar varmıştır. A.B.D. Seattle kıyılarında olan bir depremden dolayı oluşan bu tsunami dalgalarının bütün okyanusu baştan sona geçtiği düşünülürse, meydana gelen depremin oldukça büyük bir deprem olduğu açıktır(Ulusoy,2002).

Batimetri özelliklerinin önemini vurgulamak için örnek olarak gösterilebilecek bir tsunami olayı da, 1 Nisan 1946 yılında Hawaii Hilo limanında gerçekleşmiştir. Alaska Unimak Adası'nda bulunan Aleutian Çukuru'nda oluşan 7.3 büyüklüğündeki deprem 3000 km uzakta bulunan Hawaii Adaları'nda tsunami dalgası oluşturmuştur. Bu bölgenin batimetrisi at nalı şeklinde olduğu için refraksiyon etkisiyle tsunami dalgaları Hilo Körfezi'nde toplanmıştır. Bu birikimden dolayı 17 m yüksekliğinde dalgalar kıyıya vurmuştur. 25 milyon dolar zarar ve 19 kişinin ölümüyle sonuçlanan bu tsunami olayı şu anda bile Hawaii'deki en yıkıcı doğal afet olarak adlandırılmaktadır (Thurman ve Trujillo, 1999).

Tsunami dalgaları en sık Pasifik Okyanusu'nda olduğu için özellikle Pasifik Okyanusu'ndaki adalar ve bu okyanusa kıyısı bulunan ülkeler oldukça riskli konumdadır. Bu ülkelerden biri olan Japonya, tsunami dalgalarından en çok zarar gören ülkedir. Geçtiğimiz yüzyılda Japonya kıyılarını yaklaşık olarak 100 tsunami dalgası vurmuştur ki bu Japonya'nın ortalama her yıl bir tsunami dalgasına maruz kaldığı anlamına gelir. Ciddi bilimsel çalışmaların başlamasına neden olan 1896 Sanriku tsunami olayı 27,122 kişinin ölümüne ve 9,316 kişinin yaralanmasına sebep olmuştur. Yakın zamanlarda, Filipinler'deki Moro Körfezi'nden kaynaklanan bir tsunami olayı Japonya'yı vurmuş ve yaklaşık 8,000 ölüm, 10,000 yaralanma ve 90,000 kişinin evsiz kalmasına sebep olmuştur (Pinet, 1998).

13 Ocak 2001 tarihinde Orta Amerika ülkelerinden El Salvador'da başkent San Salvador'un 110 km. güney doğusunda meydana gelen deprem 7,9 büyüklüğündedir. Bu depremin

özelliği, bölgede tsunami dalgasının oluşma potansiyeli olmasına karşın tsunami dalgalarının oluşmamasıdır. 7.9 gibi büyük bir büyüklükte oluşan depremin derinliği yer kabuğundan 39 km. içindedir. İlk tahminlere göre tsunami dalgasının oluşmamasının sebebi depremin çok derinde olmasıdır. Bu durumun, bölgedeki sismik verilerin incelenmesinden sonra daha anlaşılır hale geleceği araştırmacılar tarafından belirtilmiştir.

2004 yılı sonunda meydana gelen güneydoğu Asya bölgesinde Kuzey Sumatra adasının batı açıklarında Hint Okyanusu içerisinde meydana gelen deprem USGS verilerine göre 9 büyüklüğünde ve derinliği 30 km'dir. Deprem tsunami oluşumuna yol açmış, dev dalgalar Hint Yarımadası ve hatta batı Afrika kıyılarına kadar binlerce kilometrelik bir alanda etkili olmuş, can ve mal kaybına yol açmıştır. Ölü sayısının 200 bin civarındadır. Tsunami oluşumu okyanus tabanındaki ciddi miktardaki değişikliklerden oluşmuştur.

Sonuç olarak denebilir ki, özellikle büyük denizlerin -Pasifik Okyanusu gibi- kıyılarında bulunan yerleşim merkezleri az ya da çok tsunami dalgasının etkisi altında olabilir. Tsunami dalgasının kaynağı ile etkili olduğu bölgenin de aynı olması zorunluluğu olmadığından bu daha da önem kazanır.

3.6.2 Türkiye ve Yakın Çevresindeki Tsunami Olayları

Tsunami olayları, ülkemiz için nispeten yabancı bir kavramdır. Büyük depremlerin sık yaşandığı Pasifik Okyanusu gibi bir su kütle sine kıyımızın olmaması ve ülkemizi çevreleyen denizlerde şiddetli depremlerin ender görülmesi bunun başlıca nedenidir.

Daha da önemlisi her deniz dibi depreminin tsunami dalga oluşumu ile sonuçlanmamasıdır. Bütün bunlara rağmen, geçmişte özellikle Ege ve Marmara Denizlerinde oluşan sismik aktivitelerin büyük dalgalara sebep olduğuna dair işaretler vardır. Ege Denizi'nde depremlerin ve hatta volkanik aktivitelerin büyük dalgalar yarattığı bilinen gerçektir. Marmara Denizi'nde

1509 yılında olan ve son 500 yılın en hasar verici depremlerinden biri sayılan depremin ardından daha sonra Marmara Denizi'ndeki 1766 depreminde gözlemlendiği rapor edilen büyük dalgalar ve kıyılardaki su baskınları, bunların tsunami dalgası olduğunu öne süren araştırmacılar söz konusudur (Ambraseys ve Finkel, 1995). 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi sonrası İzmit Körfezi kıyılarında yapılan incelemeler ve görgü tanıklarının ifadeleri, küçük çapta da olsa bir deprem dalgasının olduğu izlenimini vermektedir (Yalçiner vd., 1999, Yalçiner vd., 2002).

Türkiye de, 8 333 km.'lik kıyı şeridi uzunluğu ile tarihte bir çok tsunami deneyimi yaşamıştır. Altınok ve Ersoy'a (2000)göre Türkiye kıyılarında, tarihi kayıtlarda 3 000 yıllık bir dönemde 90'dan fazla tsunami olayı kayıt edilmiştir .

Türkiye Kıyılarında veya yakınlarında meydana gelmiş olan tsunami dalgalarının sadece Marmara Denizi'ni etkileyen kısmı ile ilgili olarak bir liste verilmiştir (Tablo 3). Bu liste, yayınlanmış olan çalışmalara dayanarak MÖ 1410+100 ile MS 1999 yılları arasında Türkiye Kıyılarında veya yakınlarında meydana gelmiş tsunami olaylarının kayıtlarını içermektedir. Bu listede tsunami olaylarının olabilirliklerini anlatan, Iida Skalası, Soloviev (1990), ve Tinti ve Maramai (1996) tarafından geliştirilmiştir (Altınok ve Ersoy, 2000).

Tablo 3. Türkiye Kıyılarında veya yakınlarında meydana gelmiş olan tsunami dalgalarının sadece Marmara Denizi'ni Etkileyen kısmı(Altınok ve Ersoy,2000).

No	Tarih	Yer	Olabilirlik
1	1410+/-100 MÖ	Girit'in Kuzey Doğusu	3
2	1300	Çanakkale Bölgesi	2
11	120/128	Kapıdağ Yarımadası, İznik	2
15	325	İzmit Körfezi	2
17	344	Çanakkale Bölgesi	3
18	358.08.24	İzmit Körfezi, İznik, İstanbul	3
19	365.07.21	Doğu Akdeniz, Girit, Yunanistan, Adriyatik Kıyıları, İskenderiye, Batı Anadolu	4

20	368.10.11	İzmit ve İstanbul çevresi	2
21	407.04.01	İstanbul	0
22	447.11.08	Marmara Denizi, İstanbul İzmit Körfezi, Marmara Adaları, Marmara ve Çanakkale Kıyıları	3
23	450.01.26	Marmara Denizi, İstanbul	2
24	477/480.09.24/25/26	Gelibolu, Çanakkale, İstanbul, İzmit	2
25	488.09.26	İzmit Körfezi	2
27	529 Kış	Marmara Bölgesi'nin Trakya Kıyıları	1
28	542 Kış	Trakya'nın Batı Kıyıları, Bandırma Körf.	2
29	543.09.06	Kapıdağ Yarımadası, Erdek, Bandırma	3
30	553.08.15	İstanbul, İzmit Körfezi	2
32	555.08.15/16	İstanbul, İzmit Körfezi	4
33	557.12.14	İstanbul, İzmit Körfezi	2
34	715	İstanbul, İzmit Körfezi	1
35	740.10.26	Marmara Denizi, İzmit, İzmit Gölü	3
38	975.10.26	İstanbul, Trakya Kıyıları	3
39	989	İstanbul, Marmara Kıyıları	3
40	990	İstanbul, Marmara Denizi Kıyıları	1
41	1039.02.02	İstanbul, Marmara Denizi Kıyıları	0
42	1064.09.23	İzmit Bandırma, Mürefte, İstanbul	3
48	1332.02.12	Marmara Denizi, İstanbul	2
49	1344.10.14	Marmara Denizi, İstanbul, Trakya Kıyıları, Gelibolu	3
55	1509.09.10	İstanbul Marmara Denizi Kıyıları	4
56	1577.07.17	İstanbul	1
60	1646.04.05	İstanbul	3
63	1672.02.14	Bozcaada Kos adası	2
66	1751.08.15	İstanbul	0
68	1754.09.02	İzmit Körfezi, İstanbul	1
69	1766.05.22	İstanbul Marmara Denizi Kıyıları	4
72	1829.05.23	İstanbul Gelibolu	4
82	1878.04.19	İzmit, İstanbul Marmara Denizi	3
83	1878.05.10	İzmit İstanbul Bursa	2
85	1893.02.09	Kuzey Ege Kıyıları, Trakya Kıyıları, İskenderiye	4
86	1894.07.10	İstanbul	4
94	1963.09.18	Doğu Marmara, Yalova, Karamürsel, Kılıç, Armutlu, Mudanya, Gemlik K.	4
95	1968.02.19	Kuzey Ege Denizi	4
97	1999.08.17	İzmit Körfezi	4

Bu tablonun son sütunundaki olabilirlik kriterleri;

(0) Olanaksız :Olay kayıtlara geçirilmiş ancak doğrulanması olanaksız ve genel kabul görmemiş.

(1) Şüpheli: Doğrulama için yetersiz bilgiler ve kanıtlar vardır.

(2) Kayıtlara geçmiş olağan tsunami dalgaları, çeşitli katalog ve kaynaklarda verilmiş. Ancak kaynaklar çelişkili veya sadece bir kaynak ile şüpheli şekilde doğrulanmış.

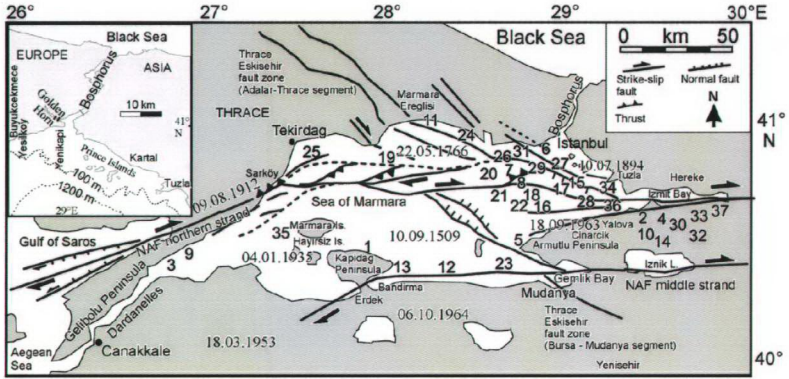
(3)Kaynaklar özel ve inandırıcı ancak oluşma tarihi eski: Bazı katalog ve kaynaklarda çelişkiler var. İnandırıcı raporlar ancak sınırlı kaynaklar tarafından doğrulanıyor.

(4)Büyük kesinlikle olmuş tsunami olayları genellikle son zamanlarda gerçekleşmişlerdir. Çeşitli inandırıcı kaynaklar mevcut: Tarihi kayıtlar, çeşitli yazarların el yazmaları, arşivler, biyografiler, özel yayınlar, magazin, raporlar olarak tariflenmiştir.

Tablodan da anlaşılacağı üzere Türkiye çevresindeki tsunami dalgalarının önemli kısmı Marmara Denizi'nde İstanbul ve İzmit Körfezi yakınlarında meydana gelmiştir (Altınok ve Ersoy, 2000).

Şekil 13'den de anlaşılacağı üzere aynı tsunami olaylarının kronolojisi görülmektedir. Buradan kronoloji dikkatle incelenirse; 6. Yüzyılda meydana gelmiş olan tsunami olaylarının frekansının dikkate değer şekilde arttığı gözlenir. Bu açıkça fark edilen kümelenme, gerçek olaylardan çok, titizlikle tutulan kayıtların sonucu olmalıdır, çünkü 6. Yüzyıl bilimsel çalışmalar açısından Bizans döneminin en parlak zamanlarıdır.

Hem konumsal hem de dönemsel dağılım gösterir ki; Marmara Denizi tsunami olayları açısından önemlidir. Tarihsel dokümanlar gösterir ki tsunami dalgaları İstanbul ve İzmit Körfezi yakınlarında yoğunlaşmaktadır. Oluşan tsunami olayları içerisinde, en detaylı bilgiler 10 Eylül 1509, 10 Temmuz 1894, 18 Kasım 1963 ve 17 Ağustos 1999 depremleri ile meydana gelmiş olan tsunami dalgaları ile ilgilidir.



