

DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNE NEDEN OLAN ETKİLER

(THE EFFECTS CAUSING SEA LEVEL CHANGES)

Mehmet Ali GÜRDAL

ÖZET

Bir deniz seviyesi gözlem istasyonu (mareograf istasyonu)'nda yapılan deniz seviyesi gözlemlerinin oşinografik amaçlar yanında, yükseklik sistemlerinin datumunu belirlemede kullanılan ortalama deniz seviyesi ve düşey yer kabuğu hareketlerinin belirlenmesi gibi jeodezik ve jeofizik amaçlar için de gerçekleştirilmesi söz konusu olmaktadır.

Deniz seviyesinin aldığı değerler, hem yörüngeleri üzerinde hareket eden ay ve güneşin dünya üzerinde oluşturduğu periyodik çekim kuvvetlerinin etkisi altında, hem de basınç ve rüzgar gibi meteorolojik parametrelerin etkisi altında periyodik olarak şekillenirler. Deniz seviyesi, deniz içi depremler ve yerkabuğunun düşey hareketleri nedeniyle de periyodik olmayan ve uzun periyotlu (seküler) değişim gösterirler. Deniz seviyesi ölçülerinin, istenen standartlarda yapılması kadar analizleri de çok önem taşıdığından, deniz seviyesi ölçülerinin analizinde değişime neden olan tüm etkilerin dikkate alınması gerekmektedir.

Bu yazıda, deniz seviyesi ölçülerinin yapılışı ve deniz seviyesi değişimlerine neden olan kuvvetler ayrıntılı olarak ele alınmaktadır.

ABSTRACT

Sea level measurements in a tide gauge station are carried out, for geodetic purposes, as to determine mean sea level values necessary for height system datum determination and vertical crustal movements as well as oceanographic purposes. Analysis of sea level measurements is as important as measuring according to standards.

Sea level is formed under the periodic attracting forces due to moon and sun moving on their orbits and the periodic effects of meteorological constituents particularly air pressure and wind intensity and direction. As sea level measurements are very important to be carried out according to well-defined standards as well as analyzed, all effects causing sea level changes must be taken into consideration in the analysis.

In this paper, sea level measurement and detailed explanation of all forces affecting sea level are dealt with.

1. GİRİŞ

Bağıl deniz seviyesi ile medeniyet birbiri ile sıkıca örtüşmekte; deniz seviyesinin yükselmesi ile insanların denizlerden karalara, deniz seviyesinin azalması ile de karalardan denizlere doğru yerleşimlerini genişletmekte olduğu ilişkilere dünyanın her yerinde rastlanmaktadır. Deniz seviyesindeki değişimler gerçekten insanlık için önemli bir olgudur. Bu nedenle deniz seviyesi değişimlerinin izlenmesi ve yapılacak analizlerde deniz seviyesi değişimlerini etkileyen faktörlerin dikkate alınması özel bir öneme sahiptir.

Gel-git ve deniz seviyesi değişimleri, deniz jeolojisi ve biyolojisi üzerinde bilimsel olarak kontrol edici bir çok etkilere sahiptir. Uzun periyotlardaki deniz seviyesi değişimleri, kıyı yerleşimi ve iklim değişimi üzerinde önemli etkiler meydana getirmektedir. Günümüzdeki modern deniz seviyesi çalışmaları daha çok deniz taşımacılığı, kıyı erozyonu ve taşkınlara karşı kıyı savunma tasarımları ile yakından ilgilidir. Deniz seviyesi değişimlerini belirleme amaçları geniş olarak /4,9,12/' de verilmektedir.

Deniz seviyesi değişimlerine ilişkin global çalışmalar, iyi bir dağılıma sahip küresel bir deniz seviyesi izleme ağı yanında ölçme standartlarının, veri toplanmanın ve yayımlamanın iyice tanımlandığı uygun uluslararası işbirliğini gerektirmektedir. Bunun için deniz seviyesi verilerinin iyi toplanması ve değerlendirmesi (analizi) önem kazanmaktadır.

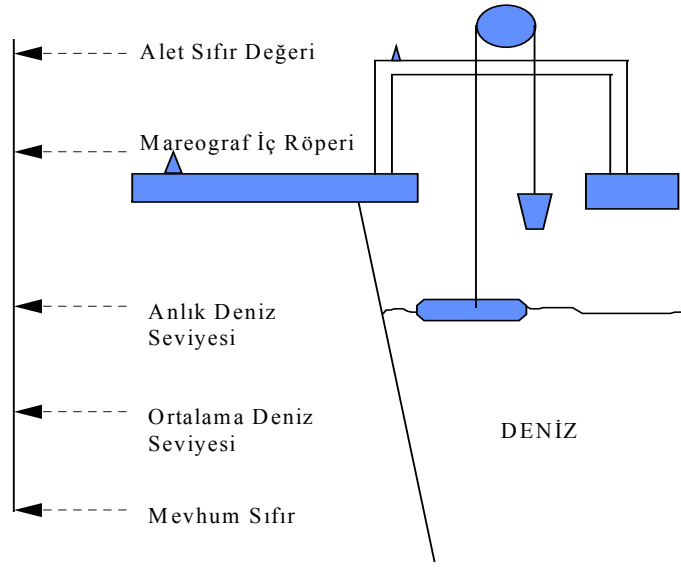
2. DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ

a. Deniz seviyesi ölçümleri

Deniz seviyesi ölçümleri mareograf istasyonu ya da gel-git istasyonu adı verilen ve deniz kenarında karada veya denizde bir platform üzerinde kurulu istasyonlarda gerçekleştirilir. Deniz seviyesi değişimleri karada sağlam bir zeminde tesis edilen bir röper noktasına göre bağıl olarak ölçülür. Bu istasyonlarda deniz seviyesi ölçümleri ile eş zamanlı olarak, istasyonun kuruluşundan beklenen amaca uygun olarak, deniz seviyesi değişimleri üzerinde önemli etkisi olan havanın basıncı ve sıcaklığı ile rüzgarın yön ve şiddeti gibi eş zamanlı meteorolojik parametreler de ölçülmektedir.

