İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOĞU AKDENİZ'DE UYDU ALTİMETRE VERİLERİ İLE DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN ARAŞTIRILMASI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Mehmet SİMAV

Anabilim Dalı : JEODEZİ VE FOTOGRAMETRİ MÜHENDİSLİĞİ

Programı : GEOMATİK MÜHENDİSLİĞİ

OCAK 2007

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOĞU AKDENİZ'DE UYDU ALTİMETRE VERİLERİ İLE DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN ARAŞTIRILMASI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Mehmet SİMAV
Enstitü No : 501041626

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 20 Aralık 2006
Tezin Savunulduğu Tarih : 29 Ocak 2007

Tez Danışmanı : Doç.Dr. Ersoy ARSLAN
Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Rasim DENİZ
Yar.Doç.Dr. D.Uğur ŞANLI

OCAK 2007

ÖNSÖZ

"Doğu Akdeniz'de uydu altimetre verileri ile deniz seviyesi değişimlerinin araştırılması" konulu tez çalışmasında; son yıllarda deniz seviyesi çalışmalarında yaygın bir şekilde kullanılmaya başlayan uydu altimetre tekniği hakkında ayrıntılı bilgi verilmiş, deniz seviyesi değişimlerinin nedenleri üzerinde durulmuş ve uydu altimetre deniz seviyesi anomalileri, deniz suyu sıcaklık anomalileri ve mareograf aylık ortalama deniz verileri kullanılarak Doğu Akdeniz'de mevsimsel, yıllar arası ve uzun dönemli deniz seviyesi değişimleri araştırılmıştır. Uydu altimetre deniz seviyesi anomalileri ve deniz suyu sıcaklık anomalileri zaman serilerinin konumsal ve zamansal karakterini ortaya çıkarmak için Deneysel Ortogonal Fonksiyon (Emprical Orthogonal Function) (DOF–EOF) analizi ve zaman serilerindeki periyodik değişimleri belirlemek için spektral analiz kullanılmıştır. Bu çalışmadaki uydu altimetre ürünleri Avrupa Çevre ve İklim Projesi (EVK2-CT2001-00117) kapsamında SSALTO/DUACS tarafından üretilmiş ve CNES'in desteğiyle AVISO tarafından dağıtılmıştır.

Çalışma süresince bana yol gösteren ve desteklerini esirgemeyen danışman hocam Sayın Doç.Dr. Ersoy ARSLAN'a ve tez izleme komitesindeki hocalarıma, tez konusunun belirlenmesi konusunda yardımcı olan, tez çalışması boyunca desteğini sürdüren ve tezimi okuyarak daha anlaşılır hale gelmesine yardımcı olan Dr.Müh.Yzb. Hasan YILDIZ'a şükranlarımı sunarım. Ayrıca, çalışmam süresince özveriyle sabreden ve benden manevi desteğini hiç esirgemeyen sevgili eşim Müh.Ütğm. Özlem SİMAV'a teşekkür ederim.

Mehmet SİMAV

Aralık 2006

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR **v**
TABLO LİSTESİ **vii**
ŞEKİL LİSTESİ **viii**
SEMBOL LİSTESİ **x**
ÖZET **xi**
SUMMARY **xii**

1. GİRİŞ **1**

2. UYDU ALTİMETRESİ **6**
2.1. Genel 6
2.2. Uydu Altimetre Tarihi 8
2.3. Uydu Altimetre Ölçü Prensibi 14
2.4. Uydu Altimetre Yörüngesi ve Yörünge İzleme Sistemleri 21
2.5. Uydu Altimetre Hata Kaynakları 23
2.5.1. Yörünge Hataları 24
2.5.2. Altimetre Hataları 26
2.5.3. Anlık Deniz Seviyesi İle Jeoid Arasındaki Sapmalar 29
2.6. Uydu Altimetre Ölçülerine Getirilen Düzeltmeler 31
2.6.1. Jeofiziksel Düzeltmeler 31
2.6.1.1.Gelgitler (Katı yer, okyanus ve kutup gelgitleri) 31
2.6.1.2. Okyanus Yüklemesi 31
2.6.2. Sinyal Yayılım Ortamı Düzeltmeleri (Atmosferik Düzeltmeler) 31
2.6.2.1. İyonosfer 31
2.6.2.2. Troposfer 31
2.6.3. Yüzey Düzeltmeleri 31
2.6.3.1. Ters Barometre (Atmosferik Yükleme) 31
2.6.3.2. Elektromanyetik Sapma 31
2.6.4. Aletsel Düzeltmeler 31
2.6.4.1. USO (Ultra-Stable Oscillator) Düzeltmesi 31
2.6.4.2. Gravite Merkezi 32
2.6.4.3. Düzeltme Tabloları 32
2.6.4.4. Dalga Formu 32
2.7. Uydu Altimetre Tekniğinin Mareograf İstasyonları ile Karşılaştırılması 32
2.8. Uydu Altimetre Kalibrasyonu ve Verilerin Sınanması 34
2.9. Uydu Altimetre Uygulama Alanları 36

2.10. Uydu Altimetre Veri Akışı (Data Flow) 38
2.10.1. Adım 1-Veri Elde Etme (Data Acquisition) 38
2.10.2. Adım 2-Ham Telemetre Verileri (Seviye 0) ve Seviye 1 Verileri 39
2.10.3. Adım 3- Seviye 1 Verileri ve Seviye 2 Jeofizik Verileri 39
2.10.4. Adım 4-Veri Doğruluklarının Sınanması 39
2.10.5. Adım 5-Seviye 3 ve Seviye 4 Verileri (Value-Added Products) 40

3. DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN NEDENLERİ 41
3.1. Genel 41
3.2. Gelgit Etkileri 42
3.3. Meteorolojik Etkiler 43
3.4. Oşinografik Etkiler 44
3.5. İklim Değişikliği Etkileri 45
3.6. Nehir Akışları 45
3.7. Düşey Yer Kabuğu Hareketleri 45
3.8. Ortalama Deniz Seviyesindeki Yıllar ve On Yıllar Arası Değişimler 46

4. DOĞU AKDENİZ'DE ORTALAMA DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ 48
4.1. Genel 48
4.2. Akdeniz'de Deniz Seviyesi Değişimleri İle İlgili Yapılan Güncel Çalışmalar 49
4.3. Çalışma Bölgesi, Çalışmada Kullanılan Veriler ve Veri Merkezleri 52
4.3.1. Uydu Altimetre Verileri 54
4.3.2. Deniz Yüzeyi Sıcaklık Verileri 57
4.3.3. Mareograf Verileri 59
4.4. Çalışmada Kullanılan Yöntemler 59
4.4.1. Deneysel Ortogonal Fonksiyon (DOF) Yöntemi 59
4.4.2. Spektral Analiz 60
4.5. Doğu Akdeniz'de Mevsimsel Deniz Seviyesi Değişimleri 61
4.6. Doğu Akdeniz'de Yıllar Arası ve Uzun Dönemli Deniz Seviyesi Değişimleri, Deniz Seviyesi Değişimlerinin Konumsal ve Zamansal Karakteri 65
4.7. Mareograf Verilerinin Analizi 76

5. SONUÇLAR 78
5.1. Doğu Akdeniz'de Mevsimsel Deniz Seviyesi Değişimleri 78
5.2. Deniz Seviyesi ve Deniz Yüzeyi Sıcaklık Anomalilerinin Analizi 79
5.3. Mareograf Aylık ODS Verilerinin Analizi 82
5.4. Türkiye İçin Değerlendirmeler ve Öneriler 83

KAYNAKLAR 84

ÖZGEÇMİŞ 91

KISALTMALAR

ABD	:	Amerika Birleşik Devletleri
AVHRR	:	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO	:	Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data
CERSAT	:	Centre ERS d'Archivage et de Traitement (ERS Archiving and Processing Center)
CLS	:	Collecte, Localisation, Satellites
CNES	:	Centre National d'Etudes Spatiales
DOF	:	Deneysel Ortogonal Fonksiyon
DORIS	:	Doppler Orbitography by Radiopositioning Integrated by Satellite
DSA	:	Deniz Seviyesi Anomalisi
DT	:	Delayed Time
DUACS	:	Data Unification and Altimeter Combination System
DYSA	:	Deniz Yüzeyi Sıcaklık Anomalisi
DYT	:	Deniz Yüzeyi Topografyası
E/M	:	Elektromanyetik
EKK	:	En Küçük Kareler
ENVISAT	:	Environmental Satellite
EOF	:	Empirical Orthogonal Function
ERS	:	European Remote Sensing
ESA	:	European Space Agency
GEOS	:	Geodynamics Experimental Ocean Satellite
GEOSAT	:	Geodetic Satellite
GFO	:	Geosat Follow - On - Mission
GMT	:	Generic Mapping Tools
GPS	:	Global Positioning System
IERS	:	International Earth Rotation Service
IPCC	:	Intergovernmental Panel on Climate Change
JPL	:	Jet Propulsion Laboratory
KKTC	:	Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti
NAO	:	North Atlantic Oscillation
NASA	:	National Aeronautics and Space Administration
NAVSOC	:	Naval Satellite Operations Center
NCEP	:	National Center for Environmental Prediction
NOAA	:	National Oceanic & Atmospheric Administration
NRT	:	Near-Real Time
ODS	:	Ortalama Deniz Seviyesi
OPNET	:	Operational Network
PO.DAAC	:	Physical Oceanography Distributed Active Archive Centre
POET	:	PO.DAAC Ocean ESIP Tool
PRARE	:	Precise Range and Range-Rate Equipment

PSMSL	:	Permanent Service for Mean Sea Level
SEASAT	:	Seafaring Satellite
SLR	:	Satellite Laser Ranging
SSALTO	:	Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise.
SWH	:	Significant Wave Height
T/P	:	Topex/Poseidon
TB	:	Temel Bileşen
TDRSS	:	Tracking and Data Relay Satellite System
TFD	:	Ters Fourier Dönüşümü
TOPEX	:	Topography Experiment
TRANET	:	Transit Network
TUDES	:	Türkiye Ulusal Deniz Seviyesi İzleme Sistemi
USO	:	Ultra-Stable Oscillator

TABLO LİSTESİ

		Sayfa No
Tablo 2.1	Operasyonel altimetre organizasyonları ve web sayfaları (Bosch, 2002).....	12
Tablo 2.2	Geçmişte faaliyet göstermiş ve halihazırda faaliyette olan altimetre uydularının özellikleri (Bosch, 2002; http://www.altimetry.info/).....	13
Tablo 2.3	Uydu izleme teknikleri (Fu ve Cazenave, 2001)……...	23
Tablo 4.1	Çalışmada kullanılan mareograf istasyonları…….	54
Tablo 4.2	Yıllık (A_{Sa}) ve yarım yıllık (A_{Saa}) mevsimsel deniz seviyesi değişim genlikleri (birimler mm)……...	62
Tablo 4.3	Yıllık (P_{Sa}) ve yarım yıllık (P_{Saa}) mevsimsel deniz seviyesi değişim fazları (birimler 1 Ocak ortada olmak üzere ay cinsinden)……...	62
Tablo 4.4	Doğu Akdeniz'de üç ayrı dönem için belirlenen DSA ve ortalama DSA hızları (birimler mm/yıl)…..……...	67
Tablo 4.5	Doğu Akdeniz'de üç ayrı dönem için belirlenen DYSA ve ortalama DYSA hızları (birimler ^{o}C/yıl)……...	70
Tablo 4.6	Mareogaraf istasyonlarında Haziran 1999 öncesi ve sonrasındaki ODS hızları……...	76

ŞEKİL LİSTESİ

		Sayfa No
Şekil 1.1	**:** Deniz seviyesi yükselmesi sonucu oluşan bir su baskını ….....	1
Şekil 2.1	**:** (a) Görsel deniz seviyesi gözlem tekniği, (b) Şamandıralı mareograf sistemi.....	6
Şekil 2.2	**:** Modern mareograf sistemleri (a) Akustik deniz seviyesi ölçer, (b) Radar deniz seviyesi ölçer, (c) Basınç tipli deniz seviyesi ölçer …….....	7
Şekil 2.3	**:** Halihazırda mevcut altimetre uyduları……...	12
Şekil 2.4	**:** Uydu altimetre ölçme prensibi…….	14
Şekil 2.5	**:** Uydu altimetre ölçü sistemi…….	15
Şekil 2.6	**:** Puls-sınırlı altimetre ile değişen ayak izi alanları……	16
Şekil 2.7	**:** Uydu altimetresinde geometrik ilişki……...	18
Şekil 2.8	**:** Uydu altimetre sinyal yapısı…….....	19
Şekil 2.9	**:** Puls sıkıştırma tekniği…….....	20
Şekil 2.10	**:** Uydu yörüngesi ve dünya üzerindeki uydu izleri……	21
Şekil 2.11	**:** Kepler yörünge elemanları……..	24
Şekil 2.12	**:** Uydu altimetre yer izleri ve çapraz geçiş noktaları…….	26
Şekil 2.13	**:** Uydu altimetre nokta kalibrasyonu……..	35
Şekil 2.14	**:** Uydu altimetre uygulama alanları….....	36
Şekil 2.15	**:** ERS-1 topografya ölçülerinden türetilen Antartika'daki buzul kümesi hızı…….....	37
Şekil 2.16	**:** Örnek bir veri toplama istasyonu…….	39
Şekil 3.1	**:** Deniz seviyesi değişimlerine neden olan bazı fiziksel faktörlerin şematik olarak gösterimi…….....	47
Şekil 4.1	**:** Doğu-Batı Akdeniz ve alt bölgeleri.....	50
Şekil 4.2	**:** Çalışmada bölgesi ve çalışmada kullanılan veriler (Kırmızı kareler $1/3^0$ x $1/3^0$ DSA, siyah üçgenler 1^0 x 1^0 DYSA; kırmızı daireler mareograf istasyonları)……..	53
Şekil 4.3	**:** SSALTO/DUACS veri merkezine AVISO web sayfası üzerinden erişim……..	54
Şekil 4.4	**:** SSALTO/DUACS sisteminin ürünleri…….....	56
Şekil 4.5	**:** PO.DOAAC web sayfası…….	57
Şekil 4.6	**:** POET kullanıcı arayüzü……...	58
Şekil 4.7	**:** PSMSL web sayfası…….	59
Şekil 4.8	**:** Mevsimsel ODS değişim parametrelerinin (A_{sa}, A_{saa}, P_{sa}, P_{saa}) konumsal dağılımları……...	63
Şekil 4.9	**:** Marmara, Ege, Girit ve Levantin Basenlerinin yıl içerisindeki değişimi……...	64
Şekil 4.10	**:** Doğu Akdeniz'de 10/1992 – 09/2005 aralığındaki DSA hızları.	68
Şekil 4.11	**:** Doğu Akdeniz'de 10/1992 – 06/1999 aralığındaki DSA hızları.	68
Şekil 4.12	**:** Doğu Akdeniz'de 07/1999 – 09/2005 aralığındaki DSA hızları.	68

Şekil 4.13 : Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgelerinde birinci ve ikinci dönemdeki ortalama DSA hızları ……. 69
Şekil 4.14 : Doğu Akdeniz'de 10/1992–09/2005 aralığındaki DYSA hızları 71
Şekil 4.15 : Doğu Akdeniz'de 10/1992–06/1999 aralığındaki DYSA hızları 71
Şekil 4.16 : Doğu Akdeniz'de 07/1999–09/2005 aralığındaki DYSA hızları 71
Şekil 4.17 : Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgelerinde birinci ve ikinci dönemdeki ortalama DYSA hızları……... 72
Şekil 4.18 : Mevsimsel etkiler ve 1 yıldan daha küçük periyoda sahip periyodik etkilerin çıkartılıp çıkartılmadığının kontrolü…… 73
Şekil 4.19 : Doğu Akdeniz'de DOF birinci konumsal modun (%46.4) dağılımı ve birinci TB zaman serisi…… 74
Şekil 4.20 : Doğu Akdeniz'de DOF birinci konumsal modun (%8.3) dağılımı ve ikinci TB zaman serisi……. 74
Şekil 4.21 : DSA birinci ve ikinci temel bileşenin genlik spektrumları …… 75
: DYSA birinci ve ikinci temel bileşenin genlik spektrumları….. 75
Şekil 4.22 : Mareogaraf istasyonlarında Haziran 1999 öncesi ve
Şekil 4.23 sonrasındaki ODS hızları…… 77

SEMBOL LİSTESİ

$\mathbf{a}$	: Elipsoid büyük yarı ekseni
$\mathbf{A_{Sa}}$	: Yıllık mevsimsel değişim genliği
$\mathbf{A_{Saa}}$	: Yarım yıllık mevsimsel değişim genliği
$\mathbf{B}$	: Band genişliği
$\mathbf{c}$	: Işık hızı ($3x10^8$ m/s)
$\mathbf{d}$	: Gerçek yörünge ile hesaplanan yörünge arasındaki fark
$\mathbf{\Delta\rho}$	: Toplam troposferik kırılma
$\mathbf{e}$	: Elipsoid dış merkezliliği
$\mathbf{e_s}$	: Kısmi su buharı basıncı
$\mathbf{E}$	: Gerçek anomali
$\mathbf{h}$	: Uydunun referans elipsoidinden olan yüksekliği
$\mathbf{H}$	: Herhangi bir andaki deniz seviyesi
$\mathbf{M}$	: Ortalama anomali
$\mathbf{MA}$	: Aylık ortalama anomali
$\mathbf{N}$	: Jeoid yüksekliği
$\mathbf{\xi}$	: Deniz yüzeyi topografyası
$\mathbf{\Delta H}$	: Anlık gelgit etkileri (Dinamik topografya)
$\mathbf{P_s}$	: Deniz seviyesi üzerindeki hava basıncı
$\mathbf{P_{Sa}}$	: Yıllık mevsimsel değişim faz açısı
$\mathbf{P_{Saa}}$	: Yarım yıllık mevsimsel değişim faz açısı
$\mathbf{P_{ort}}$	: Ortalama yayınlanan güç
$\mathbf{P_{pk}}$	: Puls üst gücü
$\mathbf{PG}$	: Puls genişliği
$\mathbf{PTA}$	: Puls tekrarlama aralığı
$\mathbf{PTS}$	: Puls tekrarlama sıklığı veya frekansı (1/PTA)
$\mathbf{r}$	: Uydunun yer merkezinden olan radyal mesafesi
$\mathbf{R}$	: Uydu ile okyanus arasındaki mesafe
$\mathbf{S}$	: Deniz yüzeyi yüksekliği
$\mathbf{S_a}$	: Yıllık mevsimsel değişim
$\mathbf{S_{aa}}$	: Yarım yıllık mevsimsel değişim
$\mathbf{\sigma}$	: Standart sapma
$\mathbf{(t_A - t_T)}$	: Radar dalgasının seyir süresi
$\mathbf{T_s}$	: Yüzey sıcaklığı
$\mathbf{\tau}$	: Puls süresi
$\mathbf{\theta}$	: Coğrafi enlem
$\mathbf{Z_0}$	: Ortalama deniz seviyesi

ÖZET

Doğu Akdeniz'de 1992-2005 döneminde mevsimsel, yıllar arası ve uzun dönemli ortalama deniz seviyesi (ODS) değişimleri uydu altimetre deniz seviyesi anomalileri (DSA), deniz yüzeyi sıcaklık anomalileri (DYSA) ve mareograf aylık ODS verileri kullanılarak araştırılmıştır. Doğu Akdeniz'e homojen olarak dağılmış 992 altimetre grid noktasında hesaplanan ODS'deki yıllık ve altı aylık mevsimsel değişimlerin genlikleri sırasıyla 3.0-16.6 cm ve 1.8-3.2 cm arasında bulunmuştur. En düşük genlik değerleri Marmara Denizi'nde gözlenirken en yüksek değerler ise Girit bölgesinde gözlenmiştir. Mevsimsel deniz seviyesi değişimleri en yüksek değerine Ekim-Kasım, en düşük değerine ise Mart-Nisan aylarında ulaşmaktadır. Fazlar genel olarak enleme bağlı bir artış göstermektedir ve Doğu Akdeniz'in kuzey ve güneyi arasında 2 aylık bir faz gecikmesi vardır. Doğu Akdeniz'de 1999 ortalarında DSA ve DYSA trendlerinde anlamlı bir değişim gözlenmiş, söz konusu bu değişim bağımsız mareograf verileri ile doğrulanmıştır. 1999 ortalarından önce yükselen DSA ve DYSA trendleri bu tarihten sonra düşüşe geçmiştir. Doğu Akdeniz'de yıllar arası ODS değişimlerinin konumsal ve zamansal karakterini araştırmak amacıyla, DSA ve DYSA grid noktalarındaki doğrusal trendi ve mevsimsel değişimleri çıkarılmış DSA ve DYSA verilerine Deneysel Ortogonal Fonksiyon (DOF) analizi ve spektral analiz uygulanmıştır. Doğu Akdeniz deniz seviyesindeki toplam değişimin % 46.4'nü açıklayan DSA birinci temel bileşen zaman serisi ile deniz yüzeyi sıcaklığındaki toplam değişimin %10'nu açıklayan DYSA ikinci temel bileşen zaman serisinde periyodu 10.3 yıl olan ortak bir periyodik sinyal tespit edilmiştir. Akdeniz'de yapılan önceki araştırmalardan ve de bu çalışmadaki sonuçlardan Doğu Akdeniz'deki yıllar arası ODS değişiminin kısmen deniz yüzeyi sıcaklığındaki yıllar arası değişimlerden kaynaklanabileceği değerlendirilmektedir. Uydu altimetre DSA'larının harmonik analizi, 1992-2005 döneminde Doğu Akdeniz genelinde ve dolayısıyla Türkiye'nin Doğu Akdeniz ve Marmara Denizi kıyılarında uzun dönemli ODS'nin 4-7 mm/yıl hızla yükseldiğini işaret etmektedir.

INVESTIGATION OF SEA LEVEL VARIATIONS IN THE EASTERN MEDITERRANEAN SEA BY USING SATELLITE ALTIMETRY DATA

SUMMARY

Seasonal, inter-annual and long term mean sea level (MSL) variations in the Eastern Mediterranean Sea during 1992-2005 period are investigated by using satellite altimetry sea level anomalies (SLA), sea surface temperature anomalies (SSTA) and tide gauge monthly MSL data. The amplitudes of annual and semi-annul seasonal MSL variations determined at 992 altimetry grid points scattered homogenously along the Eastern Mediterranean Sea are found to be 3.0-16.6 cm and 1.8-3.2 cm respectively. Lowest amplitudes are observed at the Sea of Marmara whereas the largest ones are observed at Crete region. Seasonal MSL variations reach to its maximum in October-November and to its minimum in March-April. Phase angles are increasing depending on latitudes and a two-month phase difference can be seen between the northern and the southern the part of the Eastern Mediterranean Sea. A significant change is observed in the SLA and SSTA trends along the Eastern Mediterranean Sea that took place in mid-1999 which has been corroborated by independent tide gauge data. The increasing SLA and SSTA trends begin to decline after mid-1999. In order to investigate the spatial and temporal characteristics of inter-annual MSL variations in the Eastern Mediterranean Sea, Emprical Orthogonal Function (EOF) and spectral analysis is applied to the detrended and deseasoned SLA and SSTA data at SLA and SSTA grid points. A periodical signal having a period of 10.3 year is detected in the time series of SLA first principal component explaining % 46.4 of the total variation of sea level and in the time series of SSTA second principal component explaining % 10 of the total variation of sea surface temperature in the Eastern Mediterranean Sea. Inter-annual variability of the Eastern Mediterranean sea level is partly originated by inter-annual sea surface temperature variations according to the results of this study and the recent investigations in the Mediterranean Sea. Harmonic analysis of satellite altimetry SLAs indicate that long term MSL along the Eastern Mediterranean accordingly Sea of Marmara and Eastern Mediterranean coasts of Turkey is rising with a rate of 4-7 mm/yr during 1992-2005 period.

1. GİRİŞ

Kıyı bölgeleri; deniz taşımacılığı, ticaret, tarım, seyahat, dinlenme ve eğlence gibi birçok olanağı sunması açısından antik çağlardan beri medeniyetlerin sahip olmak istedikleri bölgelerdir. Doğal jeolojik oluşumlar deniz kıyılarında düz ve verimli alanlar oluşturmakta, bu bölgelere yerleşmeyi cazip hale getirmektedir. Bugün, dünya nüfusunun yaklaşık %50'si kıyı bölgelerde yaşamakta, dünyanın en büyük 20 kenti kıyılarda yer almaktadır **(Douglas, 2001)**. Bu avantajların yanında deniz kıyısında yaşamanın bazı riskleri de vardır. Bazen yüksek gelgitler ve fırtınalar düşük kotlu bölgelerde büyük hasarlara yol açan sel baskınlarına neden olmaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1: Deniz seviyesi yükselmesi sonucu oluşan bir su baskını **(http://ioc3.unesco.org/)**

Günümüzde deniz kıyılarına yakın şehirlerin yapısı ve dokusu, sürekli olarak artan nüfusla birlikte daha karmaşık bir hale gelmektedir ve bu tür felaketlere karşı savunma gücü günden güne azalmaktadır. Karmaşık yapıdaki ulaşım, altyapı gibi sistemlerin bu tür felaketler sonucunda tekrar inşa edilmesi büyük zaman ve maliyet gerektirmektedir **(Pugh, 2004)**. **Karaca ve Ünal (2003)**'da Türkiye'yi çevreleyen denizlerdeki deniz seviyesinin küresel ısınma sonucunda 1 m yükselmesi senaryosuna göre Türkiye kıyılarındaki etkileri incelenmiş ve özellikle yerleşim alanlarına ve ekonomiye yansımaları irdelenmiştir. Sonuç olarak bu düzeyde bir deniz seviyesi yükselmesinin Türkiye'nin Gayri Safi Millî Hasılasının yaklaşık

%10'u kadar bir kayba neden olacağı değerlendirilmiştir. Su seviyesi yükselmesinin insanoğlu açısından önemi, özellikle nüfusun hızla arttığı kıyı bölgelerindeki ekosistemi ve yaşama ortamını değiştirebilecek bir potansiyele sahip olmasıdır.

Günümüzün en önemli çevre sorunlarından biri global ısınma ve global iklim değişimidir. İklim değişimi senaryolarına göre iklim değişikliğinden en fazla, deniz seviyesinin yükselmesinden dolayı kıyı bölgeleri etkilenecektir. Özellikle deniz seviyesi artan bir hızla yükselmeye devam ederse gelecekte deniz suyunun artan tuzluluğu, dalgalar ve deniz fırtına kabarmaları kıyı bölgelerinde çok daha yıkıcı etkiler yaratabilecektir **(Bacanlı ve diğ., 2003)**. Bu etkiler,

- Düşük kotlu arazilerin su altında kalması,
- Plaj ve sahil erozyonları,
- Yeraltı ve yüzey sularının tuzlanması,
- Taban suyunun yükselmesi,
- Fırtına ve sel tahribatının artması,
- Deniz suyu seviyesindeki yükselme şeklinde özetlenebilir **(Bacanlı ve diğ., 2003)**.

Global ısınma sonucunda; kutuplar ve çevresindeki buzulların erimesiyle okyanuslara giden suyun artması ve okyanus üst tabakalarının genleşmesiyle deniz seviyesi yavaşça yükselmektedir. Son yıllarda bilimin üzerinde çalıştığı uzun dönemli deniz seviyesi yükselmesi; depremler, volkanlar ve kasırgalar gibi olağanüstü jeofiziksel olgular ile karşılaştırıldığında insanoğluna daha az zarar verici bir olgu olarak gözükmektedir. Ancak, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) tarafından; global deniz seviyesinin, geçen yüzyılda 10-20 cm yükseldiği ve bu yükselişin büyük bir kısmının global ısınmadan kaynaklandığı değerlendirilmekte ve 2100 yılına kadar 40-60 cm daha yükseleceği tahmin edilmektedir **(IPCC, 1995)**. Bu tahminlerin gerçekleşmesi durumunda kıyı bölgelerindeki yerleşim ve tarımsal alanların bir kısmının sular altında kalması ve bunun da önemli ekonomik ve sosyal sorunlar yaratması söz konusudur.

Jeodezi biliminde ise, Ortalama Deniz Seviyesi (ODS), uzun yıllar değişmeyen bir düşey datum olarak kullanılmıştır. ODS, birçok jeodezici tarafından fiziksel jeodezinin temel eş potansiyelli referans yüzeyi olarak düşünülmüş ve jeoidle çakıştığı varsayılmıştır. Uygulamada, ulusal yükseklik sistemlerinin datumu, bir

ülkenin kıyılarına dağılmış belirli sayıda mareograf istasyonundan elde edilen deniz seviyesi verileri ile belirlenmektedir. Her mareograf istasyonunda belirlenen ODS'nin mareografların kurulduğu zemindeki düşey hareketler dışında eş potansiyelli bir yüzeyde olduğu ve zamanla değişmediği varsayılmıştır. Ancak, geçen yüzyılda yapılan araştırmalar bu geleneksel jeodezik görüşün geçerliliğini yitirdiğini ortaya çıkarmıştır. Bunun en önemli nedenlerinden birisi ise global deniz seviyesinin geçen yüzyılda 10-20 cm yükselmiş olması ve global ısınma devam ettikçe bu yükselmenin devam edeceğinin değerlendirilmesidir **(Hannah, 1989)**.

Deniz seviyesi birçok nedenden dolayı sürekli değişmektedir. Bu değişimlerin bir kısmı çok hızlı, bir kısmı ise çok yavaştır ve uzun yıllar sürmektedir. Değişimler yerel veya global ölçekte olabilmektedir. Gelecekteki deniz seviyesinin önceden kestirilebilmesi, deniz seviyesi değişimlerinden etkilenebilecek bölgelerin önceden belirlenmesi, bu değişimler için ne tür tedbirlerin alınabileceği sorularına cevap bulabilmek için deniz seviyesi değişimlerine neden olan faktörlerin iyi bir şekilde anlaşılması gerekmektedir. Bunun için önce yersel ve uzaysal teknikler kullanılarak deniz seviyelerinin ölçülmesi gerekmekte ve bu ölçüler ile fiziksel faktörler arasındaki ilişkilerin ortaya çıkarılması gerekmektedir **(Pugh, 2004)**.

Deniz seviyesi ölçüleri yüzyılı aşkın bir süredir okyanus ve deniz kıyılarına kurulmuş mareograf istasyonlarında yersel tekniklerle çeşitli deniz seviyesi ölçü sistemleri kullanılarak yapılmakta ve deniz seviyesi değişimlerinin araştırılmasında genellikle mareograf istasyonlarından elde edilen deniz seviyesi verileri kullanılmaktadır. Ancak, bu amaç için mareograf verisi kullanmanın iki temel sakıncası vardır. Birincisi, mareograf istasyonları deniz seviyesi değişimlerini karadaki bir röper noktasına göre ölçmektedir. Röper noktası düşey yönde hareket edebileceğinden bu hareketin yaratacağı sinyal deniz seviyesi sinyali ile karışabilmektedir. Bir diğer problemde, mareografların konumsal olarak dağılımının sınırlı olmasıdır **(Douglas, 1995)**.

Yapay uyduların gelişmesine paralel olarak 1970'lerden sonra uydu altimetresi deniz seviyesi ile ilgili araştırmalarda kullanılmaya başlanmıştır. Uydu altimetre tekniği, yer merkezli bir referans sisteminde deniz yüzeyinin uzaydan global olarak sık ve hassas bir şekilde ölçülmesi esasına dayanan; deniz yüzeyi, okyanus akıntıları, okyanus yüzeyindeki rüzgârların ve dalgaların gözlenmesi için kullanılan global bir tekniktir. Bu teknik yer bilimlerinde kullanılmaya başlanması ile devrim niteliğinde

sayılabilecek birçok yenilikleri beraberinde getirmiştir. Uydu altimetre tekniği oşinografi, jeofizik ve jeodezinin temel problemlerinden biri olan okyanus topografyası, jeoid ve düzey yüzeyi topografyası belirleme çalışmalarında, global ve bölgesel deniz seviyesi değişimlerinin araştırılmasında büyük yenilikler getirmiştir **(Fu ve Cazenava, 2001)**.

Uydu altimetre ölçümlerinin jeodezik ve jeofizik amaçlarla kullanılması, NASA (National Aeronautics and Space Administration) tarafından 1975 yılında GEOS-3 uydusunun fırlatılması ile başlamıştır. Daha sonra 1978 yılında SEASAT uydusunun fırlatılması bunu takip etmiştir. GEOSAT uydusu uzun dönemli altimetre ölçüleri için ilk misyon olmuştur. Bu uyduyu 1991 yılında ESA (European Space Agency)'nın fırlatmış olduğu ERS-1 ve 1995 yılında fırlatmış olduğu ERS-2 uyduları takip etmiştir. 1992 yılında NASA ve CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) ortaklaşa TOPEX/POSEIDON (T/P) uydusunu uzaya göndermiştir. 1998 yılında GFO uydusu, 2001 yılında Jason-1 uydusu T/P'nın devamı ve 2002 yılında ENVISAT uydusu ERS uydularının devamı olarak fırlatılmıştır. 2004 yılı içerisinde ESA tarafından CRYOSAT'ın kutup gözlemleri amacı ile fırlatılması ile uydu altimetre çalışmaları devam etmektedir **(İmre, 2005; Vergos, 2002)**.

Özellikle 1992 yılından sonra T/P uydusu ile uydu yörünge belirleme, uydu izleme tekniklerindeki gelişmeler ve altimetre ölçülerini etkileyen çok çeşitli hata kaynaklarının giderilmesi ile yüksek hassasiyette altimetre mesafe ölçümü (~2 cm) ve deniz yüzeyi yükseklik verileri elde edilmeye başlanmıştır. Uydu altimetre ile sağlanan bu hassasiyet ile günümüzde deniz seviyesi değişimleri bu teknik ile rahatlıkla izlenebilmektedir **(Cazenave ve diğ., 1999; Nerem ve Mitchum, 2001)**.

Tez çalışması toplam beş bölümden oluşmakta olup, ikinci bölümde uydu altimetre tekniği hakkında bilgi verilmekte, uydu altimetre ölçü prensibi, uydu yörüngesi ve yörünge izleme sistemleri, altimetre hata kaynakları ve uydu altimetre ölçülerine getirilen düzeltmeler, uydu altimetre tekniğinin yersel deniz seviyesi ölçme yöntemleri ile karşılaştırılması, uydu altimetre kalibrasyonu, uydu altimetrenin yer bilimlerindeki uygulama alanları ile uydu altimetre veri akışı üzerinde durulmaktadır.

Üçüncü bölümde, deniz seviyesi değişimlerine neden olan etkiler irdelenmiştir.

Dördüncü bölüm çalışmanın asıl ağırlığını oluşturmakta olup; bu bölümde çalışma bölgesi olan Doğu Akdeniz hakkında genel bir bilgi verilmiş, Akdeniz'de deniz

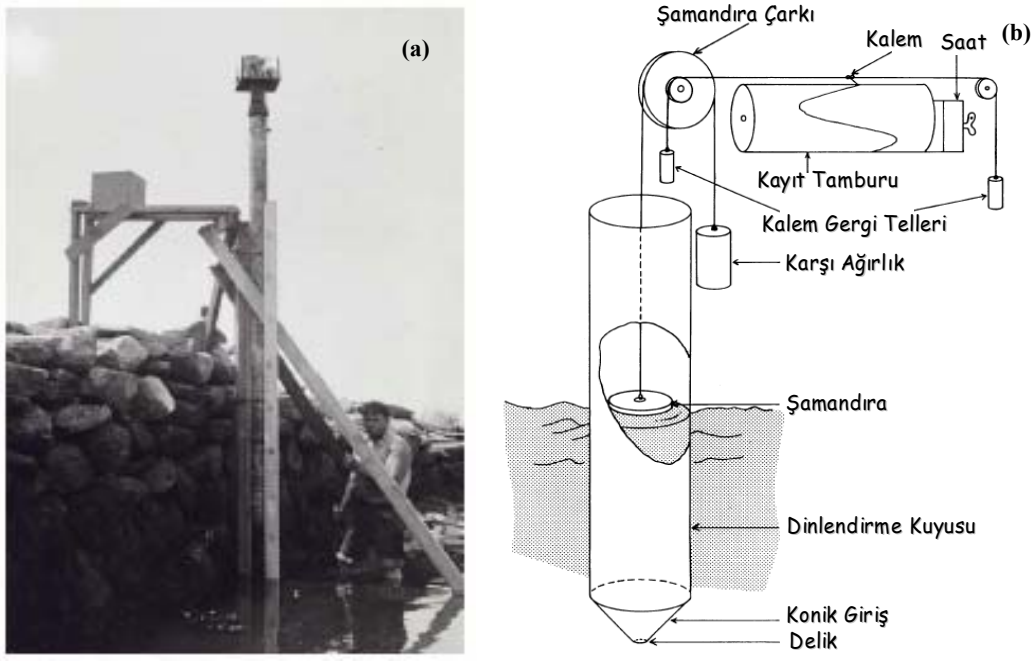
seviyesi değişimleri ile ilgili bugüne kadar yapılmış olan çalışmalardan bahsedilmiştir. Daha sonra çalışmada kullanılan uydu altimetre deniz yüzeyi anomalileri (DYA), deniz yüzeyi sıcaklık anomalileri (DYSA) ve mareograf aylık ODS verileri, söz konusu verilerin temin edildiği veri merkezleri ile çalışmada kullanılan veri analiz yöntemleri hakkında bilgi verilmiştir. Son olarak uydu altimetre DYA'ları kullanılarak Doğu Akdeniz'de mevsimsel ODS değişimleri ve yine uydu altimetre DYA'ları ile birlikte DYSA'lar ve mareograf aylık ODS verileri kullanılarak aynı bölgede yıllar arası ve uzun dönemli ODS değişimleri araştırılmıştır.

Beşinci ve son bölümde ise sonuç ve öneriler verilmiştir.