Şekil 13. Marmara Denizi Tsunami Olayları (Yalçın, 2002)

3.6.3 Marmara Denizi'nde Tsunami Olayları

17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi ile meydana gelen felaket Marmara Denizi'nin depremselliğini bir kere daha güncel hale getirmiştir. Bu deprem; Erzincan'ın doğusundan başlayıp, Anadolu'yu kat ederek, Marmara Denizi'ne ulaşan sağ-yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Hattı'nın Marmara Denizi'ndeki kuzey kolu üzerinde meydana gelmiştir. 17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 depremleri, aynı fay üzerinde Marmara Bölgesi'nde meydana gelecek ve İstanbul'u etkileyecek deprem beklentisini artırmıştır. Bu beklentilerden en vahimi Le Pichon'a ait olan ve Marmara Denizi'nde hiç bir haritada görünmeyen, hafifçe konveks doğu-batı doğrultulu bir fayın olduğu ve bu fayın İstanbul'u da vuracak 8'e yakın büyüklükte bir deprem üreteceği görüşüdür. Bir başka görüş, 30 yıl içerisinde %62+15 olasılıkla oluşacak ve büyüklükleri yaklaşık Kocaeli Depremi kadar olacak iki veya bir depremin olacağıdır. Olası bir depremde Doğu Marmara'da öne sürdükleri aktif kuzey ve güney sınır fayları ile Armutlu fayından hangisinin kırılacağını önceden bilinemeyeceğini savunmuşlardır (Altınok ve Ersoy,2000, 2000).

Tarihsel depremlere bakıldığında ise görülebilir ki; MÖ 2100-MS 1900 yılları arasında Marmara Denizi ve çevresinde yaklaşık olarak 300 adet deprem meydana gelmiştir. Bu depremler arasında büyüklükleri 7'yi geçen depremler de vardır. Bir bölgede gelecekte büyüklüğü en az geçmişte olmuş en büyük deprem büyüklüğü kadar olacak bir deprem oluşma çekincesi olduğuna göre, kaçınılması olanaksız olan gelecek Marmara Depremi'nin önemini ortaya koyar (Altınok ve Ersoy,2000).

Bu depremler sonucunda Marmara Denizi'nde beklenecek olan tsunami dalgalarının oluşma olasılıkları önem kazanmaktadır. Türkiye Kıyılarında 3000 yılı aşkın bir süre içerisinde 90 kadardır. İncelendiğinde bu tsunami dalgalarının üçte biri kadarının Marmara Denizi çevresinde olduğu anlaşılır. Bunlardan MS 120-1999 yılları arasında meydana gelenler, kronolojik olarak numaralandırılmış olarak Şekil 13'de verilmiştir.17 Ağustos 1999 depreminde, oluşan fay kırığı düşey bileşen göstermekte ise de genel olarak doğrultu atımlıdır. Doğrultu atımlı faylar tsunami dalgası yaratmazlar. Ancak bu tür fayların başladığı ya da bittiği yerlerde, pull-apart (çek-ayır) mekanizması nedeniyle oturmalar oluşan bölgelerde veya fayın kıvrım yaptığı yerlerde düşey hareketler oluşabilmektedir. 17 Ağustos 1999 depreminde fay kırılması, Kavaklı, Gölcük, Yüzbaşılar, Değirmendere ve Halidere arasındaki bölgede kıyıya çok yakın geçtiğinden hasarlara neden olmuştur. İzmit körfezi ve çevresinde depremin yarattığı zemin hareketleri, katı ve sıvı ortamların birbiri ile önemli etkileşimlerine neden olmuş, kıyılarda ve deniz tabanında birbirini tetikleyen sıvılaşma, kayma, göçme ve heyelan biçiminde hareketler yaratmıştır (Yalçın, 2000).

Başta Japonya olmak üzere ABD, Rusya gibi kıyılarına tsunami dalgalarının vurma riski yüksek olan ülkelerde öncelikle tsunami dalgalarının karakteristiklerinin incelenmesi, daha ileri aşamalarda da tsunami olayları uyarı sistemlerinin kurulması yönünde önemli çalışmalar yapılmış ve başarı sağlanmıştır. Kurulan uluslararası uyarı sistemleri sayesinde ki 1957 yılında Hawaii'yi vuran tsunami dalgaları hiç can kaybına sebep olmamış yalnızca kıyı bölgesinde büyük su baskınlarına yol açmıştır. Ülkemizde, 17 Ağustos 1999 depreminin ardından, özellikle Marmara Denizi'nde olası bir şiddetli depremin yaratabileceği tsunami dalgası endişesi konuyu gündeme getirmiş ve çalışmalar başlamıştır.

Tsunami dalgalarının oluşmasının yanında dalga büyüklüğünün boyutuda önemlidir. Dalga büyüklüğünün sebebi, kıyılardaki değişik ölçüm noktalarından alınan bilgilerle batimetri ile ilişkili olduğu görülmüştür. Batimetri nedeni ile tsunami dalgalarının oluştuğu bazı bölgelerde görülmüştür, örnek olarak 1946 yılında Havai’de Aleutian Çukuru nedeni ile oluşan tsunami dalgasıdır.

Marmara Denizi’nin de benzersiz bir batimetrisi olduğu bilinen bir gerçek olmasına rağmen 1999 depremlerinden sonra yapılan çok ışınli iskandil çalışmaları ile daha da üzerinde durulması gereken önemli bir jeomorfolojik özellik olarak bilim insanlarının önüne çıkmıştır. Hatta çok karmaşık olması nedeni ile tam bir model üzerinde henüz mutabakat sağlanamamıştır. Tsunami dalgalarının değişimi ile ilgili olarak batimetri konusunda bazı bilgiler gerekmektedir.

VI. MARMARA DENİZİ'NİN BATİMETRİSİ

4.1 Batimetri Tanımı

Batimetri denizin dibiyile su yüzeyinin arasındaki düşey mesafelerin belirli bir bölge için sistematik bir veri olarak düzenlenmesidir. Batimetrinin sözcük anlamına bakarsak, bathos "derinlik" ve metri ise "ölçme" demektir. Deniz dibindeki düzlüklerin, vadilerin ve dağların ölçülmesi, karadaki yüzey ölçümleri ile bir paralellik olduğunu gösterir. Karadaki yüzey ölçümlerine topografya denildiği gibi denizdeki ölçüme de batimetri denilmektedir (Thurman ve Trujillo, 1999).

4.2 Batimetrinin Dalga Karakteristikleri ile İlişkisi

Genel olarak su dalgalarının ilerleme hızları su derinliğine bağlıdır. Derin sularda farklı dalga hızı ile sığ sularda farklı dalga hızı ile ilerleyen dalgalara ait genel ifade dispersiyon bağıntısı ile verilmektedir:

$$C^2 = \frac{g}{k} \tanh(kh) \quad 4.1$$

Burada g yerçekimi sabitidir. K 'da bir sabit olup; $k = 2\pi/L$ formülü ile $\pi(\Pi)$ sayısı ve L dalga boyu ile hesaplanabilir, buradaki h değeri de su derinliğidir. (Young, 1999). Denklem 4.1'de görüldüğü gibi dalga hızı ile su derinliği arasında bir bağıntı vardır. Dalga hızı C , deniz derinliğinin bir fonksiyonudur. Ayrıca, yine formülden dalga hızının dalga boyuna göre değiştiği görülmektedir. Dalga boyu uzun olan dalgalar daha hızlı, kısa olanlar ise daha düşük dalga hızına sahiptir. Periyodu değişmeden yayılan dalgalar derin sudan sığ suya girdiği zaman dalga boyu kısalmış, dalga yüksekliği artar. Kıyı batimetrisine bağlı olarak, Snell

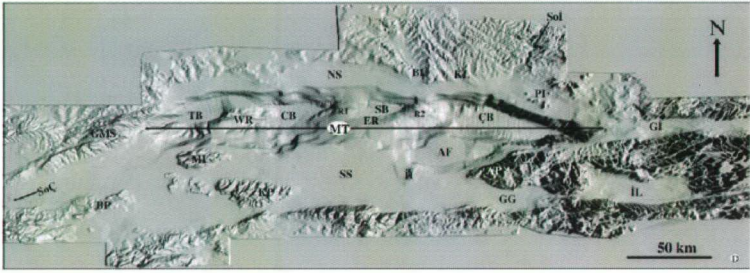
yasasına benzer kurallar çerçevesinde sapmalar gösterir. Özellikle kıyılara doğru gelen deniz dalgaları derin sudan sığ suya geçerken "refraksiyon" (kırılma) ve "difraksiyon" (saçılma) olayına maruz kalmaktadırlar(Hill, 1982).

Deniz dibindeki bir depremden sonra oluşan ve deprem kaynağından yayılan bir deprem dalgasını ele alalım. Deprem kaynağından itibaren yayılan dalgalar sığ sulara girdikten sonra deniz batimetrisine göre sapmalar gösterecektir. Dalgaların kıyı bölgesindeki bu sapmaları dip eğrilere bağlıdır. Bunun sonucunda da kıyıya gelen dalgaların yönü ve yüksekliği batimetri tarafından dikte edilmektedir (Hill, 1982).

Kıyılardaki değişik ölçüm noktalarından alınan bilgilerle dalga karakteristiklerinin batimetriyle bağlantısı olduğu da görülmüştür. Örneğin, aynı ölçüm noktasında değişik tsunami dalgalarının aynı özellikleri gösterdiği anlaşılırken, aynı tsunami dalgaları için farklı ölçüm noktalarında farklı kayıtlar elde edilmektedir. Bu da tsunami dalgasının etkilerini belirlemede batimetrinin önemini açıkça ortaya koymaktadır(Hill, 1982).

4.3. Marmara Denizi'nin Batimetri Özellikleri

Marmara Denizi iki taraftan boğazlarla Karadeniz ve Akdeniz'e bağlanmış köprü niteliğinde bir iç denizdir. Bu denizin, uzunluğu 275 km ve genişliği 80 km'dir. Marmara Denizi'nin en derin bölgeleri 1250 m civarındadır. Türkiye'nin kuzeyi boyunca uzanan Kuzey Anadolu Fay hattı, Marmara Denizi içinde birkaç kola ayrılmıştır ve aktif haldedir. Marmara Denizi'nin doğusunda yer alan ve aktif olan faylar İstanbul bölgesini yakından ilgilendirmektedir. Marmara Denizi'nde doğu-batı doğrultusunda sıralanmış derinliği 1200 m'yi geçen 3 büyük ve derinliği yaklaşık 650 m olan bir orta sığ deniz çukuru yer almaktadır (Şekil 14).



Şekil 14. Marmara Denizi Batimetri Modeli (Gazioğlu,2002).

Marmara Denizi'nin özellikleri genel olarak göz önüne alındığında, büyük çapta tsunami dalgalarının oluşamayacağı açıktır. Okyanusla kıyaslandığında küçük bir deniz olan Marmara Denizi'nin orta bölgelerinde su derinliği 1200 m.'lerde iken Çınarcık Çukurunun dışında aniden 100 m. seviyelerine düşmektedir. Bu da dalgaların yansımaya sebep olduğu gibi hızlarını oldukça düşürmektedir. Ayrıca nispeten küçük bir bölgede oluşan deniz dibi depreminin yarattığı dalga boyları o oranda küçük olduğundan, okyanuslarda gözlenen tsunami dalgaları kadar tahrip edici olmayacaktır.

4.4. Marmara Denizi'nde Tsunami Dalgası Oluşum Potansiyeli

Geçmiş yıllardaki tsunami olayları hakkında bilgi edinebilmek için tarihsel belgelerden yararlanılmaktadır. Ayrıca, kıyılarda hendek kazıları ve jeolojik araştırmalar yapılarak çeşitli kanıtlar elde edilebilmektedir. Alan çalışması denilen bu çalışmalarda, geçmiş yıllarda oluşmuş tsunami dalgaları da saptanabilmektedir. Yer katmanlarının yükseklik ve kıyılardan uzaklıkları değerlendirilerek, tsunami dalgalarının tırmanma yükseklikleri ve kıyılardaki ilerleme uzaklıkları organik malzemeler üzerinde yaş saptamaları da yapılmaktadır. Ancak söz konusu kalıntıların tsunami etkisi ile oluşmuş olduğu üzerinde kesin bir fikir birliği oluşturulamamıştır. Güncel tsunami olayları ardından da kıyılarda yapılan araştırmalar,

gözlem ve ölçümlerle dalganın tanımlanması ve özellikleri saptanabilmektedir. Bu çalışmalar dalganın nerede, nasıl, neden oluştuğunu açıklamak için önemli bilgiler sağlar. Bu bilgiler kullanılarak bilgisayar modeli yardımı ile dalganın oluşumu, hareketi ve kıyılardaki davranışları da modelleme sonuçlarıyla karşılaştırılır. Modelleme, geçmiş yıllarda oluşmuş ve gelecekte oluşabilecek tsunami dalgalarının hareketlerinin çeşitli senaryolarını incelemek amacıyla kullanılmaktadır.

Tsunami dalgasına sebep olan olaylar, depremle alakalı olan tektonik hareketlerin kombinasyonu, yeryüzündeki veya deniz dibindeki toprak kaymalarıdır. Büyük bir depreme bağlı önemli bir diğer olay da kapalı bir denizde yıkıcı tsunami dalgalarının olup olamayacağıdır. Böyle bir dalganın etkisi, depremin enerji boşalmasına, deprem merkezinin kıyıya olan mesafesine, faydaki fiziksel kırılmaya, sismik dalga yollarının yayılmasına, dinamik hareketlerin büyüklüğüne ve süresine bağlıdır. Depremlerin yüksek yoğunluktaki yer hareketleri, güçlü yer ivmelenmeleriyle ve depremin olduğu alanda dalga oluşumuyla sonuçlanır. Yerin sıvılaşması da toprak kaymalarına sebep olur ve bu da yıkıcı dalgalar yaratabilir.

Tarihsel kayıtlara göre, sismik kaynaklı dalgaların Ege Denizi'nin kuzeydoğu bölümünde ve Marmara Denizi'nde daha ağırlıklı olduğu ifade edilmektedir. Kuzey Anadolu Fay hattındaki depremlerin büyük bir çoğunluğu yatay yer değiştirmelere sebep olduğundan fazla sayıda tsunami dalgası oluşmamıştır. Bu yatay yer değiştirmeye rağmen bazı depremler fay hattının batı segmentinde düşey yer hareketine sebep olarak tsunami dalgası oluşturduğu yönünde görüşler vardır.