Günümüzde birçok değişik tipte deniz seviyesi ölçme sistemi kullanılmaktadır. Deniz seviyesi değişimleri başlangıçtan bu yana dünyanın her yanında yaygın olarak kullanılan **dinlendirme kuyulu şamandıralı ölçü sistemleri** ile belirlenmektedir. Bu sistemler ile daha çok grafik çıktılı sonuçlar elde edilmektedir. Bununla birlikte, **basınç ölçü sistemleri** günümüzde bir çok ülkede standart ölçü sistemi olarak kullanılmaya başlanmıştır. Ses hızındaki değişimlerin otomatik olarak dengelendiği ve havadaki bir noktadan anlık deniz seviyesine olan gidiş-geliş zamanının dolaylı olarak ölçüldüğü **akustik sistemler** de yüksek performans göstermektedir. Elektronik olan ve çeşitli kademelerinde sensörler bulunan ve sensörlerin karadaki sabit bir noktaya olan uzaklıklarının bilindiği **kademeli sensör sistemleri** de güvenilirliklerini kanıtlamışlardır. **Mikrodalga ve lazer sistemleri** de akustik sistemlerle özdeş bir yapıda, ancak kullanılan dalga açısından farklı olan yüksek duyarlıklı sistemlerdir /11/. Öte yandan, esas kullanım amacı deniz seviyesi belirlemenin dışındaki oşinografinin özel konuları olan ve yörüngeden deniz yüzeyine olan uzaklıkları günümüzde 0.01 m doğrulukla belirlemede kullanılan uydu altimetre sistemleri, deniz seviyesi belirleme çalışmalarına büyük destek sağlamaktadır /12/. İlk uydu altimetresi *Skylab S-193* olup 1973 yılında uzaya fırlatılmıştır. Günümüzde mevcut ve müteakip yıllar için planlanan uydu altimetre görevleri: 1991-1998 yılları arasında ESA' nın *ERS-1* uydusu; 1995-2001 arasında ESA *ERS-2* uydusu; 1997-2002 yılları arasında U.S Navy *GEOSAT* uydusu; 1997-2004 yıllarında ESA *ENVISAT* (Environmental Satellite) uydusu; 1998-2005 yıllarında Fransa/A.B.D. *TPFO-1* (Topex/Poseidon Follow-On) uydusu; 2002-2005 yılı sonrası için Fransa/A.B.D. *TPFO-2* uydusudur /12/. Söz konusu ölçme sistemlerine ilişkin şematik gösterimler ve bileşenler arasındaki geometrik ilişkiler ayrıntılı olarak /9,11,12/' de verilmektedir.

Ülkemizde 1935 yılında kurularak işletmeye açılan mareograf istasyonlarındaki deniz seviyesi ölçü sistemleri, dinlendirme kuyulu ve şamandıralı ölçü sistemleri (Şekil 2.1) şeklinde olup, söz konusu istasyonlar 1983 yılına kadar değişik kamu kurum ve kuruluşları tarafından işletilmiştir. Mareograf istasyonlarının kurularak işletilmesi görevi 1983 yılında Harita Genel Komutanlığına verilmesi üzerine yapılan incelemeler sonucu, tüm mareograf istasyonlarının yerine Antalya, Bodrum, Menteş/Urla/İzmir ve Erdek'te birer mareograf istasyonunun kurulması kararlaştırılmış ve dinlendirme kuyulu ve şamandıralı ölçü sistemleri ile donatılan bu istasyonlarda ilk ölçümler 1984 yılında yapılmaya başlanmış /4/; tüm istasyonlara 1998-1999 yıllarında, ayrıntıları /11/ ve /13/' de açıklanan akustik sistemler yerleştirilmiştir.



Şekil 2.1: Mareograf istasyonlarında deniz seviyesi ölçmelerinin dinlendirme kuyulu ve şamandıralı ölçü sistemleri ile deniz seviyesi ölçüsünün şematik gösterimi.

b. Anlık Deniz Seviyesi Ölçülerinin Matematiksel İfadesi

Deniz seviyesinin bilimsel analizinde temel esas, deniz seviyesi değişimi ölçümlerinin uzun periyotlu ve dikkatli bir şekilde yapılmış olmasıdır. Bir deniz seviyesi ölçü serisindeki herhangi bir andaki ölçülen deniz seviyesi değeri $X(t)$, üç bileşenin toplamı olarak ifade edilebilir /7,9/.

$$X(t) = Z_0 + T(t) + S(t) + r \quad (2.1)$$

Bu eşitlikte; Z_0 zaman ile küçük değişimler gösteren ortalama deniz seviyesi, $T(t)$ deniz seviyesi ölçüsünün gel-git bileşeni ve $S(t)$ meteorolojik kabarma ve r ise diğer bozucu etkilerdir. Eşitlikteki bileşenlerin her biri ayrı fiziksel süreçler ile kontrol edilir ve bileşenlerin birbirinden bağımsız yani korelasyonsuz olduğu kabul edilir.

Deniz seviyesi veya denizdeki akıntılar daha çok saatlik değerler serisi şeklinde, bir yılda 8766 ölçü olacak şekilde tablolanır. Aynı zamanda bir zaman serisi olan deniz seviyesi değerleri, *Fourier analizi* ile serinin farklı frekanslardaki varyans dağılımı şeklinde gösterilir. Fourier analizi, belirli teorik koşulları sağlayan ve temel frekansı $\sigma = (2\pi/M\Delta t)$ olan ve frekansların sinüs ve kosinüslerinin toplamı olarak:

$$X(t) = Z_0 + \sum_{i=1}^{M/2} A_i \cos(\sigma_i t) + \sum_{i=1}^{M/2} B_i \sin(\sigma_i t) \quad (2.2)$$

eşitliği ile gösterilebilen bir fonksiyondur. Temel frekans σ , fonksiyonun zamanca toplam uzunluğu T_0 olmak üzere; $\sigma = 1 / T_0$ olarak da ifade edilir /2/. Eşitlikteki A_i ve B_i katsayıları, Δt sabit zaman aralıklarında örneklenen M sayıdaki $X(t)$ değerlerinin analizi ile elde edilebilir. Eşitliğin diğer bir gösterimi:

$$X(t) = Z_0 + \sum_{i=1}^{M/2} H_i \cos(i\sigma t - g_i) \quad (2.3)$$

olup, eşitlikteki H_i ve g_i , değişkenleri $X(t)$ fonksiyonunun i ' nci ögesinin sırasıyla genliği ve faz farkı olup

$$H_i = (A^2 + B^2)^{1/2}$$

ve

$$g_i = \arctan (B_i/A_i)$$

eşitliklerinden yararlanarak hesaplanırlar /3,7/. Faz farkları ile açısal hızlar her zaman açısal olarak ve radyan ya da derece biriminde ifade edilir.