2. UYDU ALTİMETRESİ

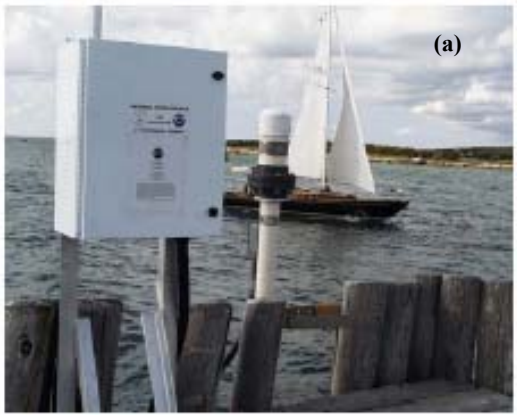
2.1. Genel

Deniz seviyesi ölçüleri yüzyılı aşkın bir süredir okyanus ve deniz kıyılarına kurulmuş mareograf istasyonlarında çeşitli deniz seviyesi ölçü sistemleri kullanılarak yapılmaktadır. İlk mareograf sistemleri, görsel gözlemler için genellikle liman girişlerine yerleştirilen, üzerleri ölçeklendirilerek çizilmiş kaya parçası, duvar veya tahtadan (mira) ibaretti (Şekil 2.1a). Durgun su kuyusunda şamandıralı düzeneği ve saatli grafik kaydedicisi ile yüksek frekanslı dalga hareketlerini tespit eden ilk mekanik (anolog) mareograf sistemleri ancak 1830'lu yıllarda ortaya çıkmıştır (Şekil 2.1b).

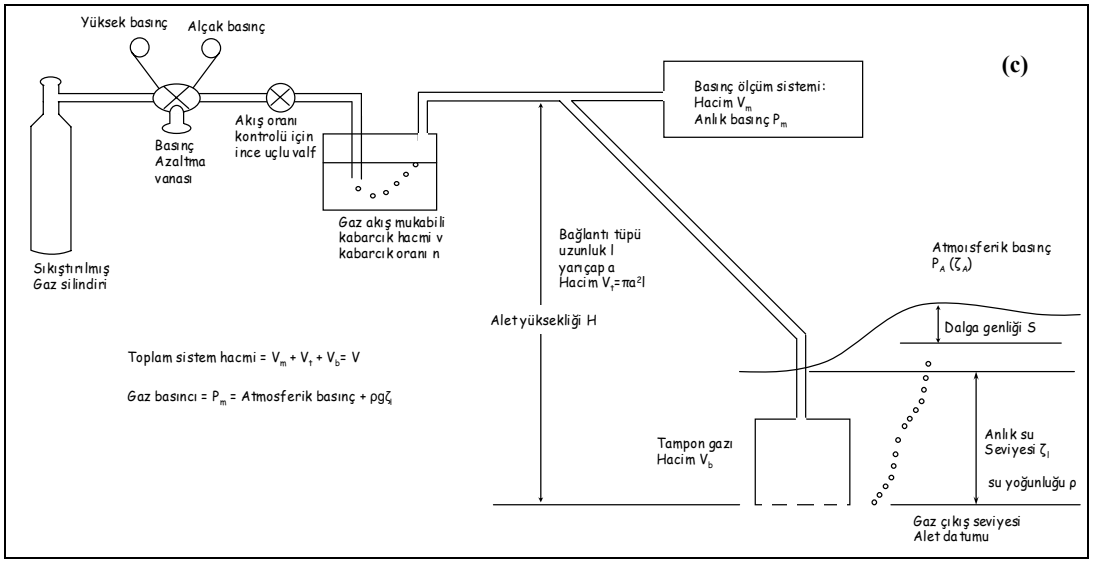


Şekil 2.1: (a) Görsel deniz seviyesi gözlem tekniği, (b) Şamandıralı mareograf sistemi **(IOC, 1985)**

Günümüzde en modern yersel deniz seviyesi gözlemleri, akustik sistemle çalışan akustik deniz seviyesi ölçer (Şekil 2.2a), radar dalgaları ile çalışan radar deniz seviyesi ölçer (Şekil 2.2b) ve su ve hava basıncı ölçülerine dayalı basınç tipli deniz seviyesi ölçer (Şekil 2.2c) ile yapılmaktadır **(Yıldız ve diğ., 2006a)**.







Şekil 2.2: Modern mareograf sistemleri (a) Akustik deniz seviyesi ölçer, (b) Radar deniz seviyesi ölçer, (c) Basınç tipli deniz seviyesi ölçer **(IOC, 1994; 2002)**.

Yapay uyduların gelişmesine paralel olarak 1970'lerden sonra uydu altimetresi yer bilimlerinde kullanılmaya başlamıştır. Uydu altimetre tekniği, yer merkezli bir referans sisteminde deniz yüzeyinin uzaydan global olarak sık ve hassas bir şekilde ölçülmesi esasına dayanan, deniz yüzeyi, okyanus akıntıları, okyanus yüzeyindeki rüzgârların ve dalgaların gözlenmesi için kullanılan global bir tekniktir. Bu teknik yer bilimlerinde kullanılmaya başlanması ile yer gravite alanı, global okyanus dolaşımları, ODS değişimleri, sıcaklık ve basınç değişimleri, gelgitler, okyanus tabanı topografyası değişimlerinin araştırılmasında ve tektonik çalışmalarda devrim niteliğinde sayılabilecek birçok yenilikleri beraberinde getirmiştir. Örneğin, oşinografide bir geminin okyanusu dolaşarak ölçü yapması haftalar hatta aylar almaktadır. Bu esnada da okyanus dolaşımı, sıcaklık, tuzluluk gibi önemli parametreler sürekli değişim halindedir. Bu nedenle, yersel tekniklerle deniz

yüzeyini gözlemlemek ve bu gözlemlerden global sonuçlar çıkarmak pek olanaklı değildir **(Fu ve Cazenava, 2001)**.

Bu bölümde uydu altimetre tekniğinin tarihçesine kısaca değinilmiş, daha sonra sırasıyla uydu altimetre ölçü prensibi, uydu yörüngesi ve yörünge izleme sistemleri, altimetre hata kaynakları ve uydu altimetre ölçülerine getirilen düzeltmeler, uydu altimetre tekniğinin yersel deniz seviyesi ölçme yöntemleri ile karşılaştırılması, uydu altimetre kalibrasyonu, uydu altimetrenin yer bilimlerindeki uygulama alanları ile uydu altimetre veri akışı üzerinde durulmuştur.

2.2. Uydu Altimetre Tarihi

Uzaydan Dünya yüzeyi ölçümleri için kullanılan ilk deneysel uydu altimetresi, insanlı uzay istasyonu Skylab üzerinde denenmiştir **(Seeber, 1993; İmre, 2005)**. Skylab, Amerika'nın ilk deneysel uzay istasyonudur ve Mayıs 1973'de uzaya gönderilmiştir. S193 adında aktif ve pasif mikrodalga ölçme sistemi taşıyan Skylab, 1973 ve 1974 yıllarında üç defa ziyaret edilmiştir. ~1-2 m altimetre mesafe ölçü doğruluğu olan Skylab altimetre uyduları, oşinografik araştırmalar için gerekli doğruluğuna ulaşamamış, ancak altimetrik gözlemlerin ilk defa Skylab ile denenmesi açısından diğer misyonlara temel teşkil etmiştir **(http://www.altimetry.info/)**.

İnsansız ilk uydu altimetresi Nisan 1975 yılında fırlatılan GEOS-3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite 3) uydusudur **(İmre, 2005)**. Yerin çekim alanı ve okyanusların fiziksel özellikleri hakkında bilgi edinmek amacıyla okyanus yüzeyi gözlemi için gönderilen GEOS-3 Aralık 1978'de görevini tamamlamıştır. GEOS-3 uydusu 3 yıllık ömrü boyunca gravite alanı, deniz durumu, deniz dalga yükseklikleri, buzul hareketleri, rüzgâr hızı ve jeoid sapmaları hakkında ilk veri setini sağlamıştır **(Nerem ve Mitchum, 2001)**.

Haziran 1978'de NASA tarafından sadece okyanus gözlemi amaçlı Seasat (Seafaring Satellite) altimetre uydusu fırlatılmıştır. Bu uydunun ömrü elektronik donanımındaki arızalardan dolayı sadece 3 ay sürmüş ve 42 saat veri toplayarak Ekim 1978'de görevini tamamlamıştır. Yinede topladığı veri seti, son 100 yıl içerisinde yersel tekniklerle toplanan verilerden daha fazladır **(Vergos, 2002)**. Seasat uydusu, uzaydan okyanus ve karaların detaylı görüntülerini alabilen yapay açıklıklı radar, yüzeye yakın yerlerdeki rüzgâr hız ve yönünü ölçebilen radar scatterometresi, okyanus

yüzeyini ve dalga yüksekliklerini ölçebilen radar altimetresi ile yüzey sıcaklığı ve rüzgâr hızını ölçebilen çok kanallı tarayıcı mikrodalga radyometresi ile donatılmıştır. Seasat, rüzgâr hızı ve yönü, okyanus yüzeyi sıcaklığı, buzul kütleleri, deniz dalga yükseklikleri ve okyanus topografyası hakkında önemli veri setleri sağlamıştır. Seasat ile okyanus yüzeyi uzaydan ilk defa global olarak izlenebilmiş oşinografi için ilk defa global okyanus dolaşımları hakkında bilgi sağlanmıştır **(http://www.altimetry.info/)**.

Seasat'tan sonra uydu jeodezisi ve uydu oşinografisi için dönüm noktası olan Geosat (Geodetic Satellite) uydusu ABD Deniz Kuvvetleri nezaretinde Johns Hopkins Üniversitesi Uygulamalı Jeofizik Laboratuarı tarafından tasarlanmış ve Mart 1985 yılında fırlatılmış olup Ocak 1990'da görevini tamamlamıştır **(Vergos, 2002)**. Asıl görevi Amerikan donanması için deniz jeoidini (marine geoid) ölçmek olmasına rağmen donanma için seyrüsefer amaçlı deniz durumu ve rüzgâr bilgisini de sağlamıştır **(http://www.altimetry.info/)**. Geosat uydusu fırlatılmasını müteakip ilk 18 aylık sürede -72^{o} ile 72^{o} enlemleri arasındaki deniz jeoidi ölçmesi amaçlı jeodezik görevini yerine getirmiştir (Geodetic mission). Kasım 1986'dan sonra 3 yıl boyunca 17 günlük tekrarlı yörüngesi ile Seasat uydusunun izini takip ederek bilim dünyasına altimetre verisi üretmiştir (Exact Repeat). Geosat, uzun dönemli uydu altimetre ölçüleri sağlayan ilk altimetre uydusudur **(Seeber, 1993)**.

ERS-1/2 (European Remote Sensing) uyduları atmosfer ve okyanusların gözlenmesi için ESA tarafından geliştirilmiş üzerinde radar altimetresi dahil birçok ölçme sensörü taşıyan uydulardır **(Nerem ve Mitchum, 2001; Vergos, 2002)**. ERS-1 Temmuz 1991'de yörüngeye yerleştirilmiş, Haziran 1996'da görevini tamamlamıştır. Çok çeşitli görevleri bulunan bu uydudan temel olarak deniz yüzeyi rüzgâr hız ve yönü, deniz yüzeyi yüksekliği, dalga yüksekliği, deniz yüzeyi ısısı, atmosferik su buharı bilgilerinin sağlamıştır. ERS-1 uydusu, kalibrasyon ve buzul gözlemleri için 3 gün periyotlu, çok amaçlı deniz gözlemleri için 35 gün periyotlu, jeodezik uygulamalar için 168 gün periyotlu olmak üzere farklı amaçlar için üç değişik yörüngede uçurulmuştur **(İmre, 2005; http://www.altimetry.info/)**.

ERS-2 uydusu Nisan 1995'de fırlatılış ancak uydu üzerindeki altimetre kaydedicisindeki arızalardan dolayı Haziran 2003'e kadar uydunun görülemediği yani Avrupa'daki, Kuzey Atlantik'teki, Arktik bölgesindeki ve Kuzey Amerika'daki ESA yer istasyonları dışındaki bölgelerde altimetre verisi kaydedilememiştir.

ESA'nın en önemli başarılarından biri olan ERS-2 uydusu ERS-1 uydusu ile aynı teknik özelliklere ve kapasiteye sahip olmasının yanında ERS-2'nin ERS-1 uydusundan üstün olan tarafları atmosferdeki ozon yoğunluğunu ölçebilen ve bitki örtüsündeki değişimleri daha detaylı olarak izleyebilen gelişmiş yeni aletlerle donatılmış olmasıdır **(Vergos, 2002; Seeber, 1993)**.

ERS-1 ve ERS-2 uydularından sonra uydu altimetresinde yeni bir çağ açan Topex/Poseidon (TOPography EXperiment (TOPEX)/ Poseidon-T/P) uydusu, 10 Ağustos 1992 tarihinde fırlatılmıştır. Bu görev, NASA ve CNES'in global okyanus dolaşımlarının uzaydan izlenmesi amacıyla beraberce yürüttükleri ortak bir proje sonucunda oluşturulmuştur. Hem altimetre hem de yörünge hataları sadece birkaç santimetre düzeyinde olup, deniz seviyesi ölçüleri 3-4 cm doğruluk ile gerçekleştirilmiştir **(Nerem ve Mitchum, 2001)**. Bu gelişimler;

- Frekansa bağlı iyonosfer hatalarını ortadan kaldırılmasını sağlayan iki farklı radyo frekansı (Ku ve X band) kullanılarak gerçekleştirilen altimetre ölçüleri ile,
- Islak troposferden kaynaklanan gecikmeyi düzeltmek için mikrodalga radyometre kullanılarak eş zamanlı olarak yapılan nadir hattı su buharı ölçüleri ile,
- Gelişmiş uydu izleme teknikleri (DORIS, GPS) ve jeopotansiyel modeller kullanılarak yörünge belirleme doğruluğunun geliştirilmesi ile sağlanmıştır **(Nerem ve Mitchum, 2001)**.

T/P uydusu; global okyanus dolaşımları, mevsimsel değişimler, okyanus gelgitleri ve global deniz seviyesi değişimleri konusunda çok değerli bilgiler sağlamaktadır. T/P gözlemleri ile okyanus dolaşımları teorileri test edilmekte, genel okyanus dolaşımları ile ilgili modeller ve bilgisayar simülasyonları iyileştirilmektedir. T/P uydusu bir günde ortalama 13 defa dünya çevresinde tur atmaktadır. Yer hızı yaklaşık 5.8 km/sn' dir. Uydu aynı nokta üzerinden yaklaşık 1 km'lik bir doğrulukla her 10 günde bir geçmektedir. Birbirine paralel yörünge izlerinin ekvatorda birbirine uzaklığı yaklaşık 315 km'dir **(İmre, 2005; http://www.altimetry.info/)**.

GFO (Geosat Follow - On - Mission) altimetrik uydu serilerinden bir tanesidir. 10 Şubat 1998 yılında fırlatılmıştır. GFO tarafından elde edilen veriler okyanus dolaşımları, buzul topografyası ve iklim değişiklikleri hakkında çok geniş bilgiler

vermektedir. Ayrıca ABD Deniz Kuvvetlerine deniz topografya verisi sağlamaktadır **(http://www.altimetry.info/)**.

Jason-1 uydusu NASA ve CNES' in ortak projesi olan T/P uydusunun devamı olarak 7 Aralık 2001 tarihinde fırlatılmıştır. Jason-1 uydusunun temel amacı okyanus akıntılarının izlenmesi ve incelenmesidir. Dünya atmosferi ve gravite alanı etkilerinin en aza indirilmesi ve böylece daha hassas yörünge belirlenebilmesi için Jason-1 uydusunun yüksekliği 1336 km olarak seçilmiştir. Yörünge eğimi 66 derece ve tekrarlı yörüngesi 10 gündür. Yani uydu dünya yüzeyindeki aynı noktadan her 10 günde bir geçmektedir. Jason-1 uydusu okyanusların uzun dönemli gözlenmesi amacı ile geliştirilmiştir. Bu sebeple yörünge seçimi T/P uydusu ile aynı seçilmiştir. Jason-1 uydusundan elde edilen veriler, deniz seviyesi değişimlerinin araştırılmasında ve meteorolojide rahatlıkla kullanılabilmektedir. Deniz durum verilerini (dalga yüksekliği ve rüzgâr hızı) üç saat gecikmeli olarak sağlamakta ve böylece okyanuslar üzerinde yakın gerçek zamanda hava durumu tahmininde faydalı olmaktadır. Jason-1 okyanusların dinamik topografyasını ölçerek, plaka tektoniği, deniz dibi topografyası, dünyanın hareketleri gibi konularda bilgi edinmemizi sağlamaktadır. Jason-1 uydusundan elde edilen veriler, buzullar, nehirler ve göllerden bilgi edinmek için de kullanılmaktadır **(İmre, 2005; http://www.altimetry.info/)**.

ENVISAT (Environmental Satellite)**,** 1 Mart 2002 tarihinde ESA tarafından fırlatılmıştır. ENVISAT, ESA tarafından geliştirilen uzaktan algılanma uyduları ERS-1 ve ERS-2'nin devamı niteliğindedir. ENVISAT'ın görevi dünyanın çevresini ve iklim değişimlerini gözlemektir. Ayrıca altimetre verileri ile okyanus yüzeyi yükseklikleri belirlenir. Bu veriler global okyanus akıntıları, deniz jeoidi ve gravite alanını belirlemede kullanılır**(İmre, 2005; http://www.altimetry.info/)**.

Operasyonel altimetre organizasyonları ve web sayfaları Tablo 2.1'de, altimetre uyduları ile özet bilgi Tablo 2.2'de verilmekte, halihazırda mevcut altimetre uyduları ise Şekil 2.3'de gösterilmektedir.



Şekil 2.3: Halihazırda mevcut altimetre uyduları **(http://www.altimetry.info/)**

Tablo 2.1: Operasyonel altimetre organizasyonları ve web sayfaları **(Bosch, 2002)**

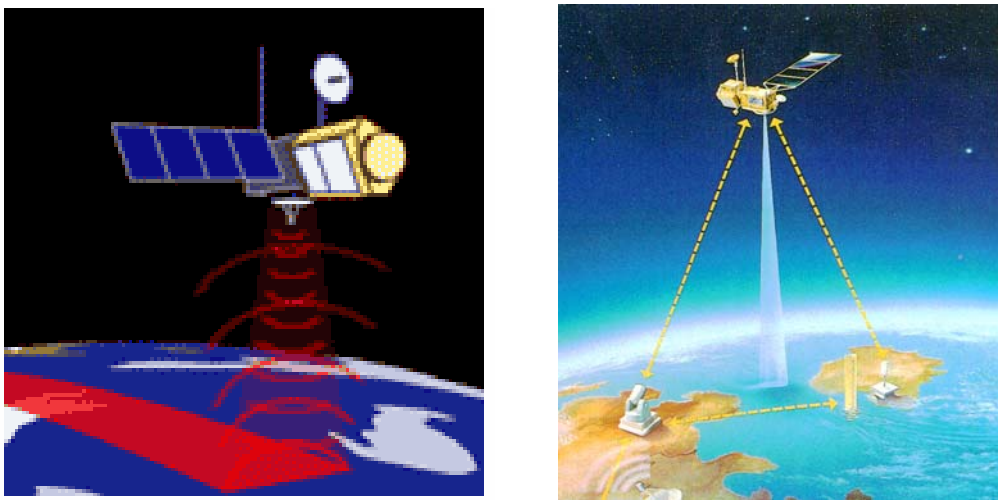
Organizasyon	Altimetre Misyonları	URL
ESA	ERS-1, ERS-2	http://earth1.esrin.esa.it/ERS/
CERSAT	ERS-1, ERS-2	http://www.ifremer.fr/cersat/english/
ESA	Envisat	http://envisat.estec.esa.nl/
JPL	Jason-1	http://topex-www.jpl.nasa.gov/mission/jason-1.html
CNES	Jason-1	http://www-projet.cst.cnes.fr:8060/jason/mission.html
NAVSOC	GFO	http://gfo.bmpcoe.org/Gfo/default.htm
JPL/NASA	Topex/Poseidon	http://topex-www.jpl.nasa.gov
CNES	Topex/Poseidon	http://www-projet.cst.cnes.fr:8060/topex/description.html
AVISO	ERS-1, ERS-2, Jason-1, Topex/Poseidon	http://www-aviso.cls.fr
JPL, PO.DAAC	Geosat, ERS-1, ERS-2, Topex/Poseidon	http://podaac.jpl.nasa.gov

Tablo 2.2: Geçmişte faaliyet göstermiş ve halihazırda faaliyette olan altimetre uydularının mesafe ölçüm hassasiyetleri, uydu yörünge parametreleri ve yörünge doğruluğu **(Bosch, 2002; http://www.altimetry.info/)**

	Geosat	ERS-1	T/P	ERS-2	GFO	Jason-1	ENVISAT
İşletici kurum	Amerikan Donanması	ESA	CNES/NASA	ESA	Amerikan Donanması	CNES/NASA	ESA
Görev süresi	1985-1989	1991-1996	1992-	1995	1998-	2001-	2002-
İnklinasyon açısı (^{o})	108.0	98.54	66.04	98.54	108.04	66.04	98.55
Elipsoid dış merkezliliği	0.001	0.0012	0.0006	0.0012	0.0008	0.0006	0.0012
Elipsoid büyük yarı ekseni (km)	7179.0	7159.5	7714.4	7159.5	7162.6	7714.4	7159.5
Ortalama yükseklik (km)	800.6	781.1	1336.0	781.1	784.2	1336	781.1
Ölçü doğruluğu (cm)	4	3	2	3	3.5	1-2	1-2
Enlemler arası kapsama alanı (^{o})	± 72	± 81.46	± 66.04	± 81.46	± 71.96	± 66.04	± 81.45
Aynı noktadan geçiş süresi (gün)	17.05	3/35/168	9.9156	35	17	9.9156	35
Ekvatorda iki iz arasındaki mesafe (km)	165	929/80/16	315	80	165	315	80
Radar frekansı (GHz)	13.5	13.5	13.6 5.3	13.5	13.5	13.575 5.3	13.575 3.2
İzleme sistemi	Doppler	Laser PRARE	Laser DORIS GPS	Laser PRARE	Laser GPS	Laser DORIS	Laser DORIS

2.3. Uydu Altimetre Ölçü Prensibi

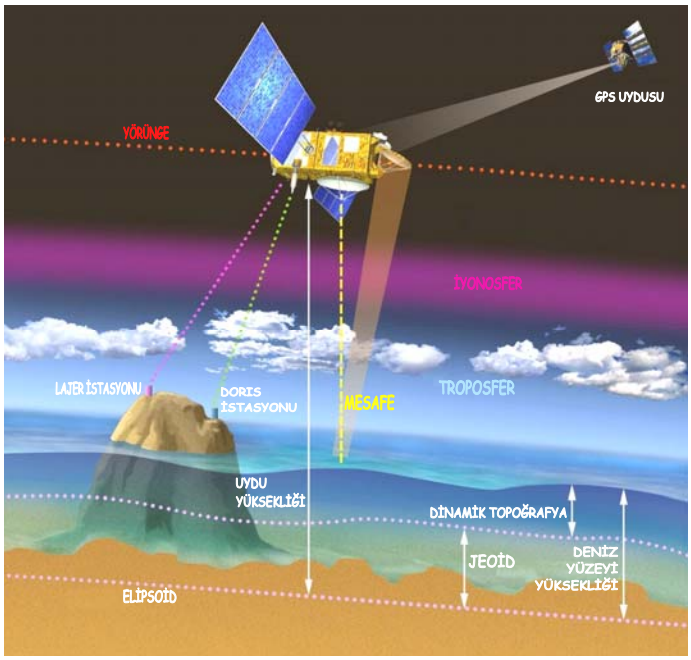
Altimetre bir çeşit yükseklik ölçme tekniğidir. Uydu altimetresi, uydu anteninden yeryüzü gönderilen ve uydu alıcısı tarafından tekrar geri alınan radar dalgasının seyahat süresini ölçmektedir (Şekil 2.4). Bu sürenin ışık hızı ile ölçeklendirilmesi ve hassas uydu konum verisi ile birleştirilmesi sonucu altimetre ölçülerinden yüzey yükseklik bilgisi ve bunların değişimi elde edilmektedir. Yükseklik ölçümü dışında altimetreye geri dönen sinyalin dalga formu analiz edilerek deniz dalga yükseklikleri ve yüzey rüzgâr hızı bilgileri de türetilebilmektedir **(http://www.altimetry.info/)**.



Şekil 2.4: Uydu altimetre ölçme prensibi **(http://www.altimetry.info/)**

Uydu altimetreden elde edilen veriler, basit bir ölçme aletinin değil *bütünleşik bir ölçme sisteminin* ürünüdür. Yüksek kalitede deniz yüzeyi yükseklik bilgisinin üretilebilmesi için birçok farklı ölçüye gereksinim duyulur ve sonuç ürünün kalitesi için bu sistemdeki bütün bileşenlerin bir uyum içinde yüksek performansta çalışması gerekir. 1000 km'den daha fazla bir yükseklikten birkaç santimetre doğruluğunda mesafe ve yükseklik bilgisi türetebilmek için, uydunun yörüngesindeki konumunun hassas bir şekilde bilinmesi, radar dalgası üzerinde bozucu etkileri bulunan atmosferik etkilerin dikkate alınması ve okyanus yüzeyi üzerindeki fiziksel ve meteorolojik bozucu etkilerin ölçülmesi ve uygun bir şekilde modellenmesi gerekmektedir.

Sistemi Şekil 2.5'de gösterildiği gibi dört temel bileşene ayırmak mümkündür.

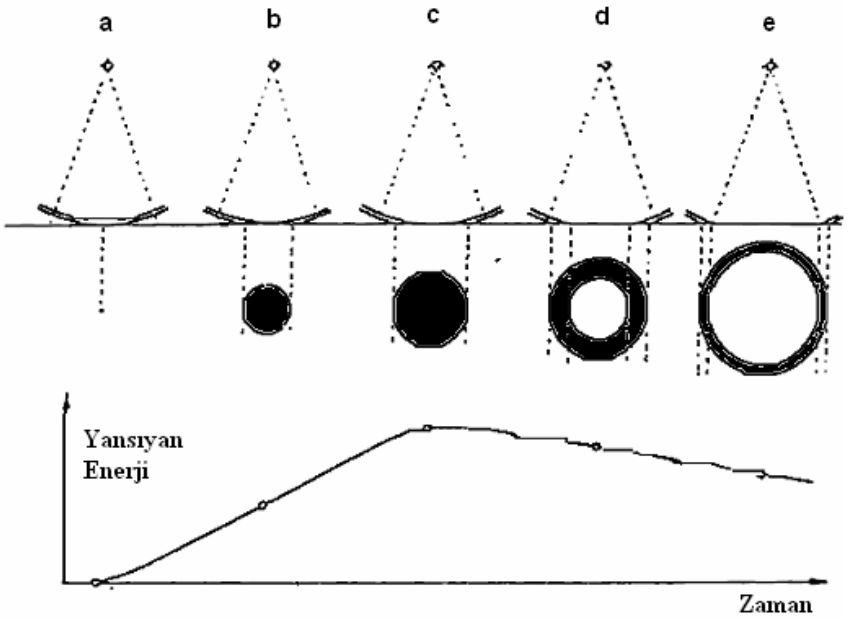


Şekil 2.5: Uydu altimetre ölçü sistemi **(www.aviso.cls)**

Birinci adımda, uydu ile deniz yüzeyi arasında uydu-okyanus mesafesi (satellite range) olarak bilinen temel ölçünün yapılması gerekir. Uydu ile deniz yüzeyi arasındaki mesafenin aslında deniz yüzeyine gönderilen ve deniz yüzeyinden yansıyarak altimetreye geri dönen mikrodalga radar sinyalinin seyir süresinden elde edildiği düşünülürse bu sürenin mesafeye dönüştürülmesi için bazı işlem adımlarından geçirilmesi gerekir. İkinci adımda radar dalgasında zaman gecikmesine neden olan sinyal yolu üzerindeki atmosferden (iyonosfer ve troposfer) kaynaklanan etkilerin belirlenip giderilmesi gerekmektedir. Altimetre radar sinyallerinin deniz yüzeyinde göreli olarak genişçe belirli bir alanı (~ 2-10 km^2) örneklediği için, üçüncü adımda söz konusu bu alanda fiziksel ve meteorolojik etkenlerin neden olduğu değişimlerin ortaya çıkarılması gerekir. Bunun için yüzey dalgalarından ve gelgit etkilerinden kaynaklanan deniz yüzeyi sapmalarının doğru uydu mesafesi gözlemleri için uygun bir şekilde modellenmesi şarttır. Son adımda, altimetreden elde edilen mesafe ölçümünün yükseklik olarak yorumlanabilmesi için yörüngedeki uydunun sabit bir referans yüzeyinden olan yüksekliğinin (satellite altitude) yani yörüngedeki uydunun konumunun çok hassas bir şekilde bilinmesi gerekir. Bu yüzey genellikle Dünya'nın kaba bir yaklaşımı olan referans elipsoididir **(Nerem ve Mitchum, 2001)**.

Altimetre mesafe ölçülerinin elde edilmesi ve bu ölçülerin deniz seviyesi ölçülerine dönüştürülmesi işleminin detayları biraz karışık olmasına rağmen konsept olarak bu işlemi anlamak oldukça kolay ve basittir. Sistemin ana ilkesi uydu ile deniz yüzeyi

arasındaki mesafenin ölçülmesidir. Uydular yörüngelerinde görevlerini sürdürürken sürekli olarak okyanus yüzeyine doğru yüksek frekanslı radar sinyalleri (bir saniyede yaklaşık 1700 puls) gönderir. Bu sinyal atmosferden geçtikten sonra, atmosfer/okyanus sınırına varır ve okyanus ile etkileşir. Dalgalar tarafından deniz yüzeyinde aydınlatılan alana "ayak izi (footprint)" adı verilir. Bu alanın yarıçapı; uydu yüksekliğine, sinyal yayılma hızına, dalga genişliğine ve deniz durumuna bağlı olarak 1 km (durgun denizde) ile 10 km (dalgalı denizde) arasında değişmektedir. Altimetrede üretilen radar dalgaları deniz yüzeyine dairesel dalgalar şekilde ulaşır ve deniz yüzeyinden yansıyan radar dalgasının enerjisi, dalganın yansıtıcı yüzey içerisine tamamen kaybolmasına kadar sürekli olarak artar (Şekil 2.6 a,b,c). Gönderilen dalganın arkada kalan tarafı deniz yüzeyine çarpar çarpmaz, yansıtıcı ayak izi alanı çapı giderek artan dairesel yapıdan, hemen hemen sabit bir alana sahip halka biçimine dönüşür (Şekil 2.6 d,e). Radar dalgasının arka kısmı deniz yüzeyine temas ettikten sonra ayak izi alanı sabit kalır ve yansıyan enerji miktarı azalmaya başlar. Yansıyan enerjinin en yüksek olduğu yani radar dalgasının arkadaki kısmının orta noktasının deniz yüzeyinden yansıdığı anda nadir noktasında altimetre ile ortalama deniz seviyesi arasındaki sinyalin seyir süresi uydu üzerindeki hassas bir saat tarafından belirlenir **(Fu ve Cazenave, 2001; Vergos, 2002)**.



Şekil 2.6: Puls-sınırlı altimetre ile değişen ayak izi alanları **(Vergos, 2002)**.

Bu süre ışık hızı ile ölçeklendirilerek (2.1) eşitliğindeki mesafe bilgisi türetilir. Yaklaşık her bir saniyede bir türetilen mesafelerin ortalaması alınarak ve

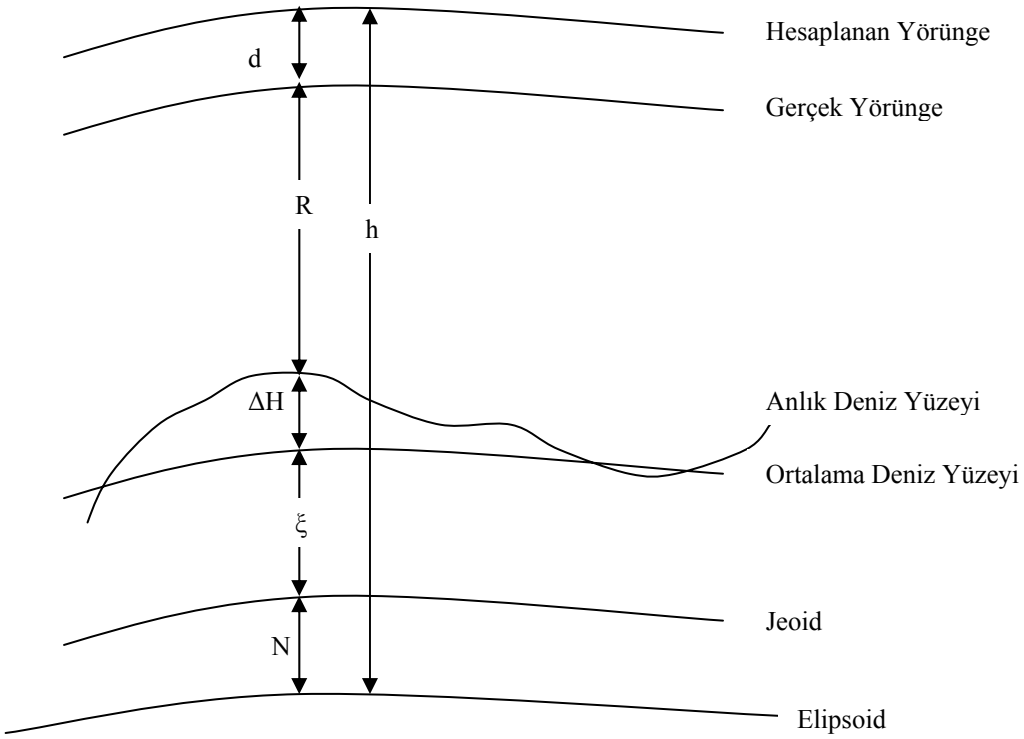
atmosferdeki su buharı ve iyonlaşmadan kaynaklanan etkilerin giderilmesi durumunda ayak izi alanı içerisindeki mesafe bilgisi yaklaşık 2 cm doğrulukla belirlenebilmektedir **(Fu ve Cazenave, 2001; Vergos, 2002)**.

$$R = \frac{(t_A - t_T)\, c}{2} \qquad \textbf{(2.1)}$$

Sonuç ürün olan deniz yüzeyinin yersel bir referans sisteminden olan yüksekliğinin belirlenmesi için uydular konumu bilinen izleme istasyonlarından çeşitli teknikler ile izlenerek konuları ve yükseklikleri hassas bir şekilde hesaplanmaktadır. Deniz yüzeyi yüksekliği verisi kullanılarak jeodezide ve oşinografide yaygın olarak kullanılan ve deniz yüzeyinin jeoidden sapması olarak bilinen; gelgitler, oşinografik akıntılar, tuzluluk farkları ve birçok meteorolojik faktörden (basınç, sıcaklık) kaynaklanan deniz yüzeyi topografyası bilgisi de türetilebilmektedir. Tüm bu bilgiler ışığında temel altimetre gözlem eşitliği Şekil 2.7'de gösterilen geometrik ve fiziksel büyükler yardımıyla aşağıdaki şekilde yazılabilmektedir **(Seeber, 1993)**.

$$h = N + \xi + \Delta H + R + d \qquad \textbf{(2.2)}$$

R	:	Uydu ile okyanus arasındaki mesafe
$(t_A - t_T)$	:	Radar dalgasının seyir süresi
c	:	Işık hızı ($3x10^8$ m/s)
h	:	Uydunun referans elipsoidinden olan yüksekliği
N	:	Jeoid yüksekliği
ξ	:	Deniz yüzeyi topografyası (Sea surface topography)
ΔH	:	Anlık gelgit etkileri (Dinamik topografya)
d	:	Gerçek yörünge ile hesaplanan yörünge arasındaki fark
$S=\Delta H+\xi$	:	Deniz yüzeyi yüksekliği



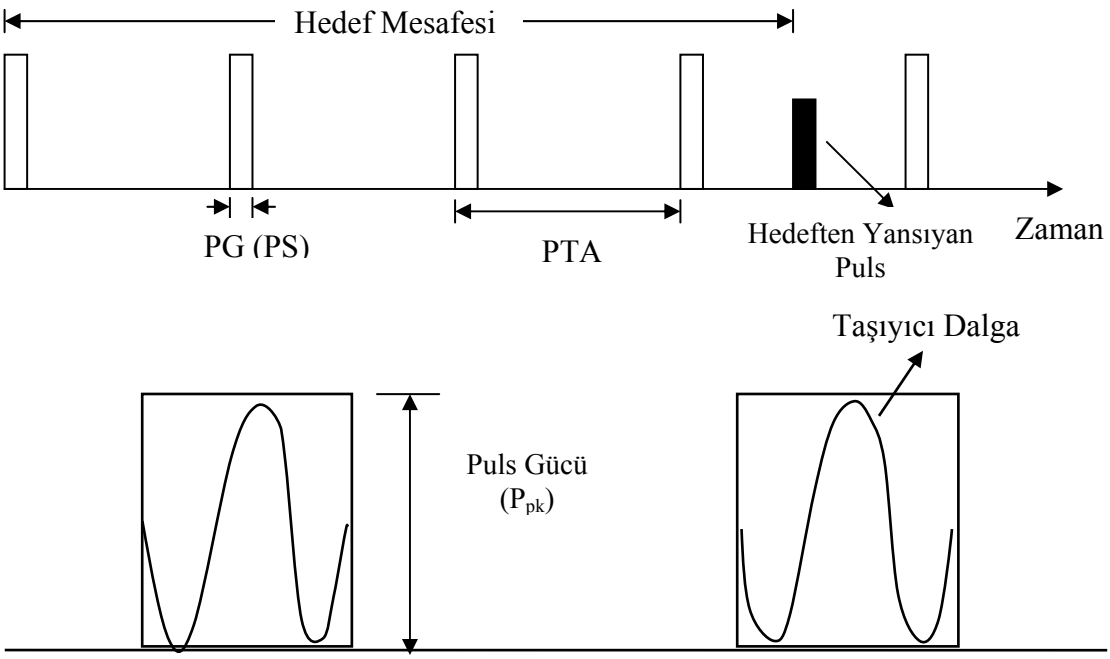
Şekil 2.7: Uydu altimetresinde geometrik ilişki **(Seeber, 1993)**.