3 000 yıl içerisinde Anadolu çevresi denizlerde 90 adet büyük deprem dalgalarının olduğu tarihsel kayıtlarda yer almıştır. Ege Denizi'nde son bin yılda 35 adet büyük çapta sismik dalgalara ait bilgi bulunmaktadır. Kataloglar, basılı eserler ve tarihsel belgeler üzerinde bugüne kadar yapılan incelemeler ve arşiv taramalarında, çoğunluğu İzmit ve Gemlik körfezleri, Kapıdağ Yarımadası, İstanbul ve Gelibolu kıyılarında yoğunlaşmak üzere

Marmara Denizi'nde tam anlamıyla tsunami dalgası olmasa da sismik orijinli büyük dalgaların oluştuğuna dair kayıtlar vardır (Yalçiner, 2000).

Marmara Denizi'nde yüksek büyüklükte deprem olacağı konusu yer bilimciler tarafından saptanmış olup bilimsel kabul görmüştür. Depremın deniz tabanında gerçekleşmesi beklendiğine göre sualtı kütle hareketleri oluşturabileceği ve büyük dalgalar yaratabileceği durumlar da göz önüne alınmalıdır.

Şekil 14'da görüldüğü üzere de KAF hattının bölgedeki varlığının bir sonucu olarak ortaya çıkan Marmara Denizi'nin fay hatları konusunda karmaşık yapısı söz konusudur. KAF'ın bir özelliği olarak 1933 yılında Bingöl'de başlayan seri kırılmalar 1999 depremleri ile Marmara Denizi içine, İstanbul açıklarına kadar ulaşmıştır. Bu bağlamda tsunami dalgalarının oluşturduğu felaketler ile alakalı olan bölgenin aktif tektoniğine değinilmelidir.

V. MARMARA DENİZİ'NİN YAPISI

5.1 Güncel Verilere Göre Marmara Denizi'nin Aktif Tektonik Yapısı

Marmara Denizi'nin tabanı karmaşık bir geometri özelliği göstermektedir. Bu ise tabandaki yapının birçok evreden geçtiğini ortaya koyar. Marmara Denizi'nin tektoniği birçok bilimadamı tarafından 1942 yılından günümüze kadar modellenmeye çalışılmıştır.

Bu konuda ortaya konmuş üç temel kavram vardır (Gazioğlu, 2001). Bunlardan ilki KAF hattının doğu-batı doğrultusu boyunca graben ile kat edildiği, diğerinde KAF hattının, Marmara Denizi'nde, en-echolen faylar ile çek ayır basenleri şeklinde olduğu fikridir. Son olarak, KAF hattının, Marmara Denizi içersinde doğrultu atımlı bir fay bölgesi olarak devam ettiği düşüncesidir (Gazioğlu, 2001).

Küçük ve Büyükçekmece gölleri açığında kuzeybatı-Güneydoğu istikametinde sismik kesitler ile genç faylara rastlanılmıştır (Gökaşan vd., 2001). Trakya'nın doğu kısmının morfolojisi dikkate alındığında, bu alandaki KB- GD istikametli paralel drenaj, Istranca Dağlarının doğu ucunda ve Çatalca'da izlenen yamaçlardaki benzer istikametli uzanımlar ve Trakya'nın Marmara Denizi ve Karadeniz sahillerinde kıyı çizgisi KB-GD istikametli ve sağ yanal olarak ötelenmiştir. Marmara Denizi'nin kuzey şelfinde izlenen faylar, ilgili fayların karadaki devamlarıdır (Gazioğlu,2001).

Bu fayların bulunduğu alan incelendiğinde; İzmit körfezinden batıya doğru uzanan ve Çınarcık Havzası'nda iki kola ayrılarak havzanın yamaçlarını kontrol eden fayın KB-GD istikametli Kuzey kırığının, Trakya'da izlenen fayın devamına karşılık geldiği görülmüştür ve KAF hattının Trakya içersindeki devamı olarak yorumlanmıştır (Gökaşan vd., 2001)

Marmara Denizi'nin derin çanağının batı kısmını oluşturan Tekirdağ Havzası, Batı Sırtı ve Merkez Havza'yı daha batıda Ganos Dağ Sistemi ile birlikte hem kestiği hem de sağ yanal olarak ötelediği açık bir biçimde izlenir. DKD-BGB uzanımlı söz konusu çizgisellik, aynı zamanda Doğu Sırtı ve üzerindeki Silivri Havzası içerisinde de açıkça görülür. Ancak daha batıdaki etkilerine göre Doğu Sırtı ve Silivri Havzası üzerinde söz konusu çizgiselliğin oldukça düşük düzeylerde bir ötelenme yarattığı gözlenir. Bu farklılık dışında, deniz tabanında izlenen çizgiselliğin, Ganos Dağ Sistemi, Tekirdağ Havzası ve Batı sırtı üzerinde iki koldan oluştuğu görülürken, kuzeyde izlenen ikinci kol Orta (Merkez) havza içerisinde izlenmez. Söz konusu çizgisellik ile deniz tabanı morfolojisi kıyaslandığında ise, havza ve sırtların çizgisellik tarafından uyumsuz olarak kesilmesi ve özellikle Batı Marmara'da sağ yanal olarak ötelenmesi, bu alanlarda söz konusu çizgiselliğin, İzmit Körfezinde izlenen genç fayda olduğu gibi, deniz tabanı morfolojisine göre uyumsuz olarak gelişmiş olduğunu gösterir. Bu durumda havza ve sırtları sağ yanal olarak ötelemiş olduğundan, sağ yanal bir doğrultu atımlı fay olarak yorumlanmış olan (Gazioğlu vd., 2001, Gökaşan vd.,2001) bu çizgiselliğin, İzmit Körfezinde izlenen sağ yanal doğrultu atımlı genç fay ile bir ilişkisinin olması düşünülebilir. Yapılan tektonik yorumlamada, söz konusu benzerlik sismik kesitler ile de ilişkilendirilmiş ve İzmit Körfezinden çıkarak önce iki kola ayrılıp Çınarcık Havzası'nın kuzey ve güneyden kontrol eden fayın, havzanın kuzey yamacını kontrol eden kolunun Trakya Yarımadasına yönlendiği iddia edilirken (Gökaşan vd., 2001), havzanın güney yamacını kontrol eden kolun ise, Marmara Denizi'nin batı kısmında deniz tabanında izlenen çizgisellikle birleştiği iddia edilmiştir (Gökaşan vd., 2001).

5.2 Marmara Denizi'nin Jeomorfolojisi

Kelime anlamı yer şekilleri bilimi (jeo:yer, morpho:şekil, logos:bilim) olan jeomorfoloji, yer kabuğu üzerindeki, iç ve dış etmen ve süreçler tarafından meydana getirilen yer şekillerini(topografya) inceleyen bir bilim dalıdır. Yer şekillerini tasvir eder, onların oluşum ve gelişimleriyle, coğrafi dağılışlarını nedenleriyle birlikte ortaya koyar.

Kontrol adımıında temsil edici nitelikteki kontrol bölgeleri belirlenir ve görüntüde ilgilenilen her bir spektral özellik için dijital tanımlama yapılır. Aynı zamanda, mevcut referans verileri ile verilerin uygulanacağı coğrafi bölgeye ait bilgilerden de yararlanır.

Kıtalararası bir iç deniz olan büyük Akdeniz'in doğuya doğru devamı gibi görünen Marmara Denizi, Asya ve Avrupa kıtalarının birbirine en fazla yaklaştığı bir bölgede, boğazlar bölgesinde doğu-batı doğrultusunda uzanan yüzölçümü yaklaşık olarak 11 110 km² olan Marmara Denizi, Çanakkale ve İstanbul Denizi ile diğer denizlere bağlanır. Kıta düzlüğünün derin bölgelere nazaran genişliği, ada zenginliği ve diğer hidrolojik özellikleri ile tipik bir iç denizdir. Doğu-batı yönünde (İzmit ile Gelibolu kuzeyinde Çankaya Burnu arasında) uzunluğu 273 km. Tekirdağ ile karşı kıyı arasındaki genişliği 74 km.'dir. Doğuda dar ve uzun Gemlik ve İzmit körfezleri, güneyde Kapıdağ yarımadası ve bunun doğusunda Gemlik Körfezi ile batısında Erdek Körfezi yer almaktadır.

5.3. Marmara Denizi Yer Şekillerinin Boyutları

Sayısal Arazi Modelleri sayesinde Marmara Denizi'ndeki makro-morfolojik birimleri kolaylıkla görüntülemek mümkün olmakta ve bu birimler üzerinde yerbilimsel anlamda yorum ve ölçüm yapılabilmektedir. Marmara Denizi'nin başlıca makro-morfolojik birimleri; şelf alanları, yamaçlar, sırtlar, basenlerden oluşmaktadır.

Marmara Denizi şelf alanları, 6 077 km²'lik bir alana sahip olup toplam deniz alanının %55'ini kapsar. Kuzey ve güney olarak 2 ana bölümde self alanlarını incelersek; güneyde bulunan Armutlu yarımadasından başlayıp Çanakkale boğazının girişinde son bulan şelfin eğimi de 0,28°-0,42° arasında değişmektedir. Bu güney şelfinin alanı ise 4194 km²'dir. Bu şelfin en geniş olduğu bölge 30 km kadar olan Kapıdağ yarımadası ile İmrallı Adası arasındır. Kuzey şelfi ise İzmit Körfezinden başlayıp Gaziköy'e kadardır. 1883 km²'lik yüzölçüme sahip olup eğimi 0,48 -0,75 arasında değişmektedir. En geniş bölgesi 10 km'yi geçmez ve Güney şelfine oranla çok daha dar bir alana sahiptir. Kuzey ve güney olarak iki ana bölüme

ayrılan şelf alanları, birbirlerine göre farklı özellikler göstermektedirler. Armutlu Yarımadası'ndan başlayıp Çanakkale Boğazı girişinde kabaca Karabiga'da son bulan güney şelfinin eğimi 0.2-0.4°. arasında değişmekte olup, 4 194 km²'lik bir alan kaplamaktadır. İmralı ve Marmara adaları ile Kapıdağ yarımadası, güney şelfi üzerinde yer almaktadır. Kuzey Şelf ise doğuda İzmit Körfezinden başlayıp batıda Ganos Dağ sistemi önünde, Gaziköy'de son bulur. 1,883 km²'lik yüzölçümü ve 5-10 km arasında değişen genişliği ile Kuzey Şelf, Güney Şelfe oranla çok daha dar bir alan kaplamaktadır. Şelfin en geniş olduğu bölge İstanbul Boğazı çıkışı ile Prens adaları arasında olup yaklaşık 12 kilometre kadardır. Günümüz kıyı çizgisi ile senkronize bir uzanım sergileyen Kuzey Şelfinin eğimi 0.4° ile 0.7° arasında değişmektedir (Gazioğlu,2001).

Şelf ile basenlerin tabanları arasında kalan alanları temsil eden yamaçların Marmara Denizi içindeki eğimleri ve şekilleri birbirinden oldukça farklıdır. Kuzeyde; şelf kırıklığından hemen sonra yamaç eğimleri 7° den büyük değerlere ulaşır. Yamaçların basenlere geçişlerinde ise bu değerler azalarak yaklaşık olarak 4-6° eğimlerle temsil edilirler. Genel olarak Kuzey yamaç Tekirdağ basenine 30°-9° arasında değişen eğim dereceleri ile ulaşmaktadır. Eğimin en yüksek değerlere ulaştığı yerlerden biri 30°'lik bir eğimle Ganos Dağ Sistemi önünde görülmektedir. Diğer taraftan Orta basene 1-32° arasında değişen eğimler ile ulaşırken, Silivri Basenine 4-6° arasında değişen eğim dereceleri ile ulaşmaktadır. Çınarcık Baseninde ise kuzey yamaç, genelde 20° gibi büyük eğim değerlerine sahipken bazı lokal bölgelerde 80° lik eğim değerlerine ulaşıldığı gözlenir. Yeşilköy ve Büyükçekmece Gölü arasında kalan sahada ise kuzey yamacı 9° lik eğim değeri ile temsil edilmektedir. Güney yamaç, kuzey yamaca oranla daha düşük eğim derecelerine ve daha düzensiz bir morfolojiye sahiptir. Bu yamacın geneline ait eğim dereceleri 4 ile 8° arasında değişmekle birlikte lokal bazı bölgelerde yaklaşık 10° dereceye kadar çıkmaktadır. Çınarcık Baseninde ise, batıda yaklaşık 7°'lik eğim değerleri ile izlenen güney yamaç, Armutlu Yarımadası'nın kuzey kıyılarından itibaren yer yer 13°'lik eğim değerleri ile şelf kenarından -1100 metreye kadar keskin bir düşüş göstermektedir. Güney yamaç, Armutlu yarımadasının hemen kuzey batısında -200 metreden -450 metreye kadar basamaklanma yaparak yaklaşık 400 km² genişliğinde Armutlu Platosunu oluşturmaktadır (Gazioğlu,2001).