365.25 günde yapılan toplam 8766 adet saatlik deniz seviyesi ölçüsü için teorik olarak, 4383 adet ayrı frekans bileşeni belirlenebilir. Ancak deniz seviyesi gözlemleri spektral analize konu olduğunda, deniz seviyesi gözlem serisindeki birçok frekans bileşeninin hem periyodik olmadığı hem de düzensiz olduğu, seride ancak 50-150 sayıda periyodik frekans bileşeninin olduğu görülebilir. Bu yüzden herhangi bir zaman serisinin, periyodik frekans bileşenlerinin bir fonksiyonu olarak ifade edilmesi gelenek haline gelmiştir.

c. Ortalama Deniz Seviyesi

En az bir yıl boyunca ölçülen saatlik deniz seviyesi ölçülerinden hesaplanan deniz seviyesinin ortalama değeridir. Jeodezik ve jeofizik amaçlı çalışmalarda, ortalama deniz seviyesinin hesaplanabilmesi için, ayın yörünge düzlemine ait düğüm noktalarına bağlı gel-git' in tam periyodu olan 18.63 yıl boyunca ölçü yapılarak ortalama deniz seviyesi değeri hesaplanır.

Fourier analizinde deniz seviyesi değişimleri, spektral bileşenler ya da frekans cinsinden serilere açılarak modelleme gerçekleştirilir. Deniz seviyesindeki en önemli değişim yarım günlük ve bir günlük gel-git bandlarında yoğunlaşmakla beraber, düşük frekans veya uzun periyotlar için meteorolojik etkiler dikkate alınmaktadır.

3. DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN NEDENLERİ

Deniz seviyesi ölçülerinin üzerinde en etkili etken, ay ve güneş başta olmak üzere diğer gezegenlerin değişik uzaysal konumlarına bağlı çekim etkileri sonucu oluşan **gel-git (med-cezir)** etkisidir. Ayrıca **meteorolojik etkiler, deniz altı depremleri ve yer kabuğu hareketleri** ile diğer bozucu etkenler de, deniz seviyesinin değişimine neden olan sebeplerdir /3,7,10/. Deniz seviyesi ölçülerinin analizinde esas olarak, gel-git etkisinin bileşenleri belirlenir.

a. Gel-git

Gel-git, bir gök cismindeki parçacıkların komşu cismin çekim etkisiyle yer değiştirmesi olarak tanımlanır. Gel-git, ayrıca, aynı jeofiziksel kuvvetteki ahenkli (coherent) bir genlik ve faz ilişkisine sahip olan denizlerin periyodik değişimleri olarak da tanımlanabilir. Gel-git' teki değişimler, yer-ay ve yer-güneş sistemlerindeki düzenli hareketlere bağlı olarak, yeryüvarı çekim etkisindeki değişimler nedeniyle meydana gelmektedir. Atmosferdeki periyodik basınç değişimleri ve "meteorolojik gel-git" olarak adlandırılan kıyı-içi ve kıyı-dışı rüzgarlar nedeniyle de meydana gelen ve etkisi küçük olan gel-git'ler de söz konusu olmaktadır /3/.

Uzun bir gözlem periyodunda gözlenen saatlik deniz seviyesi ölçülerinin frekansının belirli bir rejimi (pattern) vardır. Bu ölçülerde en hakim gel-git, aya bağlı yarım günlük gel-git' tir.

Gel-git, ayın evreleri ve mevsimlere bağlı olup, esas olarak ay ve güneş tarafından oluşturulur. Büyük bir düzenliliğe sahip olması nedeniyle, gel-git olayının önkestirimi (prediksiyon) olanaklıdır. Değişik limanlardaki okyanus gel-gitlerinin nitel (kalitatif) önkestirimi yüzyıllardır yapılmakta olup, nicel (kuantitatif) önkestirimi, ilk defa Laplace tarafından 1775 yıllarında başlatılmış ve 1868 yılında Kelvin tarafından devam ettirilmiştir /3/.

Gel-git nedeniyle normal olarak en fazla değişim, ekvatora yakın yerlerde ve 0.5 metreye varan büyüklüklerde oluşmaktadır. Bununla birlikte, okyanuslarda 2.0 m; okyanusa kıyısı olan karalarda bazen 10.0 metre civarında deniz seviyesi değişimleri gerçekleşmektedir. Örneğin, Kanada' nın Atlas Okyanusu kıyılarında 12.9 m olarak /7/, Fundy Körfezinde ise yaklaşık 15 m gibi yüksek değerlerde deniz seviyesi değişimi ölçülmüştür /10/.

Gel-git önkestiriminde, önce deniz seviyesi gözlemleri, çekül sapması ve yerçekimi değeri gibi gözlem işlemleri gerçekleştirilmesine, daha sonra da verilen bir zaman aralığında yer üzerinde verilen konuma ilişkin olarak, konuyla ilgili bir dizi sayısal değerlere gereksinim vardır. Önkestirim problemi, bu sayı dizisinin geçmişten geleceğe dek uzanan bir parçası haline gelir. Gel-git verisinin incelenmesi de "Gel-git Analizi" olarak isimlendirilir. İlk analizler, geçmişte gel-git ölçülerinin astronomik olaylar ile ilişkilendirilmesi şeklinde uzun yıllar boyunca sanatsal bir hüviyete sahip olmuştur. Uygulamalı matematikteki günümüzde edinilen gelişmeler, bu analizin zaman serileri çalışmasının özel bir durumu olduğunu ortaya koymuştur.

Astronomik hareketin düzenli oluşu, gel-git kayıtlarındaki bir periyodik oluşun varlığını ortaya koyar; gel-git kayıtlarındaki periyodikliğin aranması gel-git analizinin temel ödevini teşkil etmektedir. Gel-git hakkında ayrıntılı bilgi, aşağıda dördüncü bölümde ayrıntılı olarak verilmektedir.

b. Meteorolojik Etkiler (Surge)

Meteorolojik etkiler nedeniyle oluşan denizin kabarması düzenli olmayıp, havadaki basınç değişimleri ile rüzgar yön ve şiddetindeki değişimler bir sonucu olarak deniz seviyesinin değişmesine neden olurlar. Meteorolojik etkiler nedeniyle ölçülen deniz seviyesi değerleri ile tahmin edilen deniz seviyesi değerleri arasında 0.03 – 0.25 m ye varan değişimler gözlemlenmektedir /10/.

Atmosfer, deniz üzerinde fiziksel olarak iki farklı etkide bulunur. Atmosfer basıncındaki değişimler bu etkilerden ilki olup, deniz seviyesinin düşey yönde değişimine neden olur. Atmosfer basıncının 1 mbar artması, deniz seviyesinin yaklaşık 1 cm azalmasına neden olur. Bu etkileşime “ters barometre etkisi” adı verilir. Ülkemizde, Harita Genel Komutanlığı tarafından işletilen mareograf istasyonlarında eş zamanlı olarak yapılan meteorolojik ölçülerin analizleri sonucunda, hava basıncı ile deniz seviyesi arasındaki ilişkiler ile hava sıcaklığı ile deniz seviyesi arasındaki ilişkiler, Tablo 3.1’ deki gibi hesaplanmıştır.