Atmosfer ve deniz yüzeyinin fiziksel özellikleri nedeniyle, uydu altimetresi için en uygun frekans alanı, elektromanyetik spektrumda mikrodalga frekanslarına karşılık gelen 2-18 GHz arasındaki radar bandlarıdır. Elektromanyetik spektrumun frekans band ayrımına göre söz konusu alan S (1.55-4.20 GHz), C (4.20-5.75 GHz), X (5.75-10.9 GHz) ve K_u (10.9-22.0 GHz) radar bandları ile çevrilidir. Bu frekans aralığında deniz yüzeyinden yansıyan elektromanyetik dalganın gri cisim emme özelliği düşük, atmosferik geçirgenlik ve suyun yansıtma özelliği ise yüksektir. Böylece algılayıcı tarafından doğal yansımalarla radar yansımaları kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. 18 GHz'den daha yüksek frekanslarda atmosferin engelleyici özelliği artmakta, deniz yüzeyine gönderilen ve yansıyarak altimetreye geri dönen radar dalgasının gücü azalmaktadır. Daha düşük frekanslarda ise Faraday rotasyonu ile iyonosferin sebep olduğu elektromanyetik dalga yansıması artmakta ve elektromanyetik dalga yeryüzünde iletişim, navigasyon vb. amaçlar için kullanılan diğer dalgalar ile karışmaktadır. Ayrıca, altimetre uydusu üzerindeki radar anteninin pratik tasarımı bu frekansların kullanımını zorunlu hale getirmektedir **(Fu ve Cazenava, 2001)**.

Altimetre gibi radar mesafe ölçme sistemlerinin birçoğunda, radar sistemlerinin duyarlılığını ve çözünürlüğünü en üst düzeye çıkarmak amacıyla puls sıkıştırma veya

puls kodlama olarak bilinen sinyal işleme teknikleri kullanılmaktadır **(http://en.wikipedia.org/wiki/Pulse_compression)**.

Radar sistemlerinin duyarlılığı, radar pulsları ile yayınlanan enerjiye bağlıdır ve (2.3) eşitliğindeki vericiden yayınlanan ortalama güç ile ifade edilebilir (Şekil 2.8)



Şekil 2.8: Uydu altimetre sinyal yapısı **(http://radarproblems.com/)**.

$$P_{ort} = P_{pk} \times \frac{PG}{PTA} \qquad \textbf{(2.3)}$$

P_{ort} : Ortalama Yayınlanan Güç

P_{pk} : Puls Üst Gücü

PG : Puls Genişliği veya Puls Süresi

PTA : Puls Tekrarlama Aralığı

PTS : Puls Tekrarlama Sıklığı veya Frekansı (1/PTA)

Radar sistemlerinde genellikle puls üst güçleri yüksek (birkaç yüz kilowatt), puls genişlikleri küçük kısa pulslar üretilir. Puls genişlikleri kısa olduğundan ortalama yayınlanan güç genellikle puls üst gücünden çok daha düşüktür (Puls üst gücünün yaklaşık %1). Daha uzun pulslar yayınlamak ortalama gücü artırdığından doğrudan radarın duyarlılığını artırır. Ancak, bu durumda radarın çözünürlüğü azalmaktadır. İlk bakışta bu problemin en basit çözümü olarak daha güçlü pulslar üreten vericilerin kullanılması düşünülebilir. Ancak bu tür vericiler; daha yüksek voltajlı güç beslemesi

gerektirdiği (kV), güvenilirlik ve güvenlik problemleri, büyük, ağır ve masraflı olması gibi nedenlerden dolayı bazı sorunlara yol açmaktadır **(Allen, 2004)**. Bunun için ortalama gücü düşürmeden radar çözünürlüğünü arttırabilecek bir tekniğe ihtiyaç duyulmaktadır.

Radarın mesafe çözünürlüğü alınan sinyalin band genişliğine bağlıdır **(Allen, 2004)**.

$$\rho = \frac{c\tau}{2} = \frac{c}{2B} \qquad \textbf{(2.4)}$$

c : Işık hızı

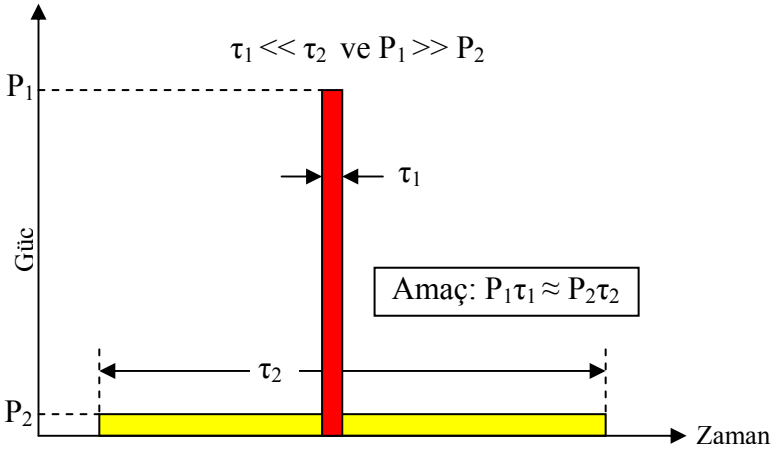
ρ : Radar mesafe çözünürlüğü

τ : Puls süresi

B : Sinyal band genişliği

Basit bir dikdörtgen puls için puls band genişliği, (2.4) eşitlikten görüleceği üzere puls süresinin tersidir. Pulsun genlik ve/veya fazı ile oynanarak, puls süresi değiştirilmeden band genişliği değiştirilebilmektedir. Başka bir ifade ile, radar mesafe çözünürlüğü ortalama yayınlanan güçten bağımsız olarak değiştirilebilmektedir. Söz konusu bu tekniğe puls kodlama veya puls modülasyonu adı verilmektedir. Puls sıkıştırma, ikili faz kodlama, çoklu faz kodlama, frekans modülasyonu gibi radar pulslarının band genişliğini artırmak için kullanılan tekniklerin genel adıdır **(http://en.wikipedia.org/wiki/Pulse_compression)**.

Özetle, puls sıkıştırma tekniği ile, kodlama veya modülasyonla band genişliği arttırılarak sanki yüksek güçlü kısa pulslar yayınlanmış gibi düşük güçlü uzun pulslar vericide kodlanarak veya modüle edilerek yayınlanır (Şekil 2.9).

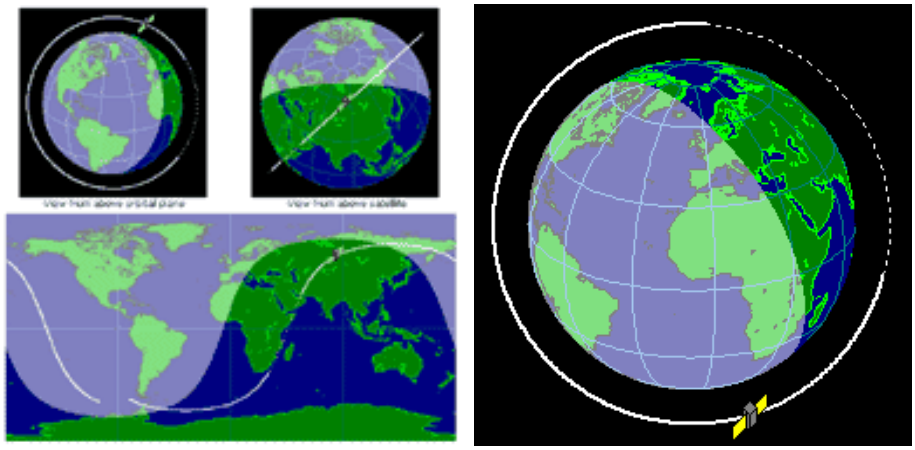


Şekil 2.9: Puls sıkıştırma tekniği **(Allen, 2004)**.

Altimetre ile 1 cm doğruluğunda mesafe ölçümü yapılabilmesi için (2.4) eşitliğinden görülebileceği üzere 70 ps ($70x10^{-12}$s) puls süresine sahip dalgalar üretilmelidir. Teknik olarak bu tür bir yayının gücü hem 200 kW'dan daha fazla olmalı hem de 70 ps süreli bir dikdörtgen pulsun yaratılması için 14 GHz ($1/\tau$) gibi geniş bir frekans spektrumu gerekmektedir. Uygulamada puls sıkıştırma tekniği kullanılarak 5 W'lık bir yayın gücü ile taşıyıcı dalga üzerine merkezlendirilmiş 3 ns ($3x10^{-9}$s, 300 MHz) süreli pulslar yayınlanır. Hedeften yansıyarak uyduya geri dönen sinyal uygun bir şekilde modellenerek (eğri uydurma) yüksek çözünürlüklü radar mesafesi elde edilir. Gerekli sinyal/gürültü oranının elde edilmesi için 1 saniyede (yaklaşık 1000 puls) bir ortalama alınır **(Chelton ve diğ., 1989)**. Puls sıkıştırma tekniğinin bazı dezavantajları olmasına rağmen, düşük bir güçle yüksek çözünürlükte radar mesafe ölçümleri yapılabilmesine olanak sağlaması nedeniyle radar sistemlerinde çokça kullanılmaktadır.

2.4. Uydu Altimetre Yörüngesi ve Yörünge İzleme Sistemleri

Uydular için yörünge seçimi oldukça önemli bir konudur. Dünya, uydu yörüngesinin altında dönerken ve uydu yörüngesinde sabit bir hızla hareketine devam ederken, her bir altimetre ölçü noktası, bir önceki noktanın batısında kalacak şekilde dünya yüzeyini üzerinde izler bırakır (Şekil 2.10). Uydular için önemli iki yörüngesel parametre, uydu yüksekliği ve eğim açısıdır. Uydu yüksekliği parametresi, uydunun dünya merkezi etrafındaki dönüşünü kontrol eder ve izler arasındaki mesafeyi dolayısıyla uydunun tekrar periyodunu (aynı noktadan geçiş süresini) belirler **(Pugh, 2004)**.



Şekil 2.10: Uydu yörüngesi ve dünya üzerindeki uydu izleri **(http://sealevel.jpl.nasa.gov/mission/mission.html)**

Eğer yörünge çok yüksekte olursa, radar sinyallerinin yüzeyde aydınlattığı ayak izi alanı büyümekte dolayısıyla geniş ayak izi alanından elde edilen veriler bilimsel çalışmalar için gereksinimleri karşılamamaktadır. Eğer yörünge alçakta olursa bu defa uyduda sürüklenmeler meydana gelmekte böylece hassas yörünge belirlenememektedir. Altimetre uyduları için yörüngeler elipsten ziyade, ekvator düzleminden itibaren sabit bir açı (eğim açısı) ile dairesel şekildedir **(Pugh, 2004)**.

Eğim açısı, kuzey ve güney yarım küreler için uydunun kaplayacağı maksimum enlem aralıklarını belirler. Kutup bölgelerinin gözlenebilmesi için yüksek eğim açılarına ihtiyaç duyulur **(Pugh, 2004)**. Altimetre uydularının yörünge parametreleri ile ilgili bilgiler Tablo 2.2'de verilmektedir.

Deniz yüzeyi yüksekliğinin bir referans yüzeyine göre belirlenebilmesi için, uyduların söz konusu bu referans yüzeyinden olan yüksekliklerinin bağımsız olarak belirlenmesi gerekir. Eğer uydu yüksekliği (h) yer merkezli (Earth-centered/Earth fixed) bir referans sistemine göre uygun bir şekilde belirlenebilirse, deniz yüzeyi yüksekliği (S), mesafe ölçüleri (R) ile (2.2) eşitliği ile hesaplanabilmektedir.

Yüksekliklerin dayandırılacağı referans sistemi olarak farklı amaçlar için değişik sistemler seçilebilmektedir. Referans sistemi olarak elipsoid, jeoid veya ODS kullanılmaktadır. Jeoid ve ODS genellikle oşinografik amaçlar için tercih edilir. Bu yüzeyler çeşitli nedenlerden dolayı zamanla değiştiklerinden, deniz seviyesi değişimleri ile ilgili çalışmalarda zamanla değişmeyen elipsoid referans sistemi olarak kullanılmaktadır **(Nerem ve Mitchum, 2001)**.

Yörünge belirleme terim olarak; dünya çevresinde yörüngelerinde dolaşan uyduların dinamikleri ile, bu uydulara yapılan çok hassas gözlemler hakkındaki bilgilerin birleştirilmesi süreci olarak tanımlanabilir **(Nerem ve Mitchum, 2001)**. Örneğin T/P uydusu için, uydu mesafe ve/veya mesafe hızı gözlemleri, yere bağlı izleme istasyonlarından (uydu lazer mesafe gözlemleri-SLR ve DORIS Doppler sistemi) ve uzayda konuşlu uydular (GPS) ile gerçekleştirilir. Uydu dinamiklerine bağlı olarak, gerçek gözlemlerle elde edilen yörünge ile kestirilmiş yörünge arasındaki farklar dengelenerek uydular için uygun yörüngeler belirlenmektedir. Altimetre uyduları için kullanılan uydu izleme teknikleri, tekniklerin gözlem türü, gözlem hassasiyeti ve hangi altimetre misyonlarında kullanıldıkları Tablo 2.3'de verilmektedir **(Fu ve Cazenave, 2001)**.

Tablo 2.3: Uydu izleme teknikleri **(Fu ve Cazenave, 2001)**

Teknik	Gözlem Türü	Hassasiyet	Uydu Misyonu
SLR	Mesafe	0.5-5 cm	Geosat dışında tüm uydularda kullanılmıştır.
DORIS	Mesafe oranı (hızı)	0.5 mm/sn	T/P
PRARE	Mesafe; Mesafe oranı (hızı)	2.5 cm; 0.25 mm/sn	ERS-2
GPS	Faz	0.2-0.5 cm	T/P
TRANET/OPNET	Mesafe oranı (hızı)	2-10 mm/sn	Seasat, Geosat
TDRSS	Mesafe oranı (hızı)	0.3 mm/sn	T/P
Altimetre	Yükseklik çapraz geçişleri (crossovers)	5 cm	Tüm uydularda kullanılmıştır

2.5. Uydu Altimetre Hata Kaynakları

Bundan önceki bölümlerde altimetre tekniği anlatılırken ve eşitlikler çıkarılırken, altimetredeki ölçü sisteminin kusursuz çalıştığı, aletsel hatalar olmadığı, uydu yörüngesinin çok hassas bir şekilde belirlendiği, altimetre ile okyanus yüzeyi arasındaki sinyal yolu üzerinde sinyali bozacak veya geciktirecek herhangi bozucu bir ortamın olmadığı, deniz yüzeyinin ise düz, pürüzsüz bir yüzey olduğu varsayılmıştır. Böylece, altimetre tarafından üretilen ve deniz yüzeyine gönderilerek tekrar geri alınan radar dalgasının iki yönlü seyir süresi ölçülerek, bilinen ışık hızı ile çarpılması ile altimetre-okyanus mesafesinin kolayca hesaplanabileceği düşünülmüştür. Fakat gerçekte her ölçme sisteminde olduğu gibi altimetre ölçüleri de birçok aletsel ve çevresel etkilere maruz kalmaktadır. Bu etkiler belirlenip uygun şekilde modellendirilmediği takdirde altimetre ölçülerinden türetilecek veriler çok güvenilir olmayacak ve bilimsel ihtiyaçları karşılayamayacak hale gelecektir.

Altimetre ölçülerini etkileyen birçok hata kaynağı vardır. Bu hataları genel olarak üç sınıfa ayırmak mümkündür **(Seeber, 1993)**:

- Gerçek yörüngenin hesaplanan yörüngeden sapması (uydu yörünge hataları)
- Sinyal yayılım yolu üzerindeki etkiler (altimetre hataları)
- Anlık deniz seviyesi ile jeoid arasındaki sapmalar

2.5.1. Yörünge Hataları

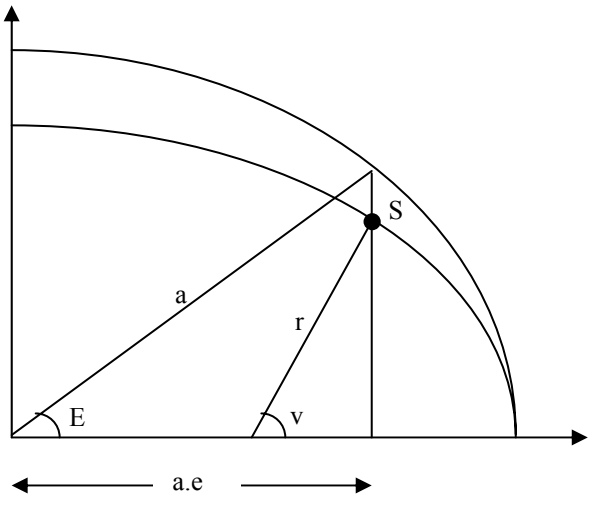
Uydu yörüngelerindeki hatalar, altimetre ölçülerinde en büyük etkiye sahip hatalardır ve uydunun radyal yöndeki konumu hakkında yeterli bilgiye sahip olunamamasından ileri gelir. Yörünge hataları temel olarak aşağıdaki nedenlerden kaynaklanmaktadır **(Seeber, 1993)**:

- Yörünge hesaplarında kullanılan yer gravite alanının sınırlı çözünürlüğü ve doğruluğu
- İzleme istasyonlarının koordinat hataları
- İzleme sistemlerindeki (Doppler, SLR vb.) hatalar ve sınırlamalar
- Yörünge hesaplamalarında yanlış veya eksik modellendirmeler

Kepler kanunlarına göre yörüngedeki uydunun yer merkezinden olan radyal mesafesi;

$$r = a\,(1 - e\cos E) \qquad \textbf{(2.5)}$$

eşitliği ile ifade edilir (Şekil 2.11). Bu eşitlikte r: uydunun yer merkezinden olan radyal mesafesini, a: elipsoid büyük yarı eksenini, e: elipsoid dış merkezliliğini, E: gerçek anomaliyi temsil etmektedir.



Şekil 2.11: Kepler yörünge elemanları **(Seeber, 1993)**

E gerçek anomalisi yaklaşık olarak M ortalama anomalisine karşılık gelir. Yukarıdaki eşitlik doğrusallaştırılırsa radyal yörünge hatası;

$$\Delta r = \Delta a + e\ \Delta M\ a\ \sin M - \Delta e\ a\ \cos M \qquad \textbf{(2.6)}$$

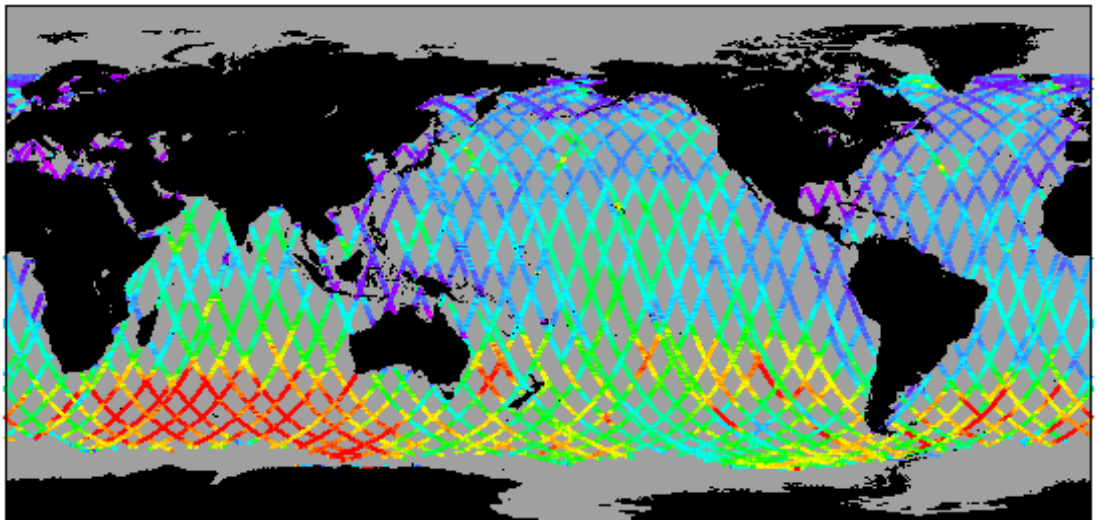
haline dönüşür. Sonuç olarak radyal yörünge hatası yörüngenin kısa parçalarında sabit olarak düşünülebilecek Δa, ΔM, Δe büyüklüklerine bağlı olarak değişmektedir **(Seeber, 1993)**.

Yer gravite alanı uydu yörüngelerinin hesaplanmasında en baskın bileşendir. Her uydunun duyarlı olduğu küresel harmonik katsayı setleri vardır. Bu nedenle her uydu için söz konusu uyduya özgü ölçüleri de kullanmak suretiyle yeniden şekillendirilerek geliştirilmiş gravite modellerinin kullanılması önerilmektedir. Bu yöntem GEOS-3 uydusu için GEM 10 gravite modeli kullanılarak gerçekleştirilmiş, sonuçta yörünge doğruluğu 10 metrelerden 1-2 metrelere kadar iyileştirilmiştir. Seasat uydusu için başlangıçta 5 m olan yörünge doğruluğu bu uydu için özel olarak geliştirilen PGS-S1, PGS-S2, PGS-S3 ve PGS-S4 gravite modelleri 1 metreye kadar düşmüştür. ERS-1 uydusunun yörünge elemanları Seasat uydusununki ile aynı olduğundan, Seasat için geliştirilen bu gravite modelleri için de kullanılmıştır. 50 cm civarındaki hassas GEOSAT yörüngesi, GEM-2 jeopotansiyel modeline dayalı olarak hesaplanmıştır **(Seeber, 1993)**.

T/P altimetre misyonu ile hassas yörünge belirlemede büyük gelişmeler kaydedilmiştir. T/P misyonu ile desteklenen ve hayata geçirilen yeni gelişmelerle, yörünge doğrulukları santimetreler mertebesine kadar indirilmiştir. T/P uydusu ile yörünge hatalarının karesel ortalama hatası 2-3 cm seviyesine kadar düşürülmüştür **(Fu ve Cazenave, 2001)**.

Yörünge hataları, geçmişten beri uydu altimetre verilerinin bilimsel amaçlarla kullanılmasında en önemli kısıtlayıcı faktör olmuştur. Bu nedenle özellikle oşinografik uygulamalarda altimetre verilerinin rahatlıkla kullanılabilmesi için yörünge hatalarını giderebilecek tekniklerin geliştirilmesine ihtiyaç duyulmuştur. Günümüzde radyal yörünge hatalarının giderilmesinde yerel, bölgesel veya global çapraz geçişlerin dengelemesi tekniği kullanılmaktadır. Uydu altimetre verileri, aletsel, jeofiziksel ve okyanus etkileri ile düzeltilip, kaba hatalı ve yanlış ölçülerin ölçü kümesinden çıkarılmasından sonra, gerçek uydu yörüngesi bilgisinin mevcut olmaması nedeniyle radyal yörünge hatasından arındırılmak üzere "çapraz geçişlerin dengelemesi (crossover adjustment)" olarak bilinen dengelemeye tabi tutulur. Altimetre uydusu güneyden kuzeye doğru dünya etrafında yörüngesinde hareket ederken dünya üzerindeki bıraktığı ize yükselen geçiş (ascending arc), kuzeyden güneye hareket ederken bıraktığı ize ise alçalan geçiş (descending arc) adı verilir.

Söz konusu geçişler çapraz geçiş noktaları (crossover points) olarak bilinen noktalarda kesişirler (Şekil 2.12).



Şekil 2.12: Uydu altimetre yer izleri ve çapraz geçiş noktaları **(www.aviso.cls)**

Teorik olarak eğer uydu yörüngelerini bozacak etkilerin olmadığı ve gerçek yörünge konusunda tam bilgiye sahip olduğu düşünülürse çapraz geçiş noktalarında yükselen ve alçalan geçişlerin seviyeleri eşit olmalıdır. Uygulamada hem uydu yörüngeleri sürekli olarak bozucu faktörlerin etkisi altındadır hem de gerçek uydu yörüngesi konusunda eksiksiz bilgi yoktur. Bunun sonucunda çapraz geçiş noktalarında yükselen ve alçalan geçişler aynı seviyede olmayıp biri birinin altında veya üstünde ve de birbirlerine göre eğimli olup bu noktalarda yükselen ve alçalan geçişler sırasında gözlenen deniz yüzeyi yükseklikleri eşit değildir. Çapraz geçişlerin dengelemesinin temel amacı yükselen ve alçalan geçişler sırasında gözlenen deniz yüzeyi yükseklikleri farklarını en aza indirgemektir. Çapraz geçiş noktalarında deniz yüzeyi yükseklik farklarının alınması ile jeoid ve deniz yüzeyi topografyası sinyalleri yükselen ve alçalan geçiş farkları ile birbirini götürmekte dolayısıyla geriye sadece radyal yörünge hatası ve modellenemeyen gelgit ve diğer oşinografik olguların sinyalleri kalmaktadır **(Vergos, 2002)**.

2.5.2. Altimetre Hataları

Sinyal yolu üzerindeki etkileri iki alt gruba ayırmak mümkündür:

- Aletsel hatalar
- Sinyal yayılım ortamı hataları (atmosfer ve deniz durumu etkileri)

En önemli aletsel hatalar;

- Radar anteninin faz merkezi ile uydunun kütle merkezi arasındaki mesafe (gravite düzeltme merkezi)
- Ölçme sistemindeki zamanlama hatalarıdır.

Bu etkiler, altimetrenin tasarımı ve yapımı aşamasında tespit edilip minimize edilmektedir. Aletsel hatalardan kaynaklanan tüm etkiler, hassas bir şekilde hazırlanmış test alanlarında (yer doğrulama) "altimetre kalibrasyonu" aşaması ile kontrol edilerek belirlenmektedir **(Seeber, 1993)**.

Sinyal yayılım ortamı hataları, atmosferin iyonosfer ve troposfer katmanları ile denizin anlık durumundan (durgun veya kabarık deniz yüzeyi) kaynaklanmaktadır. Atmosferik kırılma ve deniz durum sapmasının (sea-state bias) dikkate alınmaması durumunda altimetrik mesafe ölçülerinde 2 metreye varan hatalar ortaya çıkmaktadır. Ölçüler düşey bir hatta yapıldığından elektromanyetik dalganın iyonosfer ve troposfer tarafından geciktirilmesi problemi bir ölçüde çözülebilmektedir. Buradaki asıl sorun düzeltmeler için gerekli olan yardımcı ölçülerin yapılmasındaki güçlüktür **(Fu ve Cazenave, 2001; Seeber, 1993; Nerem ve Mitchum, 2001)**.

İyonosfer atmosferin 60 ila 1000 km arasında değişen tabakasıdır. Radar dalgasının yayılım hızı, iyonosferdeki serbest elektron sayısı ile doğru orantılı, altimetre radar frekansının karesi ile ters orantılı olarak azalmaktadır. Atmosferdeki serbest elektronlarla ve iyonlarla ilişkilendirilebilen altimetre radar sinyalinin iyonosferik kırılması, atmosfer üst tabakasının dielektrik özellikleri ile belirlenebilmektedir. İyonosferik kırılma (refraksiyon) etkisi iyonlaşma seviyesine bağlı olarak, 14 GHz frekans alanında 5 cm ile 20 cm arasında değişmektedir. İyonosferdeki elektron yoğunluğu geceden gündüze (yarım günlük değişimler), yazdan kışa (mevsimsel değişimler) farklılık gösterir **(Seeber, 1993)**. İyonosferdeki elektron yoğunluğunu doğrudan ölçmek zor olduğundan ve bu etkinin dağıtıcı özelliği olduğundan, iyonosferik kırılma çift frekanslı altimetre ölçüleri ile hesaplanabilmektedir. T/P uydusu, 13.6 GHz ve 5.3 GHz'de olmak üzere çift frekansta ölçü yapmaktadır. Bunun yanında iyonosferin fiziksel yapısı bazı araştırmacılar tarafından modellenmeye çalışılmış, genellikle deneysel olmak üzere birçok model türetilmiştir **(Vergos, 2002)**.

Troposfer atmosferin 0 ila 40 km arasında değişen tabakasıdır. Radar dalgasının yayılım hızı, troposferdeki gazların ve su buharının miktarı ile orantılı olarak

yavaşlamaktadır. Troposferik kırılma etkisi, uygun kırılma modelleri ve radyometri ölçüleri ile birkaç santimetre doğrulukla düzeltilebilmektedir **(Seeber, 1993)**. Troposferik kırılma için en basit model **(Rummel ve Sansò, 1993)**:

$$\Delta\rho = 2.277.10^{-5}\left[\left(1+0.0026\cos 2\theta\right)P_s + \left(\frac{1255}{T_s}+0.05\right)e_s\right] \qquad \textbf{(2.7)}$$

Eşitlikte, P_s deniz seviyesi üzerindeki hava basıncı (Paskal), T_s yüzey atmosferik sıcaklığı (Kelvin), e_s kısmi su buharı basıncını (Paskal), θ ise coğrafi enlemi temsil etmektedir.

Hava basıncı P_s, sıcaklık T_s ve kısmi su buharı basıncını e_s değerleri bazı veri merkezleri tarafından sağlanmaktadır. Ancak çoğu zaman bu verilerin konumsal çözünürlükleri bilimsel amaçlar için yeterli olmamaktadır. Daha iyi sonuçların alınabilmesi için altimetre uydularına monte edilmiş pasif mikrodalga radyometreler kullanılmaktadır **(Vergos, 2002)**.

Değişik atmosferik olguların içerisinde yağmur ve bulut; altimetre mesafe ölçümlerini etkileyebilecek parametrelerden en az anlaşılanıdır ve bunun için deneysel birkaç denemenin dışında kesin bir model hala geliştirilememiştir. Genel olarak yağmur ve bulut geri yansıyan sinyali azaltmaktadır. Hafif yağmur sinyal gücünde ani değişimlere, şiddetli yağmur ise veri kaybına neden olur **(Rummel ve Sansò, 1993)**. Yağmur ve buluttan dolayı kaynaklanacak veri bozukluklarını önlemek, altimetre mesafe ölçüsü ile aynı anda yapılan pasif mikrodalga ölçülerini kullanarak bu etkilere maruz kalmış veya kalması muhtemel verileri belirleyip veri setlerinden çıkarılmakla mümkün olabilir. Bu yöntemle yağmur ve bulut etkisine maruz kalan ölçülerin çıkarılması için hangi ölçütlerin kullanılacağı konusunda çalışmalar devam etmektedir **(Vergos, 2002)**.

Sinyal yayılım ortamı hataları arasında atmosfer dışında bir diğer etki de altimetreden gelen radar sinyalinin bir kısmının emildiği, bir kısmının soğrulduğu ve saçıldığı ve bir kısmının da altimetreye yansıdığı deniz yüzeyinin anlık durumudur. Deniz yüzeyinde yansıtıcı alanın büyüklüğü denizin kabarıklık durumuna bağlıdır. Örneğin kabarık bir deniz yüzeyindeki yansıtıcı alan (ayak izi alanı), düz bir deniz yüzeyinde meydana gelecek yansıtıcı alana göre daha geniş olur. Altimetreye geri dönen sinyaller, deniz yüzeyinden dik olarak yansıyan sinyallerdir. Durgun denizde

altimetre tarafından yayılan sinyalin %60-70'ı gibi büyük bir kısmı tekrar altimetreye geri yansımaktadır. Artan deniz yüzeyi kabarıklığı ile gelen sinyal farklı yönlere saçılmakta ve böylece altimetre tarafından algılanan sinyalin gücü azalmaktadır. Altimetrenin okyanus yüzeyinde aydınlattığı ayak izi alanı içerisindeki su dalgasının en tepe noktası ile en çukur noktası arasındaki yükseklik farkının yaklaşık üçte birine "anlamlı dalga yüksekliği (Significant Wave Height-SWH)" adı verilir. Genellikle okyanus dalgasının tepe noktalarının eğrilik yarıçapları küçük olduğundan sivri tepeler şeklindedir ve gelen altimetre sinyalini dağıtıcı özellikleri vardır. Bunun aksine dalga çukurlarının eğrilik yarıçapları daha büyüktür ve dolayısıyla daha düz bir yapıya sahiptirler. Bunun sonucu olarak ta gelen enerjiyi radar antenine doğru toplayıcı özelliği vardır. Bu nedenle dalga çukurlarından dönen sinyalin gücü, dalga tepelerinden dönen sinyalin gücünden daha büyük olur. Bu etkiye "elektromanyetik (E/M) sapma" adı verilir. Dalga çukurlarının daha düz bir yapıya sahip olması nedeniyle, yansımalar ortalama deniz seviyesinden daha aşağıda dalga çukurlarının belirlediği bir ortalama yüzeyde gerçekleşir. Anlamlı dalga yüksekliği arttıkça da bu yüzey ortalama deniz seviyesinden daha çok sapmaktadır **(Fu ve Cazenave, 2001; Seeber, 1993)**.

Sonuç olarak E/M sapma etkisi nedeniyle ya altimetre-okyanus mesafesi olması gerekenden daha fazla, ya da deniz yüzeyi yüksekliği olması gerekenden daha düşük belirlenmektedir. Anlamlı dalga yüksekliği (SWH) artışı ile EM sapma arasında pozitif bir korelasyon vardır. Örneğin anlamlı dalga yüksekliği 10 m (kabarık deniz yüzeyi) olan ayak izi alanı içerisinde E/M sapma etkisi 70 ± 30 cm, 0.5 m (durgun deniz yüzeyi) olan ayak izi alanı içerisinde ise yaklaşık 3.5 ± 1 cm civarındadır **(Rummel ve Sansò, 1993)**. E/M sapma etkisi için birçok araştırmacı tarafından geliştirilmiş teorik ve deneysel modeller vardır.

2.5.3. Anlık Deniz Seviyesi İle Jeoid Arasındaki Sapmalar

Jeoid, bazı kabullerle ODS'ye çakışık kabul edilen yerin gravite alanı içerisindeki eş potansiyelli yüzeylerden biridir. Eğer hiçbir akıntı, dalga, tuzluluk, ısı ve yoğunluk farkı, gelgit ve meteorolojik etkiler olmasaydı ve durgun deniz yüzeyi karalar içinde de devam etseydi oluşan bu eşpotansiyelli yüzey jeoidi oluşturacaktı. Anlık deniz seviyesi ile jeoid arasındaki sapmalar zamandan bağımsız sabit kısım (ξ) ve zamana bağlı değişken kısım (ΔH) olmak üzere iki bileşenden oluşmaktadır (Şekil 2.7).

Altimetre ölçüleri ile ODS belirlenmeden önce mutlaka zamana bağımlı bileşenin düzeltilmesi gerekir. Zamana bağlı değişimler temel olarak atmosferik yükleme (atmospheric loading) ve gelgitlerden kaynaklanmaktadır **(Seeber, 1993)**.

Atmosferik yükleme etkisi deniz yüzeyi üzerindeki hava basıncı değişimlerinden kaynaklanmaktadır. Atmosferik yüklemenin global deniz yüzeyinde 10-50 cm arasında değişimlere neden olduğu tahmin edilmektedir **(Seeber, 1993)**. Hava basıncının deniz seviyesi üzerinde ters bir etkisi vardır. Ters barometre etkisi (inverse barometer effect) olarak bilinen söz konusu bu etki neticesinde teorik olarak hava basıncındaki 1 mbar'lık bir artış sonucunda deniz seviyesinde 1 cm'lik bir azalma meydana gelmektedir. Bu etki modellenerek altimetre ölçülerinden arındırılmaktadır.

Deniz seviyesinde zamanla değişen bileşenin en önemli nedeni, Ay ve Güneş'in yeryuvarını çekim etkileri sonucu oluşan gelgitleridir. Bu etkinin genliği açık okyanuslarda 1 metreye, kıyıya yakın yerlerde veya sığ bölgelerde 2 metreye kadar ulaşmaktadır. Gelgitler için birçok global gelgit modeli (örneğin; Cartwright ve Tayler (1971), Cartwright ve Edden (1973), Schwiderski (1980) vb.) belirlenmiştir. Ancak gelgit genliğinin büyük olduğu yerlerde global modelden sapmalar büyük olacağından mareograf ve altimetre verileri ile hesaplanan bölgesel veya yerel modellerin kullanılması önerilmektedir. Katı yeryuvarı gelgitleri (solid earth tides) okyanus gelgitlerinin genliğinden daha küçük olmasına rağmen dünya yüzeyinde yaklaşık 50 cm'lik değişimlere neden olmaktadır **(Seeber, 1993)**.

Anlık deniz seviyesi ile jeoid arasındaki sapmalarlardan zamanla değişmeyen kısım (ξ) deniz yüzeyi topografyası (DYT) olarak bilinir ve büyüklüğü 1-2 m arasında değişmektedir. Çalışılan konuya göre bu terim altimetre ölçülerine getirilecek düzeltme veya altimetre ölçülerinden türetilecek bir sinyal olarak algılanabilir. Eğer altimetre ölçüleri ile jeoid belirlenecek ise, DYT terimi oşinografik modellerden türetilerek altimetre ölçülerine düzeltme olarak getirilir. Eğer okyanus dolaşımları ile ilgileniliyorsa DYT iyi bir jeoid modeli ile altimetre ölçülerinden çıkarılacak oşinografik bir sinyal olarak değerlendirilir **(Seeber, 1993)**.