Marmara Denizi derin çukurlarının şekilleri, bölgede hakim olan aktif tektonik tarafından kontrol edilmekte ve şekillendirilmektedir. Kabaca doğu-batı doğrultusunda uzanan dört derin çukur birbirlerinden sırtlar ile ayrılmıştır. Tabanları kabaca düze yakın bir morfoloji göstermekte olan bu basenler doğudan batıya doğru sırasıyla Çınarcık, Silivri, Orta ve Tekirdağ basenleri olarak adlandırılırlar ve aynı zamanda Marmara Denizi'nin en derin kısımlarını meydana getirirler(Şekil 14). Bu basenlerden en küçüğü olan ve Çınarcık Baseni ile Orta Marmara Baseni'ni birbirinden ayıran doğu sırtı üzerinde yer alan Silivri Baseni, çok ışınlı iskandil verisinin değerlendirilmesinden önce yakın zamana kadar basen olarak bilinmemekteydi. Yaklaşık olarak KD-GB doğrultusunda uzanan Silivri Baseni; genişliği 17,2 km ve K-G doğrultusunda 9 km enindedir. Silivri baseninin kuzey yamacı, güney yamaca oranla daha dik olup batıya doğru gidildikçe eğimi azalmaktadır. Büyükçekmece Gölünün yaklaşık Güneybatısı kuzey yamacın en dik olduğu yer olarak karşımıza çıkar. Orta Basen doğu sırtı ile batı sırtı arasında yer almaktadır. Orta Basen 24.9 km uzunluğunda ve 13.8 kilometre genişliğinde olup sağ yanal ötelenmeye maruz kalmıştır. Basenin en derin yeri -1268 m. ile depresyonun ortasında yer almaktadır. Tekirdağ Baseni Orta Basenden Kuzeydoğu Güneybatı doğrultusunda bulunan Batı Sırtı ile ayrılmaktadır. Tekirdağ baseninin tabanı 20.7 km uzunluğa ve 5.7 km genişliğine sahip olmakla beraber, basenin tamamının daha geniş olduğu sismik profillerde görülmektedir (Gökaşan, vd., 2001). Basenin düşük eğimli güney yamacında yaklaşık Marmara Adası açıklarında denizaltı kanyonları yer almaktadır(Gazioğlu,2001). Marmara Denizi'ndeki basenler arasında en doğuda yer alan Çınarcık Baseni, en derin ve en geniş olan basendir(Şekil 14). Diğer basenlere oranla oldukça farklı bir şekli olan Çınarcık Çukuru kama şeklindedir. Genel olarak KB-GD doğrultusunda yer alan basenin genişliği batıdan doğuya doğru gittikçe azalır. Batıda yaklaşık 25 kilometre kadar olan genişliği İzmit Körfezi girişinde sıfırlanmaktadır. Basenin en derin yeri aynı zamanda Marmara Denizi içindeki en derin yeri temsil eden -1270 metredir. Taban morfolojisi diğer basenler gibi düzdür. Çınarcık çukurunda Kuzey şelf kenarı güney şelf kenarına oranla daha derinde yer almaktadır(Gazioğlu, 2001).

Basenleri birbirlerinden ayıran sırtlar, Marmara Denizi içinde -360 metre ile -650 metre derinliklerde yer alan önemli morfolojik birimlerdir. Son yapılan çalışmalarda (Gökaşan, vd. 2001) KB-GD istikametli genç bir sıkışmanın ürünü olarak yorumlanan doğu sırtı üzerinde,

Marmara Denizi içerisinde bir dördüncü havza olarak belirlenmiş olan Silivri Baseni bulunmaktadır. Batı sırtı ise Tekirdağ ve Orta baseni birbirinden ayırmakta olup, esasen, kuzey yamaçtan kayan büyük bir heyelan topuğu şeklinde yorumlanmıştır (Gökaşan, vd., 2001).

5.4 Deniz Altı Kanyonları ve Heyelanlar

Deniz altı kanyonları Marmara Denizi'nin güneyinde ve kuzeydoğusunda yer almaktadır. Marmara Denizi içindeki kanyonlar, oluşum mekanizmalarına göre sınıflandırmaya tabi tutulduğunda, karşımıza şu sonuçlar çıkmaktadır: Genelde kanyonları meydana getiren mekanizmaların başında turbidik akıntılar olabileceği gibi, yapısal bir olay sonucu (faylanma, tuz domu, vb.) veya son buzul döneminde şimdiki şelf üzerinde akmakta bulunan akarsuların günümüzde su altında kalması sonucunda da oluşabilirler. Güneyde yer alan kanyonların yapısal bir olay sonucu meydana geldiğini söyleyebiliriz. Çınarcık Baseni'nin yüksek eğimli kuzey yamacındaki kanyonlar daha kısa olmakla birlikte, daha sık aralıkla izlenir ve derin değildir; İstanbul Boğazı çıkışında da çeşitli yarıntı izleri mevcuttur. Hemen İstanbul Boğazı çıkışında yer alan kanyon yapısal bir olay sonucu oluşmuş izlenimi taşımaktadır. Yaklaşık 10 kilometre uzunluğunda olan ve Marmara Denizi içindeki en uzun kanyon, İmralı Adasının kuzeyinde yer almaktadır. Eldeki veri kapsamında İmralı Adasının batısında yer alan kanyon hakkında fazla bir yorum yapmak mümkün olamamaktadır. Diğer bir kanyon ise güney yamaçta bulunmaktadır ve üzerinde Armutlu Platosu yer almaktadır (Gazioğlu,2001).

Marmara Adası kuzeyindeki bölgenin genelinde kısa boyutlu ve yanal gelişimli kanyonlar görülmektedir. Bu bağlamda bu tür kanyonların rotasyonel kütle hareketlerinin üzerinde geliştiği bilindiğine göre bölgenin geneline heyelan morfolojisi hakimdir sonucuna varılmıştır (Gazioğlu,2001).

Heyelanların daha çok eğimin fazla olduğu dik yamaçlarda gözlenmesi beklenmektedir. Gerçekten Çınarcık Baseninin kuzeyindeki dik yamaçlarda, Tuzla açıklarında yaklaşık 8 km² lik bir alanı kapsayan heyelan, buna en güzel örnektir. Yaklaşık olarak -700 metre derinlikte

başlayan ve -1 140 m. derinlikte son bulur. Marmara Denizi'ndeki en büyük heyelan Tekirdağ basenin güney yamacında olup kabaca 53 km²'lik bir alanı kaplamakta ve bu kütlenin-400m'den -1090 metreye sürüklendiği gözlenmektedir (Gazioğlu,2001).



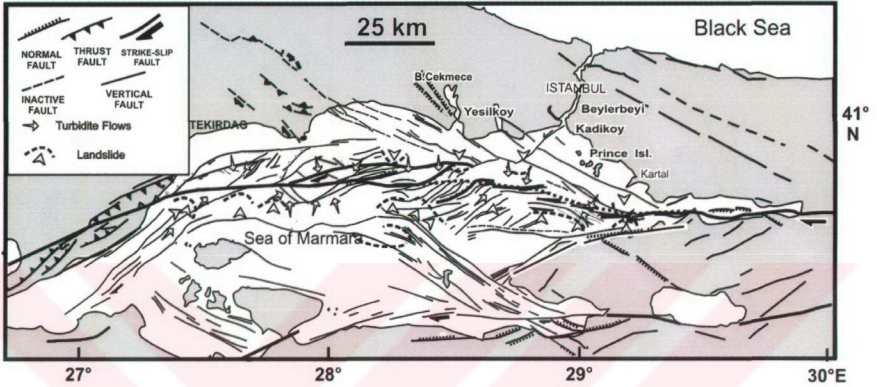
VI. UYGULAMA

6.1 Uygulama Alanı ve Tanıtımı

Yapılan bu çalışmada, Marmara Denizi çevresindeki tarihten gelen ve günümüzde yapılan bazı çalışmalar sonucu deprem riski için gerekli öneme sahip sismolojik, jeodezik ve jeolojik unsurlar saptanmış, buna bağlı olarak tsunami riski ve tehlikesi ortaya çıkmıştır. 17 Ağustos 1999, $M_w=7.4$ büyüklüğünde ve uzun süren İzmit depreminin, Marmara Denizi içinde uzanan Kuzey Anadolu Fayının (KAF) potansiyel olarak büyük bir deprem üretebileceğini ve bölge için deprem riski oluşturabileceğini göstermiştir. Marmara Bölgesi Türkiye için düşünüldüğünde 1. derece deprem bölgesindedir. Birçok bilimsel araştırmada Marmara Denizi'nin karmaşık bir fay geometrisi olduğu söylenmiştir. Fay modeli konusunda yapılan pek çok araştırma olmasına rağmen henüz üzerinde anlaşılmalı tek bir model yoktur. Deprem sonrası felaketin boyutları ve oluşması incelenirken yerleşim yerlerine su bastığı görülmüş ve tsunami dalgasının oluşup oluşmadığı araştırılmıştır(Yalçiner, vd., 2002; Öztürk, vd., 2000; Alpar, vd., 2003; Altınok ve Ersoy,2000; Gökaşan vd., 2002; Hébert vd., 2005; Imamura vd., 1999).

Aynı zamanda, Marmara Denizi içinde karmaşık bir fay geometrisi sergileyen KAF'ın hangi parçasının aktif ve olası hasar yaratabilecek bir deprem odağı olabileceği, güvenilir ve hassas verilere dayalı olarak belirlenememiştir. Yapılan pek çok araştırma ve çalışmaya rağmen üzerinde anlaşılmalı bir model olmamasına rağmen bu çalışma kapsamında Şekil 15' de verilen fay modeli kullanılacaktır. Marmara bölgesi için deprem riski, günümüz yerbilimlerinin modern yöntemleri ile büyük yatırımlar sonucu elde edilebilir. Marmara Denizi içindeki ana fay bölgesi günümüzde aktivitesini sürdürmektedir. Marmara Denizi'nin Merkez ve Çınarcık Basenleri arasında 35 km. uzunluğunda, suskun bir fay bölgesi saptanmıştır(Yalçiner, vd., 2002). Durum böyle olunca bu işlemlerden önce doğacak bir

afetten önce Marmara Denizi çevresinde hangi bölgeler tsunami dalgasından etkileneceği araştırıldı.



Şekil 15. Marmara Denizi'nin Aktif Faylanma ve Bölgesel Depremselliğinin batimetri ile gösterimi (ALPAR,2003) (Yaltrak, 2002; Altınok vd., 2003 tarafından düzenlenmiştir.).

Uygulama Bölgesinin batimetriye ait ve jeomorfolojik özellikleri daha önce detaylı olarak bahsedilmiştir. Aynı zamanda tarihsel gelişime bakıldığında Marmara bölgesinin depremlerden ne kadar etkilendiği de bahsedilmiş ve haritalar ve kaynaklar ile belirtilmiş ve en son olarak da büyük 17 Ağustos Marmara depreminden söz edilmiştir.

17 Ağustos 1999 yılında meydana gelen $M_w=7.4$ büyüklüğündeki deprem ile bazı gelişmeler olmuştur. Güney Marmara Denizi kıyılarında çökmeler olmuş, İzmit Körfezi nin merkezi kısımlarını etki eden küçük genlikli (2.6 m) tsunami dalgalarını gözlenmiştir (Imamura vd.,1999; Yalçiner vd., 2001, Altınok vd.,2001). Deprem öncesi kısa zamanlı olarak denizin Heybeliada kıyılarında çekildiği gözlenmiştir. Deprem sonrası askeri

okulun duvarlarının yıkıldığı, otoyolların ve asfalt yolların 10 m. genişliğinde ayrıldığı ve denizin normal seviyesinden 2 m. daha fazla olduğu belirlenmiştir(Altınok vd., 2003).

6.2 Çalışmada Kullanılan Veriler

6.2.1 Baz Alınan Modelleme ve Özellikleri:

Sayısal model ve buna bağlı olarak oluşabilecek simülasyonlar tsunami olaylarının analizleri için çok önemlidir. Bu sayede tsunami dalga yayılması ve kıyıdaki genlik ve dalga boyutları analiz edilebilir. Tsunami dalgalarında su kütleleri hareket eder, rüzgar dalgalarındaki gibi salınım yapmaz, yani rüzgar dalgalarında su kütle hareketi vardır fakat kütle yer değişimi yoktur. Oysa tsunami dalgalarında su zerreciklerinin birbirini itmesinden dolayı bir taşınım söz konusudur. Ancak bu taşınımın belirlenmesi oldukça güçtür.

Yakın zamana kadar, uzun dalga denklemlerinin matematiksel çözümü için birincil olarak tsunamiye benzer su yüzeylerinin seçimi yaygındı. Yine de, deniz diplerinde kütle akışları sığ kısımlardakilere kıyasla farklı birincil dalga profillerini zorunlu kılar. Bu nedenle, deniz dibi hareketinin de hesaba katılması önemlidir. Japonya’da Tohoku Üniversitesinde Afet Kontrol ve Araştırma Merkezinde geliştirilen TWO_LAYER (Çift Katman) metodu bu çalışmada kullanılmıştır (Yalçiner v.d., 2002).

Bu bahsedilen TWO_LAYER modelinin, son zamanlardaki çalışmalarda çok gerçekçi bir hesaplama aracı olduğu kanısına varılmış ve bunun ile ilgili birçok araştırma ve makale yayınlanmıştır (Nagano v.d., 1991; Shuto v.d., 1995; Imamura ve Imteaz, 1995; Imamura v.d., 1999). Son zamanlarda Marmara Denizi’nin batı sahillerinde oluşan deprem ve deniz altı heyelanları sonrası bu yeni TWO_LAYER modeli bu bölgeler için uygulanmıştır (Alpar v.d.,2000; Özbay,2000; Yalçiner v.d.,2002).

Bu TWO_LAYER modeli lineer olmayan uzun dalga denklemleri, iki arayüz katmanında, denizdibi, su yüzeyi ve geçiş katmanlarının kinematik ve dinamik sınır koşullarını ayırmak sureti ile, sonlu diferansiyel tekniği kullanarak ve LEAP_FLOG çözüm prosedürünü uygulayarak eş zamanlı olarak çözer (Shuto v.d., 1990). Burada sözü edilen iki arayüz katmanları denizdeki su kitlesi ve dipteki hareket halindeki kütledir.

TWO_LAYER modeli Yalçiner ve arkadaşlarının 2002 yılında yayınladıkları “*Tsunamis in the Sea of Marmara Historical documents for the past, models for the future*” adlı makalede; su havzası geometrisi, deniz dibi eğimi gibi farklı girdi parametrelerinin duyarlılık analizlerinin yapımından sonra 3 farklı senaryo ile Marmara Denizi’nin doğusuna uygulamışlardır. Bu senaryolar İstanbul Yenikapı Sahilden, Tuzla sahilden uzakta heyelan olması ve Armutlu kabuğunda bir deprem olması ve bu deprem sonrası iki heyelan meydana gelmesi şeklindedir. Armutlu senaryosuna göre bazı noktalarda su yüzeyinin 5 m.’yi aşacak yükseleceği görülmüştür. Bu senaryo sonuçlarına göre genel olarak Marmara Denizi’nde oluşacak tsunami dalgaları en yakın sahil kıyısına 5 dakika içerisinde ulaşmaktadır. Aynı zamanda su yüksekliğinin 20 m.’den az olduğu kesimlerde tsunami dalgaları güçlü ve yıkıcı olabilmektedir. Maksimum genlik değerleri 2 m.’yi aştığı takdirde küçük limanlarda çok kuvvetli akımlar ve aşırı mal kaybı görülmektedir. Eğer Japon deneyleri(Shoto ve Imamura, 2000) bir gösterge ise, 2,5 m. Genlikten daha fazla değerlerde genel mal kaybına ilave olarak can kayıplarının olabileceği sonucuna varılmıştır.