Tablo 3.1 : Türkiye kıyıları için hesaplanan hava basıncı ile deniz seviyesi ve hava sıcaklığı ile deniz seviyesi arasındaki ilişkiler /13/.

MAREOGRAF İSTASYONU	Atmosfer Basıncı Etkisi (cm/mbar)	Hava Sıcaklığı Etkisi (cm/°C)
Antalya	-1.41 ± 0.058	0.952 ± 0.057
Bodrum	-0.84 ± 0.059	0.472 ± 0.056
Menteş/İzmir	-1.069 ± 0.047	0.591 ± 0.056
Erdek/Balıkesir	-1.044 ± 0.069	0.704 ± 0.074

Rüzgarın deniz yüzeyi üzerindeki sürüklenme kuvveti atmosferin deniz seviyesinin değişimine neden olan ikinci etki olup, bu kuvvet rüzgar hızının karesi ile doğru orantılı olarak artar. Bu sürüklenme etkisi ile deniz suyu harekete geçmeye başlar. Rüzgarın etkisi ile sürüklenen su miktarı; sığ deniz sularında rüzgarın esme yönünde, derin sularda ise kuzey yarım kürede sağa doğru, güney yarım kürede ise sola doğru dik açı yaparak sürüklenir. Rüzgar ile taşınan deniz suyu, karalara ulaştınca aniden yükselerek ekonomik ve sosyal zararlara neden olur /10/.

Eğer, saatlik meteorolojik kabarma ve diğer bozucu etkiler zamanın bir fonksiyonu olarak (2.1) eşitliğindeki S(t) değişkeni olarak hesaplanır ise, S(t)’ nin ortalama deniz seviyesinden olan standart sapması okyanuslarda birkaç cm arasında değişirken, sığ sularda 10 cm değerine ulaşabilmektedir. Bu değer Antalya Mareograf İstasyonunda yıldan yıla değişmekle beraber ortalama 7-8 cm düzeyindedir. Meteorolojik kabarma S(t) genel olarak hava basıncı ile rüzgar yön ve şiddetine bağlı olarak meydana gelmektedir.

(1) Atmosfer Basıncının Deniz Seviyesi Üzerindeki Etkileri

Atmosfer basıncı ile deniz seviyesi arasında ters bir ilişki mevcut olup, bir noktadaki hidrostatik basınç ;

$$P = P_A - \rho \cdot g (z - \zeta) \quad (3.1)$$

eşitliği ile bu ilişki modellendirilebilir /7/. Bu eşitlikte; z değeri, deniz yüzeyinden itibaren denizin derinliği; P_A , deniz seviyesini etkileyen atmosfer basıncı; ρ , sabit olarak kabul edilen su yoğunluğu; ζ , deniz seviyesinin ortalama deniz seviyesinden olan kayıklık miktarı; g , ölçü yerinin gravite değeridir. Okyanuslar için hesaplanan ortalama basınç dikkate alınarak hesaplanan yerel atmosfer basıncının değişimleri (ΔP_A)' nin de bir fonksiyonu olarak, deniz yüzeyinin ortalama deniz seviyesine göre değişimi ($\Delta \zeta$),

$$\Delta \zeta = -\frac{\Delta P_A}{\rho \cdot g} \quad (3.2)$$

eşitliği ile hesaplanabilir. $\rho = 1026 \text{ kg m}^{-3}$ ve $g = 9.80 \text{ m s}^{-2}$ alındığında;

$$\Delta \zeta = -0.993 \Delta P_A \quad (3.3)$$

eşitliği elde edilir /7/. Bu eşitlikte; ζ , cm biriminde, ΔP_A ise mbar birimindedir. Herhangi bir yılda deniz kenarındaki atmosfer basıncı genellikle 980-1030 mbar arasında değişir. Buna göre, 1013 mbar olan standart atmosfer değerine göre deniz seviyesi değeri, +0.33 m ile -0.17 m arasında bir değişim gösterir.

(2) Rüzgar Yön Ve Şiddetinin Deniz Seviyesi Üzerindeki Etkileri

Rüzgarın esmesi nedeniyle oluşan deniz seviyesi değişimi τ_s , birim alandaki yatay kuvvet olarak ölçülmekte olup hem W rüzgarın hızına hem de havanın yoğunluğu (ρ_A)'na bağlıdır. Buna göre rüzgar ile deniz seviyesi arasında;

$$\tau_s = C_D \cdot \rho_A^i \cdot W^j \quad (3.4)$$

ilişkisinden yararlanır. Eşitlikteki C_D boyutsuz sürüklenme katsayısı ve i, j yukarıdaki ilişkinin kuvvetleridir. C_D değeri, rüzgar hızının deniz seviyesinden itibaren ölçülen yüksekliğine bağlıdır. Uygulama rüzgar hızı genellikle 10 m yükseklikte ölçülmektedir. Aşağıdaki eşitlikteki W_{10} değeri rüzgarın 10 metre yükseklikte ölçülen değeri olup C_D için kabul edilebilen değerler aşağıda verilen eşitlik ile pratik olarak hesaplanabilir /7/;

$$10^3 C_D = 0.63 + 0.066 W_{10} \quad (2.5 \text{ m s}^{-1} < W < 21 \text{ m s}^{-1}) \quad (3.5)$$

Deniz üzerindeki rüzgar etkisi rüzgarın esme yönündedir Ayrıca bu etki, θ rüzgarın esme yönü olmak üzere

$$F_s = C_D \rho_A |W| W \cos \theta \quad (3.6)$$

$$G_s = C_D \rho_A |W| W \sin \theta \quad (3.7)$$

şeklinde birbirine dik iki bileşen şeklinde yazılabilir. Rüzgarın esme yönü (θ), doğudan itibaren saatin tersi istikametinde ölçülür. Deniz seviyesinin düşey yöndeki değişimi $\partial \zeta$ ise ;

$$\partial \zeta = \frac{C_D \cdot \rho_A \cdot W^2}{g \cdot D \cdot \rho} \quad (3.8)$$

eşitliği ile hesaplanır. Bu eşitliğe göre, deniz seviyesi üzerindeki rüzgar etkisi denizin derinliği ile artmakta ve geniş bir bölgede esmesi durumunda çok önemli hale gelmektedir.

c. Diğer Bozucu Etkiler

Deniz altı depremleri ile düşey yer kabuğu hareketleri deniz seviyesinin düzensiz değişimlerine neden olur. Diğer taraftan, atmosferin sera etkisi (green house effect) denizlerde genel bir ısınmaya neden olurken, deniz seviyesinde düzenli ancak yaklaşık olarak 0.10–0.15m /yüzyıl gibi küçük değişimlere neden olur /10/.