2.6. Uydu Altimetre Ölçülerine Getirilen Düzeltmeler

2.6.1. Jeofiziksel Düzeltmeler

2.6.1.1. Gelgitler (Katı yer, okyanus ve kutup gelgitleri): Güneş ve Ay'ın kütlesel çekim kuvvetleri nedeniyle katı yeryuvarı ve deniz yüzeyi yüksekliğindeki değişimler için getirilen düzeltmedir. Modellerden hesaplanır. Büyüklüğü açık okyanusta yaklaşık 1 metre, kıyılarda 15-20 metredir.

2.6.1.2. Okyanus Yüklemesi: Gelgite neden olan kuvvetlerdeki değişimlerin deniz yüzeyi yüksekliğinde meydana getirdiği değişimler için getirilen düzeltmedir. Modellerden hesaplanır. Büyüklüğü yaklaşık 30 cm civarındadır.

2.6.2. Sinyal Yayılım Ortamı Düzeltmeleri (Atmosferik Düzeltmeler)

2.6.2.1. İyonosfer: Atmosferdeki elektron içeriğinin Dünya yüzeyinden yansıyan radar sinyalini geciktirmesinden dolayı getirilen düzeltmelerdir. Hem çift frekanslı altimetreler ile hem de DORIS ölçüleri ile hesaplanır. Büyüklüğü 0 ile 50 cm arasında değişir.

2.6.2.2. Troposfer: Atmosferdeki gazların ve su buharının Dünya yüzeyinden yansıyan radar sinyalini geciktirmesinden dolayı getirilen düzeltmelerdir. Radyometre ölçüleri ve meteorolojik modellerden hesaplanır. Büyüklüğü 0 ile 50 cm arasında değişir.

2.6.3. Yüzey Düzeltmeleri

2.6.3.1. Ters Barometre (Atmosferik Yükleme): Atmosfer basıncındaki değişimlerin deniz yüzeyi yüksekliğinde meydana getirdiği değişimler için getirilen düzeltmedir. Meteorolojik modellerden hesaplanır.

2.6.3.2. Elektromanyetik Sapma: Deniz yüzeyindeki rüzgâr dalgalarının tepesinin ve çukurunun farklı yansıtma özellikleri nedeniyle ölçülerde meydana gelen sapmalardan dolayı getirilen düzeltmedir. Modellerden hesaplanır.

2.6.4. Aletsel Düzeltmeler

2.6.4.1. USO (Ultra-Stable Oscillator) Düzeltmesi: Altimetredeki dahilî saat için kullanılan oskilatörün kayma (drift) düzeltmesidir. Kaymanın derecesi oskilatörün frekansına bağlıdır. Büyüklüğü 1 cm civarındadır.

2.6.4.2. Gravite Merkezi: Yakıt tüketimi ve güneş paneli yöneltmesi gibi faktörlerden kaynaklanan uydunun gravite merkezindeki değişimlere getirilen düzeltmedir.

2.6.4.3. Düzeltme Tabloları: Modellenemeyen aletsel ve algoritma etkilerine getirilen düzeltmelerdir. Bu tablolar altimetre simülasyonlarından türetilir. Büyüklüğü birkaç santimetre civarındadır.

2.6.4.4. Dalga Formu: Yeryüzünden yansıyan radar sinyalindeki belirli frekansları elimine etmek için kullanılan filtrelere getirilen düzeltmelerdir. Büyüklüğü birkaç santimetre civarındadır **(http://www.altimetry.info/)**.

2.7. Uydu Altimetre Tekniğinin Mareograf İstasyonları ile Karşılaştırılması

Uydu altimetre birçok yönden kıyılarda işletilen mareograf tekniğinin açık denizlerdeki devamı olarak görülebilir. Dünyanın hemen hemen tüm kıyılarında yüzyılı aşkın bir süredir deniz seviyesinin izlenmesi amacıyla mareograf istasyonları işletilmektedir. Bu istasyonlardan elde edilen veriler ile ülkelerin ulusal düşey datumları tanımlanmakta, gelgit ve gelgit değişimleri modellendirilmekte ve deniz seviyesi değişimleri izlenmektedir. Mareograflar, karadaki bir röper noktasına göre anlık deniz seviyesi çok sık aralıklarla (örneğin; 15 dakika, 1 saat) ölçmektedir. Mareograflar ile tek bir istasyondaki zamansal değişimler ortaya çıkarabileceği gibi, birden çok mareograf istasyonunun bir ağ içerisinde birbirlerine bağlanması ile bölgesel ve global değişimleri de incelemek mümkündür. Uzun dönemli deniz seviyesi değişimleri genellikle mareograf istasyonlarından elde edilen deniz seviyesi gözlemleri ile belirlenmektedir. Ancak, bu amaç için mareograf verisi kullanmanın iki temel sakıncası vardır. Birincisi, mareograf istasyonları deniz seviyesi değişimlerini karadaki bir röper noktasına göre ölçmektedir. Röper noktası düşey yönde hareket edebileceğinden bu hareketin yaratacağı sinyal deniz seviyesi sinyali ile karışabilmektedir. Bir diğer problemde, mareografların konumsal olarak dağılımının sınırlı olmasıdır **(Douglas, 1995)**. **Douglas (1991, 1992)** tarafından, tektonik olarak aktif olmayan bölgelerde konuşlandırılmış 50 yıl veri uzunluğuna sahip mareograf istasyonları verileri ile her ne kadar konumsal olarak az sayıda olmasına rağmen global deniz seviyesi değişimleri hakkında yararlı bilgiler elde edilebileceği değerlendirilmektedir.

Mareograflar; altimetreye oranla daha düşük maliyetli olması, birçok mareograf istasyonunda uzun dönemli verilerin varlığı, daha yüksek frekanslarda örnekleme sağlamaları, altimetrelerin kalibrasyonunda, altimetre ile birlikte düşey yerkabuğu hareketlerinin araştırılmasında, kıyı mühendisliği çalışmalarında, kıyı yapılarının aplikasyonlarında kullanılmaları gibi nedenlerden dolayı halen deniz seviyesi ölçme sistemleri olarak kullanılmaktadır. **(http://www.pol.ac.uk/psmsl/)**.

Yapay uyduların gelişmesine paralel olarak 1970'lerden sonra uydu altimetresi yer bilimlerinde kullanılmaya başlanmıştır. Başlangıçta oşinografik bir gözlem tekniği olarak ortaya çıkan uydu altimetresi, deniz seviyesi çalışmalarında mareograflar ile karşılaştırıldığında aşağıdaki yenilikleri ve sınırlamaları getirmiştir.

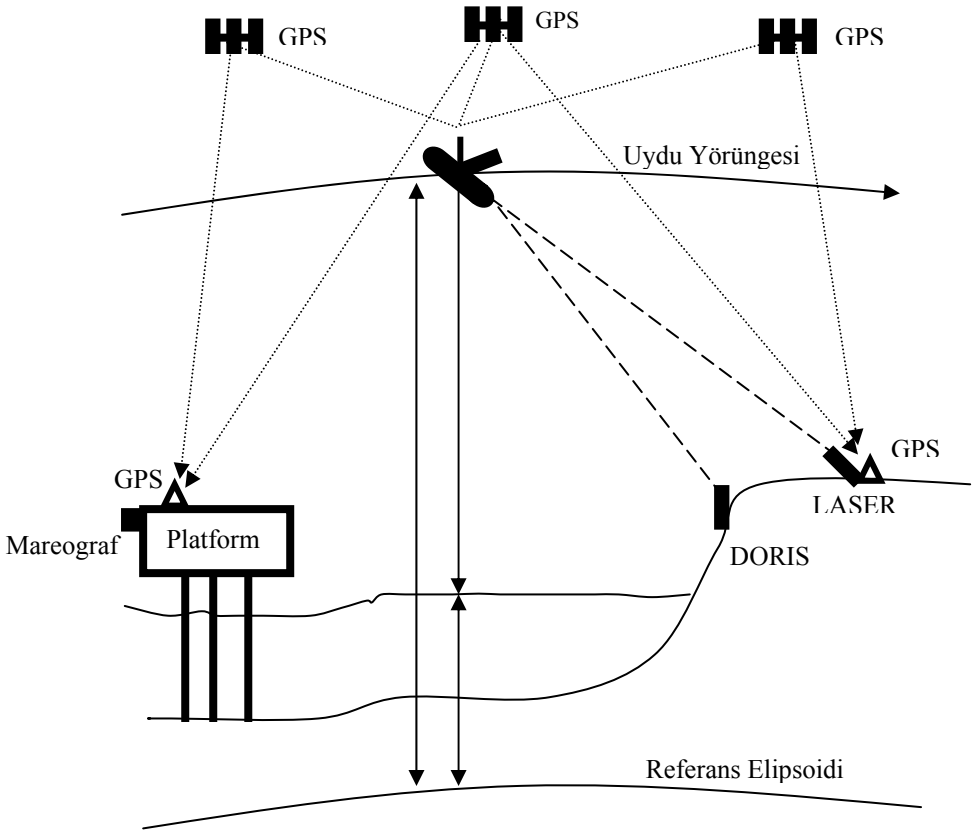
- Gece gündüz her türlü hava koşullarında çalışabilmektedir,
- Bitki örtüsünden ve örtülü alanlardan etkilenmemektedir,
- Belirlenen tüm deniz yüzeyi yükseklikleri ortak bir referans sistemine göredir,
- Uydu altimetresi ile sadece deniz veya okyanuslar değil, nehirler, göller gibi sulu alanlar ile buzullarda gözlenmektedir,
- Uydu altimetresi global bir teknik olduğundan, uydunun yolu üzerindeki her çeşit hedef hakkında yükseklik bilgisi üretilmekte, mareograf istasyonlarının olmadığı alanlarda bu bilgi ihtiyacını sağlamaktadır,
- Uydu altimetresi üzerindeki mikrodalga radyometre ile troposferik modeller geliştirilmekte, deniz yüzeyinden uyduya geri yansıyan radar dalgasının analizleri ile farklı bir ölçüye gerek kalmadan deniz yüzeyi üzerinde rüzgâr bilgisi ve dalga yüksekliği bilgileri de türetilmektedir,
- Uydu altimetre misyonlarının yaklaşık 20 yıldır devam ettiği ve ileride de devam edeceği düşünülürse, uydu altimetre verileri ile mevsimsel ve yıllar-arası deniz seviyesi değişimleri global olarak daha doğru bir şekilde belirlenebilmektedir,
- Altimetre uyduları temel olarak okyanus ve buzul tabakaları gibi tek düze yüzeylerde çalışması için dizayn edilmiştir. Çok dalgalı veya karışık topografyaya sahip yüzeyler veri kaybına veya verilerin yanlış yorumlanmasına neden olabilmektedirler,
- Mareograf deniz seviyesi gözlemlerinde deniz seviyesi, bir nokta yüksekliği ölçülüyormuş gibi belirlenir. Uydu altimetresinde ise deniz yüzeyi yüksekliği

uydunun ayak izi alanı içerisindeki gözlemlerin ortalamasıdır. Örneğin T/P uydusu için bu alan ortalama 580 m, ERS uyduları için 350 m civarındadır,

- Etkili ayak izi çapı hedefin doğasına bağlı olarak 100 metrelerden birkaç kilometrelere kadar değişiklik gösterir,
- Yükseklik doğruluğu; uydu mesafesi, uydu yörüngesi, jeofiziksel düzeltmeler, hedefin büyüklük ve tipi gibi birçok faktöre bağlıdır,
- Rüzgâr olayları, şiddetli yağışlar ve gelgit etkileri veri kalitesi ve doğruluğunu önemli ölçüde etkilemektedir. **(http://bigquill.gsfc.nasa.gov/adlim.html)**

2.8. Uydu Altimetre Ölçülerinin Kalibrasyonu ve Verilerin Sınanması

Altimetre verilerinin güvenilir ve doğruluğu kanıtlanmış veriler olarak çeşitli uygulamalarda kullanılabilmesi için kapsamlı kalibrasyon ve veri doğruluğunun sınanması (calibration/validation) gerekmektedir. Kalibrasyon ve veri doğruluğu sınama, uydunun fırlatılmasından önce ve sonra altimetre sensörlerinin iç kalibrasyonuna ilişkin verileri yorumlamaktan yersel yöntemlerle veri onaylamaya kadar çok geniş faaliyeti kapsamaktadır. Yersel ölçümlerle altimetre kalibrasyonları, nokta kalibrasyonu ve dağınık kalibrasyon olmak üzere iki türlü gerçekleştirilir. Nokta kalibrasyonunda temel amaç altimetre ölçme sistemindeki mutlak sapmanın (absolute bias) belirlenmesidir. Nokta kalibrasyonları, Şekil 2.13'de gösterildiği gibi test istasyonlarında yapılır.



Şekil 2.13: Uydu altimetre nokta kalibrasyonu **(Fu ve Cazenava, 2001)**

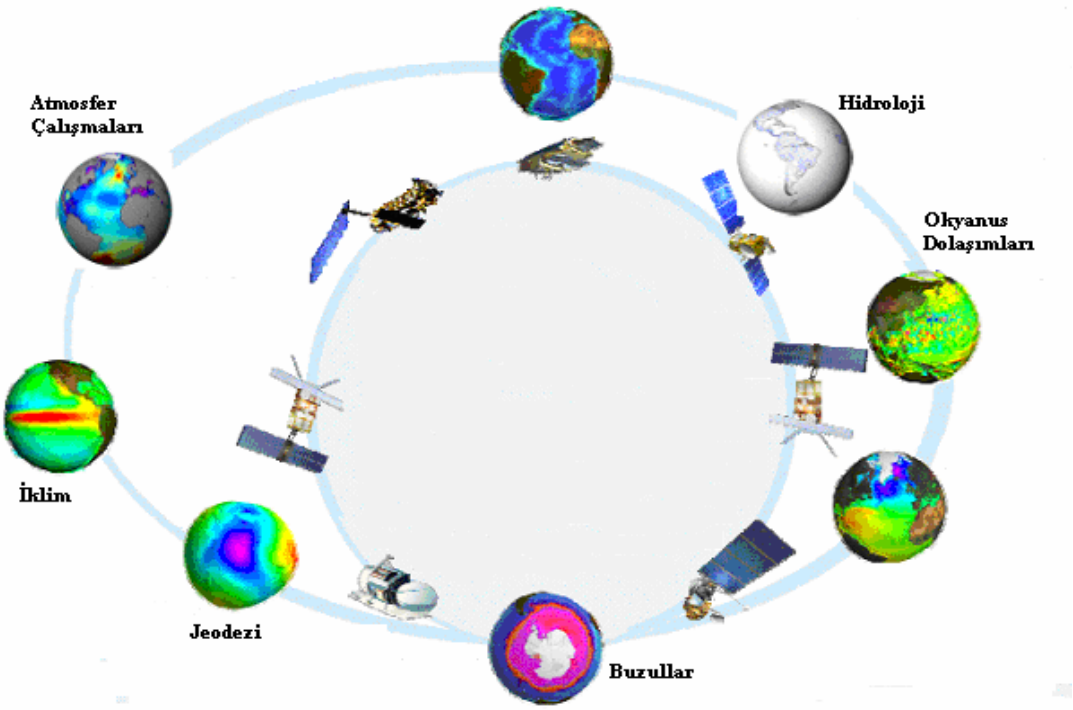
Bu istasyonlarda bir mareograf istasyonu, mareograf istasyonunda elde edilen deniz seviyesi gözlemlerini yer merkezine bağlayabilmek amacıyla GPS, DORIS vb. gibi uydu istasyonları vardır. Test istasyonları altimetre yer izleri üzerinde veya bu izlerin çok yakınında olurlar. Genellikle küçük adacıklar veya kıyıdan uzaktaki platformlar test istasyonu olarak uygun yerlerdir. GEOS-3 ve Seasat uydusu için Bermuda test istasyonu deneyleri ilk altimetre nokta kalibrasyon deneyleridir. Söz konusu bu test istasyonunda jeodezik yöntemlerle belirlenen deniz yüzeyi yüksekliği verileri ile altimetreden elde edilen deniz yüzeyi verileri karşılaştırılarak, GEOS-3 ve Seasat uydusundaki sapmalar belirlenmeye çalışılmıştır. T/P uydusu için Kaliforniya açıklarında Harvest petrol platformu ile Akdeniz'de Lampedusa adasında (İtalya) daha gelişmiş kalibrasyon istasyonları bulunmaktadır. Deniz seviyesi gözlemlerinin kalibrasyonlarının yanında söz konusu bu test istasyonlarında altimetre ölçülerini doğrudan etkileyen rüzgâr dalgalarının, troposferik ve iyonosferik koşulların gözlemleri yapılmakta, altimetre ölçüleri üzerindeki potansiyel hata kaynakları giderilmektedir. Son yıllarda nokta kalibrasyonu amacıyla altimetre yer izleri boyunca yer merkezli deniz yüzeyi yüksekliği belirleyerek altimetre ölçme

sistemindeki sapmaları hesaplamak için GPS şamandıraları (GPS buoys) kullanılmaktadır **(Fu ve Cazenave, 2001)**.

Altimetrelerin dağınık kalibrasyonlarında global mareograf ağları kullanılır. Mareograf verileri ile altimetre ölçüleri üzerindeki sürüklenmeden (drift) kaynaklanan hatalar giderilmektedir. Mareografların karaya bağlı olarak hareket etmesi problemi mareograflardan yapılan GPS, sabit GPS veya mutlak gravite gözlemleri kullanılarak çözülmektedir. Uydu altimetre kalibrasyonu ile ilgili daha ayrıntılı bilgiler **Mitchum (1994, 1997, 2000)**'de mevcuttur.

2.9. Uydu Altimetre Uygulama Alanları

Uydu altimetresinden elde edilen ölçülerin jeodezide, jeofizikte, oşinografide, buzul alanlarının izlenmesinde, iklim ve atmosfer ile hidroloji ve kıyı mühendisliği çalışmalarında geniş uygulama alanları vardır (Şekil 2.14) .

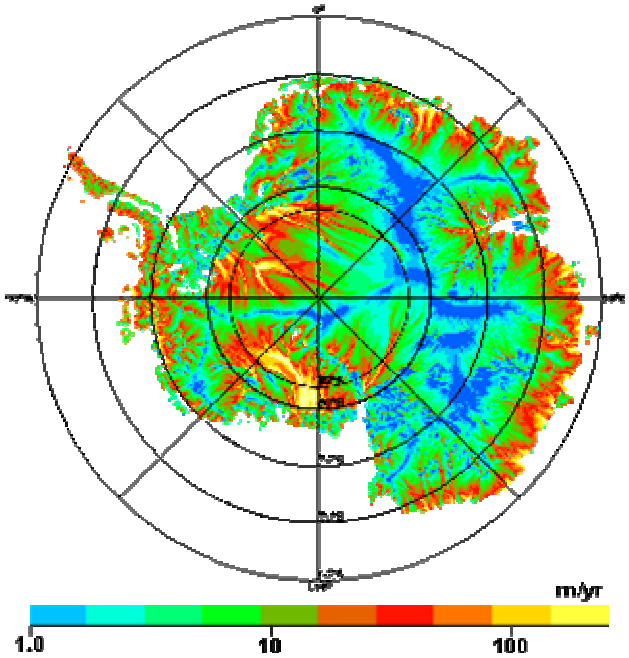


Şekil 2.14: Uydu altimetre uygulama alanları **(http://www.altimetry.info/)**

Altimetre verilerinden türetilen bilgiler jeofizik ve jeodezide; tektonik plaka hareketlerinin araştırılmasında, yer gravite alanı ve jeoid modellerinin geliştirilmesinde, deniz tabanı belirleme çalışmalarında, tsunamilerin deniz yüzeyinde yaratabileceği etkiler ile tsunami simülasyonlarında kullanılmaktadır.

Altimetre misyonlarının büyük bir kısmı okyanuslarda meydan gelen fiziksel olayların araştırılması için kullanılmış ve şimdiye kadar bu konuda birçok araştırma yapılmıştır. Altimetre verileri ile genel olarak global, bölgesel ve yerel okyanus dolaşımları, gelgitler, okyanus akıntıları, deniz seviyesi değişimleri ve atmosferdeki karbondioksit gazının neden olduğu sera etkileri (greenhouse effect) araştırılmaktadır.

Denizlerdeki buzullar ve buz dağları ile buzul topografyası, altimetrenin yapabileceği ölçülerden biridir. Global iklim değişikliğine neden olan temel faktörlerden biri olan buzul kümelerinin hareket hızları altimetre ölçüleri ile belirlenmektedir (Şekil 2.15).



Şekil 2.15: ERS-1 topografya ölçülerinden türetilen Antartika'daki buzul kümesi hızı **(http://www.altimetry.info/)**

Okyanuslar atmosfer ile sürekli sıcaklık alışverişinde bulunduğundan iklim için büyük rol oynamaktadır. Mevsimselden on yıllar hatta yüzyıllar arası zaman çerçevesi içerisinde okyanusların atmosfer üzerindeki etkisi, El Niño gibi iklim olayları ve iklim tahminlerinde önemli bir rol oynamıştır. Altimetre, okyanus dinamiklerinin izlenmesinde temel araçlardan biridir ve altimetre verileri El Niño, monsoon yağışları, Kuzey Atlantik Dolaşımı (North Atlantic Oscillation) veya on yıllar arası dolaşım gibi okyanus-atmosfer çiftinin birlikte değerlendirildiği tahmin modellerinde kullanılan tekniklerden biridir. Okyanusların iklim üzerinde etkisi olduğu gibi iklim değişimlerinin de okyanuslar üzerinde etkisi vardır. Bu etkileşim süresince deniz seviyelerinde yükselmeler ve alçalmalar gözlenmektedir. Deniz

seviyelerindeki bu dalgalanmalar yine altimetre ile sürekli ve global olarak izlenmektedir.

Balıkçılar veya denizcilikle uğraşanlar için deniz durumunu önceden bilmek (dalga yüksekliği ve rüzgâr) büyük önem arz etmektedir. Altimetrenin asıl amacı deniz yüzeyi yüksekliğini ölçmektir. Fakat bu ölçü yapılırken hem altimetre hem de radyometre gibi diğer araçlarla değişik ölçüler yapılmaktadır. Deniz yüzeyinden altimetreye geri yansıyan sinyalin şekli ve gücü deniz durumuna bağlı olarak değişmektedir. Söz konusu bu değişimlerden rüzgâr hızı ve deniz yüzeyi dalgalarının yükseklikleri hesaplanabilmekte ve bu veriler 48 saat içerisinde yayınlanmaktadır. Bu sayede altimetre verileri ile atmosferik etkiler, deniz meteorolojisi ve okyanus üzerindeki anlık hava olayları gibi çalışmalar yapmak olanaklıdır.

Altimetre başlangıçta sadece açık okyanusların ve buzulların ölçülmesi için düşünülmüş olmasına rağmen bazı bilim adamları bu ölçülerin göllerde, nehirlerde ve karalarda kullanılabilirliğini deneyerek çeşitli araştırmalar yapmışlardır. Altimetre ile göllerin derinlikleri ölçülmeye, nehirlerin debileri hesaplanmaya çalışılmıştır.

Uzun yıllar altimetre ölçüleri kıyılarda kullanılamamış olmasına rağmen son yıllarda geliştirilen yeni teknikler ve hesaplama yöntemleri ile kıyılarda güvenilir veriler elde edilebilmektedir. Sığ sularda ve kıyı alanlarındaki mühendislik çalışmalarında altimetre ölçüleri kullanılabilmektedir **(http://www.altimetry.info/)**.

2.10. Uydu Altimetre Veri Akışı (Data Flow)

Uydu misyonlarının uzay, yer ve kullanıcı bölümleri içerisinde yer bölümü, uydu operasyonlarında hayati öneme sahip bileşendir. Yer bölümleri, uydu ham telemetri verilerini bilimsel amaçlar ve pratik uygulamalarda kullanılabilir veri ürünlerine dönüştüren uydu misyonu bileşeni olup uydu üzerindeki ölçme sistemlerinin kontrolü, uydu telemetri verilerinin işlenmesi, kullanıcı servis hizmetlerinin yürütülmesi ve altimetre konusunda uzman desteği faaliyetlerini yürütmektedirler. Altimetre veri akış süreci beş aşamada gerçekleşir **(http://www.altimetry.info/)**;

2.10.1. Adım 1 - Veri elde etme (Data acquisition)

Veri akış sürecinin ilk aşaması yer istasyonları aracılığı ile uydulardan verilerin alınmasıdır. Farklı altimetre uyduları için veri elde etme işlemi ESA, CNES, NASA

gibi her bir uydu misyonunun sponsoru tarafından yapılır. Yeryüzünde uydulardan veri çekmek için birçok yer istasyonu (Şekil 2.16) vardır (örneğin; ESA için Kiruma/İsveç, CNES için Aussaguel/France, NASA için Poker Flats ve Wallops). Bu istasyonlarda sponsor kurum tarafından ilgili uyduların ham verileri toplanarak kontrol ve veri işleme merkezlerine gönderilir.



Şekil 2.16: Örnek bir veri toplama istasyonu **(http://www.altimetry.info/)**

2.10.2. Adım 2 – Ham telemetri verileri (seviye 0) ve seviye 1 verileri

Yer istasyonları tarafından alınan ham telemetri verileri kalite kontrol ve veri işleme merkezlerine gönderilir. Telemetri verileri seviye 1 verilerinin elde edilmesi için işlenir. Bu aşamada verilere zaman ve mekân özellikleri kazandırılır, veriler uygun şekilde birimlendirilir ve ön kalite kontrolden geçirilir.

2.10.3. Adım 3 - Seviye 1 verileri ve seviye 2 jeofizik verileri

Bu adımda, seviye 1 verileri aletsel hatalardan ve atmosferden kaynaklanan sinyal yayılım ortamı hataları ile deniz yüzeyinin neden olduğu bozulmalardan arındırılır. Gelgit düzeltmeleri, ters barometre etkisi gibi jeofiziksel düzeltmeler yapılır. Hassas yörünge belirleme işlemi gerçekleştirilir.

2.10.4. Adım 4- Veri doğruluklarının sınanması

Verilerin kalite güvencesi için jeofiziksel verilerin doğrulukları sınanmaktadır. Doğruluk sınaması hassas kalite kontrolü ve aletsel sapmaların belirlenmesi

işlemlerini içerir. Veri işleme aşamasının vazgeçilmez parçası olan bu adım, bilimsel ürünler üretilmeden ve kullanıcılara dağıtılmadan önceki son adımdır.

2.10.5. Adım 5- Seviye 3 ve seviye 4 verileri (Value-added products)

Seviye 2 verilerinden bazı hesaplamalar yapılarak (deniz yüzeyi yüksekliği veya deniz seviyesi anomalileri gibi) Seviye 3 verileri hazırlanır ve doğrulukları sınanarak yayınlanır. Misyonlar arası çapraz kalibrasyon yapılabilir. Çoklu uydulardan seviye 4 gridlenmiş veriler elde edilir.

3. DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN NEDENLERİ

3.1. Genel

Dünya geneline dağılmış mareograf istasyonu verilerine göre global deniz seviyesi geçen yüzyılda 1.5-2.4 mm/yıl hızla yükselmiştir **(Douglas, 1991, 1992, 1995, 1997; Church ve diğ., 2001)**. Son dönemlerde kıyı ve adalardaki mareograf istasyonu verileri kullanılarak yapılan hesaplamalara göre 1950-2000 dönemi arasındaki global ortalama deniz seviyesi yükselme hızının 1.8 ± 0.3 mm/yıl olduğu **Church ve diğ. (2004)**, **Holgate ve Woodworth (2004)** ve **Nerem ve diğ. (2006)** tarafından ifade edilmektedir. **Church ve diğ. (2004)**, **Holgate ve Woodworth (2004)** ve **Nerem ve diğ. (2006)** tarafından ifade edilen söz konusu yükselme hızı, **Church ve diğ. (2004)**, **Cabanes ve diğ. (2001)**, **Nerem ve Mitchum (2002)**, **Leuliette ve diğ. (2004)**, **Nerem ve diğ. (2006)** tarafından uydu altimetre verileri kullanılarak 1992 sonrası için belirlenen ortalama 3 mm/yıllık hızdan daha küçüktür. Hükümetler arası İklim Değişimi Örgütü tarafından yayımlanan üçüncü değerlendirme raporuna göre; global deniz seviyesinin, geçen yüzyılda 10-20 cm yükseldiği ve bu yükselmenin büyük bir kısmının global ısınmadan kaynaklandığı değerlendirmesi yapılmakta ve 2100 yılında en düşük 9 cm en yüksek 88 cm ve ortalama 48 cm daha yükseleceği tahmin edilmektedir **(Church ve diğ., 2001)**. **Church ve White (2006)** tarafından mareograf istasyonları ve uydu altimetre verileri kullanılarak yapılan çalışmada global deniz seviyesinin Ocak 1870 yılından itibaren Aralık 2004 yılına kadar 19.5 cm yükseldiği, 20 nci yüzyılda ortalama deniz seviyesinin yükselme hızının 1.7 ± 0.3 mm/yıl ve ODS yükselme ivmesinin de 0.013 ± 0.006 mm/(yr^2) olduğu bulunmuştur. Bu çalışma ile ölçülere dayalı olarak 20 nci yüzyılda deniz seviyesi yükselme hızında bir ivme olduğu ilk defa ortaya konulmuştur. Eğer bu ivme sabit kalırsa global ODS'nin **Church ve diğ. (2001)**'de verilen tahminlerle tutarlı bir biçimde 2100 yılında 1990 yılındaki seviyesine göre 28-34 cm daha yükseleceği ifade edilmektedir. Bunun yanında **Douglas (1992)** ve **Woodworth (1990)** tarafından deniz seviyesi verilerinin yıllar ve on yıllar arası sinyaller içerdiği ve

sadece 20'nci yüzyıldaki deniz seviyesi verileri ile uzun dönemli deniz seviyesi ivmelenmesinin tespit edilmediği ifade edilmektedir. Deniz seviyesi yükselmesi nedeniyle kıyı bölgelerindeki yerleşim ve tarımsal alanların bir kısmının sular altında kalması ve bunun da önemli ekonomik ve sosyal sorunlar yaratması söz konusudur. Bu nedenle global ve bölgesel deniz seviyesi değişimlerinin hızı ve ivmesinin belirlenmesi oldukça önemlidir.

Deniz seviyesi değişimleri saniye ile milyonlarca yıl arasındaki zaman aralığında gerçekleşen birçok nedenden kaynaklanmaktadır. Kısa dönemli değişimler gelgitlerinden, tsunamilerden, meteorolojik etkenlerden (basınç, sıcaklık, rüzgâr) ve mevsimsel değişimlerden kaynaklanmaktadır. On yıllardan sonraki ve uzun dönemli değişimler tektonik oluşumlardan, buzul sonrası etkilerden, okyanus suyu hacmindeki ve kütlesindeki değişimlerden kaynaklanırlar **(Zerbini ve diğ., 1996)**. Bu bölümde, deniz seviyesi değişimlerinin bilinen nedenleri kısaca özetlenmeye çalışılmıştır.

3.2. Gelgit Etkileri

Deniz seviyesi üzerinde bilinen en önemli bozucu etki astronomik gelgittir. Gelgit, Ay ve Güneş'in çekim etkileri nedeniyle deniz seviyesinde meydana gelen periyodik yükseliş ve alçalışlardır. Ay ve Güneş, kütleleri nedeniyle denizler üzerine bir çekim etkisi uygulamaktadır. Bu etkiler kısa periyotlu (yarım günlük, günlük) ve uzun periyotlu (aylık, yıllık) olabilir. En uzun periyotlu olanlar Ay Yerberi (Lunar Perigee) gelgiti (8.8 yıl) ile Ay Düğüm Noktası (Lunar Nodal) gelgiti (18.6 yıl) etkileridir. Gelgitler, aynı zamanda büyük göllerde, atmosferde ve katı yer kabuğunda da değişimlere neden olur. Ancak, bu değişimler deniz seviyesindeki değişimlere göre oldukça düşük seviyededir. Herhangi bir yerdeki gelgitin büyüklüğü günden güne değişir. Bu değişiklik; Ay'ın Güneş'e göre değişen evreleri, Ay'ın ve Güneş'in denklinasyonu, Ay'ın ve Güneş'in kendi yörüngelerindeki konumları, Ay'ın ve Güneş'in Dünya'ya olan uzaklığı ile Dünya ve Ay'ın yörüngelerindeki uzun periyotlu değişimlerden (presezyon, nutasyon) kaynaklanmaktadır. Temel gelgit bileşenleri M_2 (Ay'dan kaynaklanan yarım günlük), S_2 (Güneş'ten kaynaklanan yarım günlük), O_1 (Ay'dan kaynaklanan günlük) ve K_1 (Güneş'ten kaynaklanan yarım günlük)'dir. Katı yer yuvarı gelgitlerinde olduğu gibi

okyanus gelgitleri ve okyanus gelgitlerinin kıyılarda karaya uyguladığı bindirme etkileri (ocean loading) modellenerek hesaplanabilmektedir. Gelgitler çok iyi bilinen periyodik sinyaller olduğundan, gelgit bileşenleri deniz seviyesi verilerinin (3.1) eşitliğinde verilen harmonik analiziyle kolayca hesaplanabilmektedir. (3.1) eşitliğindeki ODS, gelgit bileşenlerinin genlikleri ve başlangıç faz açıları değişken olup deniz seviyesi ölçülerinden, gelgit bileşenlerinin açısal hızları ise sabit olup astronomi ölçülerinden elde edilmektedir. Gelgitlerle ilgili ayrıntılı teorik bilgiler **Godin (1972)** ve **Pugh (1987; 2004)**'de ayrıntılı olarak bulunabilir.

$$H = Z_0 + A\cos(at+\alpha) + B\cos(bt+\beta) + C\cos(ct+\gamma) + ... \qquad \textbf{(3.1)}$$

H	:	Herhangi bir andaki deniz seviyesi
Z_0	:	ODS
A,B,C,…	:	Gelgit bileşenlerinin genlikleri
α,β,γ,…	:	Başlangıç faz açıları
a,b,c…	:	Gelgit bileşenlerinin açısal hızları

3.3. Meteorolojik Etkiler

Deniz seviyesini değiştiren meteorolojik etkiler; atmosferik basınç ve sıcaklıktaki değişimler ile rüzgâr etkileridir. Bu etkiler, deniz seviyesinde tekrarlı ve tekrarlı olmayan değişimlere neden olur. Atmosferik basınç etkisi (ters barometrik etki) teorik olarak aşağıdaki eşitlikle tanımlanır;

$$\eta = \frac{p_0 - p}{\rho g} \qquad \textbf{(3.2)}$$

Burada, η deniz seviyesindeki değişimi, p deniz seviyesi üzerindeki atmosferik basıncı, p_0 ortalama basıncı, ρ deniz suyu yoğunluğunu ve g ise graviteyi (yerçekimi ivmesini) temsil etmektedir. Teorik olarak ters barometre etkisinin anlamı şudur; atmosfer basıncındaki 1 mbar'lık bir artış deniz seviyesinde yaklaşık 1 cm'lik bir azalmaya, atmosfer basıncındaki 1 mbar'lık azalma ise deniz seviyesinde yaklaşık 1 cm'lik artışa neden olur. Örneğin, **Vanicek (1978)**'de **Roden (1966)**'nın Amerika kıtası batı kıyılarında yaptığı araştırmada bu etkinin -0.9 ve -2.3 cm/mbar arasında değiştiği ifade edilmektedir.

Hava sıcaklığı ve deniz suyu sıcaklığı, deniz seviyesi değişimlerine neden olan en önemli etkilerden biridir. **Vanicek (1978)**'de **Roden (1966)**'nın Amerika kıtası Pasifik kıyılarında yaptığı bir araştırmada deniz suyu sıcaklık etkisinin 1-2.7 cm/^{0}C arasında değiştiği ifade edilmektedir. **Cazenave ve diğ. (2001)**'de Akdeniz'de uydu altimetre ve deniz yüzeyi sıcaklığı verileri kullanarak yapılan araştırmada 1990 yılından sonra Akdeniz'de yaşanan hızlı deniz seviyesi yükselme hızının deniz suyu sıcaklığındaki artıştan kaynaklanabileceği ifade edilmiştir.

Genel olarak rüzgâr etkisi; kıyının şekline, rüzgârın kıyıya esiş yönüne ve kuvvetine bağlıdır. Sığ kıyılarda karadan denize doğru esen rüzgârlar deniz seviyesini azaltır, denizden karaya doğru esen rüzgârlar ise deniz suyunu kıyıya doğru iter ve dolayısıyla deniz seviyesini yükseltir. Rüzgâr dalgaları, deniz seviyesinde cm mertebesinden metre mertebesine kadar değişimler yaratır. Bu etkinin periyotları kısa ve düzensiz olup aritmetik ortalama alınarak etkileri yok edilir. Fırtına dalgalarının süresi uzunsa, deniz seviyesinde küçük bir artış olabilir. Genellikle aylık ve yıllık ortalama alınarak etkileri kaybolur. Ancak, sığ sularda, fırtına dalgaları ile gelgitler arasında doğrusal olmayan etkileşim nedeniyle, her iki bozucu etmenin etkileri de değişir ve ortalama almakla giderilemeyebilirler (**Hekimoğlu ve Şanlı, 1993; Pugh, 1987).**

3.4. Oşinografik Etkiler

Oşinografi bilimi; deniz suyunun yoğunluğunun değişmesi ve okyanus akıntılarını incelemektedir. Su kolonlarındaki sıcaklık değişiminin neden olduğu genleşme veya büzülme ile deniz suyu yoğunluğu değişir. Bu yoğunluk değişimi de deniz seviyesinin değişmesine sebep olur. Bu değişime "hacimsel (sterik) deniz seviyesi değişimi" denir **(Hekimoğlu ve Şanlı, 1993)**. Sıcaklık ve tuzluluk değişimlerinin deniz seviyesi üzerinde birbirlerine göre zıt etkileri vardır. Denizlerin ısınması deniz seviyesini yükseltirken, denizlerdeki tuzluluğun artması deniz suyu yoğunluğunu arttırması nedeniyle deniz seviyesinin düşmesine olur. Bunların tam terside geçerlidir, denizlerin soğuması deniz seviyesini düşürürken, denizlerde tuzluluğun azalması deniz suyu yoğunluğunu azaltması nedeniyle deniz seviyesinin yükselmesine neden olur. Ancak, tuzluluk etkileri sıcaklık etkilerinin en fazla %20 si ölçüsünde deniz seviyesi değişimlerini etkileyebilir **(Maes, 2000, Cazenave ve diğ.,**

2001). Benzer bir şekilde deniz üzerindeki yağışlardaki, nehir akışlarındaki ve boğazlardan denize doğru gelen akıntılardaki artış deniz seviyesini yükseltirken denizdeki buharlaşmadaki artış deniz seviyesini düşürür (**Cazenave ve diğ., 2001)**. Sonuç olarak, deniz seviyesindeki değişim, deniz seviyesinin su yoğunluğundaki, deniz üzerindeki hidrolojideki ve boğazlar yoluyla olan su girdi ve çıktılarındaki kolay anlaşılmayan değişimlere verdiği karmaşık ve bütünleşik tepkiden kaynaklanmaktadır (**Cazenave ve diğ., 2001)**.