Yukarıdaki sonuçlara göre Marmara Denizi’nin Doğusu için bazı sonuçlar tespit edilmiş, buna göre ortalama 2.5 m., fakat bazı noktalarda 5m.’yi bulan genlikler gözlenmiştir. Bu tezde bu sonuçlar Marmara Denizi’nin batısı içinde aynen kabul edildi. En kötü senaryo olarak bu değerleri %50 oranında arttırdı ve geçmişte 6 m.’yi bulan dalgaları da baz alınarak tezde kullanıldı.

Bu model baz aldığımız değerler İstanbul uygulamasında da kullanılmıştır. Marmara Denizi için farklı denizaltı heyelanları ve deprem senaryoları hesaplanmış ve tsunami

dalgaları modellenmiştir (Yalçınır v.d., 2002; Hébert vd., 2005). Farklı modeller için bile olsa doğru ve güvenilir bir batimetrik veri gerekmektedir.

Kullanacağımız model en düşük ihtimalle oluşacak tsunami dalgasına ve tsunami dalgasının ulaşacak bölgeye (run-up) göre tasarlanmıştır. Elbette ki su basması sonucu çekilmenin ve çöküşün tahmini zordur. Hepsinden öte, Marmara Denizi'nin kıyı bölgelerinin bulunduğu tsunami riskidir, tsunami dalgaları sonucu su altında kalacak bölgelerin haritalarını simule edecek haritalar üretilmelidir. Su altında kalacak bölgeler için senaryolar geliştirilmeli ve en fazla sel basacak bölgeler belirlenmelidir. Çünkü bu bölgeler çok kullanılan ve nüfusun yoğun olduğu alanlardır.

Burada sel sularının kıyılara ne kadar girdiği sel bölgesine ve topografik yapıya bağlıdır (Priest,1995). Tsunami dalgaları sonucu su altında kalacak bölgelerin haritalarını yaparken ve simule ederken bir model kullanıldı. Diğer taraftan, tsunami dalgaları kıyıya yaklaştığı zamandaki en yüksek seviye halinin altındaki su miktarı, bu tsunami dalgalarından etkilenecek kıyı çizgisi alanına hemen hemen eşittir (Hills ve Mader,1997). Tsunami dalgalarından dolayı gelen su baskınının, arazi için nüfus edeceği bölgenin formülü:

$$X_{\max} = (H_s)^{1.33} \times n^{-2} \times k$$

Burada;

X_{\max} (m.)= Maksimum su basma mesafesidir.

H_s (m.)= Tsunami dalga yüksekliğidir.

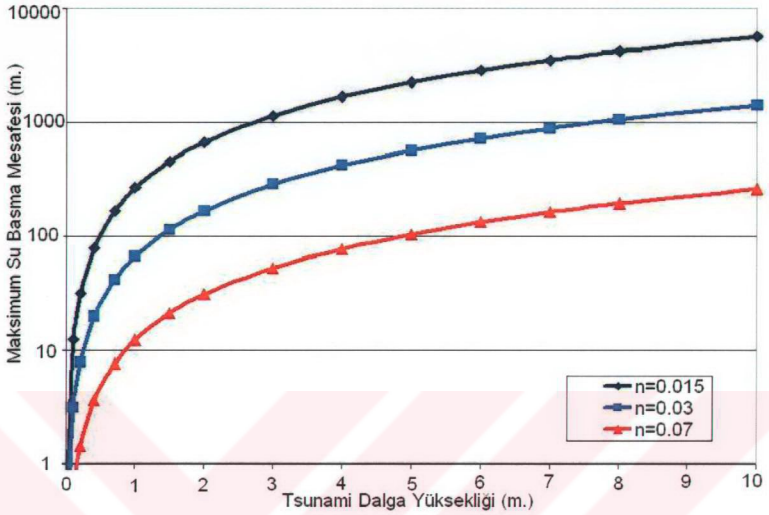
k: Bir sabittir ve çoğu tsunami dalgası için 0,06 alınır.

n: Terimi ise başka bir sabittir ve tsunami dalgasının etki alanının karakteristiğine bağlıdır;

1- Düz alanlar için $n = 0,015$ (Yeşil alanlar ve gel-git düz bölgeleri)

2- Yerleşim bölgeleri için $n = 0,03$ (Bina ve yapılarla kaplı bölge)

3- Yoğun Ormanlarla kaplı bölgeler için $n = 0,07$ dir. (Şekil 16)



Şekil 16. Tsunami dalga yüksekliği- Maksimum su basma mesafesi grafiği

Düz arazi kısımlarına karşı kuru arazi kısımlarının sel baskını mesafesi karada karşılaşılabilecek bir engelleme veya formüldeki mesafeye ulaşınca kadar nüfus edeceği yükseklik tahmin edilerek bir sonuca varılır ve haritaya işlenir.

Formüle göre 2.6m yüksekliğindeki bir tsunami dalgası düzlük alanlar için 950 m. içeriye girebilir. Yapılan uygulamada maksimum değerine kadar penetrasyon olduğu kabul edilmiştir ve bu şekilde uygulanmıştır. Çünkü Tsunami dalgaları normal salınım hareketi değil kütle değişimi şeklinde olduğu için uygun kot durumuna ulaşınca kadar ilerleme gerçekleşir.

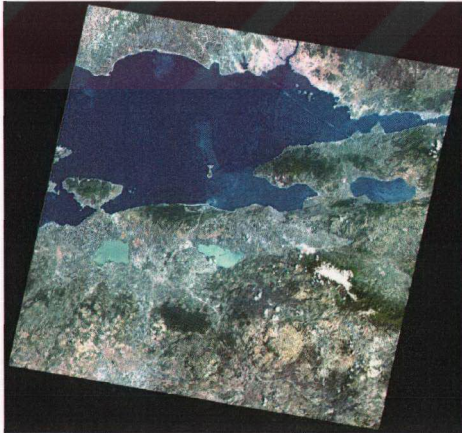
Oluşturulan model normal şartlara göre düzenlenmiştir. Deniz seviyesindeki değişiklikler ve muhtemel sismik değişiklikler dikkate alınarak modele eklenebilir. Sismik değişikliklerden kasıt, KAF'nın doğrultu atımlı fay olmasıdır fakat bu özellik tsunami dalgası yaratmaz.

Ancak Hébert v.d., 2005’de ifade edildiği gibi Marmara Denizi içinde aktif deniz altı heyelanları vardır. Sözkonusu heyelanlar sismik faaliyetler ile harekete geçebilir. Beklenen sismik faaliyetler veya sismik faaliyet ile ilişkili faaliyetlerin (denizaltı heyelanları, çamur akması v.b.) gerçekleştiği derinlik önemlidir. Batimetri verileri bu noktada önem kazanır, kullanılan formüle göre sismik faaliyetlerin gerçekleştiği derinlik ile tsunami dalgasının enerjisi arasında ilişki vardır.

Marmara Denizi’nde gel-git olayından dolayı gel-git genliği 3-5 cm değişse bile mevsimsel su seviyesi 10-20cm arasında değişmektedir. Bu gibi sonuçlar modelin değişmesine neden olabilir.

6.2.2 Kullanılan Uzaktan Algılama Görüntüleri ve Görüntü İşleme Yöntemleri

Bu uygulamada 180_32 (path –row) Landsat TM 05.06.1987 (Şekil 17) ile 181_32(path-row) Landsat TM 02.07.2000 (Şekil 18) görüntüleri kullanılmıştır. USGS resmi sayfasından ücretsiz olarak görüntüler elde edilmiştir.



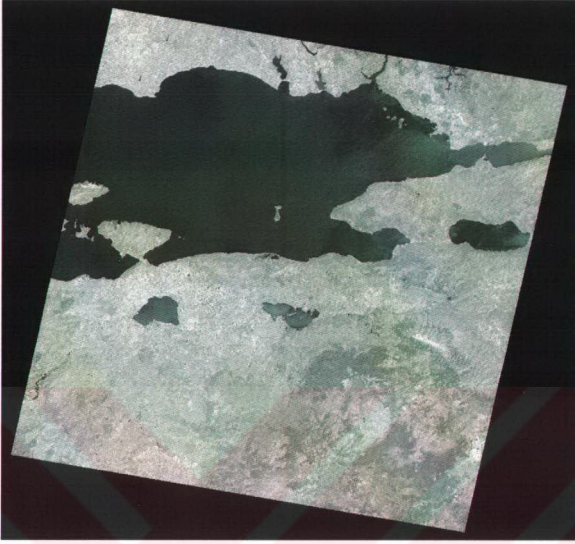
Şekil 17. Landsat TM 180_32 doğal renkli görüntü (3,2,1)



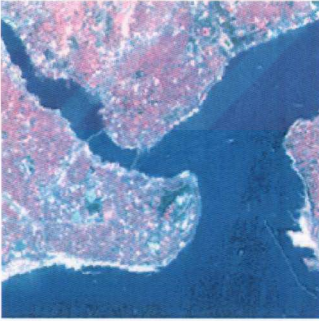
Şekil 18. Landsat TM 181_32 doğal renkli görüntü (3,2,1)

Şekil 17 ve 18'te belirtilen görüntüler Landsat uydusunun elde ettiği tüm bandları içermektedir; fakat ilgili görüntülerde sadece 3,2,1 band kombinasyonu ile doğal renkli görüntü elde edilerek çalışılmıştır. Bu konu doğal renkli görüntü bölümünde bahsedilmiştir. Aynı zamanda uzaysal çözünürlük bölümünde bahsedildiği gibi; Landsat görüntülerinin bu bandlarının çözünürlükleri az olduğu için yerleşim bölgelerinde pankromatik (0.52-0.90 μm ; 15m. çözünürlüklü siyah beyaz veri) görüntü kullanılmıştır (Şekil 19). Yerleşim bölgeleri genel olarak 180_32 bölgesinde bulunduğu için sadece bu görüntü yani 180_32 02.07.2000 ETM görüntüsünün pan olan 8.band kullanılmıştır.

Landsat TM görüntüsü ile Landsat Pan görüntüsünün çözünürlüğü Şekil 20 ve 21'te karşılaştırılmıştır. Burada en basit olarak Haliç Köprüsü TM görüntüde sadece birkaç piksel ile görünürken, pankromatik bantta köprü rahat olarak fark edilebilmektedir.



Şekil 19. Landsat 180_32 pankromatik görüntü



Şekil 20. Haliç Landsat TM görüntüsü

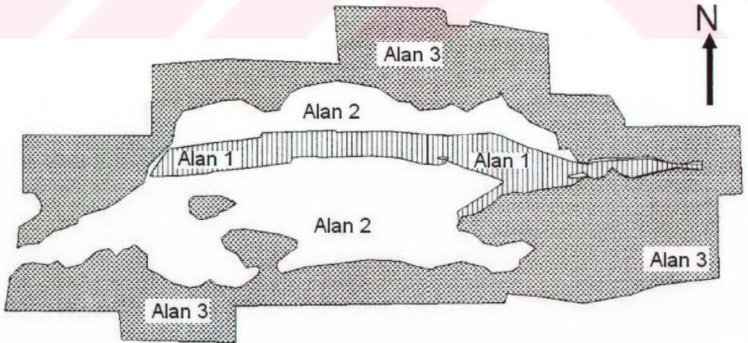


Şekil 21. Haliç Landsat Pan görüntüsü

Bu işlemler için Imagine Erdas 8.4 uzaktan algılama uydu verileri işleme programı kullanılmıştır. İlgili görüntülerde gerektiği durumlarda kontrast artırımı yapılarak işlem

kolaylaştırılmıştır. İlgili görüntüler USGS sitesinden 6 derecelik UTM koordinat sistemine göre koordinatlandırıldığı için herhangi bir rektifikasyon veya registration işlemi yapılmamıştır.

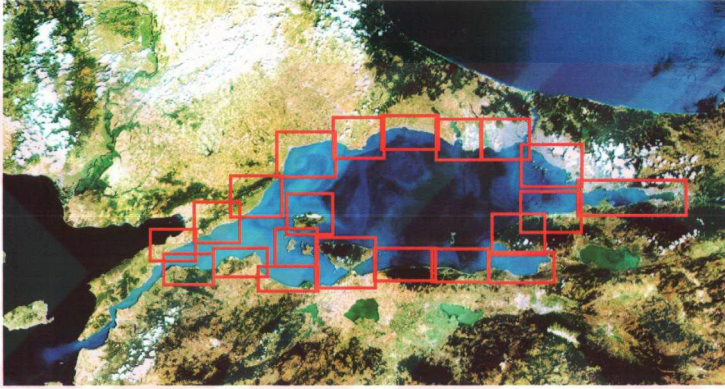
Modellemede kullanılan Sayısal Arazi Modeli İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, BERKARDA Uzaktan Algılama ve CBS Laboratuvarında 2001 yılında Gazioğlu ve arkadaşları tarafından üretilen modelin 40m çözünürlükle yeniden revize edilmesi sonucu elde edilmiştir. Model üç bölgede farklı metotlarla elde edilerek oluşturulmuştur (Şekil 22). Alan1 de multi-beam data ile Alan2 yayınlanmamış batimetrik veri bilgisayar teknikleri ile işlenmiş ve birleştirilmiştir. Yüzeyin matematiksel modeli Erdas programında X.Y.Z verileri birleştirilerek oluşturulmuştur ve gri tonlama seviyesi olarak elde edilmiştir. Alan 3 olan Marmara Denizi'nin kıyı topografyası, 1:25000 ölçekli topografik haritalardan sayısallaştırma sonucu üretilmiştir. Daha sonrada bu veriler batimetrik veri ile birleştirilmiştir. SAM'nin arazi kısmının (Alan 3) doğruluğu $KOH = \pm 13.05m$, Alan 2'nin Doğruluğu $KOH = \pm 18.87m$ ve son olarak multi-beam ile elde edilen (Alan 1) alanın doğruluğu ise $KOH = \pm 15.65m$ 'dir (Gazioğlu, 2002). Fakat bizim çalışma alanımıza sadece Topografik haritalardan elde edilen Alan 3 etkilemektedir. Bu bölgedeki tsunami dalgalarının kıyı alanlarına göre etkilediği bölgelere bakılacaktır.