Deniz seviyesi ölçüleri üzerinde nadiren etkisi olan ve gel-git karakterinde olmayan deniz altı depremlerine *tsunami* de denmektedir. Tsunami' ye daha çok Pasifik Okyanusu'nda rastlanmaktadır. Tsunami' ye halk arasında "*gel-git dalgaları*" adı da verilmekle beraber, tsunami ne gel-git nedeniyle meydana gelirler ne de gel-git karakterine sahiptir. Tsunami nedeniyle kıta kıyılarına ulaşan okyanus dalgaları, ortalama deniz seviyesinden yaklaşık 7 – 13 m gibi yüksek değerlere ulaşırlar /7/. Tsunami, okyanus boyunca uzun mesafeleri kısa zamanda kat edecek yüksek hızlara sahiptir. Deprem kaynağının hemen yakınında, tsunaminin genliği 0.5 m gibi küçük bir değerde iken, sığ kıyılara yaklaştıkça dalganın genliğinde anormal amplifikasyon yaşanır.

Ülkemizde 1999 yılında meydana gelen Marmara depreminde de tsunami nedeniyle Marmara Denizinde oluşan dalgalar nedeniyle deniz seviyesinin ani ve büyük miktarda artması sonucu belirli bölgelerin sular altında kalmasına rastlanmıştır /1/.

4. GEL-GİT'E NEDEN OLAN KUVVETLER

Gel-git esas olarak kütleçekim kuvveti ile dünyanın kendi eksenini etrafında dönmesi nedeniyle oluşur.

a. Kütleçekim Çekim İle Oluşan Gel-Git

Gel-git ve meteorolojik kabarmanın fiziksel olarak taşıdığı anlamın anlaşılması için aşağıdaki Newton Hareket Yasaları ile Kütleçekim Yasası'nın bilinmesi önem taşımaktadır. Newton'un hareket yasaları /2/.

- *Atalet Yasası* : Herhangi bir dıştan etkiye maruz kalmayan bir parçacık atıl kalır ve düz bir çizgi boyunca sabit bir hızla hareketine devam eder.
- *Çekim Yasası* : Bir parçacığın çekimi kendisine uygulanan kuvvet ile doğru orantılı, kütlesi ile ters orantılıdır.
- *Etki ve Tepki Yasası* : İki parçacık birbirini etkilediğinde, ilk parçacığın ikinci parçacığa uyguladığı kuvvet (etki) büyüklükçe eşit, ancak ikinci parçacığın birinci parçacığa uyguladığı kuvvet yönünün tersi yönündedir.

Newton'un çekim yasasına göre, evrende m_1 kütlesi olan herhangi bir parçacık, m_2 kütleli diğer parçacığı, kütlelerin çarpımı ile doğru orantılı ve aralarındaki uzaklığın karesi (r) ile ters orantılı olacak şekilde bir F kuvvetiyle çeker. Buna göre söz konusu çekim kuvveti (F);

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (4.1)$$

eşitliği ile hesaplanır. Bu eşitlikte, G: skalar bir büyüklük olup, büyüklüğü yalnızca seçilen kitle, uzunluk ve kuvvet birimine bağlı olarak değişen ve sayısal değeri MKS (metre-kilogram-saniye) sisteminde $6.67 \times 10^{-11} Nm^2 kg^{-2}$ ($6.658 \times 10^{-8} cm^3 g^{-1} s^{-2}$) olan evrensel çekim sabitidir [3,7]. Ay ve dünya gibi uzay cisimleri arasındaki çekim kuvveti, her iki cisim içerisindeki sonsuz sayıda parçacıkların oluşturdukları çekim kuvvetlerinin vektörel toplamları olarak hesaplanır. Ay ve dünya arasındaki toplam çekim kuvveti, küre kabul edilen her bir kütle için toplam kuvvetin merkezde yoğunlaştığı varsayılarak hesaplanır. Dünya ve ay arasındaki çekim kuvveti basit olarak:

$$F = G \frac{m_d m_a}{R_1^2} \quad (4.2)$$

eşitliği ile bulunur. Burada, R_1 her dünya ile ayın merkezleri arasındaki uzaklık; m_d ve m_a sırasıyla dünya ve ayın toplam kütleleridir. Yer-ay-güneş sistemine ilişkin bazı fiziksel sabitler [7]' de verilmektedir.

Yörünge için gerekli kuvvetler arasındaki farklar ile diğer kuvvetler, yerküre üzerinde gel-git doğurur [7]. Yerkürenin kendi eksenini etrafında dönmesi sonucu, yerküre üzerindeki her bir parçacık, her gün iki kez olmak üzere, en küçük ve en büyük çekim kuvvetine erişir. Yani, yarım günlük periyotlu iki çekim ya da gel-git oluşur. Ayın, yerin ekvator düzleminde olduğu özel haller dışında, her bir günlük dönüş sırasında en büyük ve en küçük çekim kuvvetleri genlik olarak eşit olmadığından, bir gün periyotlu gel-git meydana gelir. Gel-git oluşturan kuvvetler basit olarak yerin sonlu yarıçapına, ayın kütlesine ve uzaklığın küpünün tersine bağlıdır. Buna göre, yerküre üzerindeki (m) kütleli ve yerin merkezine uzaklığı (a) olan bir parçacık üzerine yapılan çekimsel kuvvet (mg);

$$mg = G \frac{m m_d}{a^2} \quad (4.3)$$

olup, P_1 noktasındaki (Şekil 4.1) bir parçacığın bulunduğu noktadaki gel-git kuvveti (F_t),

$$F_t = 2mg \left(\frac{m}{m_d} \right) \left(\frac{a}{R_1} \right)^3 \quad (4.4)$$

eşitliği yardımı ile hesaplanır. Bu eşitlikteki R_1 değeri, ay ile yerkürenin merkezleri arasındaki uzaklıktır (Şekil 4.1). Buna göre, astronomik sabitler kullanılarak, aya bağlı olarak meydana gelen çekim kuvveti (F_\bullet) yaklaşık olarak,

$$F_\bullet = 2g \left(\frac{1}{81.3} \right) \left(\frac{1}{60.3} \right)^3 = 11.2 \times 10^{-8} g \quad (4.5)$$

şeklinde hesaplanabilir. Aynı şekilde, güneşe bağlı olarak yerküre üzerinde bir noktada oluşan çekim (F_*), ayın neden olduğu çekim kuvvetinin yaklaşık yarısı kadar bir büyüklükte olup;

$$F_* = 2g(332946) \left(\frac{1}{23460} \right)^3 = 5.2 \times 10^{-8} g \quad (4.6)$$

olarak hesaplanabilir /7/. Gel-git oluşumuna, ay ve güneşin dışında, güneş sistemindeki diğer gezegenler de neden olmaktadır. Ancak bunların etkisi ihmal edilecek kadar küçüktür.