3.5. İklim Değişikliği Etkileri

İklim değişikliği, atmosferdeki karbondioksit miktarının, sanayileşme sebebiyle dışarıya atılan karbondioksit gazından dolayı sürekli artmasıyla ilişkilidir. Yeryüzü güneşin yaydığı kısa dalga ışınımlarının bir kesimini soğurur ve aldığı enerjinin bir kesimini yeniden atmosfere doğru uzun dalga ışınımları olarak yayar. Atmosferdeki su buharı ile karbondioksit; yeryüzünden gelen bu ışınımların bir kesimini emer ve bir kesimini yeniden yeryüzüne yayar, buna "sera etkisi" denir. Enerjinin atmosferle yeryüzü arasında dolaşımı sırasında atmosfer ve yeryüzü ısınır. Atmosferdeki karbondioksit miktarının sürekli artışı, atmosferdeki yıllık ortalama sıcaklığın artışına ve dolayısıyla iklim değişikliğine neden olur. Yıllık ortalama sıcaklığın artması sonucu, güney ve kuzey kutbundaki buz tabakaları erir. Böylece ortalama global deniz seviyesi sürekli yükselir, yani denizlerin hacmi sürekli artar **(Hekimoğlu, 1989; 1990)**.

3.6. Nehir Akışları

Nehirler ve ırmaklar tarafından denize boşaltılan sular deniz seviyesini değiştiren nedenlerden biridir. Nehir akışlarının artması denizde kütle artışına neden olacağından deniz seviyesinin yükselmesine neden olur (**Cazenave ve diğ., 2001)**.

3.7. Düşey Yer Kabuğu Hareketleri

Deniz seviyesini değiştiren en önemli bozucu etmenlerden biri de, düşey yer kabuğu hareketleridir. Yer kabuğunun yerel ve bölgesel düşey hareketleri deniz seviyesinde önemli değişimlere neden olur. Mareograf istasyonlarında deniz seviyesi karadaki bir

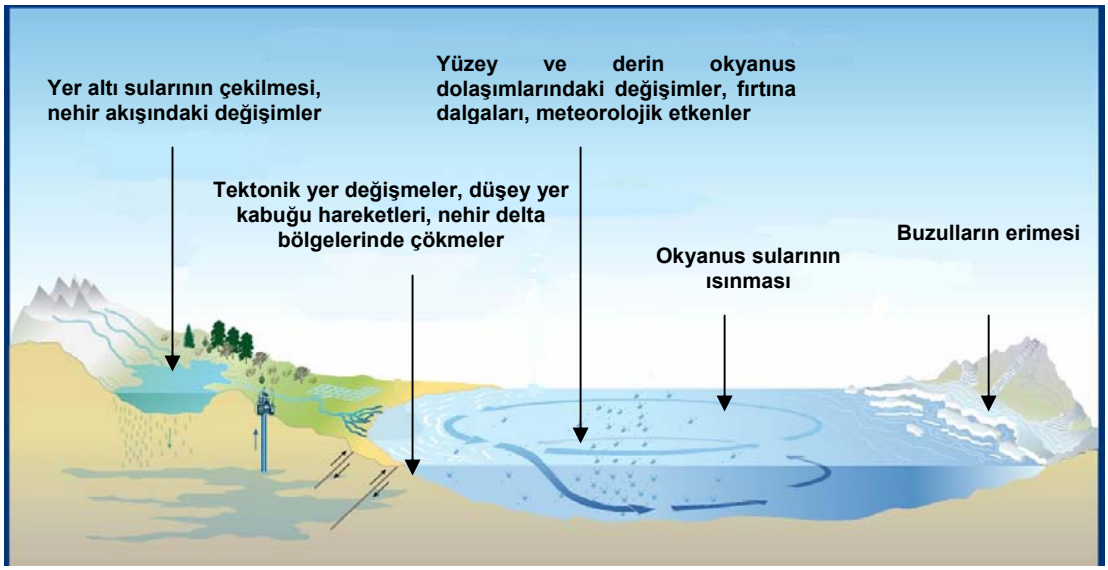
röper noktasına göre ölçülür. Eğer kara, zaman içinde çökerse deniz seviyesi yükselir, tersine; kara zamanla yükselirse deniz seviyesi göreli olarak alçalır. Düşey yer kabuğu hareketleri; plakaların sınırlarındaki tektonik hareketler, sedimantasyon, yeraltı suyunun veya petrolün çekilmesi nedeniyle çökme ve izostatik dengeye kavuşma (buzul çağı sonrası karanın yükselmesi) vb. nedenlere bağlı olarak meydana gelir **(Baker, 1993)** . Bu hareketler deniz kıyılarında veya denize yakın bölgelerde olduğu zaman, deniz seviye verilerini bozarak çok belirgin uzun dönemli ODS hızları oluştururlar.

3.8. Ortalama Deniz Seviyesindeki Yıllar ve On Yıllar Arası Değişimler

Ortalama deniz seviyesi hızlarının, güvenilir ve yüksek doğrulukta tahmini için uzun dönemli deniz seviyesi ölçülerine gereksinim duyulur. ODS hızının; 0.5 mm/yıl'lık bir hata ile belirlenmesi için 30 yıllık, 0.3 mm/yıllık bir hata ile belirlenmesi için ise 50 yıllık veri gerekir **(Douglas, 1991; Shennan ve Woodworth, 1992)**. Veri uzunluğundaki bu kısıtlamalar, ODS verilerindeki yıllar ve on yıllar arası değişimlerden kaynaklanmaktadır. **Cazenave ve diğ. (2001)**'e göre yıllar ve on yıllar arası zaman ölçeğinde, deniz seviyesi değişimi iki temel nedenden kaynaklanır. Bunlar, sıcaklık ve tuzluluk değişimlerinden kaynaklanan deniz suyu yoğunluğunun değişmesinden kaynaklanan hacim değişikleri ve yağış, buharlaşma ve nehir akışları yoluyla denizlerle atmosfer ve karalar arasındaki su değişiminden kaynaklanan kütle değişimleridir. Akdeniz ve Karadeniz gibi yarı kapalı denizlerde boğazlar yoluyla su girdi ve çıktısındaki değişimler de ilave bir katkı sağlar **(Cazenave ve diğ., 2001)**. Yıllar ve on yıllar arası deniz seviyesi değişimleri meteorolojik etkilerden, derin okyanustaki ve kıyı dolaşımındaki değişimlerden **(Woodworth ve diğ., 1999)** ve hidrolojik döngüdeki su kaynaklarındaki uzun dönemli kütle değişimlerinden de kaynaklanabilir **(Plag, 2002)**.

ODS'deki yıllar ve on yıllar arası değişimler, 10 cm ve daha fazla büyüklüğe ulaşan genlikte olup, coğrafi bölgelere göre farklı bir karakter göstermektedir **(Plag, 2000)**. Genellikle, ODS hızı deniz seviyesi ölçülerine basit bir doğrusal regresyon modeli uydurularak (doğrusal regresyon analizi) belirlenir. Bu nedenle, ODS hızları yıllar ve on yıllar arası değişimlerden etkilenir. Bu problem, 30-50 yıldan daha fazla veri uzunluğuna sahip deniz seviyesi ölçüleri kullanılarak aşılmaya çalışılır. Ancak, bu

yaklaşım ODS hızlarını belirlemede kullanılabilecek mareograf istasyonu sayısını önemli ölçüde azaltır. Deniz seviyesi değişimlerine neden olan fiziksel faktörlerden bazıları şematik olarak Şekil 3.1'de gösterilmektedir.



Şekil 3.1: Deniz seviyesi değişimlerine neden olan bazı fiziksel faktörlerin şematik olarak gösterimi **(www.ipcc.ch)**

4. DOĞU AKDENİZ'DE ORTALAMA DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ

4.1. Genel

Deniz seviyesi değişimleri çağımıza ait yeni bir olgu olmayıp uzun bir geçmişe sahiptir. Bundan yaklaşık 18 000 yıl önce, buzul çağında, global deniz seviyesi günümüzdeki seviyesinden yaklaşık olarak 100 m kadar daha alçakta olduğu ve o çağda büyük su kütlelerinin buz yığınları olarak karalar üzerinde yığılmış olarak durduğu konusunda görüşler vardır. Daha sonra, son 10 000 yılda, deniz seviyesinin bir yüzyılda yaklaşık olarak 1 m yükselmesine neden olacak şekilde buzulların ani bir erime dönemine girdiği, bu değişimin 2000 yıl öncesinden günümüze kadar olan dönemde, eskiye kıyasla, yavaşlama sürecine girdiği belirtilmektedir. Deniz seviyesinin 20 nci yüzyıldaki değişiminin 15-20 cm olduğu hakkında genel bir kanı mevcut olup, söz konusu deniz seviyesi yükselme hızları için kabul görmüş açıklama şudur; atmosferde mevcut sera (greenhouse) gazlarının konsantrasyonundaki artışın küresel ısınmaya yol açtığı, küresel ısınma sonucunda da kutuplar ve çevresindeki buzulların erimesiyle okyanuslara giden suyun artması ve okyanus üst tabakalarının genleşmesiyle (sıcaklık artışı nedeniyle) deniz seviyesinin yavaşça yükselmesidir **(Tapley ve diğ., 1992)**.

Bu çalışmada, Doğu Akdeniz'de mevsimsel, yıllar arası ve uzun dönemli ODS değişimleri uydu altimetre DYA'ları, DYSA'lar ve mareograf aylık ODS verileri kullanılarak araştırılmıştır.

Mevsimsel deniz seviyesi sinyalleri (yıllık ve yarım yıllık periyodik değişimler), günlük ve yarım günlük gelgitlerin dışında deniz seviyesi zaman serilerinin içerisinde en büyük etkiye sahip bileşenlerden biridir. Dünya'nın bazı kıyılarında yıllık ODS genliği, günlük gelgit genlikleri ile karşılaştırılabilecek kadar büyüktür. Bu durum özellikle kıyılarda inşa edilecek sivil ve askeri limanlar ile kıyı mühendisliği yapılarının tasarımı açısından önem arz etmektedir. Mevsimsel deniz seviyesi sinyali üzerinde kütlesel çekim kuvvetinden kaynaklanan etkiler olduğu gibi **(Pugh, 1987)**, bu sinyalin ortaya çıkmasında en önemli etkenler meteorolojik ve

oşinografik kuvvetlerdir. Bunlar hava basıncı değişimleri, rüzgârlar, yerel yüzey sıcaklık ve okyanus dolaşımı değişimleri, nehirlerden denizlere taze su girişleridir **(Tsimplis ve Woodworth, 1994)**.

Bir yıldan daha uzun süreli deniz seviyesi değişimlerine iki temel faktör neden olmaktadır **(Cabanes ve diğ., 2001)**. Birincisi hacimsel etki olarak bilinen su kolonlarındaki sıcaklık ve tuzluluk değişimlerinin neden olduğu yoğunluk değişimleri (hacimsel değişimler), ikincisi ise buharlaşma, yoğunlaşma (yağmur, kar vb. yağışları nedeniyle), nehir akışları yolu ile okyanus, atmosfer ve kara üçlüsü arasındaki su alışverişleri sonucu su kütlesindeki artış veya azalışlardır (kütlesel değişimler) **(Cazenave ve diğ., 2001)**. Sıcaklık kaynaklı ortalama deniz seviyesi değişimleri; okyanus üst tabakasında depolanan sıcaklık nedeniyle aylar ve yıllar arası periyotlarda, okyanus derinliklerinde depolanan sıcaklık nedeniyle ise daha uzun periyotlu olabilmektedir **(Tapley ve diğ., 1992)**.

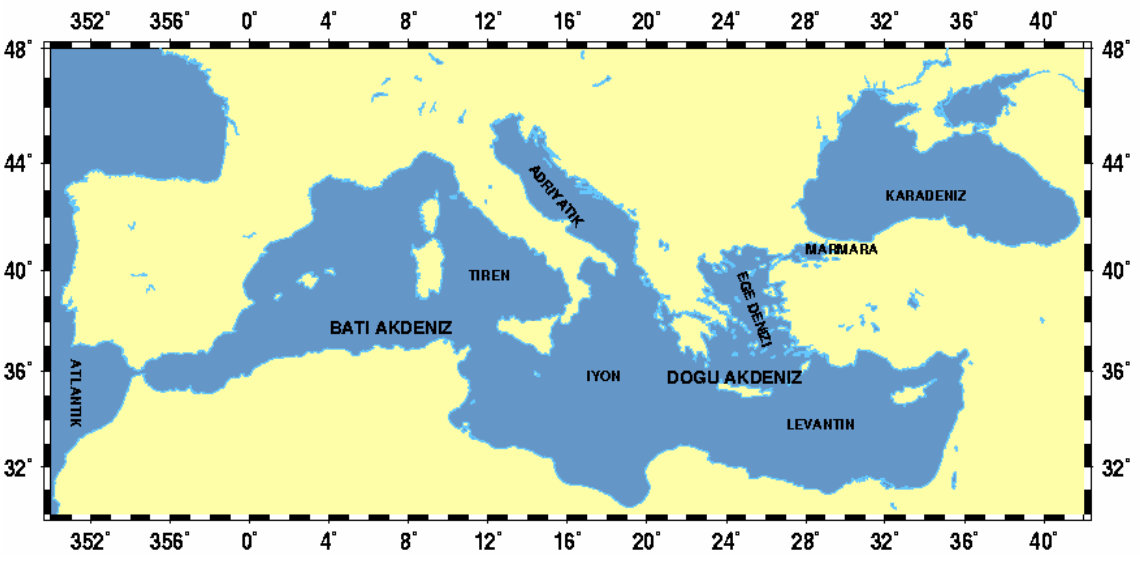
Bu bölümde, yukarıdaki temellere dayanarak öncelikle Akdeniz'de deniz seviyesi değişimleri ile ilgili yapılan güncel çalışmalar hakkında bilgi verilmiş, daha sonra sırasıyla çalışmada kullanılan veriler, veri merkezleri ve veri analiz yöntemleri hakkında bilgi verilmiştir. Son olarak ise Doğu Akdeniz'de uydu altimetre verileri ile mevsimsel, yıllar arası ve uzun dönemli ODS değişimleri araştırılmış ve elde edilen sonuçlar, mareograf verilerinden elde edilen sonuçlarla karşılaştırılmıştır.

4.2. Akdeniz'de Deniz Seviyesi Değişimleri İle İlgili Yapılan Güncel Çalışmalar

Akdeniz; kuzeyinde ve batısında Avrupa, doğusunda Asya, güneyinde Afrika kıtaları ile çevrili, Marmara Denizi'ni içine alacak şekilde toplam su hacmi ~4 249 020 km^3, yüzey alanı ~2 512 000 km^2, doğudan batıya ~3860 km, güneyden kuzeye ~1600 km genişliğinde genellikle sığ olmakla birlikte ortalama derinliği 1500 m en yüksek derinliği ise Güney Yunanistan'ta 5150 m. olan dünyanın en geniş yarı kapalı denizidir **(http://www.unipv.it/webcib/edu_Mediterraneo_uk.html)**. Cebelitarık Boğazı ile Atlas (Atlantik) Okyanusuna, Çanakkale ve İstanbul Boğazı ile Karadeniz'e, insan yapımı Süveyş Kanalı ile Kızıl Deniz'e bağlanır. Afrika kıtasından Nil nehri (Mısır), Avrupa kıtasından ise Po (İtalya), Rhone (Fransa) ve Ebro (İspanya) nehirleri Akdeniz'e akan en büyük nehirlerdir **(http://www.answers.com/topic/mediterranean-sea)**.

Sicilya Adası ile Tunus kıyıları arasındaki sığ denizaltı dağlığı (Sicilya Boğazı) Akdeniz'i Doğu Akdeniz ve Batı Akdeniz olmak üzere iki ana alt bölgeye ayırır **(Cazenave ve diğ., 2002)**. Doğu Akdeniz, toplam yüzey alanının 1.65 milyon km^2'sini, Batı Akdeniz ise 0.85 km^2'sini kaplamaktadır. Söz konusu iki ana alt bölgeler içerisinde İtalya yarımadası ile Hırvatistan, Bosna ve Yugoslavya arasında Adriyatik Denizi, Sardunya, İtalya ve Sicilya arasında Tiren Denizi, İtalya, Yunanistan ve Arnavutluk arasında İyon Denizi, Yunanistan ve Türkiye arasında Ege Denizi, Ege Denizi ile Karadeniz arasında Marmara Denizi ve Girit adasının doğusunda ise Levantin alt denizleri vardır (Şekil 4.1) **(http://en.wikipedia.org/wiki/Mediterranean_Sea)**.

Akdeniz yarı kapalı bir deniz olması nedeniyle Cebilitarık Boğazı ile Atlantik Okyanusundan sürekli yüzey suyu akışı Akdeniz'in su yenilemesinin en temel kaynağıdır. 300 m derinliğindeki Cebilitarik Boğazından Akdeniz'e su girişi ile Akdeniz suyunun yüz yılda yenilenebileceği tahmin edilmektedir **(http://www.unipv.it/webcib/edu_Mediterraneo_uk.html)**. Az miktardaki su girişi ve bunun yanında buharlaşmanın yağıştan daha fazla olması Akdeniz suyunu Atlantik Okyanusuna göre daha tuzlu yapmaktadır. Okyanus ile bağlantısının dar bir boğazdan sağlanması ve çevresinin karalarla çevrili olması nedeniyle bölgedeki gelgit değişimleri büyüklüğü azdır ve su dolaşımı, rüzgârdan daha çok tuzluluk ve sıcaklık değişimlerinin etkisi altındadır **(http://en.wikipedia.org/wiki/Mediterranean_Sea)**.



Şekil 4.1: Doğu-Batı Akdeniz ve alt bölgeleri

Tsimplis ve Baker (2000), tarihsel mareograf verileri ile Akdeniz'de yaptıkları çalışmada, ODS'nin Akdeniz'de 1960'a kadar 1.2-1.5 mm/yıl hızla yükseldiği, 1960'dan sonra ise -1.3 mm/yıl hızla düştüğünü ve söz konusu bu düşüşün 1990'lara kadar devam ettiğini ifade etmişler. Akdeniz'de 1960'lardan sonra ODS'de gözlenen düşüş, Akdeniz'e komşu olan Atlantik ve Karadeniz'de gözlenmemiştir. Bu bölgelerde sadece ODS yükselme hızında bir azalma meydana geldiği belirtilmiştir. Atlantik ve Karadeniz'de 1960'dan önce 1.8 mm/yıl ve 2.2 mm/yıl olan ODS hızı 1960'lardan sonra Atlantik'te 1.0-1.2 mm/yıl'a düşmüş, Karadeniz'de ise bir değişiklik meydana gelmemiştir. Akdeniz'de 1960'lardan sonra ODS'de yaşanan düşüşün Akdeniz'in derin sularındaki tuzluluk ve sıcaklık değişimleri ile tutarlı olduğu gözlenmiştir.

Akdeniz'de ODS ile NAO indisi olarak bilinen Kuzey Atlantik Dolaşımı arasındaki ilişki **Tsimplis ve Josey (2001)** ve **Woolf ve diğ. (2003)** tarafından incelenmiştir. Akdeniz'de NAO etkisi genelde düzgün bir yapıda (uniform) olmasına rağmen Kuzey Adriyatik'te Güney Yunanistan'a oranla daha güçlü olduğu belirlenmiştir. Bunun yanında NAO indisinin ODS hızının tersine 1960-1990 yılları arasında negatiften pozitife doğru değiştiği görülmüştür **(Tsimplis ve Josey, 2001)**.

Cazenave ve diğ. (2001, 2002), 1993-1999 dönemine ait 7 yıllık T/P altimetre verisi kullanarak yaptıkları çalışmada, ODS'nin İyon Denizi dışında genel bir yükseliş içerisinde olduğunu, bu bölgede ise düşmekte olduğunu ifade etmiştir. Bu dönem içerisinde uydu altimetre DSA'ları ile DYSA'lar arasında yüksek bir korelasyon bulunmuş ve bu yükselişin üst su tabakasındaki sıcaklık artışı ile ilintili olabileceği sonucuna varılmıştır. **Cazenave ve diğ. (2002)**'de ayrıca Akdeniz'deki mevsimsel ODS değişimleri incelenmiş, ODS'deki yıllık mevsimsel değişimlerin genlikleri Akdeniz genelinde 10 cm'den daha az en yüksek değerleri ise 5^0E, 16^0E, 27^0E boylamları merkezinde yaklaşık 10 cm olduğu, Akdeniz genelinde mevsimsel ODS değişimlerinin en yüksek değerine sonbahar başlarında ulaştığı belirlenmiştir. Ayrıca Akdeniz'de belirlenen mevsimsel ODS değişimleri ile Akdeniz'in genel dolaşımı arasında yüksek bir korelasyon olduğu ortaya konmuştur.

Tsimplis ve Rixen (2002), Doğu Akdeniz'in üst su tabakasının (400 metreye kadar olan kısmı) 1960 ile 1990'lar arasında soğuduğunu bunun sonucunda da sterik deniz seviyesinin düştüğünü ortaya çıkarmıştır. 1993'den sonra bu oluşumun tersi gerçekleşmiş ve sterik deniz seviyesi yükselmiştir. Bu çalışmada ayrıca Adriyatik ve

Ege Deniz'in üst su tabakasındaki sterik deniz seviyesi ile NAO indisi arasında yüksek bir korelasyon olduğu belirtilmiştir. Akdeniz'deki bu yapı **Marc (2001, 2002)**'de de ayrıca incelenmiş ve yukarıdaki bulgulara eş sonuçlar bulunmuştur.

Tsimplis ve Spencer (1997), 30 yıldan daha fazla veriye sahip 8 mareograf istasyonu kullanarak Akdeniz ve Karadeniz'de yaptıkları çalışmada Akdeniz'de ODS hızının -0.7-2.2 mm/yıl arasında değiştiğini, ODS'deki yıllık mevsimsel değişimlerin genliklerinin Akdeniz genelinde 10 cm'den daha az olduğunu en yüksek değerlere ise Girit bölgesinde rastlandığını ifade etmiştir.

Vigo ve diğ. (2005), uydu altimetre, deniz suyu sıcaklığı ve mareograf verileri kullanılarak Akdeniz ve Karadeniz'de deniz seviyesi değişimleri konusunda yapılan en güncel çalışmalardan biridir. Bu çalışmada, Akdeniz'de 1999 ortalarında deniz seviyesi yükselme hızındaki meydana gelen ani ve anlamlı düşüş vurgulanmaktadır. 1990'lardan 1999 ortalarına kadar deniz seviyesindeki yükselmenin deniz suyu sıcaklığındaki artıştan kaynaklandığı, bu dönem içerisinde deniz suyu sıcaklık hızları ile deniz seviyesi yükselme hızları arasında yüksek korelasyon olduğu 1999'dan sonra ise söz konusu pozitif korelasyonun kaybolduğu ifade edilmektedir.

4.3. Çalışma Bölgesi, Çalışmada Kullanılan Veriler ve Veri Merkezleri

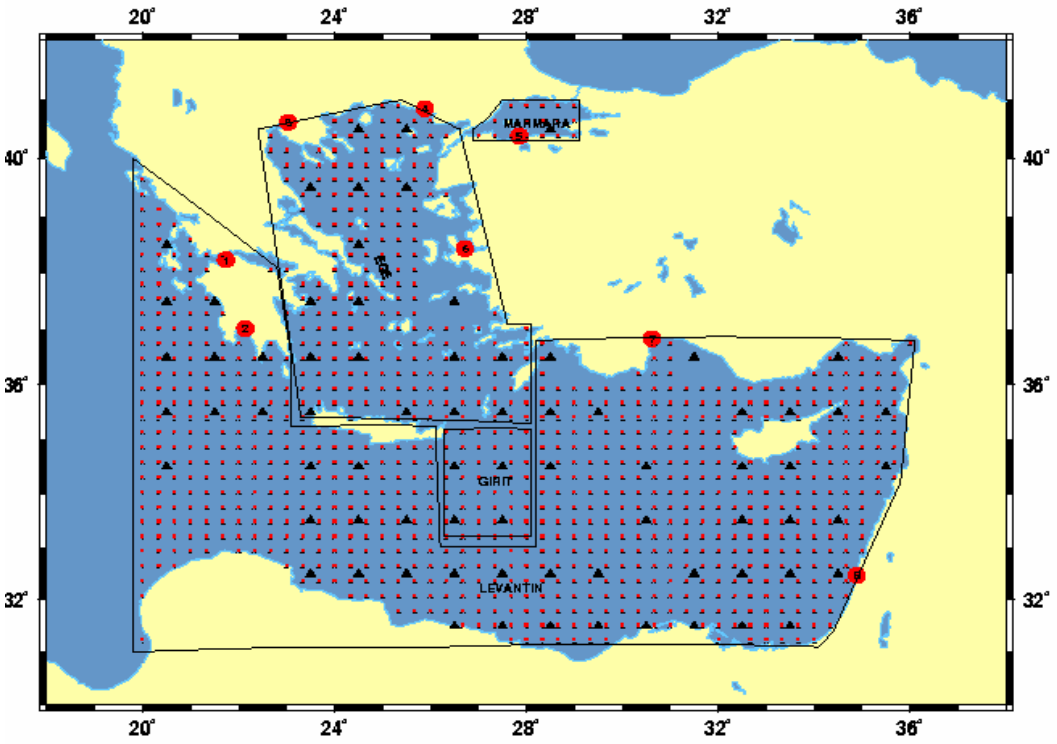
Türkiye ve Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti (KKTC) kıyılarını ilgilendirmesi açısından çalışma bölgesi olarak İyon Denizi doğusunda 20^0D - 36^0D boylamları ile 31^0K - 41^0K enlemleri arasında Levantin, Marmara ve Ege Denizi'ni de içine alacak şekildeki bir bölge seçilmiştir. Doğu Akdeniz'de bölgesel deniz seviyesi değişimlerini daha ayrıntılı incelemek maksadıyla çalışma bölgesi kendi içerisinde Marmara, Ege, Girit ve Levantin olmak üzere dört alt bölgeye ayrılmıştır. **Vigo ve diğ. (2005)** ve **Tsimplis ve Rixen (2002)**'de benzer şekilde bir alt bölgelendirme söz konusudur.

Çalışmada mevsimsel, yıllar arası ve uzun dönemli ODS değişimlerinin araştırılmasında temel olarak uydu altimetre aylık DSA'ları kullanılmıştır. Veri merkezinden Ekim 1992-Eylül 2005 dönemlerini kapsayacak şekilde $1/3^0$ x $1/3^0$ grid aralıklarında haftalık olarak indirilen verilerden, aritmetik ortalama yöntemi ile aylık ortalamalar hesaplanmış, çalışma içerisindeki tüm analizlerde aylık ortalamalar kullanılmıştır. Bölge içerisine toplam 1924 adet grid noktası düşmesine rağmen söz

konusu noktalar karalar ve adalar üzerine düşmeyecek ve veriler içerisinde boşluk olmayacak şekilde tekrar düzenlenmiş ve toplam 992 grid noktası üzerinde çalışılmıştır. Yıllar arası ODS değişimlerinin deniz yüzeyi sıcaklığı ile ilişkisinin araştırılması için DYSA'lar, uydu altimetre verilerinden elde edilen ODS hızlarını tamamlayıcı olarak aylık ortalama mareograf verileri yardımcı veri setleri olarak kullanılmıştır.

DYSA'lar Ekim 1992-Eylül 2005 dönemlerini kapsayacak şekilde 1^0 x 1^0 grid aralıklarında haftalık olarak indirilmiş, altimetre verilerinde olduğu gibi aritmetik ortalama ile aylık ortalamalar hesaplanmıştır. Bölge içerisine toplam 96 adet grid noktası düşmesine rağmen yine altimetre verilerindeki hususlara uyularak karalara ve adalara düşmeyecek ve veriler içerisinde boşluk olmayacak şekilde toplam 74 nokta üzerinde çalışma yapılmıştır. Söz konusu iki veri seti veri merkezlerinde düzeltilerek yayınlandığından yani veri merkezlerinde söz konusu verilere düzeltmeler getirildiğinden, analiz öncesi verilere herhangi bir ek bir düzeltme getirilmemiştir.

Çalışma bölgesi ve çalışmada kullanılan altimetre ve deniz yüzeyi sıcaklığı grid noktaları ile mareograf istasyonları Şekil 4.2'de gösterilmekte, mareograf istasyonlarının konumları ve veri uzunlukları Tablo 4.1'de verilmektedir.



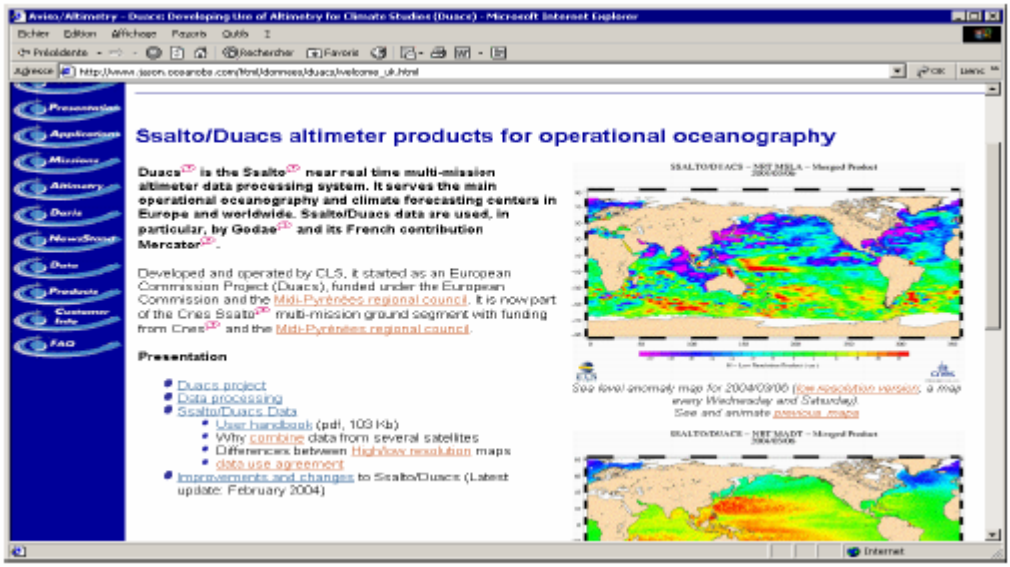
Şekil 4.2: Çalışmada bölgesi ve çalışmada kullanılan veriler (Kırmızı kareler $1/3^0$ x $1/3^0$ DSA, siyah üçgenler 1^0 x 1^0 DYSA; kırmızı daireler mareograf istasyonları)

Tablo 4.1: Çalışmada kullanılan mareograf istasyonları

S.NO	MAREOGRAF İSTASYONU	ENLEM	BOYLAM	VERİ ARALIĞI	ÜLKE
1	PATRIA	38.2333	21.7333	1992-2002	YUNANİSTAN
2	KALAMAI	37.0167	22.1333	1992-2002	YUNANİSTAN
3	THESSALONIKI	40.6167	23.0333	1992-2002	YUNANİSTAN
4	ALEXANDROUPOLIS	40.8500	25.8833	1992-2003	YUNANİSTAN
5	ERDEK	40.3833	27.8500	1995-2005	TÜRKİYE
6	MENTES	38.4333	26.7167	1995-2005	TÜRKİYE
7	ANTALYA-II	36.8333	30.6167	1992-2005	TÜRKİYE
8	HADERA	32.4667	34.8833	1992-2001	İSRAİL

4.3.1. Uydu Altimetre Verileri

Bu çalışmada kullanılan uydu altimetre verileri CNES bağlı CLS tarafından son yıllarda geliştirilen ve işletilen SSALTO/DUACS çok misyonlu altimetre veri işleme sisteminin ürünüdür. SSALTO/DUACS, Dünya'da ve özellikle Avrupa'da operasyonel oşinografi ve iklim tahminleri merkezi olarak hizmet vermektedir. Başlangıçta Avrupa Komisyonu destekli bir proje olan SSALTO/DUACS artık CNES'in SSALTO çok misyonlu yer bölümünün bir parçasıdır. SSALTO/DUACS projesi ve ürünleri ile ilgili güncel bilgilere AVISO web sitesi üzerinden **http://www.jason.oceanobs.com/html/donnees/duacs/welcome_uk.html** ve **http://www.jason.oceanobs.com/html/donnees/produits/welcome_uk.html** adreslerinden ulaşılabilmektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3: SSALTO/DUACS veri merkezine AVISO web sayfası üzerinden erişim

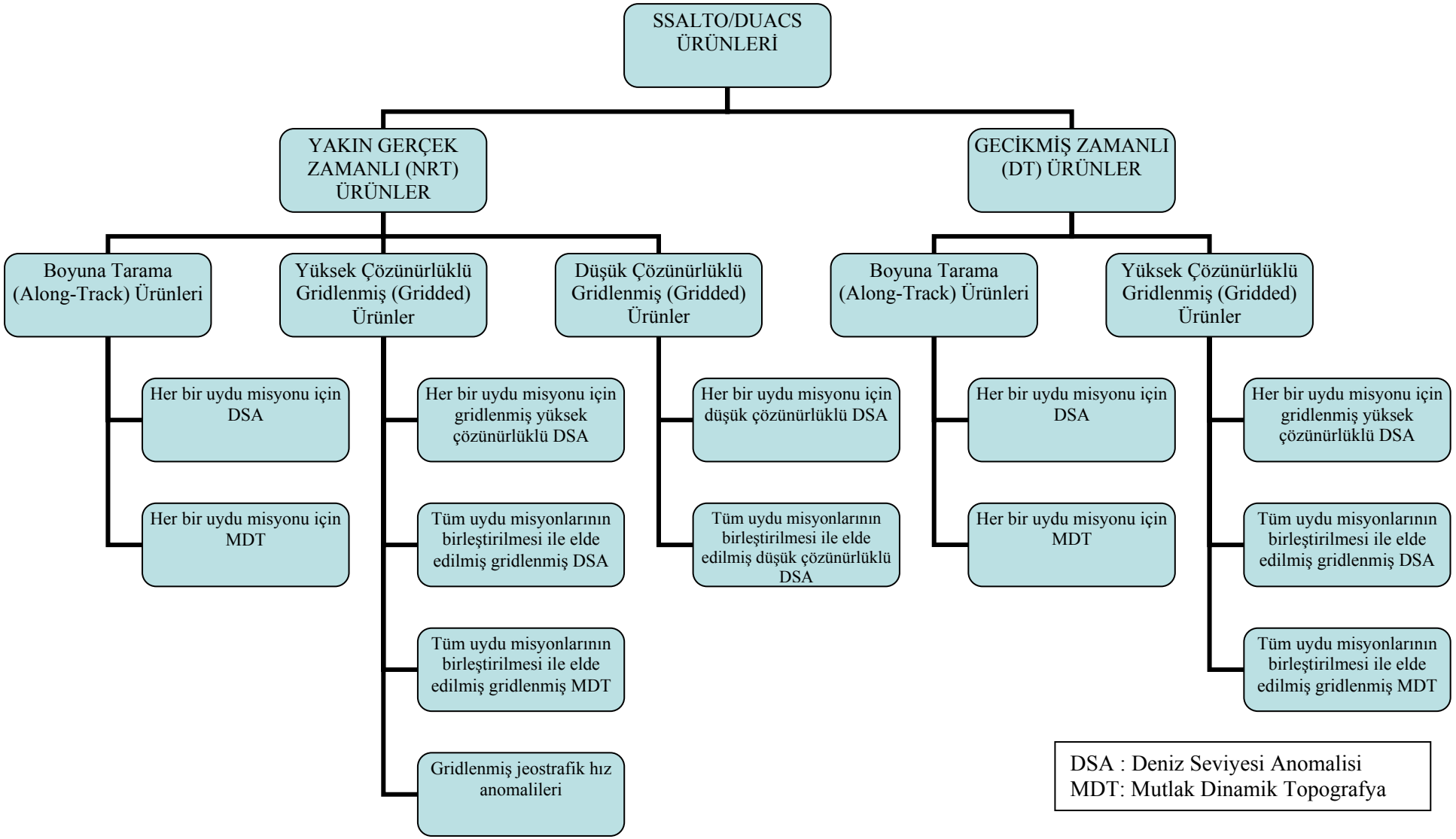
SSALTO/DUACS sisteminin yakın gerçek zamanlı (near real time-NRT) ve gecikmiş zamanlı (delayed time-DT) ürünler olmak üzere iki temel ürünü vardır. Her bir ürünün içerisinde Şekil 4.4'de gösterilen veri setleri üretilmektedir.