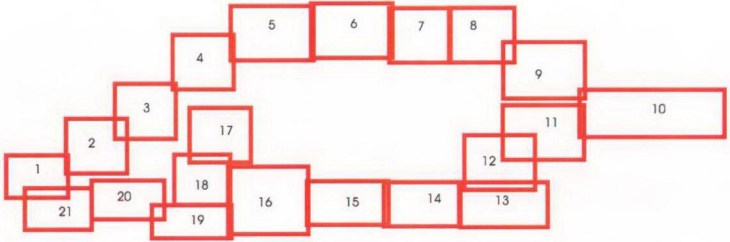
Şekil 22. SAM'nin üretiminde kullanılan farklı veri kaynaklarının alanlarını gösteren harita (Gazioğlu 2001).

6.3 Tsunami Dalgalarının Etki Alanlarının Modellemeye Göre Belirlenmesi

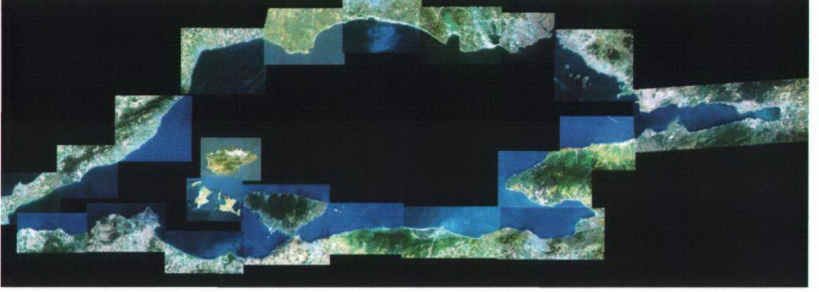
Tsunami dalgalarının etki alanlarını belirlemek için kullanılan Landsat görüntüleri çok büyük boyutta olduğu için, kullanılabilirlik amacı ile ilgili görüntüler Erdas programının subset komutu kullanılarak gerekli kıyı bölgeleri sıra ile kesilerek sahil boyunca gidildi ve tüm Marmara Denizi kıyıları ve bazı büyük adalar tarandı. Şekil 23'de görüntü indeks haritası, Şekil 24'da ise görüntü numaralandırması gösterilmiştir. Şekil 25'da ise subset yapılan uydu görüntülerinin tamamı verilmiştir.



Şekil 23. Görüntü indeksi

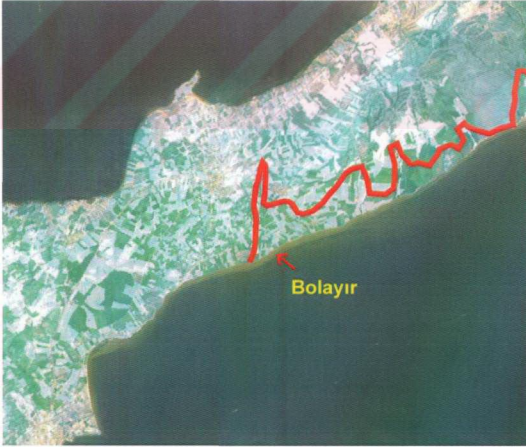


Şekil 24. Görüntü indeksi numaralandırması



Şekil 25. Subset yapılmış uydu görüntülerinin tamamı

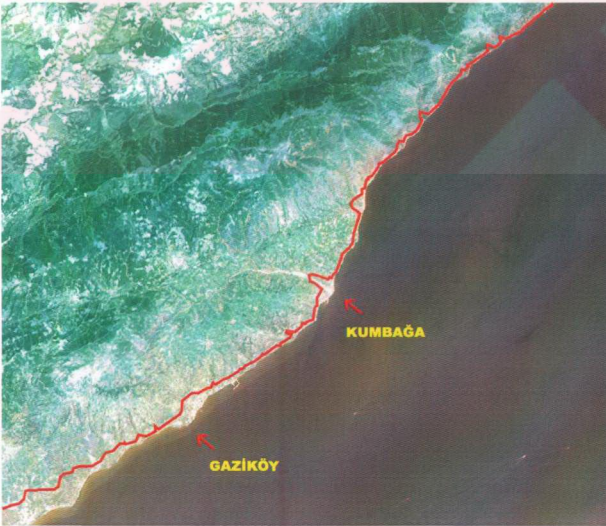
Modelimize göre belirlenen oluşabilecek tsunami dalgalarının etkileyebilecekleri uydu verilerine göre ve sayısal arazi modelimizden faydalanılarak belirlenen - alanlar Şekil 26 ile 46 arasında görüntü indeksi sırasına göre gösterilmiştir.



Şekil 26. Görüntü 1 (Tam yapılamamasının nedeni SAM'nin bu bölgeye ait verisinin bulunamamasıdır.)



Şekil 27. Görüntü 2



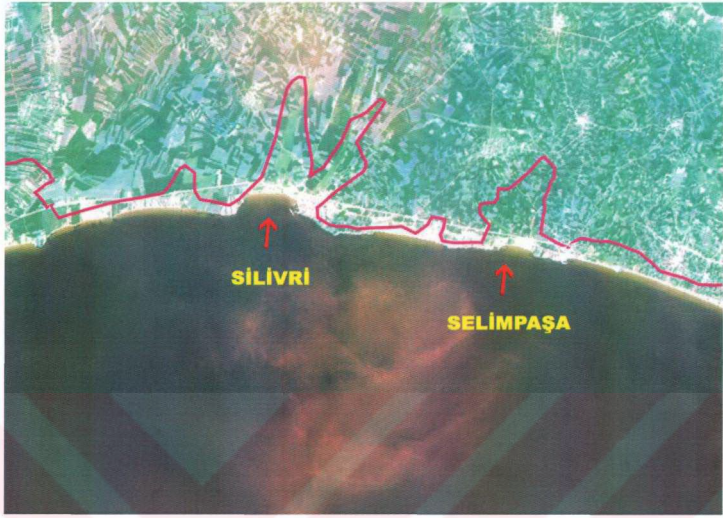
Şekil 28. Görüntü 3



Şekil 29. Görüntü 4



Şekil 30. Görüntü 5



Şekil 31. Görüntü 6



Şekil 32. Görüntü 7



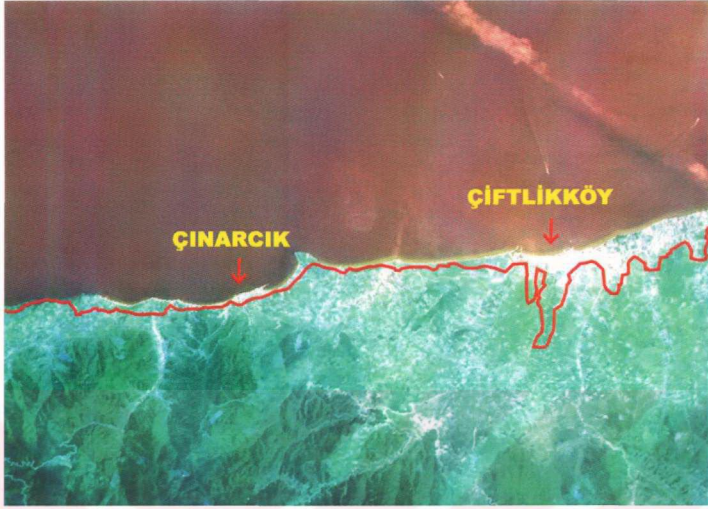
Şekil 33. Görüntü 8 (Pankromatik görüntü)



Şekil 34. Görüntü 9(Pankromatik görüntü)



Şekil 35. Görüntü 10(Pankromatik görüntü)



Şekil 36. Görüntü 11



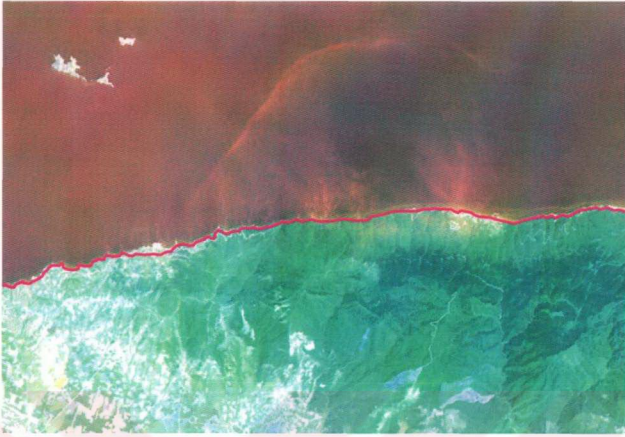
Şekil 37. Görüntü 12



Şekil 38. Görüntü 13



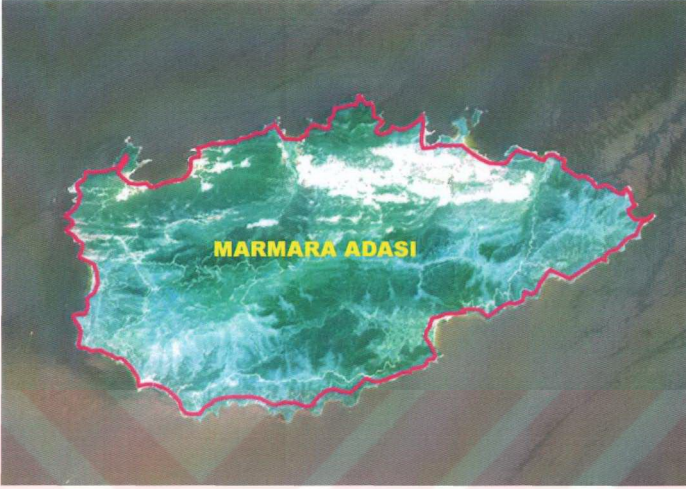
Şekil 39. Görüntü 14



Şekil 40. Görüntü 15



Şekil 41. Görüntü 16



Şekil 42. Görüntü 17



Şekil 43. Görüntü 18



Şekil 44. Görüntü 19



Şekil 45. Görüntü 20



Şekil 46. Görüntü 21

6.4 Tsunami Dalgalarının Tehlike Alanları

Yapılan çalışmada modele göre üretilen görüntüleri tek tek özelliklerini incelenecek olur ise,

Görüntü 1'e göre sadece kıyı yerleşimi olan Bolayır tehlike altındadır, bu görüntüde büyük oranda tarım arazisi tsunami dalgalarına maruz kalabilir ve maddi zarara sebep olabilir.

Görüntü 2'göre; Kıyı yerleşimleri alçak olan Şarköy ilçesi ile Mürefte tehlike altındadır.

Görüntü 3'e göre; Genel kıyı bölgesi dağlık olması nedeni ile dalga penetrasyonu fazla değildir. Ancak Gaziköy ve Kumbağa gibi iki yerleşim birimi vardır, ama bu yerleşim bölgeleri yüksek yerlere kurulu olduğu için zarar az görülebilir.

Görüntü 4'e göre; il merkezi Tekirdağ tehlike altındadır fakat yerleşim ve kot nedeni ile fazla su basması beklenmemektedir. Gelen olarak tarım arazileri zarar görülebilir.

Görüntü 5'e göre; Yine tarım arazileri zarar görebilir bölgede sadece yerleşim birimi olan Marmara Ereğlisi alçak yerleşiminden dolayı tehlike altındadır.

Görüntü 6'ya göre; İstanbul'a yaklaşmanın verdiği yerleşim yoğunluğunun başladığı görülmektedir. Silivri, Selimpaşa Kumburgaz gibi kıyı yerleşimleri tehlike altında olup özellikle Silivri'de içerileri kadar kot farkı artmamaktadır.

Görüntü 7'e göre; Kıyıda az sayıdaki yerleşim ile çevre yolu tehlike altında olup BüyükÇekmece ve Küçükçekmece'de ciddi kayıplar yaşanabilir.

Görüntü 8'e göre, daha hassas bilgi edinmek için kullanılan pankromatik verinin avantajı ile yerleşim bölgelerinde sular altında kalabilecek bölgeler rahatlıkla seçilebilmektedir. Yeşilköy'de bulunan hava alanına kadar olan bölge tehlike altında olup Zeytinburnu'ndaki hipodrom dahil riski bölgede kalmıştır, Eminönü yarımadasında ise surlara kadar dalga geleceği düşünülürse sadece sahil yolu zarar görebilir.

Görüntü 9'a göre; İstanbul'un Anadolu yakası genel olarak görünebilir. Kıyıdan yüksekliğin ani artması ile fazla su basması olmayacağı düşünülse de, Kıyıda yerleşim yoğunluğu nedeni ile maddi ciddi hasarlar ve can kaybı yaşanabilir.

Görüntü 10'a göre; yine sahilden içerilere doğru ani yükseklik artışı su basma bölgelerini azaltmış ve tsunami dalgalarının etkisi bu bölgede azalmıştır. Sadece körfezdeki Altınova'nın alçak tarım arazileri sahip olmasından dolayı iç bölgelere su basması artmış görünmektedir. Fakat yerleşim bölgelerine ciddi bir tehdit yoktur.

Görüntü 11'e göre ise Büyük yerleşim yerlerinden olan Çiftlikköy ve Çınarcık ilçeleri tehlike altındadır. Çınarıktan sonra dağlık bölgeler başlamaktadır.

Görüntü 12'e göre; görüntünün kuzeyi tamamen dağlık ve tsunami dalga tehlikesi olmayan bölgedir. Fakat güneyde kıyı yerleşimi olan Armutlu ve birkaç köyü tehlikede görünmektedir.