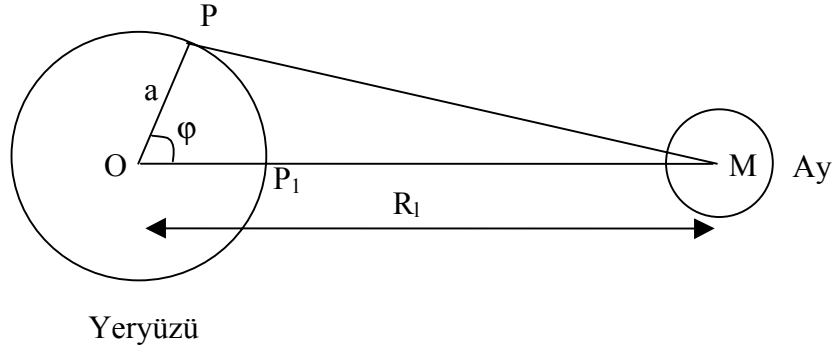
Gel-git kuvvetinin büyüklüğü, gözlemcinin ya da mareograf istasyonunun konumu yanında, yerküre ile yerküre üzerinde bozucu etkiye sahip ay ve güneşin t anındaki uzaklığına bağlı olmaktadır.

(1) Gel-git Potansiyeli

Kitlesel çekim kuvvetinin vektörel bir büyüklük olması nedeniyle, gel-git analizinde skalar bir büyüklük olan *yerçekim potansiyeli* kavramı ile işlem yapılmasında yarar vardır. Yerçekimi potansiyeli Ω_p , bir cisimdeki birim kitleye sahip bir parçacığın, çekim kuvvetine karşı konularak, sonsuz uzaklığa götürülmesi için yapılan iş olarak tanımlanır ve birimi L^2T^{-2} (L:Litre, T:Ton) ile verilir.

Ayın, yeryüzündeki bir P noktasındaki (Şekil 4.1):neden olduğu potansiyel aşağıdaki eşitlik ile verilir.

$$\Omega_p = -\frac{Gm_a}{MP} \quad (4.7)$$



Şekil 4.1: Yeryüzündeki herhangi bir P noktasının yeri ve ay ile olan ilişkisi.

Genel olarak, birim kütleye sahip bir parçacık üzerindeki yerçekimi kuvveti, (-grad Ω_p) eşitliği ile hesaplanır. P noktasındaki yerçekimi potansiyeli Ω_p

$$\Omega_p = -\frac{Gm_l}{R_l} \left\{ 1 - 2\frac{a}{R_l} \cos \varphi + \frac{a^2}{R_l^2} \right\}^{-\frac{1}{2}} \quad (4.8)$$

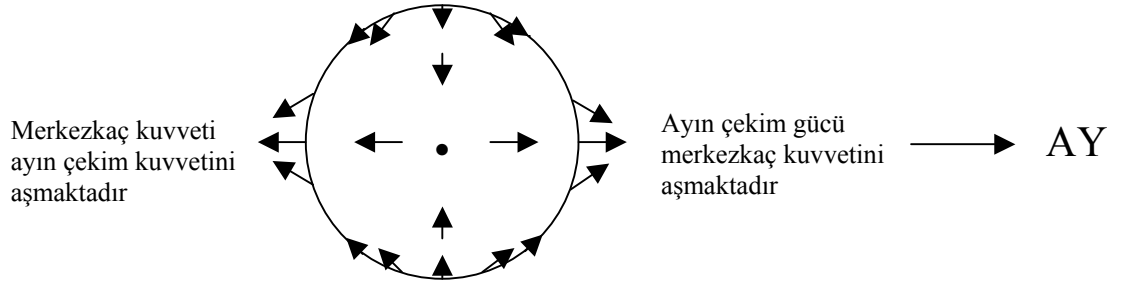
eşitliği ile verilebilir. P noktasındaki birim kütle üzerindeki potansiyele karşılık gelen kuvvet, iki bileşen, düşey bileşen ve yatay bileşen olmak üzere;

$$\text{Düşey bileşen} \quad : \quad -\frac{\partial \Omega_P}{\partial a} = 2g\Lambda_1 \left(\cos^2 \varphi - \frac{1}{3} \right)$$

$$\varphi \text{ açısının artışı yönünde, yatay bileşen} \quad : \quad -\frac{\partial \Omega_P}{\partial \varphi} = -g\Lambda_1 \sin 2\varphi$$

eşitlikleri ile hesaplanır. Bu eşitlikte; $\Lambda_1 = \frac{3}{2} \frac{m_a}{m_d} \left(\frac{a}{R_1} \right)^3$ olup, yaklaşık (8.4×10^{-8}) değerine

eşit olup, yerin gravitesinin neden olduğu kuvvetle karşılaştırıldığında oldukça küçüktür. Bu kuvvetler, R_1 nin değişimine bağlı olarak küçük miktarlarda değişmektedir. Düşey kuvvetler, cismin ağırlığında küçük değişimler doğururlar, ancak okyanus sularının hareketi için gerekli olan kuvvet küçük yatay kuvvetlerdir. Yeryüzündeki yatay çekici kuvvetler, yerin kendi eksenini etrafında dönmesine bağlı olarak değişim gösterir. Yeryüzündeki yatay gel-git çekici (tractive) kuvvetlerinin dağılımı Şekil 4.2' de gösterilmektedir.



Şekil 4.2: Yeryüzündeki yatay gel-git çekici (tractive) kuvvetlerinin dağılımı.

Ayı gören açı (φ), ayın ekvatorun kuzeyindeki deklinasyonu d_1 , P noktasının kuzey enlemi, ayın saat açısı (φ_P), P noktasının saat açısı (C_P) gibi astronomik terimlerin bir fonksiyonu olarak, yeryüzündeki bir P noktasının, aya bağlı potansiyeli;

$$\begin{aligned} \Omega_P = & -\frac{3}{2} ag \frac{m_a}{m_d} \left(\frac{a}{R_1} \right)^3 \left[\frac{3}{2} \left(\sin d_1 - \frac{1}{3} \right) \left(\sin^2 \varphi_P - \frac{1}{3} \right) \right. \\ & + \frac{1}{2} \sin d_1 \sin 2\varphi_P \cos C_P \\ & \left. + \frac{1}{2} \cos^2 d_1 \cos^2 \varphi_P \cos 2C_P \right] \end{aligned} \quad (4.9)$$

eşitliği ile hesaplanır. Bu eşitlik yardımıyla, “*Aya İlişkin Denge Gel-git’i (Equilibrium Tide)*” adı verilen bir ifade bulunur. Denge Gel-git’i; yeryüzünün anlık tepkime verecek şekilde öylesine derin sular ile kaplı olması durumunda, gel-git kuvvetleri ile dengeye ulaşan deniz yüzeyi seviyesi olarak tanımlanır. Denge gel-git’i, gözlenen okyanus gel-giti ile uzaysal bir benzerlik göstermeyen, ancak gel-git analizleri için önemli bir referans sistemi olması nedeniyle bilinmesi yararlı bir ifadedir.