NRT ürünleri için gerekli altimetre verileri CNES, ESA, NASA ve NOAA gibi uydu altimetre sponsor ve veri elde etme kurumlarından, altimetre verilerinin analizi için gerekli olan yardımcı veriler ise (basınç, ıslak troposferik düzeltme, gelgitler) Meteo/Fransa ve IERS'den en geç 72 saat içerisinde alınır. Bu veriler tekrar kalite kontrol işleminden geçirilir, hassas uydu yörüngeleri belirlenir ve Şekil 4.4'deki NRT ürünleri (yakın zamanlı deniz seviyesi anomalisi, birleştirilmiş deniz seviyesi anomalisi vb) üretilir. NRT ürünleri Jason-1, GFO ve ENVISAT uyduları için ayrı ayrı ve bu üç misyonun birleşiminden türetilir. Üretilen veriler düzenli olarak haftanın iki günü (Çarşamba ve Cumartesi sabahı) yayınlanır. DSA'lar deniz yüzeyi yükseklik verilerinden daha önce belirlenmiş olan ortalama deniz yüzeyi profilinin çıkarılması ile hesaplanır **(AVISO, 2006)**.

DT ürünleri; T/P, Jason-1, GFO, ERS1/2 ve ENVISAT uyduları için ayrı ayrı ve bu misyonların birleşiminden türetilir ve NRT ürünlerinden daha hassastır. Bu iki ürün arasındaki kalite farkı, kullanılan hassas yörünge efemerislerinden ve veri işleme stratejisinden kaynaklanmaktadır. Gecikmiş zamanlı veriler altı ayda bir güncellenmektedir **(AVISO, 2006)**.

SSALTO/DUACS ürünlerine FTP, AVISO web sitesi üzerindeki canlı erişim servislerinden (Live Access Server, Opendap) ve DVD gibi iletişim araçları ile ulaşmak mümkündür. SSATLTO/DUACS ürünleri hakkında daha ayrıntılı bilgiler ve bu ürünlere ve ürün formatlarına ilişkin programlara erişim için gerekli FTP adresleri **AVISO (2006)**'da mevcuttur.

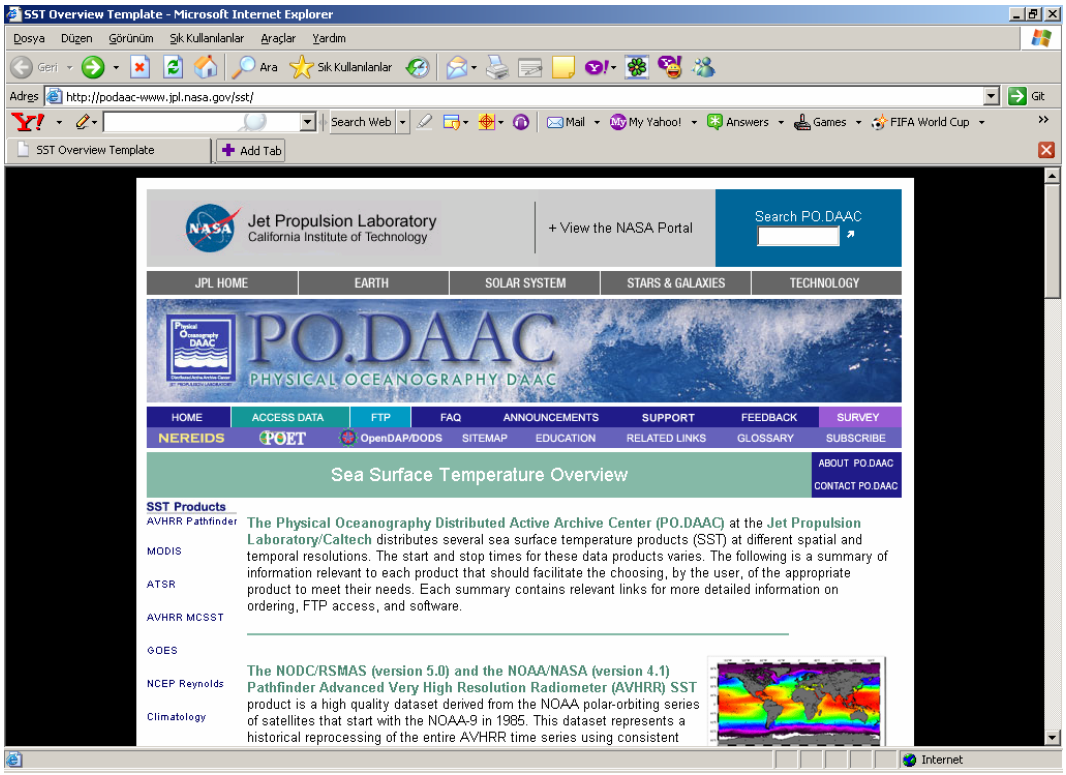
Çalışmada Şekil 4.4'de gösterilen SSALTO/DUACS ürünlerinden gecikmiş zamanlı (DT) yüksek çözünürlüklü gridlenmiş ürünlerden ($1/3^0$ x $1/3^0$) "tüm uydu misyonlarının birleştirilmesi ile elde edilmiş DSA'lar" kullanılmıştır.



Şekil 4.4: SSALTO/DUACS sisteminin ürünleri **(AVISO, 2006)**

4.3.2. Deniz Yüzeyi Sıcaklık Verileri

DYS verileri, JPL'e bağlı Fiziksel Oşinografi Dağıtım Aktif Arşiv Merkezinden (The Physical Oceanography Distributed Active Archive Center-PO.DAAC) sağlanmıştır **(http://podaac-www.jpl.nasa.gov/sst)** (Şekil 4.5).



Şekil 4.5: PO.DOAAC web sayfası

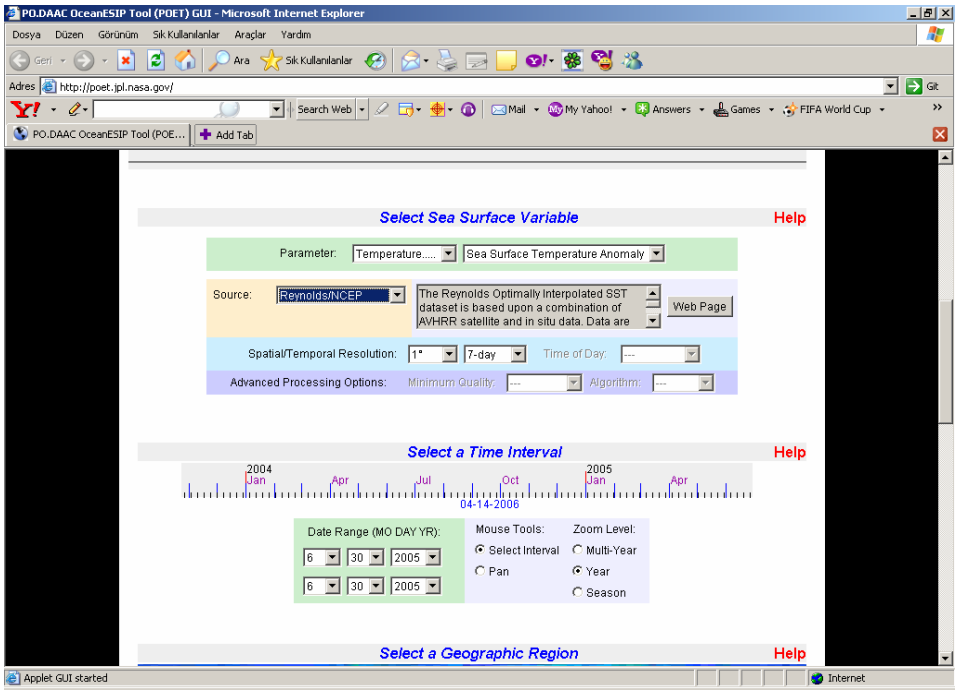
PO.DOAAC farklı mekansal ve zamansal çözünürlükte çok çeşitli amaçlara hizmet eden DYS ürünlerini kullanıcılara sağlamaktadır. Bu ürünler arasındaki farklar, ürünlerin elde edilmesi aşamasında kullanılan verilerden (yersel, uzaysal veya her ikisinin birleşimi), ürünlerin başlangıç ve bitiş tarihlerinden ve verilerin işlenmesi aşamasındaki stratejilerden kaynaklanmaktadır. PO.DOAAC tarafından sağlanan sekiz çeşit DYS ürünleri vardır.

- NODC/RSMAS (versiyon 5.0) ve NOAA/NASA (versiyon 4.1) Pathfinder Gelişmiş Çok Yüksek Çözünürlüklü Radyometre (Advanced Very High Resolution Radiometer-AVHRR) DYS Ürünü
- Çok Kanallı DYS (Multichannel sea surface temperature-MCSST) Ürünü
- MCSST'nin devamı olarak (Ağustos 2001'den itibaren) Naval Oşinografik Ofisi tarafından üretilen yakın gerçek zamanlı ürünler

- Yüksek çözünürlüklü (2.2 km) Seviye 2 ürünleri
- Orta çözünürlü görüntü spektro-radyometresinden (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer-MODIS) türetilen DYS ürünleri
- NCEP (National Center for Environmental Prediction) Reynolds enterpole edilmiş DYS ürünü
- Gridlenmiş Boyuna Tarama Radyometresi-2 (ATSR-2) parlaklık sıcaklığı ürünleri
- NOAA GOES (NOAA Geostationary Operational Environmental Satellites) ürünleri

Bu çalışmada yukarıda sözü edilen DYS ürünlerinden NCEP Reynolds enterpole edilmiş DYS anomalileri kullanılmıştır. Bu ürün uydu verileri (AVHRR) ve yersel DYS gözlemlerinin birleştirilmesiyle oluşturulmakta, aralarında boşluk olmadan global olarak 1^0 x 1^0 aralıklarda enterpolasyon ile gridlenerek haftalık ve aylık olarak üretilmektedir. Sıcaklık anomalileri altimetre deniz seviyesi anomalilerinde olduğu gibi DYS verilerinden ortalama sıcaklık profili çıkarılarak elde edilmektedir.

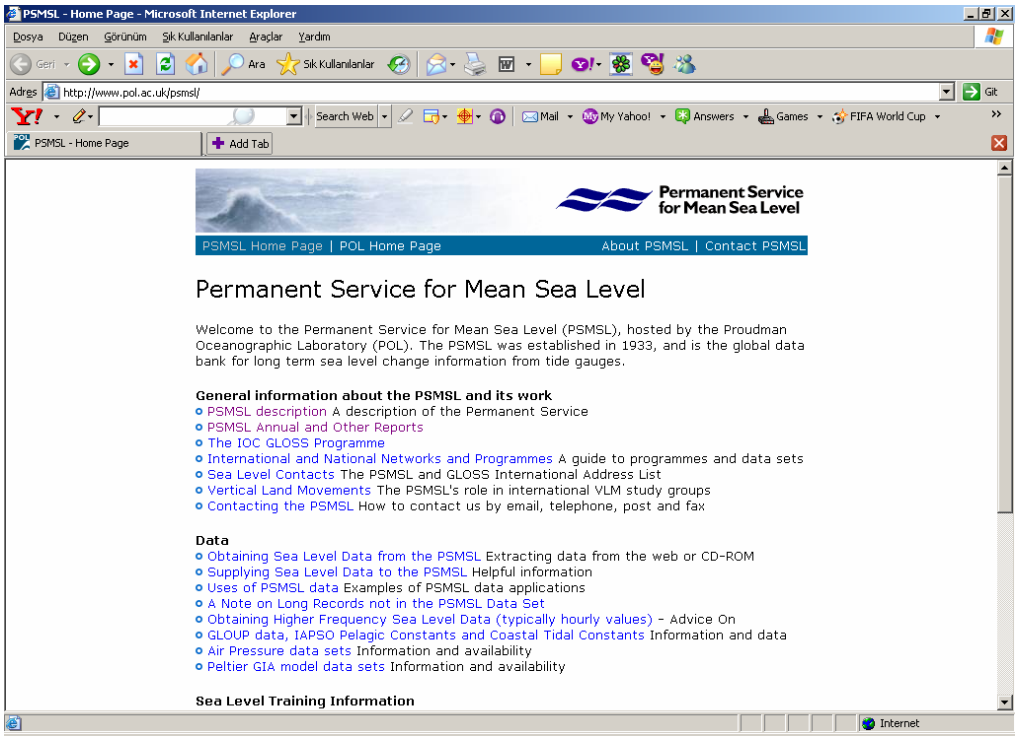
PO.DOAAC DYS ürünlerine, PO.DOAAC web sayfasında verilen FTP adreslerinden veya POET (PO.DAAC Ocean ESIP Tool) kullanıcı arayüzü ile **(http://poet.jpl.nasa.gov/)** ulaşılabilmektedir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6: POET kullanıcı arayüzü

4.3.3. Mareograf Verileri

Çalışmada kullanılan aylık mareograf ODS'leri Ortalama Deniz Seviyesi Sürekli Servisinden (Permanent Service for Mean Sea Level-PSMSL) sağlanmıştır **(http://www.pol.ac.uk/psmsl/)** (Şekil 4.7).



Şekil 4.7: PSMSL web sayfası

PSMSL Proudman Oşinografi Laboratuarına bağlı olarak çalışan ve 1933'den bu yana global mareograf istasyonu ağlarından veri toplama, yayınlama, analiz ve yorumlama faaliyetlerinden sorumlu olana bir servistir. Ağustos 2002 itibariyle PSMSL'nin veritabanında dünya çapında yaklaşık 200 kurumdan 1800 mareograf istasyonun aylık ve yıllık deniz seviyesi verileri mevcuttur.

4.4. Çalışmada Kullanılan Yöntemler

4.4.1. Deneysel Ortogonal Fonksiyon (DOF) Yöntemi

Zaman serilerinde yer alan değişik periyotlu sinyalleri gürültüden ayırabilmek için kullanılan istatistiksel yöntemlerden birisi Deneysel Ortogonal Fonksiyon (DOF–Empirical Orthogonal Function-EOF) yöntemidir. Bu yöntemin temel faydası, konumsal olarak dağılmış verilerin arasındaki fiziksel ilişkiyi daha özlü bir şekilde ortaya çıkarabilmesidir. DOF analizi ile zaman serilerindeki konumsal ve zamana

bağlı değişimler ortogonal fonksiyonlar veya istatistiksel bileşenlerle ortaya çıkarılabilmektedir. Bu yöntemle, konumsal olarak dağılmış zaman serilerindeki değişim, değişim oranına göre az sayıda ortogonal fonksiyonla ifade edilebilir. Belirli sayıda zaman serisi için DOF hesabında iki yaklaşım mevcuttur. Birincisinde, zaman serilerinden kovaryans matrisi oluşturulur ve kovaryans matrisi öz değer ve öz vektörlerine ayrıştırılır. İkincisinde ise kovaryans matrisi oluşturulmadan Tekil Değer Ayrıştırması (Singular Value Decomposition) tekniği ile öz değerler, öz vektörler ve zamansal vektörler (temel bileşenler) elde edilir. Her iki yöntemle elde edilen aynıdır **(Yıldız, 2005; 2006)**. DOF ile ilgili ayrıntılı bilgiler **Barnett (1983)**, **Preisendorfer (1988)**, **Emery ve Thomson (1998)**, **Yıldız (2005, 2006)**'da verilmiştir. Bu çalışmada DOF analizi, hızı ve mevsimsel değişimleri çıkarılmış DSA ve DYSA verilerine kovaryans matrisi yaklaşımı kullanılarak uygulanmıştır.

4.4.2. Spektral Analiz

Spektral analiz, frekansın bir fonksiyonu olarak zaman serilerinin varyansının dağıtılmasıdır. Stokastik zaman serileri için farklı frekans bileşenlerinin katkısı güç spektral yoğunluğu cinsinden ölçülür. Burada güç, güç/zaman birimi cinsinden ifade edilir. Spektral analiz parametrik ve parametrik olmayan yöntemler olarak iki şekilde incelenebilir. Parametrik olmayan yöntemler, geleneksel Fourier dönüşümüne dayalıdır ve veriye özgün değildir. Parametrik yöntemler veriye özgündür ve zaman serilerine önceden belirlenmiş bir modeli uygular **(Yıldız, 2005; 2006)**. Genellikle, parametrik yöntemler kısa zaman serileri için, parametrik olmayan yöntemler ise uzun zaman serileri için kullanılır **(Emery ve Thomson, 1998)**.

Spektral analizden önce verilerden ortalama ve trend çıkarılır. Eğer bu yapılmaz ise, bunlar spektrumun düşük frekans bileşenlerini bozar.

Bu çalışmada, DOF analizi ile elde edilen temel bileşenlerin spektrumunun belirlenmesi için **Heslop ve Dekkers (2001)** tarafından geliştirilen MC-CLEAN V2.0 yazılımı kullanılmıştır. MC-CLEAN V2.0 yazılımı gürültü içeren ve eşit aralıklı olmayan paleoiklimsel zaman serilerinin frekans spektrumunu belirlemek amacıyla geliştirilmiştir. Bu yazılım, Monte Carlo simülasyonlarına dayalıdır ve çok sayıda birbirinden küçük farklılıklar gösteren spektrumlar yaratılır. Yaratılan bu spektrumlar arasındaki küçük farklılıklar, ortalama bir spektrum hesabı ile her bir frekans zirvesi ve tüm spektrum için güven aralığı belirlenmesi için kullanılır. Bu

algoritmada, türetilen ortalama spektrumdaki anlamlı frekansların, Ters Fourier Dönüşümü (TFD) ile zaman alanında bir sinyale dönüştürülmesi de mümkündür. MC-CLEAN V2.0 yazılımı, MATLAB programlama dilinde hazırlanmış olup, **Baisch ve Bokelmann (1999)** tarafından Matlab programlama dilinde yazılmış CLEAN algoritmasının geliştirilmiş halidir. CLEAN algoritması kullanılarak yapılan zaman serileri analizi **Roberts ve diğ. (1987)** tarafından geliştirilmiş olup, hem gürültülü sinyallerin hem de zaman alanında eşit aralıklı olmayan verilerin analizinde oldukça kararlı oldukları **Baisch ve Bokelmann (1999)** tarafından gösterilmiştir. CLEAN algoritması zaman alanında eşit olmayan örneklemeden kaynaklanan hataları ortadan kaldırmak amacıyla frekans alanında bir lineer olmayan devrişim (dekonvolüsyon) uygulayarak bir frekans spektrumu oluşturur.

Baisch ve Bokelmann (1999), CLEAN algoritmasını hem gürültüsüz hem de gürültülü veri üzerinde test ederek iyi sonuç verdiğini ortaya çıkarmış ve boşluk içermeyen veya gelişi güzel örneklenmiş verilerle yapılan uygulamalarda da faydalı sonuçlar verdiği sonucuna varmıştır. CLEAN algoritması ile kirli spektrumun temizlenmesi maksimum frekansın yarısına kadar mümkündür. Örneğin aylık ortalama deniz seviyesi verilerinin CLEAN algortiması ile spektrumunun ancak 4 ay ve daha büyük periyotlar için belirlenmesi mümkündür, 4 aydan daha küçük periyodu olan frekanslar belirlenememektedir. Söz konusu kısıtlama bu çalışmanın hedefini etkilememektedir. Çünkü, bu çalışmada yıllar arası ve uzun dönemli deniz seviyesi değişimlerinin belirlenmesi hedeflenmektedir.

4.5. Doğu Akdeniz'de Mevsimsel Deniz Seviyesi Değişimleri

Doğu Akdeniz'de yıllık (S_a) ve altı aylık (S_{aa}) mevsimsel değişimlerin genlik ve fazları aylık uydu altimetre DSA'larının (MA_i; i=1..12 ay) harmonik analizi ile belirlenmiştir **(Tsimplis ve Spencer, 1997)**. Aylık ortalama anomaliler, aylık DSA'lardan (Y_{ik}; i=1..12 ay, k=1..N yıl) (4.1) eşitliği ile hesaplandıktan sonra (4.2) eşitliğindeki harmonik analiz modelinde ölçü (gözlem) olarak alınmış ve en küçük kareler (EKK) yöntemi ile çözümlenerek mevsimsel değişimlere ait genlik ve fazlar belirlenmiştir.

$$MA_i = \frac{1}{N}\sum Y_{ik} \qquad \textbf{(4.1)}$$

$$MA_i = A_{Sa}\cos\left(\frac{2\pi}{12}(t - P_{Sa})\right) + A_{Saa}\cos\left(\frac{2\pi}{6}(t - P_{Saa})\right); \qquad i=1\ldots12 \qquad \textbf{(4.2)}$$

Yukarıdaki matematiksel modelde; i'nci aya karşılık gelen MA_i aylık anomalisinin, her ayın ortasına gelmesi için $t = i - 0.5$ olarak alınmaktadır. Yıllık ve yarım yıllık mevsimsel etkilerin fazları, yıl başlangıcı (1 Ocak) ortada olmak üzere yıllık mevsimsel değişimler için [-6, 6], yarım yıllık mevsimsel değişimler için [-3, 3] aylar arasına karşılık gelmektedir.

Yıllık ve altı aylık mevsimsel etkilerin EKK dengelemesi ile belirlenen 4 parametresinin konumsal dağılımı (A_{Sa}, A_{Saa}, P_{Sa}, P_{Saa}) Şekil 4.8'de, bu parametrelerin maksimum, minimum ve ortalamaları Tablo 4.2 ve 4.3'de verilmektedir.

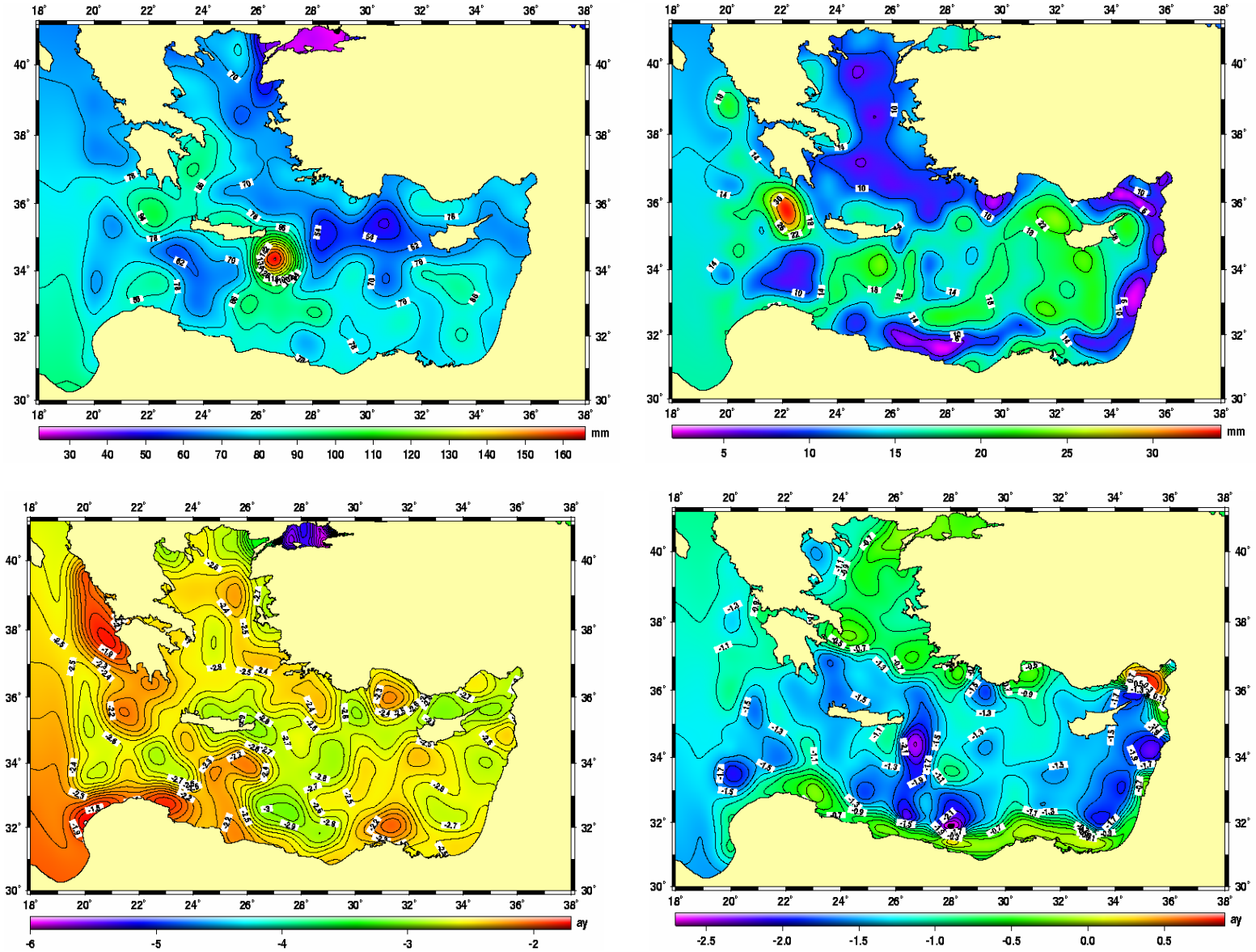
Tablo 4.2: Yıllık (A_{Sa}) ve yarım yıllık (A_{Saa}) mevsimsel deniz seviyesi değişim genlikleri (birimler mm)

Bölge	Grid Sayısı	Maks (A_{Sa})	Min (A_{Sa})	Ort (A_{Sa})	Maks (A_{Saa})	Min (A_{Saa})	Ort (A_{Saa})
Marmara	17	29.6	22.0	26.8	18.4	12.0	16.0
Ege	204	95.5	37.8	73.9	17.4	5.8	10.6
Girit	48	165.7	57.9	100.9	20.4	11.0	15.2
Levantin	723	124.1	44.8	75.8	32.7	2.5	15.3

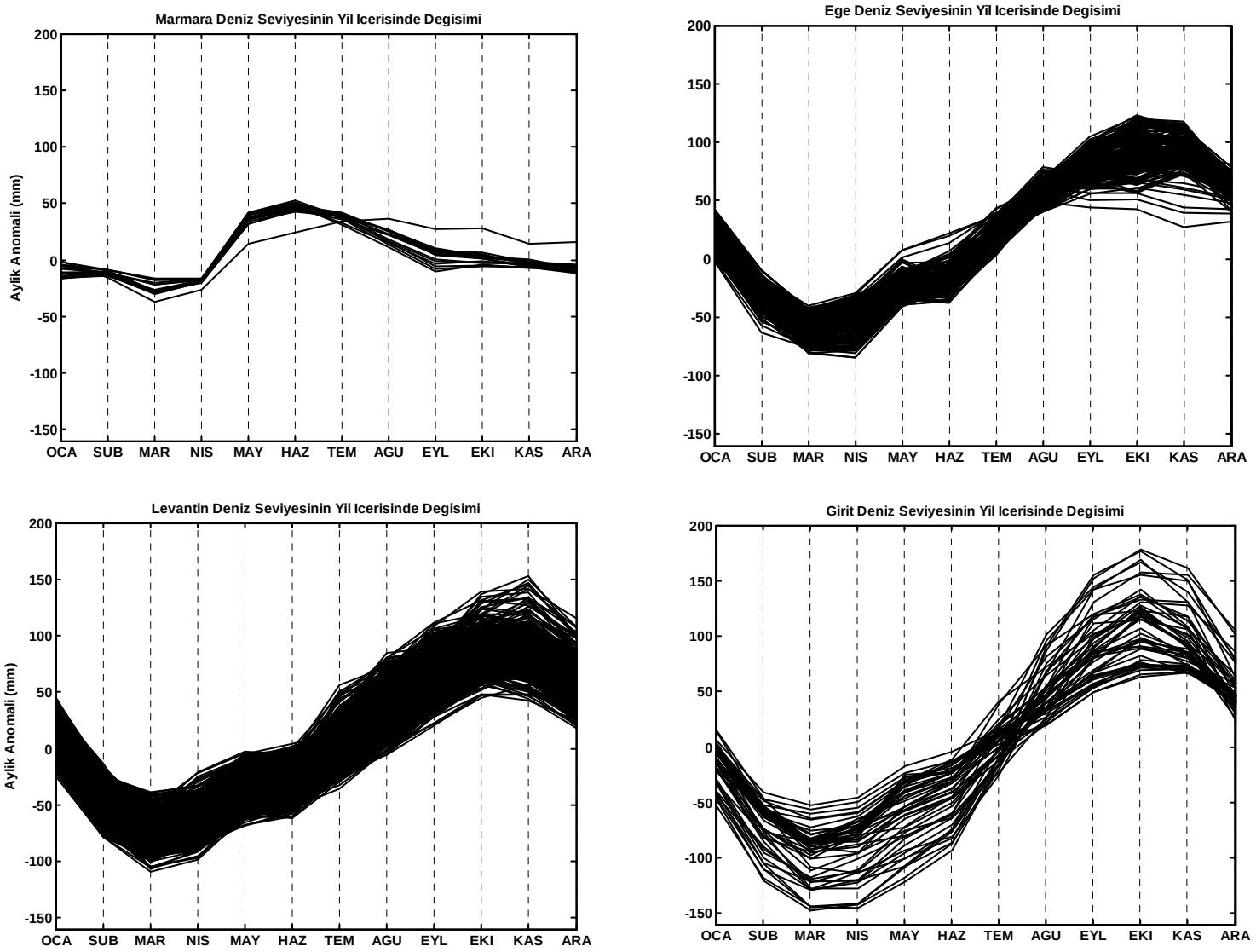
Tablo 4.3: Yıllık (P_{Sa}) ve yarım yıllık (P_{Saa}) mevsimsel deniz seviyesi değişim fazları (birimler 1 Ocak ortada olmak üzere ay cinsinden)

Bölge	Grid Sayısı	Maks (P_{Sa})	Min (P_{Sa})	Ort (P_{Sa})	Maks (P_{Saa})	Min (P_{Saa})	Ort (P_{Saa})
Marmara	17	-3.91	-5.98	-5.37	-0.23	-0.40	-0.31
Ege	204	-2.25	-3.46	-2.57	-0.13	-1.71	-1.03
Girit	48	-2.19	-2.96	-2.70	-0.87	-2.49	-1.64
Levantin	723	-1.7	-3.06	-2.51	0.88	-2.68	-1.20

Marmara Denizi için 17, Ege Denizi için 204, Girit Baseni için 48 ve Levantin baseni için 723 altimetre grid noktalarında, mevsimsel ODS değişimleri en yüksek değerlerine sırasıyla Haziran, Ekim, Ekim-Kasım, Kasım aylarında, en düşük değerlerine ise dört bölgede de Mart-Nisan aylarında ulaşmaktadır (Şekil 4.9).



Şekil 4.8: Mevsimsel ODS değişim parametrelerinin (A_{sa}, A_{saa}, P_{sa}, P_{saa}) konumsal dağılımları (Sol üst: A_{sa}, Sağ üst: A_{saa}, Sol alt: P_{sa}, Sağ alt: P_{saa}'nın konumsal dağılımlarını göstermektedir)



Şekil 4.9: Marmara, Ege, Girit ve Levantin Basenlerinin yıl içerisindeki değişimi

Tablo 4.2'ye göre yıllık mevsimsel ODS değişimlerinin genlikleri Levantin baseninden Marmara Denizi'ne doğru bir azalma göstermektedir. Ortalama yıllık genlikler Marmara'da, Ege'de, Girit'te ve Levantin baseninde 3 cm, 7 cm, 10 cm ve 8 cm seviyesindedir. Yıllık mevsimsel ODS değişimleri en yüksek genlik değerini Girit baseninde en düşük değerini ise Marmara Denizi'nde almaktadır. Yıllık mevsimsel ODS değişim genlikleri ile ilgili bulunan değerler **Yıldız ve diğ. (2006a)**, **Cazenave ve diğ. (2002)** ve **Tsimplis ve Spencer (1997)** ile uyumu olup Akdeniz'deki yüksek genliğin Akdeniz'in genel dolaşımının temel özellikleri ile yüksek korelasyonlu olduğu değerlendirilmektedir **(Cazenave ve diğ., 2002)**. Doğu Akdeniz'de belirlenen yıllık mevsimsel ODS genliklerinin, **Yıldız ve Simav (2005)** tarafından Erdemli, Antalya-II, Bodrum-II, Menteş ve Erdek mareograf istasyonlarında belirlenen ve 1-10 cm arasında değişen yarım günlük gelgit bileşenlerinin (M_2 ve S_2 bileşenleri) genlik değerlerine çok yakın olduğu görülmektedir.

Fazlar genel olarak enleme bağlı bir artış göstermektedir. Yıllık faz açıları dört bölgede de negatif değerler alırken, Doğu Akdeniz'in kuzeyi (Marmara Denizi) ile güneyi (Ege ve Levantin basenleri) arasında yaklaşık 2 aylık bir faz gecikmesi vardır.

Yarım yıllık mevsimsel ODS değişim genlikleri yıllık genliklerden yaklaşık 2-7 kat daha düşüktür ve dört bölgede de ortalama 1.5-2 cm civarındadır. Yarım yıllık mevsimsel ODS genliklerinin, yine **Yıldız ve Simav (2005)** tarafından Erdemli, Antalya-II, Bodrum-II, Menteş ve Erdek mareograf istasyonlarında belirlenen ve 1-2 cm arasında değişen günlük gelgit bileşenlerinin (K_1 ve O_1 bileşenleri) genlik değerlerine çok yakın olduğu görülmektedir.

4.6. Doğu Akdeniz'de Yıllar Arası ve Uzun Dönemli Deniz Seviyesi Değişimleri, Deniz Seviyesi Değişimlerinin Konumsal ve Zamansal Karakteri

Bu çalışmanın asıl ağırlığını oluşturan konu, kıyı bölgelerindeki yerleşim ve tarımsal alanların bir kısmının sular altında kalmasına ve bunun sonucu olarak ekonomik ve sosyal sorunlar yaratması beklenen Doğu Akdeniz'deki yıllar arası ve uzun dönemli ODS değişimlerinin belirlenmesidir. Bu amaçla ilk olarak Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgelerine düşen her bir DSA ve DYSA grid noktalarında DSA ve DYSA hızları belirlenerek tüm bölge için haritalanmış daha sonra her bir alt bölgeyi temsil eden ortalama DSA ve ortalama DYSA hızları belirlenmiştir. Ortalama

DSA'lar ve ortalama DYSA'lar o alt bölge içerisine düşen DSA ve DYSA grid noktalarındaki verilerin ortalaması alınarak belirlenmiştir.

Akdeniz'de 1999 ortalarında deniz seviyesi yükselme hızındaki ani ve anlamlı düşüşe yer vermek amacı ile **Vigo ve diğ. (2005)**'e benzer şekilde, tüm veri dönemi (Ekim1992-Eylül 2005) iki ayrı döneme ayrılmıştır. Birinci dönem Ekim 1992-Haziran 1999 aralığını, ikinci dönem ise Temmuz 1999-Eylül 2005 aralığını kapsamaktadır.

Doğu Akdeniz'de yıllar arası ve uzun dönemli ODS değişimlerinin belirlenmesi amacıyla ilk olarak çalışma bölgesine düşen $1/3^0$ x $1/3^0$ aralıklı altimetre grid noktalarında yukarıda söz edilen dönem aralıkları için ayrı ayrı DSA hızları hesaplanmıştır. DSA hızları EKK yöntemi ile; içerisinde ortalama DSA, DSA hızı ve mevsimsel DSA değişimlerinin olduğu (4.3) eşitliği ile verilen matematiksel model ile belirlenmiştir.

$$H_i = Z_0 + at_i + \sum_{j=1}^{2} p_j \sin(2\pi f_j t_i) + q_j \cos(2\pi f_j t_i) + \varepsilon(t_i) \qquad \textbf{(4.3)}$$

H	:	Aylık DSA, DYSA veya mareograf verisi
Z_0	:	Ortalama DSA, DYSA veya ODS
a	:	Hız (trend)
t	:	Zaman
p, q	:	Sin ve Cos genlikleri
f	:	Frekans
ε	:	Hata terimi

Doğu Akdeniz'de her bir grid noktasında tüm, birinci ve ikinci dönem aralıkları için ayrı ayrı belirlenen ve çalışma bölgesi için GMT **(Wessel ve Smith, 1998)** ile haritalanan DSA hızlarının konumsal dağılımları sırasıyla Şekil 4.10, 4.11 ve 4.12'de gösterilmekte, bu dönemlerde Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgelerde belirlenen en yüksek ve en düşük DSA hızları Tablo 4.4'de verilmektedir.

Şekil 4.13'de ise Doğu Akdeniz alt bölgelerinde 1999 ortalarında deniz seviyesi yükselme hızındaki ani ve anlamlı düşüş gösterilmektedir. Şekil 4.13'deki mavi çizgiler alt bölgelere ait grid noktalarındaki DSA zaman serilerini, siyah kalın çizgiler o bölge içerisine düşen grid noktalarındaki zaman serilerinin ortalaması olan ortalama DSA zaman serilerini, kırmızı doğrular ise (4.3)'deki matematiksel modelden elde edilen ortalama DSA hızlarını ifade etmektedir. Her bir alt bölgedeki

ortalama DSA zaman serisinin (4.3) eşitliğindeki harmonik analizi ile o alt bölgeye ait ortalama DSA hızları hesaplanarak Tablo 4.4'de sarı sütun olarak verilmektedir.

Şekil 4.13 ve Tablo 4.4 incelendiğinde dört alt bölgede de Ekim 1992-Haziran 1999 birinci veri döneminde oldukça yüksek DSA yükselme hızları görülmektedir. Bu dönemde Marmara Denizi'nde 19-25 mm/yıl, Ege Denizi'nde 3-19 mm/yıl, Girit baseninde 11-32 mm/yıl, Levantin baseninde ise –12-36 mm/yıl arasında değişen DSA yükselme hızları tespit edilmiştir.