Görüntü 13'e göre; Gemlik ve çevresindeki tarım arazileri ile Mudanya ilçesi tsunami dalgalarının tehdidi altında kalabilir. Yerleşim yerleri dışındaki bölgeler dağlık bölgelerdir.

Görüntü 14'e göre; ise doğu kısmı dağlık ve tehlikenin az olduğu kısımlardır. Fakat Kocasu nehri ağzı ve bu kısımda bulunan bazı küçük köyler ve bu köylerin tarım arazileri tehlike altındadır.

Görüntü 15'e göre; tehlike altında herhangi bir yerleşim merkezi görünmemektedir ve bölge tamamen dağlıktır.

Görüntü 16'ya göre; Büyük yerleşim merkezlerinden olan Bandırma ve limanı tehlike altındadır, ancak içerilere ilerleme fazla beklenmemektedir. Bunun yanında Erdek ilçesi alçak yerleşimi ile tehlike alanı içerisindedir. Fakat Erdek yarımadasında fazla tehlike görünmemektedir.

Görüntü 17 ve 18'de ise Marmara, Türkeli ve Paşalimanı Adaları görüntülenmiştir. Adaların alçak olan yüzey şekilleri nedeni ile tehlike alanında görünen Türkeli ve Paşalimanı adalarıdır, Marmara Adası'nda ciddi bir tehlike görünmemektedir.

Görüntü 19'da Denizkent ve çevresindeki tarım arazileri tehlike altındadır.

Görüntü 20' göre; Karabiga yerleşim merkezi ve çevresindeki köyler ve yol bölgesinin alçak yüzey şekilleri nedeni ile su basma kısmı artmıştır.

Son olarak, görüntü 21'e göre; Şevketiye ve Çardak yerleşimleri bölgede bulunsa da genelde dağlık bir kısımdır.

Genel olarak, nehir ağzları, Küçükçekmece ve Büyükçekmece gibi lagünlerin kıyı bölgeleri, Trakya'nın Marmara Denizi kıyılarındaki alçak ve basık kıyı özelliklerine sahip kesimleri model gereği yüksek riskli alanlar olarak belirlenmiştir. Tüm Marmara Denizi Kıyılarının ne kadarlık kısımlarının su altında kalacağı ve bunların ne kadarlık kısmının yerleşim alanı, tarım arazisi, ormanlık bölge veya boş arazi olduğunu anlamak için Uzaktan Algılama verilerini sınıflandırma yöntemi kullanarak belirleyebiliriz.

6.5 Uydu verilerinin Sınıflandırması ve Sonuçları:

Tsunami dalgaları sonrası genel bilgi sahibi olmak için kullanılan Landsat TM 180-32 ve 181-32 uydu görüntüleri üzerinde sınıflandırma işlemi yapılmıştır. Sınıflandırma işlemi Erdas 8.4 görüntü işleme programı ile yapılmıştır. Kontrolsüz sınıflandırma yöntemi kullanılmıştır.

Sınıflandırma yapılmadan önce kullanılan iki Landsat TM görüntüsü mozaiklenmiştir. Şekil 26-46 arasında daha önceden belirlenen alanlar, mozaiklenmiş görüntü üzerinden ilgili risk bölgeleri ERDAS programında çizilerek, ilgilenilen alanlar (Area of Interest (AOI)) belirlenmiştir (Şekil 47). Bu uygulamada ilgilenen alanlar tsunami dalgasının etkisi altında kalması beklenen kıyı bölgeleridir.

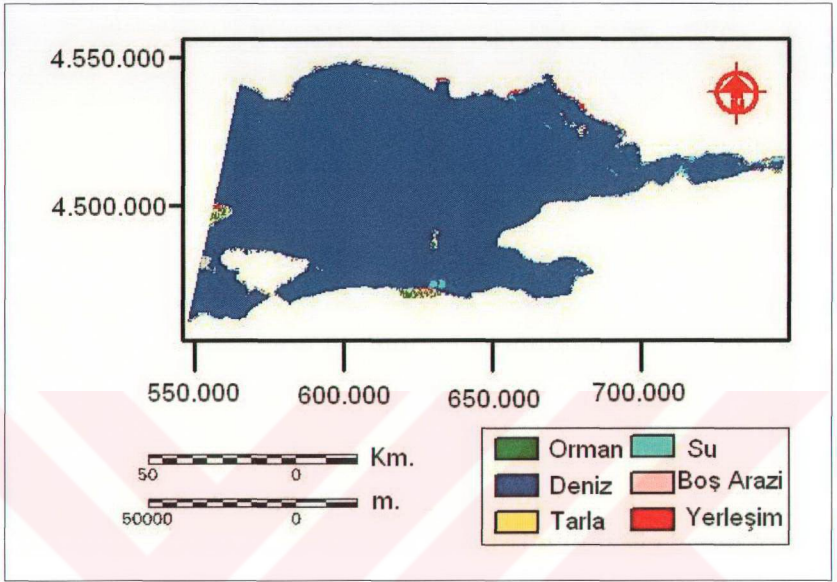


Şekil 47. Landsat Görüntüleri üzerinde ilgili alanlar

Bu çalışma kapsamında temelde iki farklı çerçeve uydu görüntüsü kullanıldığı için sınıflandırma sonuçlarını doğrudan etkileyebilecek farklı algılama koşullarından arınmak için bir birleştirme işlemi uygulanmamış olup Şekil 47 genel olarak sınıflandırma sonuçlarını Marmara Denizi kıyılarında göstermek için kullanılmıştır.

Yapılan bu işlemden sonra oluşturulan AOI tabakalarına göre her bir görüntü üzerinde uygulanan subset görüntü kesme komutu ile ilgilenilen alanlar kesilmiştir. Bu sayede sadece istenilen bölge sınıflandırılacaktır.

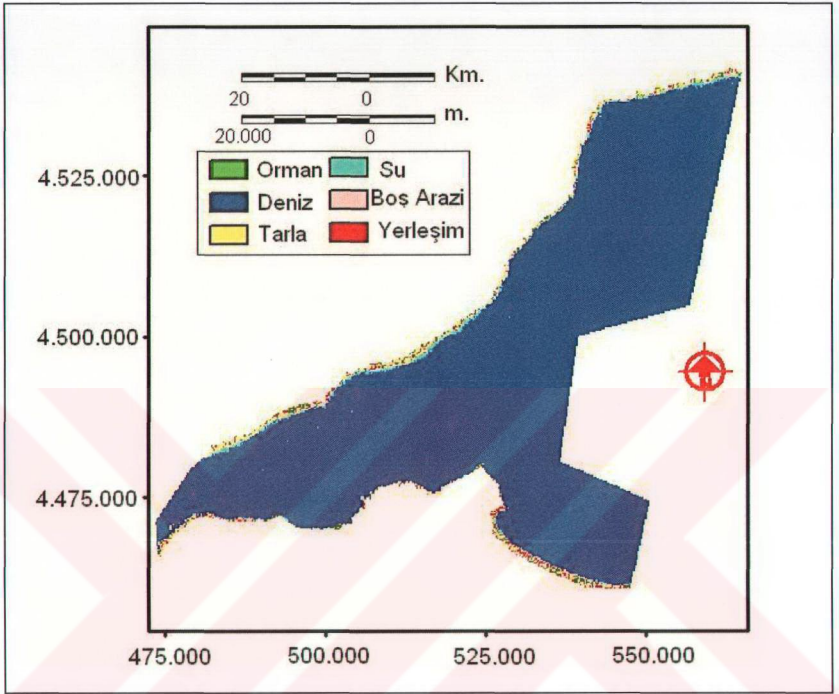
Kesme işleminin akabinde kontrolsüz sınıflandırma işlemi için, ERDAS programının ISODATA komutu ile kesilen görüntü 30 sınıfa ayrılarak sınıflandırılması sağlanmıştır. Sınıflar oluşturulduktan sonra bu sınıfların hangi bölgeleri temsil ettiğini belirlemek için; sınıflandırılmış görüntü, doğal renkli görüntü ve pankromatik görüntüler arasında link kurulmuş ve oluşturulan sınıflar etiketlenmiştir. Ayırım sadece, orman, deniz, tarla (tarım arazisi), su (sulak alanlar), boş arazi (kayalık alanlar, boş tarlalar, yerleşim olmayan kısımlar) ve yerleşim alanları olarak yapılmıştır. Etiketleme işleminden sonra aynı sınıfa ait sınıflar birleştirilmiş ve 6 ana sınıf oluşturulmuştur. Landsat 180-32 görüntüsünün sınıflandırma sonrası görüntüsü Şekil 48'de, sınıflandırma sonrası sınıfların alanları Tablo 4'te verilmiştir. Benzer şekilde, Landsat 181-32 görüntüsünün sınıflandırma sonrası görüntüsü Şekil 49'da sınıflandırma sonrası sınıfların alanları Tablo 5'te verilmiştir.



Şekil 48. Landsat 180-32 Sınıflandırılmış Görüntüsü

Tablo 4. Landsat 180-32 Sınıflandırılmış Görüntüsünün Alansal Bilgileri

Sıra No	Sınıf	Alan (Hektar)
1	Orman	5548.56
2	Deniz	856093.00
3	Tarla	7307.65
4	Su	11370.40
5	Boş Arazi	5788.17
6	Yerleşim	12751.60



Şekil 49. Landsat 181-32 Sınıflandırılmış Görüntüsü

Tablo 5. Landsat 181-32 Sınıflandırılmış Görüntüsünün Alansal Bilgileri

Sıra No	Sınıf	Alan (Hektar)
1	Orman	2642.01
2	Deniz	233573.03
3	Tarla	4519.77
4	Su	2116.97
5	Boş Arazi	3100.93
6	Yerleşim	1800.60

Yapılan iki adet görüntünün sınıflandırması sonucunda hesaplanan alan değerleri toplanıp, tüm alana olan yüzdeleri hesaplanınca Tablo 6'daki değerlere ulaşılmıştır. Tablo 6'da Deniz sınıfı çıkartılarak hesaplama yapılmıştır. Bu sınıflandırma sonucu boş arazilerin bizi yanıltması söz konusudur. Sınıflandırma sonucu, boş tarlalar ile boş dağlık kısımların aynı sınıfa atanması bizi yanıltabilir. Tablo 6'da önemli bir yüzdeye sahip kısım yerleşim alanlarıdır ve %26 ile sahil bölgesinin dörtte birini oluşturmaktadır. Maddi hasar yönünden bakıldığında yerleşim alanlarının yanında %21 ile tarım alanları dikkat çekmektedir. Boş arazi olarak sınıflandırılan alanlardan da belli miktarda tarla alanlarının geleceği düşünüldüğünde ciddi maddi zararların ortaya çıkacağı gözlenebilir.

Tablo 6. Sınıflandırılma Sonucu Su Basan bölgelerin Toplam Alanları ve Yüzdeleri

Sıra No	Sınıf	Alan (Hektar)	Yüzde(%)
1	Orman	8190,57	14%
3	Tarla	11827,42	21%
4	Su	13487,37	24%
5	Boş Arazi	8889,10	16%
6	Yerleşim	14552,20	26%
	Toplam	56946,66	100%

6.6 Sonuçlar ve Öneriler

Tsunami olayları önceden tahmin edilemeyen ve önlenemeyen olaylardır. Bu sebeple riskli bölgeler belirlenerek Marmara Denizi'nin tsunami risk haritası oluşturuldu. Bu çalışma kapsamında, geçmişte sadece Marmara Denizi'nin doğusu için üretilen modeller kullanılarak (Yalçın vd., 2002; Alpar vd., 2003; Hébert, vd., 2005) tüm Marmara Denizi kıyıları için bir ön etki değerlendirmesi gerçekleştirildiğini ifade etmek gerekir. Tüm Marmara Denizi kıyıları için tek bir modelin üretilmesi karmaşık tektonik ve jeomorfolojik özellikler nedeni ile pek

gerçekleştirilirken en yüksek ihtimallere göre işlem yapıldı. Mutlak kıyıda olan yükseklik 6 m. olarak alındı ve buna göre senaryo üretildi. Bundan dolayı sel baskını olacak bölgeler fazla çıkmıştır. Normal şartlarda da en kötü senaryo tercih edilir ve Marmara Denizi'nin tarihsel geçmişinde 6 m. tsunami dalgaları ile karşılaşıldığı bilinmektedir. Bu diğer bölgeler için modeller üretilip, bu çalışmadaki veriler güncellenmelidir. Bu durumda daha hassas ve doğrulukta değerlendirme yapılabilir.

Aynı bölgelerde düşük ve yüksek risk sınırları ortaya çıkarılarak karşılaştırılmalı ve hassas (riskli) alanlar belirlenmelidir. Alınan modeldeki İstanbul için tsunami dalgası tehlike haritası ile bizim yaptığımız uygulama arasında bazı farklılıklar gözükmektedir. Bunun nedeni verilerin doğruluğu, çözünürlük farkı ve yersel çalışma ve doğal olarak maliyetten kaynaklanmaktadır. İstanbul uygulamasında Ikonos verisi kullanılmış fakat bizim çalışmamızda Landsat TM ve ETM verileri kullanılmıştır. Ikonos görüntüsünde kıyı bölgeleri ve binalar rahatlıkla fark edilebilmekte ve tsunami dalgasının geçiş bölgeleri seçilebilmektedir veya engeller rahatlıkla fark edilebilmekte ve piksel boyutunun 1m olması nedeniyle daha hassas çalışılabilmektedir. Fakat Landsat verilerine göre bizim yaptığımız çalışma çok hassas olmayan bir çalışmadır. Bu görüntü ile sadece yerleşim bölgesi bilgisi gibi kaba bilgilere ulaşılabilir ve sadece formül verisine göre tsunami dalga penetrasyonu haritalarda gösterilebilir. Görüntünün piksel boyutunun 30 m. olduğu düşünülürse İstanbul çalışmasına göre fazla hassas sonuçlar elde edilemez. Sadece avantaj olarak sinoptik görüş nedeni ile iki adet Landsat çerçeve (frame) ile tüm Marmara Denizi incelemiştir.