(2) Denge Gel-git'i (Equilibrium Tide)

Denge gel-git'i teorisinde, yerin gravitesi ile gel-git bozucu kuvvetin ortaklaşa etkisi altında kalan serbest yüzey, bir seviye yüzeyi olarak kabul edilir. Yerin gravitesi yerin kendi eksenini etrafında dönmesi sonucu oluşan merkezkaç kuvvetler ile dengelenmektedir. Öte yandan, çekici gel-git üreten kuvvetler, çekül sapmasına neden olan kuvvetler olarak da kabul edilmektedir /7/. Bu özellik yardımıyla, ayın neden olduğu denge gel-git eşitliği ($\bar{\zeta}$), yeniden düzenlemeyle;

$$\bar{\zeta} = a \left(\frac{m_a}{m_d} \right) \left[C_0(t) \left(\frac{3}{2} \sin^2 \varphi_p - \frac{1}{2} \right) + C_1(t) \sin 2\varphi_p + C_2(t) \cos^2 \varphi_p \right] \quad (4.10)$$

haline gelir /7/. Bu eşitlikteki zamandan bağımsız katsayılar ve astronomik değerler cinsinden (4.11) eşitlikleri ile hesaplanabilir:

$$\left. \begin{aligned} C_0(t) &= \left(\frac{a}{R_1} \right)^3 \left(\frac{3}{2} \sin^2 d_1 - \frac{1}{2} \right) \\ C_1(t) &= \left(\frac{a}{R_1} \right)^3 \left(\frac{3}{4} \sin 2d_1 \cos C_p \right) \\ C_2(t) &= \left(\frac{a}{R_1} \right)^3 \left(\frac{3}{4} \cos^2 d_1 \cos 2C_p \right) \end{aligned} \right\} \quad (4.11)$$

(4.11) eşitliği üç ana gel-git türüne işaret eder. Bunlar: *Uzun periyotlu gel-git*; bir günde bir tam devirli ($\cos C_p$) frekansa sahip *günlük gel-git*; bir günde iki tam devri tamamlayan ($\cos 2C_p$) *yarım günlük gel-git*' tir. Üç gel-git'in büyüklüğü, aya olan uzaklığın (R_1) küpüyle ters olarak değişen ortak terim nedeniyle küçük değişimlere uğrar.

Uzun periyotlu gel-git, ayın deklinasyonundaki (d_1) bir aylık değişimlere bağlı olarak meydana gelmektedir. Günlük gel-git, ayın deklinasyonunun değişimine bağlı olarak, frekansın iki kat büyüyeceği şekilde küçük değişimlere uğrar. Yarım günlük gel-git, günlük gel-git'e benzer şekilde, ayın deklinasyonunun değişimine bağlı olarak, frekansın iki kat büyüyeceği şekilde küçük değişimlere uğramaktadır.

Denge gel-git'inin genlikleri oldukça küçüktür. Ancak, gözlenen okyanus gel-git'leri, okyanusun gel-git oluşturan güçlere karşı tepkimesi nedeniyle normal olarak denge gel-git'inden daha büyüktür. Denge gel-git'i, harmonik gel-git bileşenlerinin gözlenen fazları ve genlikleri için referans olarak alındığından önem kazanmaktadır. Denge gel-git'i aynı zamanda, doğru bir gel-git analizinde analize katılacak önemli harmonik bileşenlerin ortaya çıkarılmasında önemli rol oynamaktadır.

Güneşin neden olduğu denge gel-git'i, (4.10) ve (4.11) nolu eşitliklerde ayla ilgili terimler yerine güneşe ilişkin terimlerin konmasıyla hesaplanabilir. Buradan hesaplanacak büyüklük, ay ile hesaplanacak büyüklüğün 0.46 faktörü çarpımı ile bulunacak değerine eşittir /7/.

(3) Temel Astronomik Frekanslar

Gel-git analizi söz konusu olduğunda, güneş veya ay için (4.9) nolu eşitlikte ifade edilen *denge gel-giti* eşitliğinde kullanılan C_p saat açısı, Tablo 4.1’ de verilen ve ay-güneş-dünya sisteminin hareketlerini açıklamada kullanılan temel astronomik frekanslar ile ifade edilmelidir. *Ay saat açısı* (C_1)’ nin bir tam devri için alınan zaman, *ortalama ay günü* olarak adlandırılır. *Güneşin saat açısı* (C_s)’ nin bir tam devri için alınan zaman, normal gündelik yaşantımızda kullanılan *ortalama güneş günü* olarak adlandırılan zamandır. Ay ve güneşin de hareketleri nedeniyle, sözü edilen bu günler, yıldız (sidereal) gününden biraz daha uzundur.

Tablo 4.1: Astronomik hareketler için temel periyot ve frekanslar.

	Periyot	Frekans		Açısal hız	
		F	σ	Radyan biriminde özel semboller	Değişim oranı
Ortalama güneş günü	1.00 ortalama güneş günü (ogg)	1.00 devir/ogg	15.0 derece/ort. güneş saati	ω_0	C_s
Ortalama ay günü	1.0 351 ogg	0.9 661 369	14.4 921	ω_1	C_1
Yıldız ayı (Sidereal month)	27.3 217 ogg	0.0 366 009	05 490	ω_2	S
Tropikal yıl	365.2 422 ogg	0.0 027 379	0.0 411	ω_3	H
Ay yörüngesinin yeryüzüne en yakın noktası (perigee)	8.85 Jülyen yılı**	0.0 003 0937	0.0 046	ω_4	P
Ayın düğüm (nodal) noktalarının regresyonu	18.61 Jülyen yılı	0.0 001 471	0.0 022	ω_5	N
Ay yörüngesinin güneşe en yakın noktası (perihelion)	20 942 Jülyen yılı	--	--	ω_6	p'