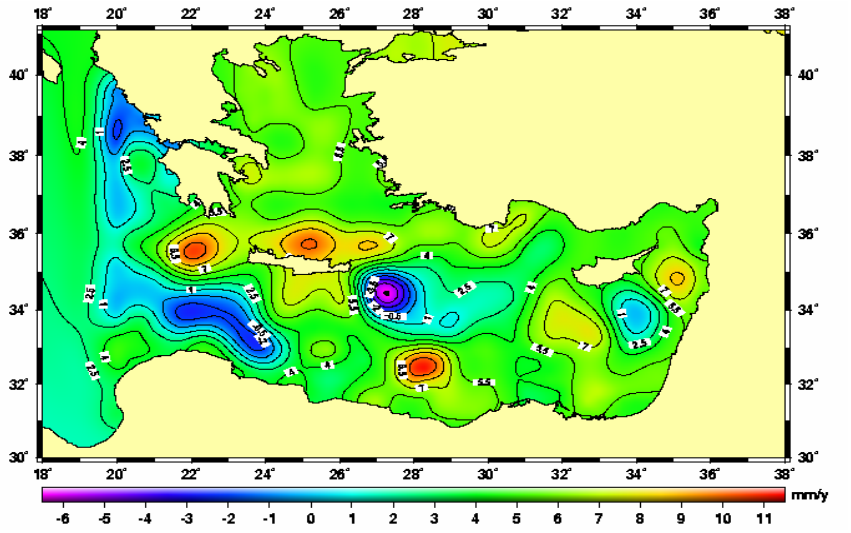
Tablo 4.4: Doğu Akdeniz'de üç ayrı dönem için belirlenen DSA ve ortalama DSA hızları (birimler mm/yıl)

Alt Bölge	Grid Sayısı	**10/1992 – 09/2005 (TÜM DÖNEM)**			**10/1992 – 06/1999 (BİRİNCİ DÖNEM)**			**07/1999 – 09/2005 (İKİNCİ DÖNEM)**		
		Maks	Min	Ort	Maks	Min	Ort	Maks	Min	Ort
Marmara	17	7.5	6.1	6.9	24.6	18.9	22.6	-0.2	-1.0	-0.5
Ege	204	10.1	4.1	6.0	19.1	2.9	14.2	2.5	-5.5	-1.4
Girit	48	6.0	-6.2	1.5	32.4	10.9	19.3	4.5	-30.9	-6.8
Levantin	723	11.0	-2.7	4.0	36.0	-12.0	10.2	19.4	-18.8	0.2

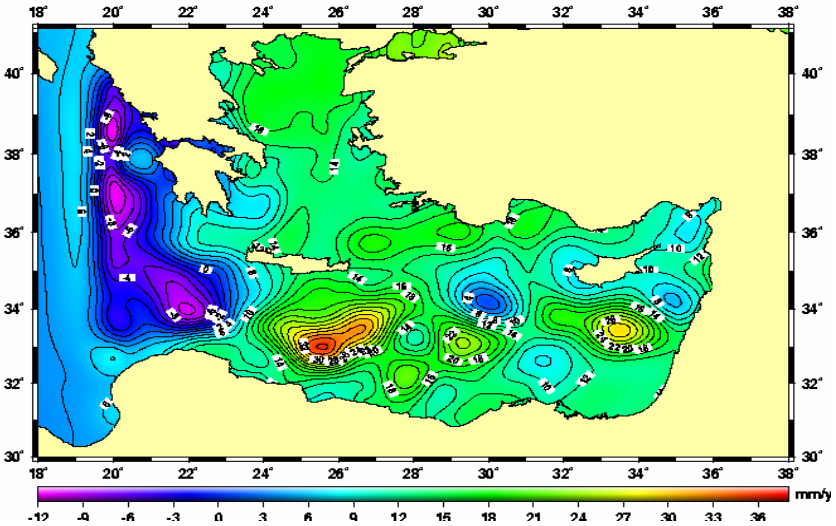
Temmuz 1999-Eylül 2005 ikinci veri dönemde ise dört alt bölgede de DSA hızlarında anlamlı bir düşüş gözlenmektedir. Ekim1992-Eylül 2005 tüm veri dönemi göz önüne alındığında DSA yükselme hızlarının Marmara Denizi'nde 6-8 mm/yıl, Ege Denizi'nde 4-10 mm/yıl, Girit baseninde -6-6 mm/yıl, Levantin baseninde ise –3-11 mm/yıl arasında değişen değerler aldığı görülmektedir. Üç ayrı veri döneminde hesaplanan hız hataları hiç bir zaman ± 4 mm/yıl'ı geçmemiştir.

Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgeleri için birinci veri döneminde ortalama DSA zaman serilerinin analizi ile belirlenen ortalama DSA hızları sırasıyla 22.6 ± 3.2 mm/yıl, 14.2 ± 1.7 mm/yıl, 19.3 ± 2.1 mm/yıl ve 10.2 ± 1.6 mm/yıl; ikinci veri döneminde belirlenen ortalama DSA hızları sırasıyla –0.5 ± 3.3 mm/yıl, -1.4 ± 1.7 mm/yıl, -6.8 ± 2.4 mm/yıl ve 0.2 ± 1.5 mm/yıl ve tüm veri dönemi boyunca belirlenen ortalama DSA hızları sırasıyla 6.9 ± 1.3 mm/yıl, 6.0 ± 0.7 mm/yıl, 1.5 ± 1.0 mm/yıl ve 4.0 ± 0.6 mm/yıl'dır.

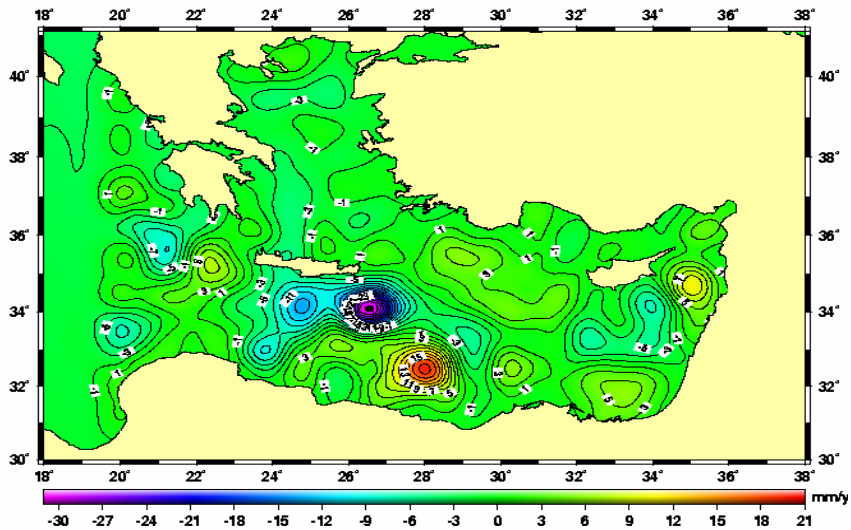
Tüm dönem göz önüne alındığında özellikle Türkiye kıyıları için ODS'nin halen 4-7 mm/yıl hızla yükseldiği görülmektedir. ODS'deki bu yükselme hızlarının **Yıldız ve diğ. (2006a, 2006b)**'de Harita Genel Komutanlığı Türkiye Ulusal Deniz Seviyesi İzleme Sistemi kapsamında işletilen Antalya-II, Bodrum-II ve Menteş mareograf istasyonlarındaki 1985-2005, Erdek mareograf istasyonundaki 1984-2005 dönemine ait uzun dönemli göreli ODS hızlarına benzer oldukları görülmektedir.



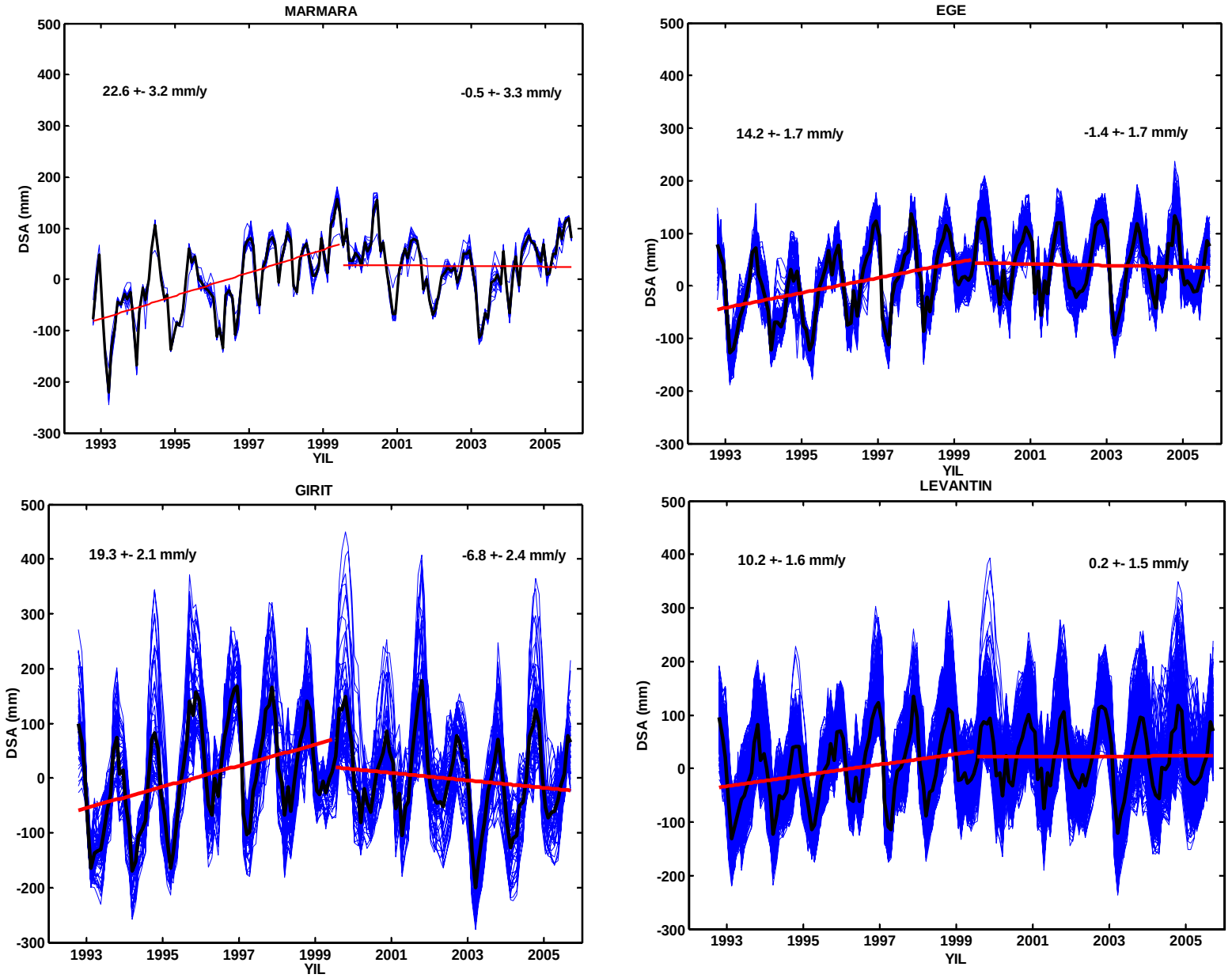
Şekil 4.10: Doğu Akdeniz'de 10/1992 – 09/2005 aralığındaki DSA hızları



Şekil 4.11: Doğu Akdeniz'de 10/1992 – 06/1999 aralığındaki DSA hızları



Şekil 4.12: Doğu Akdeniz'de 07/1999 – 09/2005 aralığındaki DSA hızları



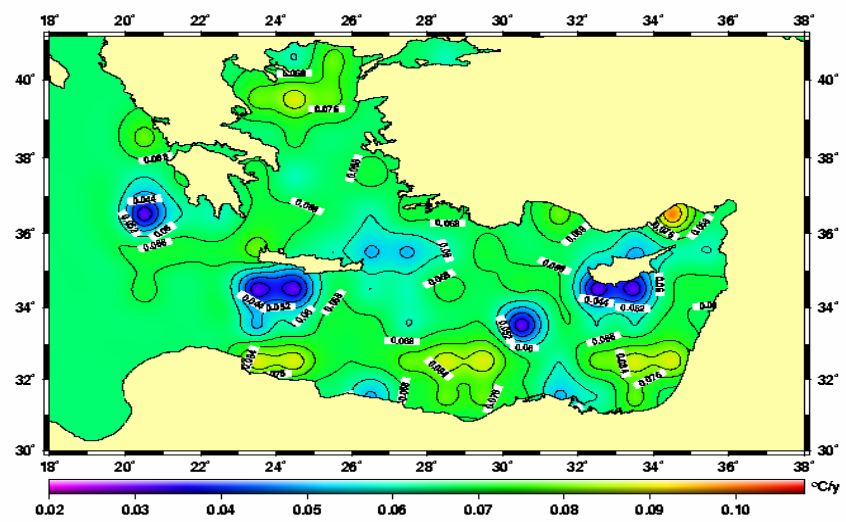
Şekil 4.13: Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgelerinde birinci ve ikinci dönemdeki ortalama DSA hızları

Doğu Akdeniz'deki birinci dönemdeki ODS değişimlerinin kaynağı olarak düşünülen deniz yüzeyi sıcaklığı verileri de altimetre verileri ile benzer şekilde analiz edilmiştir. Doğu Akdeniz'de her bir DYSA grid noktasında tüm, birinci ve ikinci dönem aralıkları için ayrı ayrı belirlenen ve çalışma bölgesi için GMT ile haritalanan DYSA hızlarının konumsal dağılımları sırasıyla Şekil 4.14, 4.15, 4.16'da, birinci ve ikinci dönem için belirlenen ortalama DYS hızları Şekil 4.17'de gösterilmekte, bu dönemlerde Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgelerde belirlenen en yüksek ve en düşük DYS hızları Tablo 4.5'de verilmektedir.

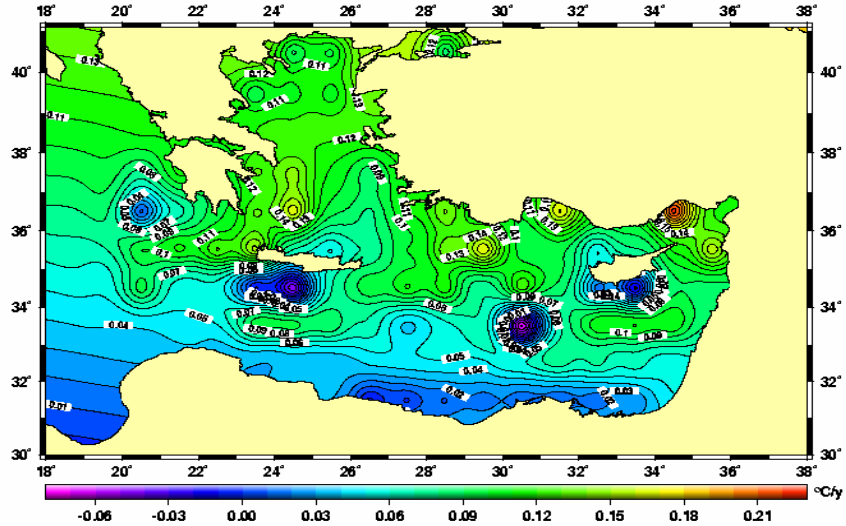
Tablo 4.5: Doğu Akdeniz'de üç ayrı dönem için belirlenen DYSA ve ortalama DYSA hızları (birimler ^{o}C/yıl)

Alt Bölge	Grid Sayısı	**10/1992 – 09/2005**			**10/1992 – 06/1999**			**07/1999 – 09/2005**		
		Maks	Min	Ort	Maks	Min	Ort	Maks	Min	Ort
Marmara	1	0.061	0.061	0.061	0.086	0.086	0.086	-0.056	-0.056	-0.056
Ege	17	0.085	0.051	0.068	0.167	0.050	0.111	-0.018	-0.106	-0.054
Girit	4	0.073	0.058	0.064	0.111	0.037	0.077	-0.035	-0.066	-0.046
Levantin	52	0.101	0.028	0.066	0.223	-0.071	0.072	-0.008	-0.105	-0.053

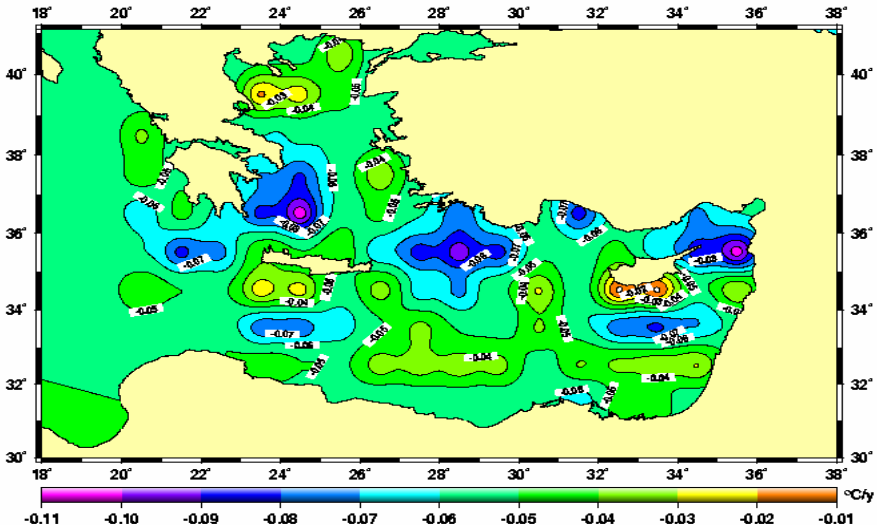
Şekil 4.14 ve Tablo 4.5 incelendiğinde, dört alt bölgede de birinci dönemde deniz yüzeyi sıcaklığında yükselme trendleri görülürken ikinci veri döneminde trendlerin işaret değiştirdiği, deniz yüzeyi sıcaklığının azaldığı gözlenmektedir. Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgeleri için birinci veri döneminde belirlenen ortalama DYSA hızları sırasıyla 0.09 ± 0.04 ^{o}C/yıl, 0.11 ± 0.03 ^{o}C/yıl, 0.08 ± 0.02 ^{o}C/yıl ve 0.07 ± 0.03 ^{o}C/yıl; ikinci veri döneminde belirlenen ortalama DYSA hızları sırasıyla –0.06 ± 0.02 ^{o}C/yıl, –0.06 ± 0.02 ^{o}C/yıl, –0.05 ± 0.03 ^{o}C/yıl ve –0.05 ± 0.03 ^{o}C/yıl ve tüm veri dönemi boyunca belirlenen ortalama DYSA hızları sırasıyla 0.06 ± 0.01 ^{o}C/yıl**,** 0.07 ± 0.01 ^{o}C/yıl, 0.06 ± 0.01 ^{o}C/yıl ve 0.07 ± 0.01 ^{o}C/yıl'dır.



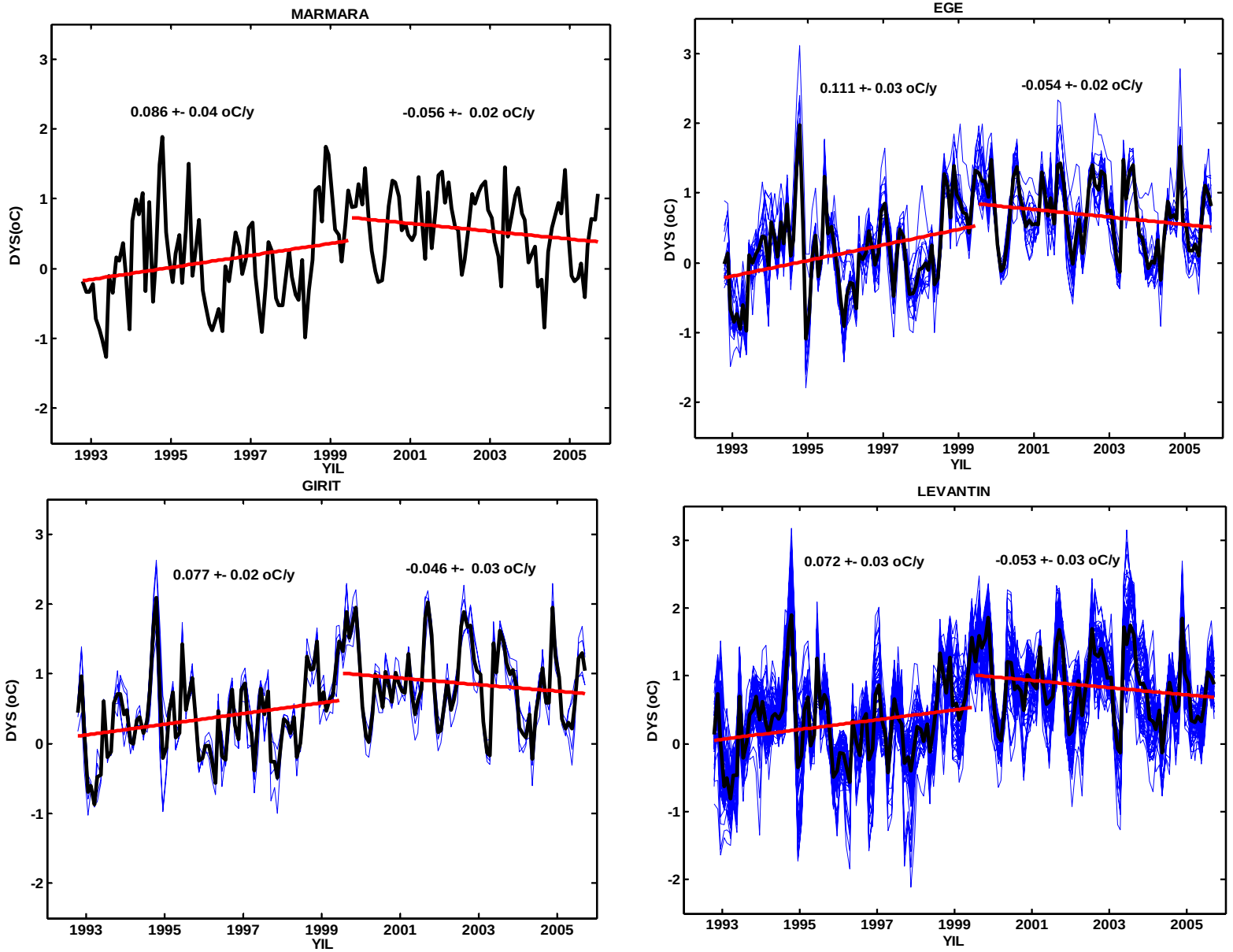
Şekil 4.14: Doğu Akdeniz'de 10/1992 – 09/2005 aralığındaki DYSA hızları



Şekil 4.15: Doğu Akdeniz'de 10/1992 – 06/1999 aralığındaki DYSA hızları



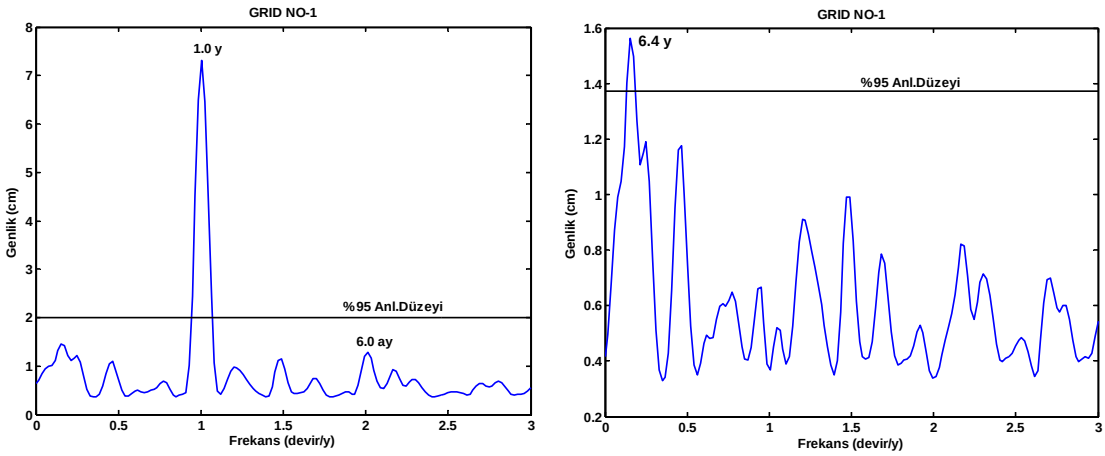
Şekil 4.16: Doğu Akdeniz'de 07/1999 – 09/2005 aralığındaki DYSA hızları



Şekil 4.17: Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgelerinde birinci ve ikinci dönemdeki ortalama DYSA hızları

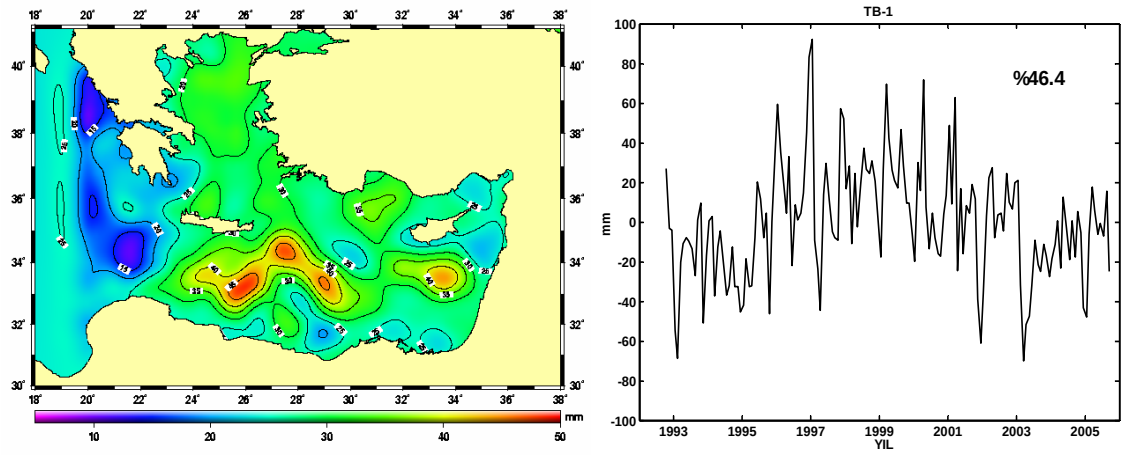
Doğu Akdeniz'de uzun dönemli yıllar arası ODS değişimlerinin konumsal ve zamansal karakteri belirlemek için doğrusal trendi ve mevsimsel değişimleri çıkarılmış DSA ve DYSA verilerine DOF analizi uygulanmış, daha sonra verilerdeki değişimin (varyansın) önemli bir kısmını açıklayan birinci ve ikinci temel bileşenlerin (TB) spektrumları hesaplanarak, % 95 istatistiksel güven düzeyinde anlamlı olan sinyallerin periyot ve genlikleri hesaplanmıştır. DOF analizi, hızı ve mevsimsel değişimleri DSA ve DYSA verilerine kovaryans matrisi yaklaşımı kullanılarak uygulanmıştır.

Mevsimsel değişimlerinin verilerden uygun şekilde çıkarılıp çıkarılmadığını incelemek için, hem mevsimsel değişimlerini içeren hem de içermeyen verilerin genlik spektrumları CLEAN algoritması **(Baisch ve Bokelmann, 1999)** ile hesaplanmıştır. Örnek bir altimetre grid noktasında hesaplanan genlik spektrumları Şekil 4.18'de gösterilmektedir. Şekil 4.18'de soldaki şekil mevsimsel değişimleri çıkarılmamış, sağdaki şekil ise mevsimsel değişimleri çıkarılmış uydu altimetre DSA genlik spektrumlarını göstermektedir.

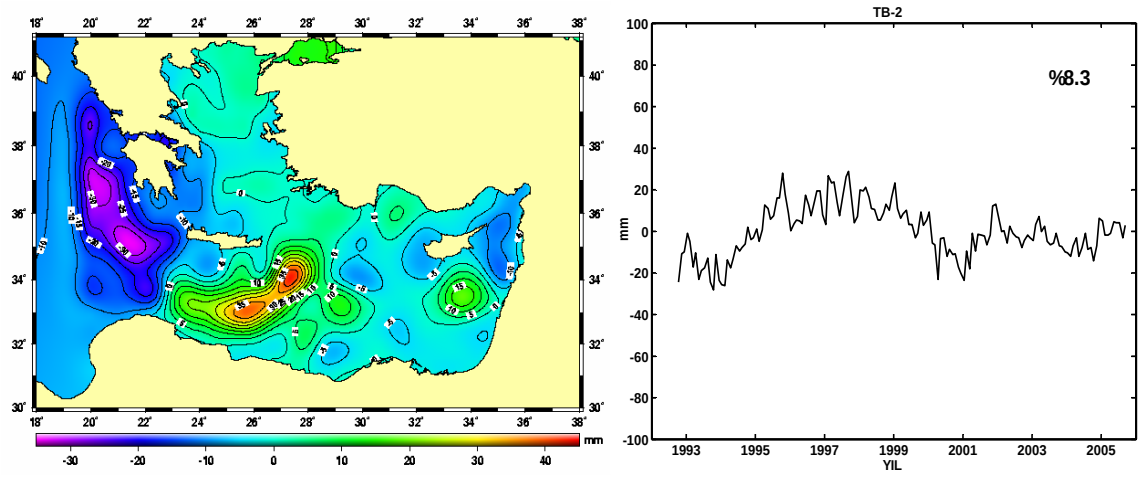


Şekil 4.18: Mevsimsel etkiler ve 1 yıldan daha küçük periyoda sahip periyodik etkilerin çıkartılıp çıkartılmadığının kontrolü

Doğu Akdeniz'de tüm dönem için (Ekim1992-Eylül 2005) DOF analizi sonucunda DSA birinci (%46.4) ve ikinci TB'ler (%8.3), 992 altimetre grid noktasındaki toplam değişimin %55 gibi bir kısmını açıklamaktadır. DYSA birinci (%74) ve ikinci TB'ler (%10), 74 sıcaklık grid noktasındaki toplam değişimin %84 gibi önemli bir kısmını açıklamaktadır. İlk iki DSA DOF modunun konumsal öz vektörlerinin grid noktalarına göre dağılımları ile birinci ve ikinci TB zaman serileri Şekil 4.19 ve Şekil 4.20'de gösterilmektedir.



Şekil 4.19: Doğu Akdeniz'de DOF birinci konumsal modun (%46.4) dağılımı ve birinci TB zaman serisi



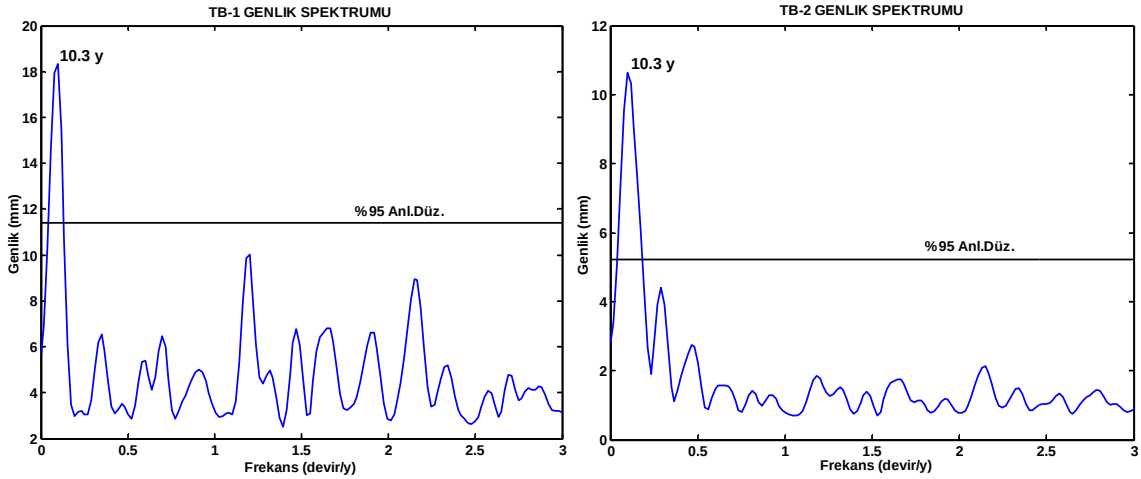
Şekil 4.20: Doğu Akdeniz'de DOF birinci konumsal modun (%8.3) dağılımı ve ikinci TB zaman serisi

Şekil 4.19'da Doğu Akdeniz'deki ODS toplam değişimin %46.4'nü açıklayan DOF/TB birinci modu incelendiğinde tüm grid noktalarında konumsal öz vektörlerin pozitif değerler aldıkları bir başka değişle benzer şekilde hareket ettikleri görülmektedir. **Vigo ve diğ. (2005)**'de bunun bir "nefes alıp verme" veya "salınım" modu olduğu, Akdeniz'in bu dönem boyunca yukarı veya aşağı hareket etmekte olduğu belirtilmektedir. Bu hareketin tüm Akdeniz'in aynı anda ısınması veya soğuması ya da tüm Akdeniz'e su girişi veya çıkışı olarak yorumlamaktadır. Aynı çalışmada farklı yazarlar tarafından söz konusu hareketin veya bu DOF modunun Akdeniz ve Kuzey Atlantik arasındaki atmosferik basınç farklarından kaynaklanabileceği bildirilmektedir.

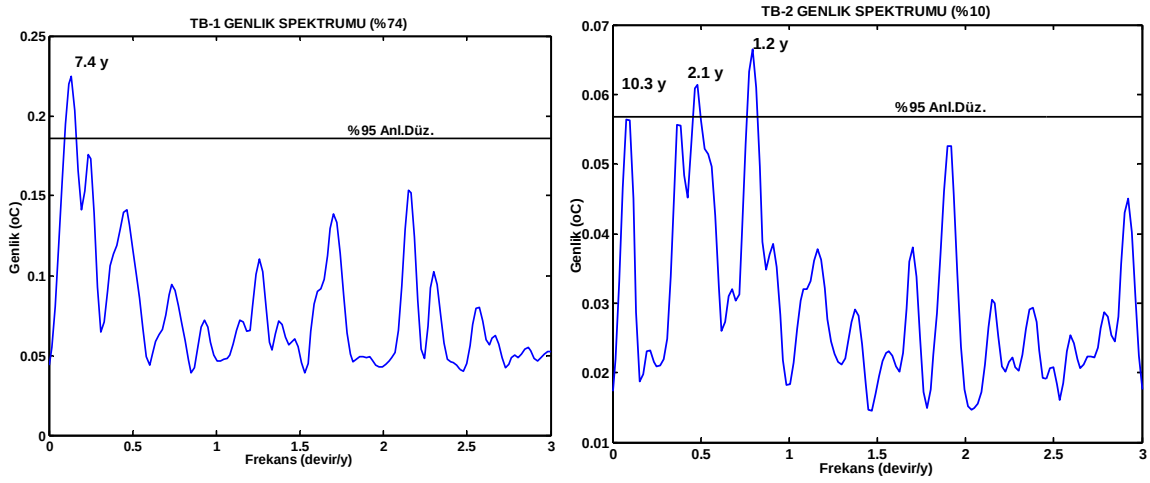
Şekil 4.19 ve 4.20'deki birinci ve ikinci TB zaman serileri incelendiğinde Doğu Akdeniz'de 1999 ortalarında meydana ODS yükselme hızındaki ani değişim kolaylıkla

görülebilmektedir. DOF modlarının konumsal öz vektörlerinin haritaları, Şekil4.10'da tüm dönem boyunca belirlenen ODS hız haritasına benzemektedir.

Birinci ve ikinci DSA TB zaman serilerinin genlik spektrumları incelendiğinde, birinci TB'de genliği 1.8 cm, ikinci TB'de 1.1 cm olan 10.3 yıllık % 95 güven düzeyinde anlamlı periyodik sinyaller tespit edilmiştir (Şekil 4.21). Aynı şekilde DYSA birinci (%74) ve ikinci (%10) TB genlik spektrumları incelendiğinde, birinci TB'de genliği 0.23 ^{0}C olan 7.4 yıllık % 95 güven düzeyinde anlamlı periyodik sinyaller tespit edilmiştir. İkinci TB'de ise 10.3, 2.1 ve 1.2 yıllık % 95 güven düzeyinde anlamlı periyodik sinyaller tespit edilmiştir (Şekil 4.22). Bu sinyallerin genlikleri ise 0.1 ^{0}C'nin altındadır. Burada, DSA ve DYSA temel bileşenlerinde 10.3 yıllık ortak bir periyodik bileşen göze çarpmaktadır.



Şekil 4.21: DSA birinci ve ikinci temel bileşenin genlik spektrumları



Şekil 4.22: DYSA birinci ve ikinci temel bileşenin genlik spektrumları

Doğu Akdeniz'de DSA ve DYSA hızlarının 1992'den 1999 ortalarına kadar ortak yükselmeleri ve 1999 ortasından sonra aynı anda ve anlamlı bir şekilde düşeşe geçmeleri, ayrıca her iki veri setinin DOF analizleri sonucunda temel bileşen zaman serilerinde 10.3 yıllık ortak bir periyodik etkinin varlığı deniz seviyesi ile deniz yüzeyi sıcaklığının on

yıllar arası bir değişimden kaynaklanıp kaynaklanmadığı sorusunu akla getirmektedir. Kullanılan veri setlerinin uzunlukları (13 yıl) dikkate alındığında bu sonucu varmanın henüz erken olacağı değerlendirilmektedir. Ancak Akdeniz'de yapılan çalışmalardan ve de bu çalışmadaki sonuçlardan Doğu Akdeniz'deki deniz seviyesi değişimlerinin sıcaklık kaynaklı yıllar arası değişimlerden kaynaklanabileceği değerlendirilmektedir.