Bu tsunami dalgasının haritaları doğal çevreye tsunami dalgasının etkisini belirlemek için kullanılmalıdır. Tsunami dalgaları düz bölgelerde daha yıkıcı olabilir. Bu bölgelerde ağaçlandırma şeritleri oluşturulmalı veya barikat kurulmalıdır. Marmara Bölgesinde nüfus yoğunluğu fazla olduğundan yaşam ve ekonomik kayıplarda yüksek olabilir. İlgili risk sınırları dikkate alınarak yapılaşma düzenlenmelidir.

Bu işlem Landsat gibi yaygın olarak kullanılan Spot uydu verileri de kullanılabilir. Spot görüntülerinin (Özellikle Spot5) Landsat görüntülerine göre daha yüksek çözünürlüklü verileri ile daha hassas bir çalışma yapılabilir. Ana imar durumu haritaları dediğimiz 1:25.000 ölçekli imar planlamasında kullanılabilir ve planlama bu bölgeye göre yapılabilir.

Aynı zamanda çok daha iyi uzaysal çözünürlüğe sahip Ikonos veya Quickbird gibi uydu verileri ile analiz daha da detaylandırılıp 1/1000 ölçeğe sahip imar paftaları ve kadastro haritaları ile karşılaştırılarak risk bölgeleri daha hassas olarak elde edilebilir.

Herhangi bir afet durumunda hava durumunun ne olacağı da tahmin edilemez ve ya optik algılama için müsait bir durum olmadığında (Havanın kapalı olması, yağmurlu v.b. bulutlu olması gibi.) uzaktan algılamanın Radar uydu verileri kullanılabilir. Örneğin; bu veriler sayesinde su basan kısımlar tespit edilebilir. Radar uyduları aktif algılama yaparlar. Yani, görüntü çekimi sırasında enerji harcarlar fakat havanın bulutlu veya kapalı olması gibi etkenlerden etkilenmezler. Bu veriler ile su basma bölgeleri, deniz kıyısı yerleşim bölgeleri v.b. ayırt edilebilir.

Diğer yandan, alternatif olarak, modelimize göre tsunami dalgalarının kıyıya ulaştığı bölgelerin ilgili bölgenin karakteristik yapısına bağlı olduğunu ve n katsayısına bağlı olduğunu belirtmiştik; n katsayısının değişimi, yerleşim bölgeleri, ormanlık alan ve düz bölgeler olarak ayrılmıştı. Kullanılan Landsat görüntüsü yerleşim bölgeleri, ormanlık alan, tarım arazisi gibi... Sınıflandırma yöntemi ile sınıflandırılarak ilgili işlem daha rahat olarak yapılabilir veya kırmızı çizgi sınırları güncellenebilir; hatta otomatik hale dönüştürülebilir.

Uzaktan algılamanın Afet yönetimi için her aşamada veri sağlayıcı olarak kullanılabileceği bu çalışmada görülmüştür. Afet öncesi hazırlık ve bilgi edinme, afet sırasında hangi durum olursa olsun güncel veriye anında ulaşma ve afet sonrası eski ile yeni durum karşılaştırması ile erken müdahale ve çözümler getirilebilir.

KAYNAKLAR

ABALI, H. ve KEMALDERE, H.(2002): Uydu Verileri İle Nüfus Tahmini (Sınıflandırma Yapılarak), İTÜ İnşaat Fakültesi Bitirme Ödevi, s.48. İstanbul

ALPAR, B., YALÇINER, A.C., ÖZBAY, İ., (2000): Marmara Denizinde Potansiyel Heyelan Alanları ve Bunlara İlişkin Depreşim Dalgası(Tsunami) Oluşum ve Hareketleri. III. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu (5-7 Ekim 2000), Bildiriler Kitabı, Çanakkale, pp. 17-31.

ALPAR, B., ALTINOK, Y.,GAZİOĞLU, C., ve YÜCEL, Z.Y. (2003): Tsunami Hazard Assessment in Istanbul (İstanbul'da Tsunami Tehlikesinin Değerlendirmesi), Turkish J. Marine Sciences 9(1), 3-29.

AMBRASEYS, N.N. ve FINKEL C. F., (1995): Seismicity of Turkey and Adjacent Areas: An Historical Review 1500-1800, Eren Pub., İstanbul.

ALTINOK, Y. ve ERSOY, Ş.(2000): Tsunamis Observed on and Near Turkish Coast, Natural Hazards, 21, 185-205.

ALTINOK, Y., TINTI, S., ALPAR B., YALÇINER A. C., ERSOY S., E. BORTOLUCCI, E. ve ARMIGLIATO A.(2001): The Tsunami of August 17, 1999 in Izmit Bay, Turkey, Natural Hazards 24, 133–146.

ALTINOK, Y., ALPAR, B. ve YALTIRAK, C. (2003). Şarköy-Mürefte 1912 Earthquake's Tsunami, Extension of the Associated Faulting in the Marmara Sea, Turkey. Journal of Seismology, 7(3): ISSN: 1383-4649, 329-346.

GAZİOĞLU, C.(2001): Marmara Deniz Tabanının ve Yakın Çevresinin Yüzey Oluşumlarının Çok Yönlü Araştırılması (Jeomatik), İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Denizel Çevre Anabilim Dalı,Kıyı Müh. Doktora Tezi, s.114 İstanbul.

GAZİOĞLU,C., GOKAŞAN, E., ALGAN, O., YÜCEL, Z.Y., TOK, B. ve DOĞAN, E.(2002): Morphologic features of the Marmara Sea from multi-beam data, Marine Geology 190, 397-420.

GAZİOĞLU,C., YÜCEL, Z.Y.ve DOĞAN, E. (2004): Morphological Features of Major Submarine Landslides of Marmara Sea Using Multibeam Data, Journal of Coastal Research, 21, 129-138.

GÖKAŞAN, E., ALPAR, B., GAZİOĞLU,C., YÜCEL, Z.Y., TOK, B., DOĞAN, E., ve GÜNEYSU, C. (2001): Active tectonic of the Izmit Gulf (NE Marmara Sea): from high resolution seismic and multi-beam bathymetry data, *Marina Geoloji* 175(1-4): 273

GÖKAŞAN, E., GAZİOĞLU,C., ALPAR B., YÜCEL, Z.Y., ERSOY, Ş., GÜNDOĞDU, O., YALTIRAK,C. ve TOK, B. (2002): Evidence of NW extension of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea: a new interpretation of the Marmara Sea (Izmit) earthquake on 17 August 1999, *Geo-Mar Lett* 21, 183–199,

GÖKAŞAN, E., USTAÖMER, T., GAZİOĞLU,C., YÜCEL, Z.Y., ÖZTÜRK,K., TUR,H., ECEVİTOĞLU, B. ve TOK, B. (2003): Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data, *Geo-Mar Lett* 23, 19–33

HARRISON, B.A.ve JUPP, D.L.B.(1989); *Introduction to Remotely Sensed Data*, CSIRO Publications, East Melbourne.

HÉBERT, H., SCHİNDELÉ, F., ALTİNOK, Y., ALPAR, B. ve GAZİOĞLU,C. (2005): Tsunami hazard in the Marmara Sea (Turkey): a numerical approach to discuss active faulting and impact on the Istanbul coastal areas, *Marine Geology* 215, 23-43.

HILL, M. N. (1982): *The Sea, Vol. 1, Physical Oceanography*, Robert E. Krieger Publishing Co. Malabar, Florida

HILLS, S.G. ve MADER, C.L. (1997): Tsunami produced by the impacts of small asteroids, *Annals of the Sciences*, 822: 381-394

İSPİR, E.(2000); *Uzaktan Algılama Yöntemleri ile Köyceğiz Bölgesindeki Sığla Ormanlarının Değişim Analizi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi,s.73. İstanbul.

İMAMURA, F. ve İMTEAZ, M.A. (1995): Long Waves in Two Layer, Governing Equations and Numerical Model, *Journal of Science of Tsunami Hazards*, 13(1): 3-24.

İMAMURA, F., KOSHİMURA, S. ve YALÇİNER, A.C. (1999). Field survey and numerical modeling of tsunami generated by Turkish Earthquake of August 17, 1999, *Proceedings of Coastal Engineering in Japan* 47: 331-335 (Japonca).

KAYA, Ş(1999): *Uydu Görüntüleri ve Sayısal Arazi Modeli Kullanılarak Kuzey Anadolu Fayı Gelibolu-İşıklar Dağı Kesiminin Jeomorfolojik-Jeolojik Özelliklerinin İncelenmesi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi,s.114 İstanbul.

MAKTAV D.ve SUNAR F.(1991): Uzaktan Algılama (Kantitatif Yaklaşım) (Çeviri Kitap: Swain, Davis, Remote Sensing Quantitative Approach), Hürriyet Ofset A. Ş.

MEI, C.C. (1989): The Apply Dynamics of Ocean Surface Waves. World Scientific Publishing Co., Singapore.

MUSAOĞLU, N.(1999): Elektro-Optik ve Mikrodalga Algılayıcılardan Elde Edilen Uydu Verilerinden Orman Alanlarında Meşcere Tiplerinin ve Yetiştirme Ortamı Birimlerinin Belirlenme Olanakları, İTÜ Fen Bilimleri, Enstitüsü, Doktora Tezi, s.111 İstanbul.

NAGANO, O., IMAMURA, F., SHUTO, N., (1991): A Numerical Model For A Far-Field Tsunamis and Its Application to Predict Damages done to Aquaculture. Nat. Hazards 4, 235-255.

ÖZBAY, I. (2000): Two Layer Model for Tsunami Generation, M. Sc. Thesis, Middle East Technical University, Civil Engineering Department, Ocean Engineering Research Center.

ÖZMEN, B.(2001): Kuzey Marmara Denizi'nde tsunami simülasyonları için gereken batimetrik datanın oluşturulması, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi,s.46, İst.

ÖZTÜRK, H., KORAL,H., ve GEİST,E.L.(2000): Intra-basinal water movements induced by faulting: the August 17,1999,Gölcük(Izmit Bay) earthquake ($M_w=7.4$), Marine Geology, 170(3-4), 263-270

PINET, P. R. (1998): Invitation to Oceanography, Jones and Barlett Publishing Inc., London

PRIEST, G.R. (1995): Explanation of Mapping Methods and Use of the Tsunami Hazard Maps of the Oregon Coast, State of Oregon Department of Geology and Mineral Industries, Suite 965, 800 NE Oregon St., 28 Portland, Oregon 97232.

SABIN, F.F. Jr(1987): Remote Sensing Principles and Interpretation, Freeman, New York.

SESÖREN,A.(1998): Uzaktan Algılamada Temel Kavramlar, Mart Matbaacılık, İstanbul.

SHUTO, N. ve IMAMURA, F., (2000): An Idea of The Sanriku Network for Tsunami Prediction and Forecasting in The Area Most Frequently Damaged in The World, Hazard 2000, Eighth Conference on Mitigation of Natural and Man Made Hazards, 22-26 May, 2000, Tokushima, Japan.

SHUTO, N., CHIDA, K., IMAMURA, F., (1995): Generation Mechanism Of The 1983 Nihonkai-Chubu Earthquake Tsunami. Tsunamis, Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning. Kluwer, Dordrecht, pp. 37-54.

THURMAN, H. V. ve TRUJILLO, A. P.(1999): Essential of Oceanography, 6th Edition, Upper Saddle River, Prentice Hall, U.K.

ULUSOY, A.İ. (2001): Tsunami oluşumu, etkilerinin azaltılması ve İstanbul Uygulaması, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi,s.58, İstanbul.

YALÇINER, A.C., KURAN, U., AKYARLI A. ve IMAMURA, F.(1994): Ege ve Marmara Denizlerinde Tsunami Oluşumu ve Hareketinin Matematiksel Model Yardımıyla Araştırılması,TUBİTAK, Proje No:TUBİTAK-DEBAG-38

YALÇINER, A.C., SYNOLAKİS, C.E., BORRERO, J., ALTINOK, Y., WATTS, P., IMAMURA, F., KURAN, U., ERSOY, S., KANOĞLU, U. ve TİNTİ, S., (1999): Tsunami generation in Izmit Bay by the Izmit Earthquake,” Proceedings ITU-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake 17 August 1999, page 217-221, İstanbul.

YALÇINER, A.C. (2000) Tarihsel ve Güncel Örnekler ile Depreşim Dalgaları(Tsunami) ve Korunma Yöntemleri, Sualtı Bilim Teknoloji Toplantısı, Ankara, 2-3 Aralık.

YALÇINER, A.C., SYNOLAKIS, C.E., ALPAR, B., BORRERO, J., ALTINOK, Y., IMAMURA, F., TINTI, S., ERSOY, Ş., KURAN, U., PAMUKÇU, S. ve KANOĞLU, U. (2001). Field surveys and modeling of the 1999 Izmit Tsunami, Proceedings of the International Tsunami Symposium 2001, August 7-10, 2001, Seattle, Washington, USA, 557-564.

YALÇINER, A.C., ALPAR B., ALTINOK, Y., ÖZBAY, I. ve IMAMURA, F.(2002): Tsunamis in the Sea of Marmara Historical documents for the past, models for the future, Marine Geology, 190, 445-463.

YALTIRAK, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings, Marine Geology, 190(1-2): 493-529.

YOUNG, I. R.(1999): Wind Generated Ocean Waves, Elsevier Ocean Engineering Book Series, Volume2, Amsterdam.

Elektronik Kaynaklar:

<http://glefapp.umiacs.umd.edu/index.shtml>: Ücretsiz Landsat Uydu görüntüsü



ÖZGEÇMİŞ

Doğum tarihi : 20/06/1980

Doğum yeri : DENİZLİ/BULDAN

Lise : (1994-1997), Denizli Lisesi

Lisans : (1997-2002), İstanbul Teknik Üniversitesi,
Jeodezi ve Fotogrametri Mühendilii

Çalıştığı kurumlar : (2002) Atılım İnşaat Tur. Ltd.
(2003) Ak-Ter Emlak İnşaat Tur. Ltd.
(2004) Al-Ter Harita İnşaat Tur. Ltd.
(2005-Devam Ediyor) Bağbaşı Belediyesi-Denizli