** : 1 Jülyen (Julian) yılı = 365.25 ortalama güneş günü
1 Yıldız günü = 365.25636042 ortalama güneş günü /5/.

Tablo 4.1’ deki $\omega_2, \omega_3, \omega_4, \omega_5, \omega_6$ açısal hızları; sırasıyla s, h, p, N ve p' astronomik koordinatlarının zamana göre ortalama değişim oranlarını göstermektedir. Belirlenen üç tip güne ilave olarak, Tablo 4.1’ deki frekanslar değişik tipte ay ve yıl tanımlamalarında da kullanılabilir. Temel astronomik frekansların basit toplama ve çıkarmaları ile yapılabilecek tanımlamalar, gel-git potansiyelinin harmonik serilerle ifade edilmesinin ana fikrini oluştururlar. Buna göre , yeryüzünde bir P noktasındaki gözlemci, bulunduğu nokta için gel-git potansiyelini s, h, p, N ve p' astronomik bileşenleri yardımıyla hesaplayabilmektedir. Tablo 4.1’deki zamana bağlı astronomik bileşenlerin açık tanımlamaları aşağıdaki gibi olup, buradaki boylamların tümü *ilkbahar ekinoksu*’ ndan başlayarak ekliptik düzleminde ölçülmektedir:

- s : Ayın ortalama boylamı
- h : Güneşin ortalama boylamı
- p : Ayın yeryüzüne en yakın noktası (perigee)’ nin boylamı
- N' : Ayın yükselen düğüm noktasının boylamının negatif değeri
- p' : Dünyanın güneşe en yakın olduğu nokta (Perihelion)’ nin boylamıdır.

b. Dünyanın Kendi Ekseni Etrafında Dönmesinin Neden Olduğu Gel-Git

Gel-git potansiyelinin hesaplanması sırasında, mutlak çekimsiz ortamlardaki hareket için uygulanan Newton'un ikinci yasası kullanılmaktadır. Bu yasanın kendi ekseni etrafında da dönerek bir yörünge düzleminde ilerleyen dünya için uygulanması söz konusu olduğunda, *Coriolis* terimi denilen ek bir çekim terimine ihtiyaç duyulur. Bu kavrama göre, bir başlangıç noktasından belirli bir yönde hareket etmeye bırakılan bir parçacık, kuzey yarımkürede yeryüzünde sağa doğru kıvrılan bir eğri yol izler. Güney yarımkürede bu eğri sola doğrudur. Yeryüzünde bu şekilde fırlatılan bir top için, uçuş zamanının dünyanın rotasyonundan çok küçük olduğundan, söz konusu çekim etkisi ihmal edilecek kadar küçüktür. Ancak, günün belirli bir bölümü boyunca etkisi hissedilen gel-git ve okyanus akıntıları söz konusu olduğunda bu etki dikkate alınmalıdır. Coriolis etkisi hareket yönüne dik açı yapacak şekilde kuvvet eşitlikleri şeklinde ifade edilir. Bu çekim etkisi parçacığın hızı ile doğru orantılı olup ekvatorunda sıfır, kutuplarda ise en büyük değerine ulaşmaktadır. Coriolis parametresi; parçacığın enlemi ϕ , dünyanın sidereal rotasyonunun frekansı ω_s ($\omega_s = \omega_0 + \omega_3$) olmak üzere astronomik bileşenler yardımıyla $2\omega_s \sin\phi$ eşitliği ile hesaplanabilir /7/.

5. SONUÇLAR

Deniz seviyesi, hem periyodik hem de periyodik olmayan değişik türden etkenler nedeniyle değişmektedir. Deniz seviyesi değerlerinin, özellikle düşey yer kabuğu hareketleri ve düşey datum belirleme gibi jeodezik ve jeofizik amaçlar için kullanıldığında, bu yazıda ele alınan tüm etkenlerin dikkate alınarak modellendirilmesi gerekmektedir. Ayrıca, deniz seviyesi değerlerinin ileriye dönük olarak tahmin edilmesinde deniz seviyesinin değişimine neden olan tüm etkenlerin uygun biçimde ele alınması, bilimsel gereklilik yanında sosyal ve ekonomik bir zorunluluk olduğu günümüzün çok iyi bilinen bir gerçeği haline gelmiştir.

KAYNAKLAR

- /1/ Altınok Y., Alpar B., Ersoy Ş., Yalçın A.C. : Tsunami Generation of the Kocaeli Earthquake (August 17th 1999) in the İzmit Bay; coastal observations, bathymetry and seismic data. Turkish Journal of Marine Sciences 5(3), sayfa 131-148, 1999.
- /2/ Brigham, E.O. : The Fast Fourier Transform and Its Applications Prentice-Hall, Inc. A Division of Simon & Schuster Englewood Cliffs, 448 sayfa, 1988.
- /3/ Godin, G., : The Analysis of Tides. University of Toronto Press, Toronto and Buffalo, 264 sayfa, 1972.
- /4/ Gürdal, M.A. : Harita Genel Komutanlığı Tarafından İşletilen Mareograf İstasyonları Ve Deniz Seviyesi Ölçmeleri. *Harita Dergisi*, No.:119. Ankara, 1998.
- /5/ Mueller, I.I., : Spherical and Practical Astronomy as Applied to Geodesy. Frederick Ungar Publishing Co., New York. 615 sayfa, 1969.

- /6/ Özdemir, H., Yaramancı, U. : Fourier Dizileri, Fourier Dönüşümü ve Fourier Spektrumu. *Spektral Analiz ve Jeofizik Uygulamaları (Editörler: N.Canitez, U.Yaramancı, H.Özdemir)*. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Eğitim Yayınları No.:1. Sayfa: 47-146. Ankara, 1987.
- /7/ Pugh, D.T., : Tides, Surges and Mean Sea Level. *A Handbook for Engineers and Scientists*. John Wiley and Sons. Chichester – New York - Brisbane – Toronto – Singapore. 472 sayfa, 1987.
- /8/ Schureman, P. : Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides. USA Government Printing Office: 1994-300-631/92693, Washington, Special Publication No.98. 317 sayfa, 1994.
- /9/ Tolkatchev, A. : Global Sea Level Observing System (GLOSS). *Marine Geodesy, Vol.19, Number 1, Special Issue: Sea Level Measurements and Interpretation*, sayfa: 21-62, 1996.
- /10/ UNESCO : Manual on Sea Level Measurement and Interpretation. Volume I – Basic Procedures. Manuals and Guides No 14. UNESCO, IOC, Paris, 1985.
- /11/ UNESCO : Manual on Sea Level Measurement and Interpretation. Volume II – Emerging Technologies. Manuals and Guides No 14. UNESCO, IOC, Paris, 1994.
- /12/ UNESCO : Scientific And Practical Applications Of Sea Level Information. *Global Sea Level Observing System (GLOSS), Implementation Plan – 1997. No 50*. Sayfa 5, UNESCO, IOC, Paris, 1997.
- /13/ Yıldız H. : Determination of Mean Sea Level and Vertical Crustal Movements by Using Sea Level and Geodetic Measurements. *Master Thesis*, Middle East Technical University, 105 sayfa, Ankara, 2001.