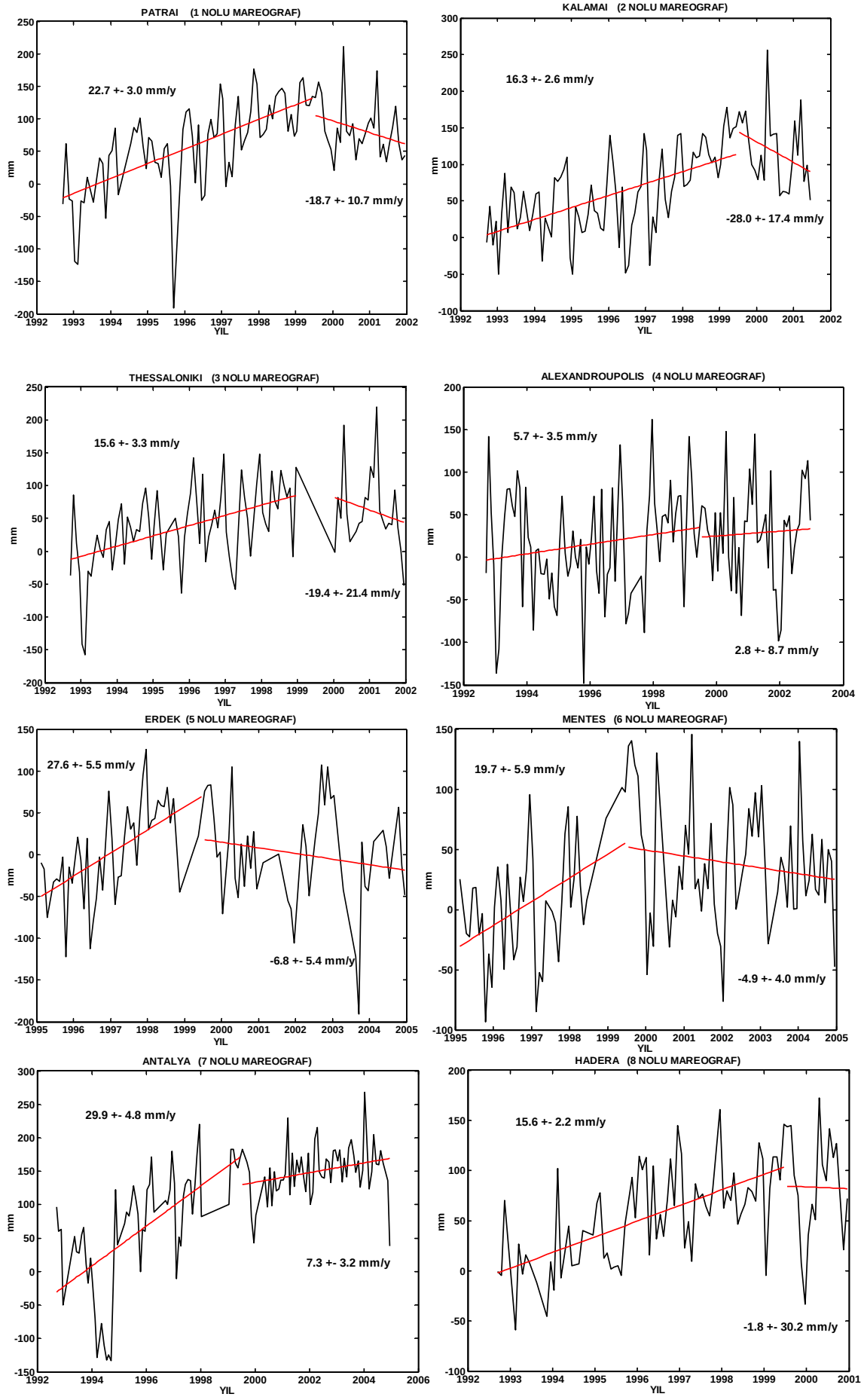
4.7. Mareograf Verilerinin Analizi

Doğu Akdeniz'de 1999 ortalarında ODS yükselme hızındaki ani değişimi vurgulamak için konumsal ve zamansal açıdan uygun dağılmış maregraf istasyonları, yukarıda çalışmada kullanılan veriler başlığı altında Şekil 4.2'de gösterilmiş, bu istasyonlara ilişkin özet bilgi ise Tablo 4.1'de verilmiştir. Söz konusu mareograf istasyonlarında 1999 ortasından öncesi ve sonrasındaki ODS hızları, DSA ve DYSA hızlarında olduğu gibi aylık mareograf ODS verileri ile (4.3)'de verilen matematiksel model kullanılarak belirlenmiş, hesaplanan ODS hızları Tablo 4.6'da verilmiş ve Şekil 4.23'de gösterilmiştir.

Tablo 4.6: Mareogaraf istasyonlarında Haziran 1999 öncesi ve sonrasındaki ODS hızları

Mareograf Numarası	Mareograf İstasyonu	Haziran 1999'dan Önceki ODS Hızı (mm/yıl)	Haziran 1999'dan Sonraki ODS Hızı (mm/yıl)
1	Patrai	22.7 ± 3.0	-18.7 ± 10.7
2	Kalamai	16.3 ± 2.6	-28.0 ± 17.4
3	Thessaloniki	15.6 ± 3.3	-19.4 ± 21.4
4	Alexandroupolis	5.7 ± 3.5	2.8 ± 8.7
5	Erdek	27.6 ± 5.5	-6.8 ± 5.4
6	Menteş	19.7 ± 5.9	-4.9 ± 4.0
7	Antalya-II	29.9 ± 4.8	7.3 ± 3.2
8	Hadera	15.6 ± 2.2	-1.8 ± 30.2

Tablo 4.6'dan Patrai, Kalamai, Thessaloniki, Erdek, Menteş ve Hadera mareograf istasyonlarında ODS hızlarının 1999'dan sonra işaret değiştirdikleri, Alexandroupolis ve Antalya-II mareograf istasyonlarında ise ODS yükselme hızında azalma olduğu görülmektedir. Bu sonuçlar altimetreden elde edilen bulguları desteklemektedir. Fakat daha önceki bölümlerde belirtildiği üzere mareograflar yerel şartlardan (basınç,rüzgar,sıcaklık vb.) oldukça etkilenmekte özellikle mareograflardaki olası düşey yer kabuğu hareketleri mareogaraf verisi kullanılmasını önemli ölçüde etkilemektedir. Ayrıca çalışmada kullanılan mareograf verileri tam olarak altimetre ile aynı dönemi kapsamamakta ve de veriler içerisinde boşluk bulunmaktadır. Bu sebeple mareograflardan elde edilen sonuçların sadece uydu altimetre sonuçlarını desteklemeye yönelik yardımcı bir bilgi olarak düşünülmesinin uygun olacağı değerlendirilmektedir.



Şekil 4.23: Mareogaraf istasyonlarında Haziran 1999 öncesi ve sonrasındaki ODS hızları

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada, Doğu Akdeniz'de mevsimsel, yıllar arası ve uzun dönemli ODS değişimleri, uydu altimetre DSA'ları, DYSA'lar ve mareograf aylık ODS verileri kullanılarak araştırılmıştır. Bölgesel deniz seviyesi değişimlerini daha ayrıntılı incelemek maksadıyla çalışma bölgesi kendi içerisinde Marmara, Ege, Girit ve Levantin olmak üzere dört alt bölgeye ayrılmıştır. Çalışmada elde edilen sonuçlar, Doğu Akdeniz'de mevsimsel deniz seviyesi değişimleri, deniz seviyesi ve deniz yüzeyi sıcaklık anomalilerinin analizi, mareograf aylık ODS verilerinin analizi, Türkiye için değerlendirmeler ve öneriler olmak üzere dört başlık altında verilmiştir.

5.1. Doğu Akdeniz'de Mevsimsel Deniz Seviyesi Değişimleri

Doğu Akdeniz'deki yıllık ve altı aylık mevsimsel değişimlerin genlik ve fazları $1/3^0$x$1/3^0$ grid aralıklarındaki aylık ortalama DSA'ların harmonik analizi ile belirlenmiştir **(Tsimplis ve Spencer, 1997)**. Doğu Akdeniz'de homojen olarak dağılmış 992 altimetre grid noktasından; Marmara Denizi için 17, Ege Denizi için 204, Girit Baseni için 48 ve Levantin baseni için 723 grid noktasında belirlenen mevsimsel ODS değişimleri en yüksek değerlerine sırasıyla Haziran, Ekim, Ekim-Kasım ve Kasım aylarında, en düşük değerlerine ise dört bölgede de Mart-Nisan aylarında ulaşmaktadır.

Yıllık mevsimsel ODS değişimlerinin genlikleri Levantin baseninden Marmara Denizi'ne doğru bir azalma göstermektedir. Ortalama yıllık genlikler Marmara'da, Ege'de, Girit'te ve Levantin baseninde sırasıyla 3 cm, 7 cm, 10 cm ve 8 cm seviyesindedir. Yıllık mevsimsel ODS değişimleri en yüksek genlik değerini Girit baseninde en düşük değerini ise Marmara Denizi'nde almaktadır. Yıllık mevsimsel ODS değişim genlikleri ile ilgili bulunan değerler **Yıldız ve diğ. (2006a)**, **Cazenave ve diğ. (2002)** ve **Tsimplis ve Spencer (1997)** ile uyumu olup Akdeniz'deki yüksek genliğin Akdeniz'in genel dolaşımının temel özellikleri ile yüksek korelasyonlu

olduğu değerlendirilmektedir **(Cazenave ve diğ., 2002)**. Doğu Akdeniz'de belirlenen yıllık mevsimsel ODS genliklerinin, **Yıldız ve Simav (2005)** tarafından Erdemli, Antalya-II, Bodrum-II, Menteş ve Erdek mareograf istasyonlarında belirlenen ve 1-10 cm arasında değişen yarım günlük gelgit bileşenlerinin (M_2 ve S_2 bileşenleri) genlik değerlerine çok yakın olduğu görülmektedir.

Fazlar genel olarak enleme bağlı bir artış göstermektedir. Yıllık faz açıları dört bölgede de negatif değerler alırken, Doğu Akdeniz'in kuzeyi (Marmara Denizi) ile güneyi (Ege ve Levantin basenleri) arasında yaklaşık 2 aylık bir faz gecikmesi vardır.

Yarım yıllık mevsimsel ODS değişim genlikleri yıllık genliklerden yaklaşık 2-7 kat daha düşüktür ve dört bölgede de ortalama 1.5-2 cm civarındadır. Yarım yıllık mevsimsel ODS genliklerinin, yine **Yıldız ve Simav (2005)** tarafından Erdemli, Antalya-II, Bodrum-II, Menteş ve Erdek mareograf istasyonlarında belirlenen ve 1-2 cm arasında değişen günlük gelgit bileşenlerinin (K_1 ve O_1 bileşenleri) genlik değerlerine çok yakın olduğu görülmektedir.

5.2. Deniz Seviyesi ve Deniz Yüzeyi Sıcaklık Anomalilerinin Analizi

Bu çalışmanın asıl ağırlığını oluşturan konu, kıyı bölgelerindeki yerleşim ve tarımsal alanların bir kısmının sular altında kalmasına ve bunun sonucu olarak ekonomik ve sosyal sorunlar yaratması beklenen Doğu Akdeniz'deki yıllar arası ve uzun dönemli ODS değişimlerinin belirlenmesidir. Bu amaçla ilk olarak Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgelerine düşen her bir DSA ve DYSA grid noktalarında DSA ve DYSA hızları belirlenerek tüm bölge için haritalanmış daha sonra her bir alt bölgeyi temsil eden ortalama DSA ve ortalama DYSA hızları belirlenmiştir. Ortalama DSA'lar ve ortalama DYSA'lar o alt bölge içerisine düşen DSA ve DYSA grid noktalarındaki verilerin ortalaması alınarak belirlenmiştir. Ayrıca, Doğu Akdeniz'de doğrusal hız ve mevsimsel etkileri çıkarılmış aylık DSA ve aylık DYSA verilerindeki yıllar arası değişimlerin konumsal ve zamansal karakteri DOF ve spektral analiz yöntemleri kullanılarak araştırılmıştır.

Akdeniz'de 1999 ortalarında deniz seviyesi yükselme hızındaki ani ve anlamlı düşüşe yer vermek amacı ile **Vigo ve diğ. (2005)**'e benzer şekilde, tüm veri dönemi (Ekim1992-Eylül 2005) iki ayrı döneme ayrılmıştır. Birinci dönem Ekim 1992-

Haziran 1999 aralığını, ikinci dönem ise Temmuz 1999-Eylül 2005 aralığını kapsamaktadır. DSA ve DYSA hızları hem tüm veri dönemi için hem de söz konusu iki alt dönem için ayrı ayrı belirlenmiş ve çalışma bölgesi için GMT **(Wessel ve Smith, 1998)** ile haritalanmıştır. Dört alt bölgede de Ekim 1992-Haziran 1999 birinci veri döneminde oldukça yüksek DSA yükselme hızları görülmektedir. Bu dönemde Marmara Denizi'nde 19-25 mm/yıl , Ege Denizi'nde 3-19 mm/yıl, Girit baseninde 11-32 mm/yıl, Levantin baseninde ise –12-36 mm/yıl arasında değişen DSA yükselme hızları tespit edilmiştir. Temmuz 1999-Eylül 2005 ikinci veri dönemde ise dört alt bölgede de DSA hızlarında anlamlı bir düşüş gözlenmektedir. Ekim1992-Eylül 2005 tüm veri dönemi göz önüne alındığında DSA yükselme hızlarının Marmara Denizi'nde 6-8 mm/yıl, Ege Denizi'nde 4-10 mm/yıl, Girit baseninde -6-6 mm/yıl, Levantin baseninde ise –3-11 mm/yıl arasında değişen değerler aldığı görülmektedir. Üç ayrı veri döneminde hesaplanan hız hataları hiç bir zaman ± 4 mm/yıl'ı geçmemiştir.

Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgeleri için birinci veri döneminde ortalama DSA zaman serilerinin analizi ile belirlenen ortalama DSA hızları sırasıyla 22.6 ± 3.2 mm/yıl, 14.2 ± 1.7 mm/yıl, 19.3 ± 2.1 mm/yıl ve 10.2 ± 1.6 mm/yıl; ikinci veri döneminde belirlenen ortalama DSA hızları sırasıyla –0.5 ± 3.3 mm/yıl, -1.4 ± 1.7 mm/yıl, -6.8 ± 2.4 mm/yıl ve 0.2 ± 1.5 mm/yıl ve tüm veri dönemi boyunca belirlenen ortalama DSA hızları sırasıyla 6.9 ± 1.3 mm/yıl, 6.0 ± 0.7 mm/yıl, 1.5 ± 1.0 mm/yıl ve 4.0 ± 0.6 mm/yıl'dır.

Doğu Akdeniz'deki birinci dönemdeki ODS değişimlerinin kaynağı olarak düşünülen deniz yüzeyi sıcaklığı verileri de altimetre verileri ile aynı şekilde analiz edilmiştir. Dört alt bölgede de birinci dönemde deniz yüzeyi sıcaklığında yükselme trendleri görülürken ikinci veri döneminde trendlerin işaret değiştirdiği, deniz yüzeyi sıcaklığının azaldığı gözlenmektedir. Marmara, Ege, Girit ve Levantin alt bölgeleri için birinci veri döneminde belirlenen ortalama DYSA hızları sırasıyla 0.09 ± 0.04 ^{o}C/yıl, 0.11 ± 0.03 ^{o}C/yıl, 0.08 ± 0.02 ^{o}C/yıl ve 0.07 ± 0.03 ^{o}C/yıl; ikinci veri döneminde belirlenen ortalama DYSA hızları sırasıyla –0.06 ± 0.02 ^{o}C/yıl, –0.06 ± 0.02 ^{o}C/yıl, –0.05 ± 0.03 ^{o}C/yıl ve –0.05 ± 0.03 ^{o}C/yıl ve tüm veri dönemi boyunca belirlenen ortalama DYSA hızları sırasıyla 0.06 ± 0.01 ^{o}C/yıl, 0.07 ± 0.01 ^{o}C/yıl, 0.06 ± 0.01 ^{o}C/yıl ve 0.07 ± 0.01 ^{o}C/yıl'dır.

Doğu Akdeniz'de uzun dönemli yıllar arası ODS değişimlerinin konumsal ve zamansal karakteri belirlemek için doğrusal trendi ve mevsimsel değişimleri çıkarılmış DSA ve DYSA verilerine DOF analizi uygulanmış, daha sonra verilerdeki değişimin (varyansın) önemli bir kısmını açıklayan birinci ve ikinci temel bileşenlerin (TB) spektrumları hesaplanarak, % 95 istatistiksel güven düzeyinde anlamlı olan sinyallerin periyot ve genlikleri hesaplanmıştır. DOF analizi, hızı ve mevsimsel değişimleri çıkarılmış DSA ve DYSA verilerine kovaryans matrisi yaklaşımı kullanılarak uygulanmıştır. Doğu Akdeniz'de tüm dönem için (Ekim1992-Eylül 2005) DOF analizi sonucunda DSA birinci (%46.4) ve ikinci TB'ler (%8.3), 992 altimetre grid noktasındaki toplam değişimin %55 gibi bir kısmını açıklamaktadır. DYSA birinci (%74) ve ikinci TB'ler (%10), 74 sıcaklık grid noktasındaki toplam değişimin %84 gibi önemli bir kısmını açıklamaktadır.

Doğu Akdeniz'de ODS'deki toplam değişimin %46.4'nü açıklayan DOF/TB birinci modu incelendiğinde tüm grid noktalarında konumsal öz vektörlerin pozitif değerler aldıkları bir başka değişle tüm grid noktalarının benzer şekilde hareket ettikleri görülmektedir. **Vigo ve diğ. (2005)**'de bunun bir "nefes alıp verme" veya "salınım" modu olduğu, Akdeniz'in bu dönem boyunca yukarı veya aşağı hareket etmekte olduğu belirtilmektedir. Bu hareketin tüm Akdeniz'in aynı anda ısınması veya soğuması ya da tüm Akdeniz'e su girişi veya çıkışı olarak yorumlamaktadır.

DSA birinci ve ikinci TB zaman serileri incelendiğinde Doğu Akdeniz'de 1999 ortalarında meydana DSA yükselme hızındaki ani değişim kolaylıkla görülebilmektedir. DOF modlarının konumsal öz vektörlerinin haritaları, tüm dönem boyunca belirlenen DSA hız haritasına benzemektedir.

Birinci ve ikinci DSA TB zaman serilerinin genlik spektrumları incelendiğinde, birinci TB'de genliği 1.8 cm, ikinci TB'de 1.1 cm olan 10.3 yıllık % 95 güven düzeyinde anlamlı periyodik sinyaller tespit edilmiştir. Aynı şekilde DYSA birinci (%74) ve ikinci (%10) TB genlik spektrumları incelendiğinde, birinci TB'de genliği 0.23 ^{0}C olan 7.4 yıllık % 95 güven düzeyinde anlamlı periyodik sinyaller tespit edilmiştir. İkinci TB'de ise 10.3, 2.1 ve 1.2 yıllık % 95 güven düzeyinde anlamlı periyodik sinyaller tespit edilmiştir. Bu sinyallerin genlikleri ise 0.1 ^{0}C'nin altındadır. Burada, DSA ve DYSA temel bileşenlerinde 10.3 yıllık ortak bir periyodik bileşen göze çarpmaktadır.

Doğu Akdeniz'de DSA ve DYSA hızlarının 1992'den 1999 ortalarına kadar ortak yükselmeleri ve 1999 ortasından sonra aynı anda ve anlamlı bir şekilde düşeşe geçmeleri, ayrıca her iki veri setinin DOF analizleri sonucunda temel bileşen zaman serilerinde 10.3 yıllık ortak bir periyodik etkinin varlığı deniz seviyesi ile deniz yüzeyi sıcaklığının on yıllar arası bir değişimden kaynaklanıp kaynaklanmadığı sorusunu akla getirmektedir. Kullanılan veri setlerinin uzunlukları (13 yıl) dikkate alındığında bu sonucu varmanın henüz erken olacağı değerlendirilmektedir. Ancak dördüncü bölümde Akdeniz'de yapılan çalışmalardan ve de bu çalışmadaki sonuçlardan Doğu Akdeniz'deki deniz seviyesi değişimlerinin **Cazenave ve diğ. (2001)** ve **Cazenave ve diğ. (2002)** tarafından da önerildiği gibi kısmen sıcaklık kaynaklı yıllar arası değişimlerden kaynaklanabileceği değerlendirilmektedir.

5.3. Mareograf Aylık ODS Verilerinin Analizi

Doğu Akdeniz'de 1999 ortalarında ODS yükselme hızındaki ani değişimi vurgulamak için konumsal ve zamansal açıdan uygun dağılmış maregraf istasyonları kullanılmıştır. Söz konusu mareograf istasyonlarında 1999 ortasından öncesi ve sonrasındaki ODS hızları, DSA ve DYSA hızlarında olduğu gibi hesaplanmıştır. Patrai, Kalamai, Thessaloniki, Erdek, Menteş ve Hadera mareograf istasyonlarında ODS hızlarının 1999'dan sonra işaret değiştirdikleri, Alexandroupolis ve Antalya-II mareograf istasyonlarında ise ODS yükselme hızında azalma olduğu görülmektedir. Bu sonuçlar altimetreden elde edilen bulguları desteklemekdir. Fakat daha önceki bölümlerde belirtildiği üzere mareograflar yerel şartlardan (basınç, rüzgâr, sıcaklık vb.) oldukça etkilenmekte özellikle mareograf istasyonlarındaki olası düşey yer kabuğu hareketleri mareograf verisi kullanılmasını önemli ölçüde etkilemektedir. Ayrıca çalışmada kullanılan mareograf verileri tam olarak altimetre ile aynı dönemi kapsamamakta ve de veriler içerisinde boşluk bulunmaktadır. Bu sebeple mareograflardan elde edilen sonuçların sadece uydu altimetre sonuçlarını desteklemeye yönelik yardımcı bir bilgi olarak düşünülmesinin uygun olacağı değerlendirilmektedir.

5.4. Türkiye İçin Değerlendirmeler ve Öneriler

Tüm veri dönemi göz önüne alındığında Türkiye'nin Marmara Denizini de içine alacak bir biçimde Doğu Akdeniz kıyıları için ODS'nin halen 4-7 mm/yıl hızla yükseldiği görülmektedir. **Yıldız ve diğ. (2006a, 2006b)** tarafından Harita Genel Komutanlığı Türkiye Ulusal Deniz Seviyesi İzleme Sistemi kapsamında işletilen Antalya-II, Bodrum-II ve Menteş mareograf istasyonlarındaki 1985-2005, Erdek mareograf istasyonundaki 1984-2005 dönemine ait uzun dönemli göreli ODS'lerinin sırasıyla 7.76 ± 0.42 mm/yıl, 3.42 ± 0.60 mm/yıl, 6.89 ± 0.46 mm/yıl, 6.72 ± 0.49 mm/yıl hızla yükseldiği belirlenmiştir. Mareograf verileri ile belirlenen göreli ODS hızları ile altimetre verileri ile belirlenen ODS hızlarının benzer oldukları görülmektedir. Global deniz seviyesi yükselme tahminlerinden daha yüksek olan bu tahminlerin gelecek yıllarda devam etmesi durumunda **Cazenave ve diğ. (2001)**'de de belirtildiği gibi özellikle kıyı alanlarında ekonomik ve sosyal sorunlar yaratması kaçınılmaz hale gelecektir. Gelecekte uydu altimetre ölçülerinin veri uzunluğunun artması ve ölçü doğruluğunun yükselmesi ile birlikte deniz seviyesi değişimlerinin deniz yüzeyi sıcaklığı yanında deniz yüzeyi tuzluluğu ve atmosferik basınç değişimleri gibi diğer fiziksel parametreler ile de ilişkilendirilerek nedenlerinin araştırılmasının ve elde edilen bulguların oşinografik modeller ile karşılaştırılmasının faydalı olacağı değerlendirilmektedir.

KAYNAKLAR

Allen, C., 2004. Radar Pulse Compression, *Information and Telecommunication Technology Center (ITTC) Summer 2004 Lecture Series*, ITTC, The University of Kansas, Lawrence, June 2004.

AVISO, 2006. SSALTO/DUACS User Handbook: (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products, **CLS-DOS-NT-06.034**, Collecte Localisation Satellites, France, January 2006.

Bacanlı, H., Özgüler, H., Lenk, O., 2003. Türkiye Ulusal Meteorolojik ve Hidrolojik Afetler Programı (TUMEHAP), Durum Raporu, Türkiye Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği (TUJJB), Ankara.

Baisch, S. and Bokelmann, G.H.R., 1999. Spectral analysis with incomplete time series: an example from seismology, *Computers and Geosciences*, **25,** 739-750.

Baker, T.F., 1993. Absolute Sea Level Measurements, Climate Change and Vertical Crustal Movements, *Global and Planetary Change*, **8,** 149-159.

Barnett, T.P., 1983. Recent Changes in Sea Level and Their Possible Causes, *Climatic Change*, **5,** 15-38.

Bosch, W., 2002. Multi mission satellite altimetry continuing. *IAG CSTG Bulletin*, **17**, 60-63.

Cabanes, C., Cazenave, A., Provost C. L., 2001. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, *Science*, **294**, 840–842.

Cazenave, A., Dominh, K., Ponchaut, F., Soudarin, L., Cretaux., J.F., Provost C. Le, 1999. Sea level changes from Topex/Poseidon altimetry and tide gauges and vertical crustal motions from DORIS, *Geophys. Res. Lett*, **26**, 2077-2080.

Cazenave, A., Cabanes, C., Dominh, K., Mangiarotti, S., 2001. Recent sea level change in the Mediterranean Sea revealed by TOPEX/Poseidon satellite altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1607-1610.

Cazenave, A., Bonnefond, P., Mercier, F., Dominh, K., Toumazou, V., 2002. Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges, *Global and Planetary Change*, **34**, 59–86.

Chelton, D. B., Walsh, E. J., MacArthur, J. L., 1989. Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry, *J.Atmos.Oceanic Technol.*, **6**, 407-438.

Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., 2001. Changes in Sea Level, *Intergovernmental Panel on Climate Change, Third Assessment Report,* Cambridge University Press, 641-693.

Church, J.A., White, N.J., Coleman, R., Lambeck, K., Mitrovica, J.X., 2004. Estimates of regional distribution of sea level rise over 1950-2000 period, *Journal of Climate,* **17**, 2609-2625.

Church, J. A. ve White, N. J., 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophys. Res. Lett.,* **33***,* L01602, doi:10.1029/2005GL024826.

Douglas B.C.,1991. Global sea level rise, *Journal of Geophysical Research*, **96 (C4),** 6981-6992.

Douglas, B. C., 1992. Global sea level acceleration, *J. Geophys. Res.,* **97 (C8)***,* 12699-12706.

Douglas B.C.,1995. Global sea level change: Determination and interpretation, *Reviews of Geophysics*, **33,** 1425-1432.

Douglas B.C.,1997. Global sea rise: a redetermination, *Surveys in Geophysics,* **18,** 279-292.

Douglas B.C.,2001. Sea level change in the era of the recording tide gauge, in *Sea Level Rise History and Consequences*, Chapter 3, Eds. Douglas, Kearney and Leatherman, Academic Press., USA.

Emery W.J., Thomson, R.E., 1998. Data Analysis Methods in Physical Oceanography, Elsevier Science, Newyork.

Fu, L.L., Cazenava, A., 2001. Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications, Academic Press, USA.

Godin, G., 1972. The Analysis of Tides, University of Toronto Press, Toronto and Buffalo.

Hannah,J., 1989. A long-term sea level change scenario and its implications for geodetic networks, *Marine Geodesy*, **13,** 91-100.

Hekimoğlu, Ş., 1989. Deniz Yüzeyi Yükseliyor mu?, *Harita* Dergisi, **103,** 53-58.

Hekimoğlu, Ş., 1990. Deniz Yüzeyinin Yüzyıllık Değişimlerinin Belirlenmesi, *Harita Dergisi*, **104,** 17-38.

Hekimoğlu, Ş.,Şanlı, U., 1993. Düşey Datum Belirlemede Sorunlar ve Aşamalı Yaklaşım, *TUJJB Genel Kurulu Bildiri Kitabı,* Ankara, 8-11 Haziran, s. 21-46.

Heslop, D. ve Dekkers M., 2001. Spectral analysis of unevenly spaced time series using CLEAN: signal recovery and derivation of significance levels using a Monte Carlo simulation, *Physics Earth Planet Interior*, **130,** 103-116.

Holgate, S.J., Woodworth, P.L., 2004. Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s., *Geophysical Research Letters*, **31**, LO7305, doi:10.1029/2004GL019626.

IOC, 1985. "Manual On Sea Level Measurement and Interpretation", Volume I - Basic Procedures, UNESCO.

IOC, 1994. "Manual On Sea Level Measurement and Interpretation", Volume II - Emerging Technologies, UNESCO.

IOC, 2002, "Manual On Sea Level Measurement and Interpretation", Volume III - Reappraisals and Recommendations as of the year 2000, UNESCO.

IPCC, 1995. The science of climate change, Contribution of working group I to the second assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, in *Climate Change 1995*, pp. 1-572, Eds. Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A., and Maskell, K, Cambridge University Press, UK.

İmre, İ., 2005. Uydu Altimetre Tekniği ve Marmara Denizi'ndeki Uydu İzlerinin Değerlendirilmesi, *Yüksek Lisans Tezi,* Y.T.Ü, İstanbul.

Karaca M., Ünal Y.S., 2003. Potential Implications of Accelerated Sea-Level Rise for Turkey, *Journal Coastal Research*, (in publish).

Leatherman, S.P., 2001. Social and Economic Costs of Sea Level Rise, in *Sea Level Rise History and Consequences*, pp. 181-223, Eds. Douglas, Kearney and Leatherman, Academic Press., USA.

Leuliette, E. W., Nerem, R. S., Mitchum, G., 2004. Results of TOPEX/Poseidon and Jason calibration to construct a continuous record of mean sea level, *Marine Geodesy*, **27**, 79-94.

Maes, C., 2000. Salinity variability in the equatorial Pasific ocean during the 1993-1998 period, *Geophys. Res. Lett*., **27**, 1659-1662.

Marc, F.L., 2001. Analysis and representation of regional sea level variability from altimetry and atmospheric pressure and wind forcing, *J. Mar.Syst.*, **22**, 311-327.

Marc, F.L., 2002. Long term sea level change in the Mediterranean Sea from multi-satellite altimetry and tide gauges, *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 1419-1431.

Mitchum, **G. T.**,1994. Comprasion of TOPEX sea surface heights and tide gauge sea levels, *J. Geophys. Res.*, **99**, 541-553.

Mitchum, **G. T.**,1997. A tide gauge network for altimeter calibration, Methods for Monitoring Sea Level: GPS and tide gauge collocation and GPS altimeter calibration, *IGS/PSMSL Sea Level Workshop*, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, May 1997, 45-55.

Mitchum, G.T., 2000. An Improved Calibration of Satellite Altimetric Heights Using Tide Gauge Sea Levels with Adjustment for Land Motion, *Marine Geodesy*, **23**, 145-166.

Nerem, R.S., Mitchum,G.T., 2001. Observation of Sea Level Change from Satellite Altimetry, in *Sea Level Rise History and Consequences*, pp.121-164, Eds. Douglas, Kearney and Leatherman, Academic Press., USA.

Nerem, R., Mitchum, G., 2002. Estimates of vertical crustal motion derived from differences of TOPEX/Poseidon and tide gauge sea level measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **29(19)**, 1934, doi:10.1029/2002GL015037.

Nerem, R., Leuliette, E., Cazenave, A., 2006. Present-day sea-level change: A review, *Comptes Rendus Geosciences*, **338**,1077-1083.

Plag, H. P., 2000. Large-scale phenomena on interannual to interdecadal time scales detected from tide gauges and atmospheric data, *Intergovernmental Oceanographic Commission Workshop,* Toulouse, 10-11 May 1999, 16-20.

Plag H.P., 2002. Description of Work, European Sea Level Service Research Infrastructure (ESEAS-RI), Norwegian Mapping Authority, Honefoss, Norway.

Preisendorfer, R.W., 1988. Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography, Developments in Atmospheric Science, Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Pugh, D.T., 1987. Tides, Surges and Mean Sea Level, John Wiley and Sons, Chichestor, UK.

Pugh, D.T., 2004. Changing Sea Levels Effects of Tides, Weather and Climate. Cambridge University Press., Cambridge, UK.

Roberts, D.H., Lehar, J., Dreher, J.W., 1987. Time series analysis with CLEAN. I. Derivation of a spectrum, *Astronomical Journal*, **93 (4)**, 968-989.

Roden, G.I., 1966. Low frequency sea level variations oscilations along the Pasific coast of North America. *J.Geophys. Res.,* **65(9)**, 2806-2809.

Rummel, R., Sansò, F., 1993. Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography, Springer-Verlang, Berlin, Germany.

Seeber, G., 1993. Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and Applications, Walter de Gruyter, Berlin, Germany.

Shennan, I. and Woodworth P.L., 1992. A Comparision of late Holocene and twentieth-century sea level trends from the UK and North Sea region, *Geophysical Journal International*, **109,** 96-105.

Tapley, B. D., Shum,C. K., Ries, J. C., Suter, R., Schutz, B. E., 1992. Monitoring of changes in global mean sea level using Geosat altimeter, *Sea Level Changes: Determination and Effects*, Geophysical Monograph 69, IUGG Volume 11, AGU.

Tsimplis, M.N., Baker, T.F., 2000. Sea level drop in the Mediterranean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes?, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1731-1734.

Tsimplis, M.N., Josey, S.A., 2001. Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscilations over the North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 803-806.

Tsimplis, M.N., Rixen, M., 2002. Sea level in the Mediterranean Sea: The contribution of temperature and salinity changes, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2136, doi:10.1029/2003JC002185.

Tsimplis M.N., Spencer, N.E., 1997. Collection and analysis of monthly mean sea level data in the Mediterranean and Black Sea. *Journal of Coastal Research*, **13(2)**, 534-544.

Tsimplis, M. N., Woodworth, P. L., 1994. The global distribution of the seasonal sea level cycle calculated from coastal tide gauge data, *Journal of Geophysical Research*, **99**, 16031-16039.

Vanicek, P., 1978. The problem of noise reduction in sea-level records used in vertical crustal movement detection, *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **17**, 265-280.

Vergos, G.S., 2002. Sea Surface Topography, Bathymetry and Marine Gravity Field Modelling, *UCGE Reports*, **20157**, Department of Geomatics Engineering,University of Calgary.

Vigo I., Garcia, D., Chao, B.F., 2005. Change of sea level trend in the Mediterranean and Black seas, *Journal of Marine Research*, **63**, 1085-1100.

Wessel,P. ve Smith, W.H.F. 1998. New Improved Version of Generic Mapping Tools (GMT), Released, *EOS Transactions*, **79 (47)**, 578-579.

Woolf, D. K., Shaw, A., Tsimplis, M. N., 2003. The influence of the North Atlantic Oscillation on the sea level variability in the North Atlantic region, *The Global Atmos. Ocean Syst.*, **9**, 145-167.

Woodworth, P.L., 1990. A search for accelerations in records of European mean sea level, *Int. J. Climate*, **10,** 129-143.

Woodworth, P.L., Tsimplis, M.N., Flather, R.A., Shennan, I., 1999. A Review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges, *Geophysical Journal International*, **136,** 651-670.

Yıldız, H., Simav, M., Cingöz, A., Kahveci, M., 2006a. 1984-2005 Dönemindeki Türkiye Ulusal Deniz Seviyesi İzleme Sistemi (TUDES) Mareograf (Mar) ve Jeodezik Verilerinin (Deniz Seviyesi, Mar-GPS, Mar-Sabit GPS (SGPS) ve Tekrarlı Duyarlı Geometrik Nivelman) Analizi, *Teknik Rapor*, **JEOFNİV-01-2006**, Harita Genel Komutanlığı, Ankara.

Yıldız, H., Simav, M., Sezen, E., Cingöz, A., Kahveci, M., Akdeniz, H., 2006b. Analysis of mean sea level and repeated geodetic data observed at Turkish tide gauges, *1. Uluslararası Gravite Alanı Servisi (IGFS) Sempozyumu*, *Gravity Field of the Earth,* İstanbul, 28 Ağustos-1 Eylül 2006.

Yıldız, H., 2006. Mareograf ve Sabit GPS Zaman Serilerinin Analiziyle Uzun Dönemli Mutlak Deniz Seviyesi Değişimlerinin Araştırılması, *Harita Dergisi*, **137**, Baskıda.

Yıldız, H., 2005. Mareograf ve Sabit GPS Verileri ile Uzun Dönemli Mutlak Deniz Seviyesi Değişimlerinin Araştırılması, *Doktora Tezi,* İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Yıldız, H., Simav, M., 2005. Türkiye kıyılarında gelgitler, *TUJK 2005 Yılı Bilimsel Toplantısı, Jeoid ve Düşey Datum Çalıştayı*, Trabzon, 22-24 Eylül 2005.

Zerbini, S., Plag, H. P., Baker, T. F., Becker, M., Billiris, H., B¨urki, B., Kahle, H. G., Marson, I., Pezzoli, L., Richter, B., Romangnoli, C., Sztobyrn, M., Tomasi, P., Tsimplis, M. N., Veis, G., Verrone, G., 1996. Sea level in the Mediterranean: a first step towards separating crustal movements and absolute sea-level variations, *Global and Planetary Change*, **14,** 1–48.

http://ioc3.unesco.org/

http://www.altimetry.info/

www.aviso.cls

http://en.wikipedia.org/wiki/Pulse_compression

http://radarproblems.com/

http://sealevel.jpl.nasa.gov/mission/mission.html

http://www.pol.ac.uk/psmsl/

http://bigquill.gsfc.nasa.gov/adlim.html

http://www.unipv.it/webcib/edu_Mediterraneo_uk.html

http://www.answers.com/topic/mediterranean-sea

http://en.wikipedia.org/wiki/Mediterranean_Sea

http://www.jason.oceanobs.com/html/donnees/duacs/welcome_uk.html

http://www.jason.oceanobs.com/html/donnees/produits/welcome_uk.html

http://podaac-www.jpl.nasa.gov/sst

http://poet.jpl.nasa.gov/

http://www.pol.ac.uk/psmsl/

www.ipcc.ch

ÖZGEÇMİŞ

1981 yılında Isparta'da doğdu. İlk ve ortaokulu Isparta'da tamamladı. 1994'de Maltepe Askeri Lisesini bitirerek öğrenime başladığı Kara Harp Okulundan 2002 yılında Harita Teğmen rütbesiyle mezun oldu. 2004 yılında Harita Yüksek Teknik Okulundan mezun olarak Harita Mühendisi diploması aldı. Ocak 2005 tarihinde İstanbul Teknik Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümünde Yüksek Lisans öğrenimine başladı. Halen, Harita Genel Komutanlığı Jeodezi Dairesinde çalışmaktadır.